

MEMORIAS

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

2/10/17

MEMORIAS
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO
DE
ESPAÑA

ESTUDIO GEOLÓGICO Y PETROGRÁFICO
DE LA
SERRANÍA DE RONDA
POR
D. DOMINGO DE ORUETA
INGENIERO DE MINAS

TEXTO



MADRID
IMPRESA DE JULIÁN PALACIOS
Arenal, 27. — Liste, 12.
1917

El Instituto Geológico de España hace presente que las opiniones y hechos consignados en sus MEMORIAS y BOLETIN son de la exclusiva responsabilidad de los autores de los trabajos.

Artículo 1.º La COMISIÓN DEL MAPA GEOLÓGICO, nombrada por el decreto de 26 de marzo de 1873, que en lo sucesivo se denominará INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA, seguirá encargada de la formación del Mapa Geológico de España, así como del trazado de las cartas geológico-industriales de las diversas provincias o regiones, por el orden y con los detalles que su respectiva importancia requiera, hasta reunir el caudal de estudios sobre estratigrafía, petrografía, tectónica, aguas minerales, manantiales artesianos, rocas y minerales aplicables a la agricultura y a la industria, y cuanto se especifica en el citado decreto, indispensable al conocimiento físico, geológico y minero del territorio nacional.

Artículo 12. Para el desempeño de todas las funciones y servicios reseñados en los artículos anteriores, habrá una Comisión permanente del Cuerpo Nacional de Ingenieros de Minas.

Estos Ingenieros y los Auxiliares facultativos que sirven a sus órdenes formarán la plantilla técnica del Instituto.

Fuera de la plantilla estarán los Ingenieros agregados y demás personal facultativo que preste servicios personales al Instituto.

Artículo 25. La Dirección del Instituto, teniendo en cuenta los recursos disponibles y los trabajos ultimados por los Ingenieros a sus órdenes, podrá publicar las Memorias, mapas, descripciones y noticias geológicas que juzgue oportuno, en análoga forma a la de los Boletines y Memorias de las Instituciones similares extranjeras, y podrá establecer la venta y suscripciones de estas producciones, a fin de que los recursos que así se obtengan contribuyan a sufragar los gastos de publicación; si bien con la obligación de remitir gratuitamente un ejemplar de cada obra a las Jefaturas de los Distritos mineros, a las Direcciones generales de los Ministerios de Fomento y Hacienda, a las Academias de Ciencias y a los Centros oficiales del Cuerpo de Minas.

(Decreto de 28 de junio de 1910.)

PERSONAL

DE LA

COMISIÓN PERMANENTE DEL INSTITUTO GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Ilmo. Sr. D. Rafael Sánchez Lozano (*Director*).
Sr. D. César Rubio y Muñoz (*Subdirector*).
Sr. D. Ramón de Aguirre y Zorrilla.
Sr. D. José María Rubio y Muñoz.
Sr. D. Domingo de Orueta.
Excmo. Sr. D. Enrique Villate.
Sr. D. Vicente Kindelán.
Sr. D. Luis Santa María.
Sr. D. Alfonso Fernández y Menéndez Valdés.
Sr. D. Manuel Ruiz Falcó.
Sr. D. Agustín Marín y Bertrán de Lis.
Sr. D. Primitivo Hernández Sampelayo.
Sr. D. José de Gorostizaga.
Sr. D. Enrique Dupuy de Lome.

INGENIEROS AGREGADOS

Sr. D. Pedro Novo Chicarro.
Sr. D. Juan Gavala Laborde.
Sr. D. Pablo Fernández Iruegas.
Sr. D. Javier Miláns del Bosch.

INGENIERO BIBLIÓGRAFO Y CARTÓGRAFO

Sr. D. Carlos Fernández Maquieira y Borbón.

PROFESORES DE LA ESCUELA DE MINAS AGREGADOS AL INSTITUTO

Sr. D. Enrique Bayo.
Sr. D. Florentino Azpeitia.
Sr. D. Pablo Fábrega.
Sr. D. Leopoldo Bárcena.
Sr. D. Enrique de Pineda.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN, XXI.

CAPÍTULO PRIMERO

Notas bibliográficas sobre la Serranía de Ronda.

Objeto, 1.—Haussmann, *Constitución geológica de España*, 2.—Silvertop, *A geological sketch of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia, Spain*, 3.—García, *Sobre las minas y fundición de hierro de Marbella*, 4.—Haussmann, *Ueber das Gebirgssystem der Sierra Nevada*, 4.—Maestre, *Ojeada geognóstica y minera sobre el litoral del Mediterráneo*, 4.—Schimper, *Sur la géologie, la botanique et la zoologie du Midi de l'Espagne*, 5.—Ezquerro del Bayo, *On the Geology of Spain*, 5.—Ezquerro del Bayo, *Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de España*, 5 y 6.—Álvarez de Linera, *Reseña geognóstica y minera de la provincia de Málaga*, 6. (Objeto, 6; Sierra Tejea, 7; Montes de Málaga, 7; Serranía: Su división según el autor, 9; Serpentina, 9; Dolomías, 9; Hoya de Málaga, 10.).—Álvarez de Linera, *Descripción del criadero de níquel de Carratraca*, 10. (Descripción de las rocas, 10; Discusión, 11.).—De Verneuil y Collomb, *Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*, 12.—Álvarez de Linera, *Resumen de la minería en la provincia de Málaga*, 13.—De Verneuil, *Notice sur la structure géologique de l'Espagne*, 14.—Scharenberg, *Bemerkungen über die geognostischen Verhältnisse der Südküste von Andalusien*, 14.—Ansted, *On the geology of Malaga and the southern part of Andalusia*, 15.—Álvarez de Linera, *Memoria sobre las minas de grafito de Marbella*, 16. (Informe, 20; Situación, 22; Manera de presentarse, 23.).—De Verneuil et Collomb, *Carte géologique de l'Espagne et du Portugal*, 25.—Orueta y Aguirre, *On some points in the geology of the Neighbourhood of Malaga*, 26.—Mac-Pherson, *Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz*, 26. (Alteración de las rocas numulíticas, 26; Sierras del

Pinar y del Endrinal, 27; Serie secundaria, 28; Existencia del neocomiense y del titónico, 29; Terreno ofítico, 30.).—Orueta y Aguirre, *Los barros de Los Tejares*, 30 y 31.—Mac-Pherson, *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda*, 32. (Mérito del libro, 32; Arcaico, 33; Metamorfismo, 33; Serie paleozoica, 34; Serie secundaria, 35; Serie terciaria, 36; Erupción de serpentina, 36.).—Orueta y Aguirre, *Bosquejo geológico de la parte Suroeste de la provincia de Málaga*, 37. (Orografía, Geología general, 37; Terrenos antiguos, Edad de la erupción, 38; Terciarios, 38.).—Mac-Pherson, *Breves apuntes acerca del origen peridótico de la serpentina de la Serranía de Ronda*, 39. (Dunitas, 40; Serpentinización, 40.).—Orueta y Aguirre, *Bosquejo fisicogeológico de la región septentrional de la provincia de Málaga*, 41. (Serie secundaria, 42; Tectónica, 42.).—Mac-Pherson, *Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica*, 45.—Mac-Pherson, *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda*, 46.—Botella y Hornos, *Mapa geológico de España y Portugal*, 49.—Mac-Pherson, *Predominio de la estructura uniclinal en la Península Ibérica*, 49.—Mac-Pherson, *Relación entre las formas orográficas y la constitución geológica de la Serranía de Ronda*, 50. (Plan del libro, 50; Rectificaciones a ideas anteriores, 51.).—Mac-Pherson, *Apuntes petrográficos de Galicia*, 53.—Mac-Pherson, *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España*, 53.—Navarro, *Estudio prehistórico sobre la cueva del Tesoro*, 54.—Mac-Pherson, *Los terremotos de Andalucía*, 54.—*Terremotos de Andalucía*, 55. (Objeto del libro, 55; Estratocristalino, 56; Cambriano, 58; Siluriano, 58; Triásico, 58; Jurásico, 58; Terciarios, 59.).—Taramelli e Mercalli, *I terremoti andalusi*, 60. (Plan del libro, 60; Hipótesis sobre el origen de la serpentina, 60.).—Mac-Pherson, *Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Andalucía*, 64. (Rocas que describe, 64; Hipótesis sobre las formaciones estratocristalinas, 66.).—*Mission d'Andalousie* (Comisión francesa), 70. (Historia, División del libro, 70; Serranía de Ronda, 72.).—Calderón, *La región epigénica de Andalucía y el origen de sus ofitas*, 73.—*Mapa geológico de España*, 74.—Berwert, *Mikroskopische Structurbilder der Massengesteine*, 75.—Nickles, *Los terrenos secundarios de las provincias de Murcia, Almería, Granada y Alicante* (con nota de A. de Yarza), 75.—Suess, *La Face de la Terre*, 76.

CAPÍTULO II

Descripción geográfica y principales rasgos geológicos.

Situación de la Serranía, Límites, 77.—Garganta del Chorro, 79.—Contraste entre las regiones Norte y Sur, 80.—Cordillera oriental, 81.—Sierra de Aguas, 81.—Caparain, 83.—Puerto Martínez, 84.—Sierras Blan-

quilla y Prieta, 84.—Puerto del Chaparralejo, 84.—Nudo central, 85.—Sierra de la Nieve, 86.—Puerto del Robledal, 87.—Sierra de Igualeja, 87.—Puerto del Monte, 88.—Puerto del Chaparral, 89.—Sierra Bermeja, 89.—Reales de Genalguacil, 89.—Puerto de los Guardas, 90.—Peñón de Crestellina, 90.—Contraste de las vegetaciones, 90.—Fertilidad de la región Suroeste, 91.—Derivaciones de la cordillera principal, 92.—Sierra Parda, 92.—Sierra del Real, 92.—Sierra del Real del Duque, 93.—Sierra Palmitera, 93.—Sierras pequeñas hasta Estepona, 93.—Sierra Blanca, 94.—Sierra de la Alpujata, 95.—Sierra de Mijas, 95.—Chapas de Marbella, 96.—Sierras de Ortega y El Burgo, 96.—Sierras Espartosa, Merinos y Gialda, 97.—Sierra de Cartajima, 97.—Sierra de los Castillejos, 98.—Sierras de Benadalid, Algotocín y Gaucín, 98.—Sierras de Libar, Endrinal y Pinar, 99.—División natural de la Serranía, 99.—Hoya de Málaga, 99.—Málaga, 102.—Meseta de Ronda, 103.—Ronda, 106.—Valles de Turón, Serrato, Genal y Guadiaro, 106.—Medios de transporte, 111.—Zona litoral, 115.—Vías de comunicación, 124.—Reparto de población, 126.

CAPÍTULO III

Introducción al estudio de las rocas hipogénicas.

DATOS TÉCNICOS.—CLASIFICACIÓN.—REPRESENTACIÓN FOTOGRÁFICA.

Objeto, 129.—Manera de tomar muestras, 129.—Muestras para prepararlas en láminas delgadas, 130.—Espesor de las preparaciones, 131.—Examen con luz reflejada, 132.—Separación de los minerales, 134.—Nomenclatura de las rocas, 136.—Rocas nuevas, 137.—Símbolos, Métodos adoptados, 137.—Fotografía en colores, 139.

CAPÍTULO IV

Rocas hipogénicas.

División, 143.

PERIDOTITAS Y SUS DERIVADOS

I. Descripción general.—Hipótesis sobre su formación.

Masa principal, 143.—Sierra de la Alpujata, 146.—Sierra de Aguas, 146.—Sierra de la Robla, 147.—Afloramientos menores, 147.—Naturaleza de las rocas, Historia, 147.—Discusión de opiniones, 150.—Nuestra opinión, 150.—Distribución de las diversas rocas, 152.—Edad de la erup-

ción, 153.—Proceso eruptivo, 157.—Hipótesis sobre la diferenciación del magma, 158.—Relación entre las erupciones y las fallas, 160.—Hipótesis de los geólogos italianos, 161.

II. Estudio petrográfico.

Clasificación, 163.—*Dunitas*: Composición y caracteres, 164; Distribución, 166; Aspecto de las sierras duniticas, 166; Diaclasas, 166; Densidad, 167; Composición química y fórmula magmática, 167.—*OLIVINO* (Modo de presentarse, 168; Color, 169; Índice, 169; Birrefracción, 170; Ángulo de los ejes ópticos, 171; Signo óptico, 171; Extinción, 171; Anomalías ópticas, 171; Tiempo de consolidación, 172.).—*CROMITA* (Modo de presentarse, 172; Modo de estudiarla, 173.).—*Harzburgita*: Composición y caracteres, 174.—*ENSTATITA Y BRONCITA* (Caracteres cristalográficos, 177; Color, Dicroísmo, 178; Índice, 178; Birrefracción, 179; Ejes ópticos, 180; Signo óptico, 180; Extinción, 180; Inclusiones, 181; Densidad, 184.).—*PICOTITA* (Composición, 184; Caracteres, 185; Índice, 185; Separación, Densidad, 185.)

Piroxenitas ultrabásicas.

Composición, 186.—Escasez, Parajes en que se encuentran, 186.—Densidad y caracteres ópticos, 186.

ROCAS DEL SEGUNDO TIPO.

Lerzolititas.

Composición, 187.—Caracteres en masas grandes, 187.—Densidad, 188.—Situación, 188.—Caracteres ópticos, 189.—*DIALAGA* (Composición, 189; Manera de presentarse, 189; Caracteres cristalográficos, 189; Color, 191; Índice, 191; Birrefracción, 191; Ángulo de los ejes ópticos, Posición, 192; Cara perpendicular a n_g , 193; Cara g^1 , 195; Cara de la zona ph^1 , 196; Signo óptico, 196; Maclas con la enstatita, 197; Sección g^1 , 197; Sección h^1 , 199; Inclusiones, 199; Densidad, 200.).—Caracteres diferenciales de los cuatro minerales, 200.

PIROXENITAS DEL SEGUNDO TIPO.

Dialaguitas y websteritas.

Composición, 201.—*Dialaguitas*: Situación, 201; Caracteres en masa, 202; Caracteres ópticos, 202; Su origen, 202.

ROCAS DEL TERCER TIPO.

Noritas.

Composición, 204.—Caracteres en masa, 204.—Clasificación, 205.—*Norita normal*: Caracteres, Composición, 205; Situación, 206; Textura, 206; Caracteres ópticos, 207.—*OLIVINO*, 207.—*ENSTATITA Y BRONCITA*, *DIALAGA*, 207.—*ANORTITA* (Índice, 208; Birrefracción, 208; Cruces, 208; Ángulo de extinción de las maclas, 209; Diferencia entre las maclas por albita con las de la periclina, 210; Cara normal al plano de macla, 210; Medida del ángulo, 211; Valor del ángulo en los diversos feldespatos, 211; Caracteres de la macla en la anortita, 211; Ejes ópticos, Signo, 212; Extinción, 212; Densidad, 213.).—*Pleonasto* (Composición y caracteres, 213.).—*Otras espinelas*, 214.—*Norita porfiroide*: Composición y caracteres, 215; Carácter del feldespato, 215; Hipótesis sobre la epigenesis, 216.—*ANORTITA*, 217.—*PIROXENOS*, 217.—*BIOTITA*, 217.—*Norita metamórfica*: Composición, 218; Caracteres, 218; Situación, Aspecto, Densidad, 218; Caracteres ópticos, 219; Epigenesis del piroxeno en biotita, 219; Uralitización, 220; Duda sobre la uralitización de la broncita, 221.—*BIOTITA* (Composición, 222; Caracteres cristalográficos, 222; Caracteres ópticos, 223; Índice, 223; Birrefracción, 223; Ejes ópticos, 224; Signo óptico, 224; Extinción, 224; Alteración, 224; Inclusión, 225.).—*LABRADOR* (Su penetración en el piroxeno, 226; Textura zonar, 226; Maclas, 226; Inclusiones, 227.).—*Minerales accesorios de las noritas metamórficas*, 227.—Hipótesis sobre la formación de las noritas metamórficas, 228.—*Gabros*: Clasificación, 229; Situación, 230; Caracteres de la roca, 230; Caracteres ópticos, 230; Dialaga de los gabros, Inclusiones, 231.—*Gabros normales*: *LABRADOR*, 231; *OLIVINO*, 232; *PICOTITA*, 232.—*Gabros con gabarros*: Caracteres y textura, 232; Hipótesis sobre su textura, 233.—*Gabro filoniano con granates*: Caracteres y situación, 236; Su origen filoniano, 236; Densidad, 237.—*GRANATE*: Composición, Caracteres, 238.—*PIROPO* (Caracteres cristalográficos, 238; Índice, 239; Epigenesis, 239.)
MAGNETITA, 242.

Serpentinas.

Definición, 242.—Variedades, 243.—Densidad, 243.—Caracteres ópticos, 243.—*BASTITA*: Caracteres ópticos, 244.—*ANTIGORITA*: Caracteres, 245.—*CRISOTILO*: Caracteres ópticos, 246.—*METAXITA*, 247.—*SERPENTINA COLOIDE*, 248.

Serpentina (roca).

Situación, 248.—Caracteres de la roca en masa, Minerales que la

acompañan, 249.—Su posible empleo como roca ornamental, 250.—Densidad, Estructura, 252.—Caracteres microscópicos, 252.—Transformación en minerales varios, 253.—Variedad superficial, 254.

III. Serpentinización.—Proceso de hidratación de los minerales de las peridotitas.

Historia, 255.—Proceso general, 255.—Serpentinización del olivino, 256.—Dolomitización, 257.—Magnetita secundaria, 257.—Proceso, 258.—Formación de bastita, 260.—Transformación de bastita en antigorita, 261.—Serpentinización de la dialaga, 261.—Formación de clorita, 262.—Formación de esteatita, 263.

Consecuencias de lo expuesto sobre serpentinización, 263.

Rocas filonianas ácidas que atraviesan a las peridotitas y a los terrenos estratocristalino y cambriano que las rodean.

Caracteres de los filones ácidos, 265.—Su edad, 268.—Descripción de las rocas filonianas ácidas, 270.—Caracteres y composición, 270.—Caracteres de la granulita en lámina delgada, 271.—CUARZO (Formas en que se presenta, 272; Caracteres cristalográficos, 273; Caracteres ópticos, 273; Birrefracción, 274; Secciones normales y paralelas al eje óptico, 275; Extinción, Signo óptico, 275; Anomalías ópticas, 275; Inclusiones, 276.)—ORTOSA (Caracteres cristalográficos, 277; Caracteres ópticos, 277; Ortosa fibrosa, 278; Maclas, 279; Índice, Birrefracción, 279; Ejes ópticos, Su cambio de posición, 280; Extinción, 281; Inclusiones y alteración, 282; Interpenetraciones, 282.)—OLIGOCLASA (Composición, 283; Caracteres, 284; Maclas, 284; Cruceros, 285; Extinción zonal, 285; Índice, Birrefracción, 286; Signo, 286; Inclusiones, 286.)—MUSCOVITA (Composición, 287; Caracteres, 287; Índice, Birrefracción, 287; Ejes ópticos, 287; Extinción, 288; Inclusiones, 288; Sus dos maneras de presentarse, 288; Densidad, 288.)—TURMALINA (Composición, 288; Caracteres cristalográficos, 289; Cruceros, 289; Color, Dicroísmo, 289; Índice, 290; Birrefracción, 290; Signo óptico, 290; Inclusiones, 290.)

Plagioplitas.

Caracteres de los filones, 291.—Composición de las rocas, Caracteres de sus minerales, 292.—Analogía con los Urales, 292.

Filones de dioritas y diabasas en el estratocristalino y el cambriano.

Definición, 293.—Caracteres de los filones, 294.—Sucesión cronoló-

gica de las erupciones, 294.—Situación de las dioritas, 294.—Caracteres de la roca, 295.—LABRADOR, 295.—HORNABLENDA, 296.—Esfena, 296.—ANORTITA, 297.

CAPÍTULO V

Terreno estratocristalino.

Descripción y situación de sus afloramientos, 299.—Relación de este terreno con las fallas, 300.—Diferencia entre las dos regiones a uno y otro lado de la falla Genal-Turón, 301.—Composición petrográfica de la serie estratocristalina según Mac-Pherson, 302.—La composición de la serie según Michel Levy y Bergeron, 303.—Composición de la serie según nuestras observaciones, Tramo inferior, 305.—Tramo medio, Gneis con cordierita, 306.—Dolomia, 307.—Diaclasas, 309.—Posición de la dolomia en la serie, 310.—Forma lenticular de las masas dolomíticas, 310. Tramo superior, 311.—Resumen, División de la serie, 312.—Observaciones sobre los colores y signos del mapa geológico, 312.—Pliegues, 313. Rocas infrayacentes a la serie, 314.

ESTUDIO PETROGRÁFICO

Gneis glandular.

Composición y caracteres, 316.—Nódulos, 317.—Minerales de la pasta, 317.

Gneis con cordierita.

Composición y caracteres, 318.—CORDIERITA (Composición, Caracteres cristalográficos, 319; Color, Densidad, Dureza, 320; Cruceros, 320; Índice, 320; Birrefracción, 321; Ejes ópticos, Signo, 321; Extinción, 321; Inclusiones, 321.)—SILIMANITA, 322.—PINITA, 322.—SERICITA, 323.—Cordierita, Tiempo de consolidación, 323.—ZIRCÓN: Composición y caracteres, 323.—RUTILO: Composición y caracteres, 324.—APATITA: Composición y caracteres, 326.

Dolomia cristalina.

Caracteres cristalográficos, 326.—Caracteres que se revelan con el microscopio, 327.—Densidad, 327.—Color, 327.—Índice y birrefracción, 327.—Interferencias, 328.

Micacitas.

Composición, Situación, 328.—Diferencias con los gneises, 329.—

Caracteres micrográficos, 329.—ESTAURÓTIDA (Composición y caracteres, 329; Color y dicroísmo, 330; Índice, 330; Birrefracción, 330; Ejes ópticos, Signo, 330.)—DISTENA (Composición y caracteres, 330; Macas, 331; Índice, Birrefracción, 331; Ejes y signo, 331; Inclusiones, 331.)—EPIDOTO: Composición y caracteres, 331.—GRAFITO: Composición y caracteres, 332.

Anfibolitas.

Diferentes tipos, 332.—*Anfibolita normal*: Composición y caracteres, 333; Orden de consolidación de los minerales, Aspecto, 334; Caracteres de las capas y su situación, 334; Caracteres del CUARZO y los FELDSPATOS, 335.—HORNABLENDA (Composición y caracteres, 335; Color, 336; Caracteres cristalográficos, 336; Densidad, 337; Índice y birrefracción, 337; Extinción, 337; Diferencia con el piroxeno, 337; Ejes ópticos, 338; Extensión, 338; Inclusiones, 338.)

CAPÍTULO VI

Terreno cambriano.

Su extensión, Situación, 339.—Relación estratigráfica con el estrato-cristalino, Datos para fijar la edad, 340.—Discusiones sobre la edad, 342. División en pisos, 343.—Piso inferior, 343.—Tramo medio, 346.—Tramo superior, 346.—Filones de dioritas, 350.

CAPÍTULO VII

Terreno triásico.

Extensión, Facies, Diferencias con el de la región septentrional, 351. Opinión de los geólogos franceses respecto a la edad, 352.—Datos que nos llevan a clasificarlo como trias, 353.—Composición del terreno, 354. Calizas de Yunquera, 355.—Señales de petróleo, 355.—Trias de la provincia de Cádiz, 356.

CAPÍTULO VIII

Terreno liásico.

Opiniones, 357.—Carencia de fósiles, Dificultad de explicar esta anomalía, 357.—Datos en que se basa la clasificación, 359.—Sierras del Pinar, Cartajima y Parauta, 359.—División en dos pisos, 360.—Anomalías en los contactos, 361.—Explicación probable, 362.

CAPÍTULO IX

Terreno jurásico.

Extensión, 362.—Ausencia de fósiles, 362.—Clasificación de Orueta Aguirre, 364.—Clasificación de Mac-Pherson, 364.—Datos de Michel Levy y Bergeron, 364.—Datos de los Sres. Bertrand y Kilian, 365.—Situación del jaspón en la Sierra de la Gialda, 368.—Caliza blanca oolitica, Malm, 368.—Forma lenticular de los manchones, 369.—Dogger, 369. Sierra de los Castillejos, 370.—Cambio de dirección, 371.—Sentido de las plegaduras, 373.—Contraste entre las dos vertientes, 373.—Diferencias en las plegaduras, 373.—Formación de torcales, 374.

CAPÍTULO X

Terreno cretáceo.

Limites que le asigna Orueta Aguirre, 377.—Laminación de sus capas, El Viaducto, 377.—Tramos que señalan los autores franceses, 378.—Tramo segundo, 378.—Calizas de Atajate, 379.—Corte del Burgo a Ronda, 379.—Sierra de Libar, 379.—Datos para clasificarlo, 380.

CAPÍTULO XI

Terreno eoceno (numulítico).

Abundancia de fósiles en el terciario, 381.—Historia, 381.—Discordancia entre el eoceno y la serie secundaria, 382.—Distribución, 382.—Forma de los manchones septentrionales, 383.—Manchones meridionales, 383.—Composición del terreno, Conglomerado litoral, 384.—Asperón, 384.—Margas abigarradas, 386.—Calizas con alveolinas, 386.—Plegaduras, 387.—Cuadro de fósiles, 388.

CAPÍTULO XII

Terreno mioceno.

Historia, Opiniones contradictorias, 389.—Ausencia del tramo inferior, 390.—Discordancia entre el tortonés y el helvético, 391.—Discordancia entre el mioceno y el plioceno, 391.—Comunicación entre el

Atlántico y el Mediterráneo, 391.—Molasa, 393.—Espesor, Buzamientos, 393.—Mesas características, Tajo de Ronda, 393.—Lista de fósiles, 395.

CAPITULO XIII

Terreno plioceno.

Historia, 397.—Piso subapenino y tramo superior, 398.—Estudio de la fauna, 398.—Comparación con la fauna de otras regiones mediterráneas, 399.—Opiniones sobre la edad, 400.—Deducciones de la mezcla de faunas, 401.—Opinión de Suess, 402.—Resumen de conclusiones, 403.—Tramo del barro azul, 404.—Riqueza en foraminíferos, 405.—Tramo del bizcornil, 405.—Brecha litoral, 407.—Tramo astiense, 408.—Tobas, brechas y travertinas, Discusión sobre la edad, 408.—Situación de los yacimientos principales, 409.—Descripción de la roca, 410.—Disposición en terrazas, 410.—Forma especial de denudación, 410.—Pueblos sobre manchones de brecha, Explicación, 411.—Elevación de la brecha sobre el nivel del mar, 413.—Hipótesis sobre la formación de las brechas, 413.—Cuevas prehistóricas, 414.—Resumen general, 415.—Cuadro de fósiles de Los Tejares, 417.—Cuadro de fósiles de San Pedro Alcántara, 418 y 419.

CAPITULO XIV

Terrenos cuaternario y reciente.

Caracteres generales de los aluviones, 421.—Energía de la denudación, 422.—Composición de los aluviones, 423.—Levantamiento progresivo de la costa, 424.

CAPITULO XV

Fenómenos de metamorfismo.

Historia, 425.—Opiniones modernas sobre el metamorfismo, 427.—Formas del metamorfismo de contacto, 429.

Metamorfismo entre las peridotitas y los gneises y micacitas estratocristalinas.

Caracteres de conjunto, 429.—*Gneis granatífero*: Caracteres macroscópicos, 431; Caracteres microscópicos, 431.—*ALMANDINA* (Caracte-

res, 432; Epigenesis, 432.)—*Gneis con andalucita*: Caracteres macroscópicos, 433.—*ANDALUCITA* (Composición y caracteres, 434; Caracteres microscópicos, 434; Índice, 434; Birrefracción, 435; Ejes ópticos, Signo, 435; Extinción, 435; Anomalías ópticas, 435; Variedad chiastolita, 436.)—*Gneis tostado*: Caracteres macrográficos, 436; Caracteres microscópicos, 437; Caracteres de los lentejones, 437; Deformación óptica de la ortosa, 437; Tierra que produce el gneis tostado, 439.

Metamorfismo entre las peridotitas y las dolomías estratocristalinas.

Situación de las dolomías metamórficas, 439.—Sierra Blanca, Juanar, 440.—Dolomías del Juanar, Su origen metamórfico, 442.—Origen, 442.—Otros asomos de dolomías metamórficas, 444.—Estudio petrográfico, 445.—Minerales componentes, 446.—*PIRITA*: Caracteres, 446.—*MAGNETITA*, 447.—*ILMENITA*, *LEUCOXENA*, 447.—*ESFENA* (Composición, 447; Caracteres cristalográficos, 447; Índice, 448; Dicroísmo, 448; Birrefracción, 448; Ejes ópticos, 448; Signo, Extinción, 448.)—*RUTILO*: Caracteres de los cristales, 449.—*PARGASITA* (Composición, 449; Caracteres cristalográficos, 449; Color y dicroísmo, 450; Índice, 450; Birrefracción, 450; Ejes ópticos, Extinción, 451; Inclusiones, 451.)—*CONDRODITAS*: Variedades, Composición, 452.—*HUMITA* y *CLINOHUMITA* (Caracteres en trozos grandes, 452; Caracteres microscópicos, 453; Densidad, Dureza, Índice, 453; Birrefracción, 454; Ejes ópticos, 454; Extinción, 454; Maclas, 454; Inclusiones, Alteración, 455.)—*OLIVINO*: Datos que permiten afirmar su existencia, 456.—*PLEONASTO* (Aspecto exterior, 457; Color, 458; Densidad, 458; Índice, 458; Diferencia con la magnetita, 458; Manera de presentarse, 458.)—*PICOTITA*, 458.—*BIOTITA*, 459.—*ANORTITA*, 459.—*TALCO* (Composición, Manera de presentarse, 459; Cruceros, Dureza, Densidad, 460; Caracteres ópticos, 460.)—*ESTEATITA*, 460.—*ESCAPOLITAS*, *DIFIRO* y *WERNERITA* (Composición y caracteres, 461; Difiro, 462; Wernerita, 462.)—*WOLLASTONITA* e *IDOCRASA*: Dudas sobre su existencia, 462.—*TREMOLITA*: Composición y caracteres, 462.—*ASBESTO ANFIBÓLICO*, 463.—*METAXITA*: Caracteres, 463.—*CLORITA* (Su abundancia en las dolomías, 464; Composición, 464; Caracteres macroscópicos, 464; Caracteres ópticos, 465.)

Formación de anfibolitas metamórficas.

Situación, 465.—Caracteres macroscópicos, 466.—Composición, 467.—Caracteres del *ANFIBOL*, 467.—*BIOTITA*, 468.—*MAGNETITA*, 468.—*BRONCITA*, *ESFENA*, *ANORTITA*, 469.

Metamorfismo entre las peridotitas y las pizarras y calizas cambrianas.

Sitios en que ocurre, 469.—Caracteres del fenómeno, 470.

Metamorfismo entre los filones de granulita y las rocas que atraviesan.

Caracteres generales del fenómeno, 471.—Apófisis, 472.

Metamorfismo entre los filones de dioritas y las rocas que atraviesan.

Caracteres generales del fenómeno, 472.—Intensidad del endomorfismo, 473.—Caracteres microscópicos, 474.

Consecuencias que se deducen de los fenómenos de metamorfismo, 474.

CAPITULO XVI**Tectónica.**

ENSAYO DE UNA HISTORIA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN.

Criterio que debe seguirse, 477.—Cortes geológicos, 480.—Corte número 1: Sierra del Pinar, 480.—Sierra de Libar, 481.—Falla Genal-Turón, 482.—Su edad, 484.—Disposición isoclinal de los pliegues, 486.—Corte número 2: Sierra de Parauta, 487.—Sierra de la Gialda y Llanos de la Nava, 488.—Falla del camino de Istán a Monda, 488.—Sierra Blanca, 489.—Falla de Ojén, 489.—Corte número 3: Meseta de Ronda, Torrecilla, 490.—Cambriano de la Hoya de Málaga, 490.—Sierra Blanca, 491.—Chapas de Marbella, 491.—Corte número 4, 491.—Sierra de Mijas, 492.—Falla del Guadalhorce, 492.—Corte número 5, 493.—Existencia probable de fallas paralelas a la del Guadalhorce, 497.—Resumen de los principales fenómenos geológicos, 498.—Similitud entre la cordillera Bética y la Serranía, 499.—Consecuencia, 501.—Disposición de los terrenos antiguos en la región bética, 501.—Interpretación de los geólogos franceses, 501.—Crítica de la interpretación anterior, 504.—Comparación entre la Serranía y el Norte de Marruecos, 507.—Faja volcánica oriental, 510.—Comparación entre Andalucía y Marruecos, 511.—Historia geológica de la región, 513.—Época paleozoica, 513.—Época mesozoica, 516.—Periodo eoceno, 518.—Periodo mioceno, 519.—Estrecho rifeño, 519.—Periodos plioceno y reciente, 520.

CAPITULO XVII**Minerales, rocas y demás substancias aprovechables industrialmente.—Aguas minerales.***Magnetita.*

Forma de las bolsadas, 523.—Situación, 524.—Relación con las rocas estratocristalinas, 524.—Asociación del anfíbol con la magnetita, 525.—

Hipótesis sobre la formación de estos criaderos, 525.—Dolomías metamórficas en los criaderos, 528.—Mina *El Peñoncillo*, 528.—Fábrica de Juzcar, 530.—Estado actual de *El Peñoncillo*, 531.—Mina *San Manuel*, de Estepona, 531.—Criaderos del puerto del Robledal, 532.—Otros criaderos, 534.

Cromita.

Manera de presentarse, 534.—Hipótesis sobre su origen, 534.—Riqueza en cromo, 535.—Caracteres externos de la cromita, 535.—Causas por que no se ha explotado, 535.—Facilidades para la fabricación de ferrocromo, 537.

Niquel.

Situación, Composición del mineral, 537.—Criaderos de Carratraca, 538.—Porvenir de los criaderos de Carratraca, 540.

Grafito.

Su abundancia, 541.—Manera de presentarse, 541.—Clase y calidad, 542.—Examen microscópico, 542.—Criadero del Estado, 543.—Historia, 543.—Conveniencia de un reconocimiento, 545.

Plomo, cobre y antimonio.

Historia y estado actual, 546.

Scheelita (tungstato de cal).

Su descubrimiento, 548.—Nuestras investigaciones, 550.—Su existencia en los aluviones, 550.—Caracteres, 551.

Platino.

Historia de su descubrimiento, 551.—Manera de presentarse el platino en los Urales, 554.—Primeras investigaciones, 555.—Segunda etapa, 557.—Tercera etapa, 557.—Resultados, 558.—Publicación de los resultados, Oferta al Estado, 560.—Aceptación y ampliación del reconocimiento, 560.—Trabajos hechos de febrero a junio de 1916, 560.

Oro.

Datos antiguos, 561.—Datos de nuestros trabajos, 561.

Esteatita.

Manera de presentarse, 562.—Fábrica del río de Ojén, 562.

Mármoles.

Mármol de Mijas, 563.—Mármol ordinario, 563.

Serpentina.

Falta de explotaciones, 563.—Causas que alegan, Posibilidad de explotaciones beneficiosas, 564.

Aguas minerales.

Su abundancia, 564.—Baños de Carratraca (Historia, 565; Propiedades, Composición, 565).—Baños de Tolox: Situación, Análisis, 566.—Baños del Duque: Situación, etc., 567.—Baños de la Corcha: Situación, 567.

Lista-índice de los minerales que se han encontrado hasta ahora en la Serranía de Ronda, 569.

INTRODUCCIÓN

Sólo por seguir la costumbre establecida en publicaciones como ésta, me he atrevido a dar a este trabajo el título de “memoria.. De haberme atenido a lo que realmente es, lo hubiese titulado *Introducción al estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*; pues, como el lector podrá juzgar, lo que en este libro se expone, dista mucho de ser un estudio completo de esta región, y merece, a lo sumo, el calificativo de bosquejo.

Y no podía ser de otra manera. La Serranía de Ronda es uno de los conjuntos de terrenos más complejos que existen en nuestra Península. En ese espacio, relativamente pequeño, comprendido entre Málaga, Gibraltar y la divisoria septentrional entre el Atlántico y el Mediterráneo, encontramos a la formación estratocristalina entera, a un tramo enorme de la cambriana, a las series secundaria, terciaria y cuaternaria casi completas, y, por último, a varias clases de rocas hipogénicas, una de las cuales, la peridótica, está representada por masas tal vez las mayores del mundo en su clase. Y todo este conjunto de rocas y de terrenos está afectado por movimientos, roturas y otros fenómenos tectónicos ocurridos en épocas diversas, cada uno de los cuales ha dejado impreso su correspondiente rasgo en la orografía de la región. Hay, pues, en ésta capitales problemas de tres clases: los geológicos propiamente dichos, los tectónicos y los petrográficos.

Y a acrecentar más todavía el interés de su estudio contribuye no poco la situación geográfica de la región, que está emplazada en el extremo Oeste del Mediterráneo, contigua

al estrecho de Gibraltar y opuesta a la inmediata costa de África, con cuya orografía muestra relaciones evidentes. Dada esta situación, la geología y la tectónica de la Serranía de Ronda debían contener la clave o, por lo menos, parte de la clave que explica la forma actual de la gran cubeta mediterránea, la primitiva estructura del seno subrifeño y las antiguas comunicaciones entre el Mediterráneo y el Atlántico, reemplazadas más tarde por el actual estrecho. Y así es, en efecto. Numerosos signos hay en esta región que, bien interpretados, podrían llevarnos a conocer la evolución de tan interesantes problemas en las pasadas edades, y la explicación de por qué afectan hoy la forma que vemos.

Bien se comprende, pues, que el estudio de una región así, y hasta el simple intento de su interpretación tectónica, ha de ser tarea difícil y muy expuesta a errores. Y, sin embargo, yo, sin méritos para ello, me he atrevido a abordarla y a intentar la resolución de los tales problemas publicando este libro, que, claro está, no tiene la pretensión de contener la última palabra acerca de ellos; pero sí, y ya es bastante, la de desbrozar el camino que debe seguirse para resolverlos, aportando para ello algunos datos y ensayando su interpretación.

Varios motivos hay para disculpar mi atrevimiento. Uno de ellos es que este estudio de la Serranía de Ronda ha llegado a mis manos a modo de una herencia de familia. Mi padre, D. Domingo de Orueta y Aguirre, y mi amigo e inolvidable maestro D. José Mac-Pherson hicieron sus primeros trabajos geológicos en esta misma Serranía de Ronda que ahora nos ocupa. Hube de, acompañarlos, siendo niño todavía, a varias de sus excursiones, y éstas dejaron en mi ánimo, a más de un recuerdo muy grato, cierto hábito de la región misma y de su estructura, que me ha permitido ahora abordar su estudio como el de una cosa ya un tanto conocida y hasta cierto punto familiar para mí. Y esto representa una ventaja no despreciable en trabajos como éste.

Otro motivo ha sido que, habiendo tenido ocasión repetidas veces de estudiar la geología y la petrografía de algunas regiones de las provincias de Málaga y Granada, he podido adquirir alguna costumbre en la interpretación de los terre-

nos y caracteres petrográficos de las rocas de esta parte de Andalucía; y aunque ni los unos ni los otros sean precisamente los mismos que los de la Serranía de Ronda, hay, sin embargo, entre aquéllos y éstos cierta semejanza de conjunto, muy útil para orientarse en un estudio de esta clase, y que ha facilitado no poco el mío, por haberme permitido identificar terrenos y rocas por su similitud con los de regiones próximas, y relacionar hechos observados en la Serranía de Ronda con otros de interpretación más fácil comprobados en el extremo opuesto de la provincia de Málaga y en la parte meridional de la de Granada.

Ha contribuido también, y no poco, el influjo que ejercía en mi ánimo mi malogrado amigo y jefe D. Luis de Adaro y Magro, que a fines de 1912, cuando pensé emprender este trabajo, desempeñaba la dirección del Instituto Geológico de España. Este inolvidable amigo, a más de animarme a acometer la empresa, hubo de prestarme el concurso oficial del Instituto en la medida que permitían sus reglamentos, y proporcionarme además la valiosa ayuda de mi compañero el Ingeniero de Minas D. Pablo Fernández Iruegas, que me ha acompañado en mis dos primeros años de excursiones, facilitando mucho mi tarea. Cumpla un grato deber dando desde aquí las gracias más expresivas a tan distinguido compañero.

Las razones expuestas y mi decidida afición a trabajos de esta clase me animaron a emprender éste, y comencé mis excursiones en el mes de febrero de 1913. Ha durado el estudio hasta fines de 1915, distribuyéndose cada año en forma que las excursiones suministrasen datos y rocas suficientes para varios meses de trabajo de laboratorio. Al efecto, se dedicaron a las primeras los tres meses de primavera y dos del otoño, y a los segundos el resto del año.

Tratándose de una región en la que las rocas eruptivas y las estratocristalinas dominan tanto, la parte petrográfica del trabajo había de ser forzosamente una de las más importantes. Además, a poco de comenzar dicho trabajo, hube de convencerme de que la interpretación dada hasta entonces a las erupciones de la Serranía no estaba en un todo conforme con la realidad; que en las masas peridóticas sobre todo, las

principales rocas no eran ni las serpentinas, ni las noritas, ni las lertzolitas; que había además varios tipos nuevos en la citada serie, y que los fenómenos de metamorfismo producidos por las tales erupciones se habían desarrollado en escala bastante menos vasta de lo que se pensaba. Todo esto me decidió a empezar el estudio petrográfico de la Serranía desde su principio, teniendo muy en cuenta todo lo dicho por mis predecesores, pero prescindiendo al mismo tiempo de ideas preconcebidas. Me propuse también profundizar en este estudio hasta donde me fuera dable. Terminarlo no, porque el material petrográfico de la Serranía es casi inagotable; pero sí plantearlo en todas sus fases y dejar el camino trazado a los que tras de mí vengan, y hasta a mí mismo, si algún día me decido a seguir este tan interesante y complicado estudio. Por esto, la parte petrográfica ocupa casi la tercera parte del libro, y comprende, no sólo la descripción de las rocas, sino también la de sus minerales dominantes.

Y, puesto a ello, me ha parecido que debía hacer este estudio en forma tal, que pudiera servir a los Ingenieros de Minas españoles a modo de un manual o una guía que les ayudase en la identificación rápida de muchas de las rocas de nuestro país. Esto podrá ser tal vez de alguna utilidad, porque vendrá a llenar, no todo, pero sí una parte, siquiera sea pequeña, del vacío que se nota dentro de nuestras publicaciones científicas en todo aquello que se refiere al estudio micrográfico de rocas y minerales. No existe, en efecto, en España todavía una "petrografía española", semejante a las que hay en Francia, Inglaterra, Alemania y otros países de Europa, por no citar las admirables y completísimas que recientemente han hecho los americanos. Aquí, para determinar una roca eruptiva o de elementos cristalinos, es preciso acudir, o bien a su comparación con tipos extranjeros representados en las petrografías antes citadas, o revolver la bibliografía geológica entera de nuestro país, para ver si en alguna de sus monografías o memorias se dice algo sobre rocas parecidas. Y esto es un mal, porque hace perder tiempo, porque está sujeto a errores y porque, al fin y al cabo, en España la mitad o casi la mitad de la geología ha de tener

marcado carácter petrográfico, dada la enorme extensión que en nuestro país alcanzan la serie estratocristalina y las rocas eruptivas, amén de otras varias cuyo estudio exige la intervención del microscopio.

No llega mi pretensión hasta el punto de querer suplir esta deficiencia con la parte petrográfica del estudio sobre la Serranía de Ronda que ahora publico; pero sí aspiro a que esta parte petrográfica, a la que se ha dado toda la extensión compatible con la índole de la publicación, pueda contribuir un poco a facilitar a mis compañeros la determinación de rocas similares a las de la Serranía que encuentren en otras regiones de España. Para esto, entre los innumerables tipos que la región ofrece dentro de cada serie, he elegido para la descripción, no a los más raros por su textura o composición, sino, por el contrario, a los más normales y corrientes, a los que representan al que podíamos llamar *tipo medio*, y que por lo mismo ha de ser más fácil encontrarlos en otras regiones con caracteres semejantes a los que en el libro se describen.

La variedad de rocas y de tipos que contiene la Serranía se presta bien a este objeto. A más de la serie peridótica, con infinidad de tipos nuevos en su rocas primarias, y mayor todavía en las derivadas por metamorfismo, hay erupciones ácidas de granulitas y plagiaplitas, otras básicas de dioritas y diabasas, y una colección casi completa de las rocas que integran al terreno estratocristalino: gneises, micacitas, dolomías, anfibolitas, etc. De cada una de ellas encontrará el lector en este libro una descripción somera, hecha sobre el tipo dominante y el más común. Esta descripción comprende, a más de la de la roca misma, la de sus minerales característicos, en la que se consignan los datos y caracteres ópticos más fáciles de determinar. Todas ellas van ilustradas con fotografías en colores hechas por el procedimiento de las placas autocromáticas, que permiten reproducir con bastante exactitud los colores de polarización de los minerales (1); y

(1) D. de Orueta, *Nota sobre la reproducción de los colores de polarización de las rocas por medio de las placas autocromáticas.* (Boletín del Instituto Geológico de España, 1911.)

como en la explicación que acompaña a cada fotografía se dice cuál ha sido la posición de los nicoles al tomarla, el lector podrá ver sobre dicha fotografía, si no todo lo que vería con el microscopio mismo, si una parte, al menos, y por cierto la más esencial.

Si con todo esto consigo que este modesto libro mio pueda ser útil a mis compañeros, y lo veo manejado por ellos en sus trabajos sobre geología española, habré realizado mi mayor deseo y habré obtenido para mi trabajo el premio más valioso a que me era dable aspirar.

* * *

La división del libro se ha hecho como sigue:

Un capítulo de notas bibliográficas, en el que se citan y se extractan las obras que directa o indirectamente se ocupan de la Serranía de Ronda. Su objeto es evitar en lo posible al lector el trabajo de revolver bibliotecas en busca de datos, y también el poder referirse en el texto del libro a la opinión de otros autores.

Sigue después la descripción orográfica de la región. Ésta era aquí necesaria, porque el nudo de la cordillera Penibética es muy complicado y exige estudiarlo con cierto detalle, por estar su orografía íntimamente ligada con los movimientos tectónicos. Un mapa en escala de 1 : 400.000 acompaña a este capítulo.

Viene después la descripción de los terrenos, en la cual me he atrevido a modificar lo que generalmente se acostumbra. He empezado por las rocas hipogénicas, en vez de dejarlas para lo último, porque, siendo las erupciones el rasgo capital de la Serranía, los demás terrenos están, hasta cierto punto, supeditados a ellas, y describiéndolas antes, se evitan repeticiones de hechos, y el conjunto resulta más breve y también más claro. Precede al capítulo de rocas hipogénicas una introducción con algunos datos sobre la técnica que he seguido para su estudio.

Después de la descripción de terrenos viene la de los fenómenos de metamorfismo, que, como ya he dicho, tie-

nen importancia en la Serranía y dan origen a rocas rarísimas.

Expongo a continuación, y como resumen de cuanto antecede, un ensayo (no me atrevo a darle otro nombre) de la historia geológica de la región. En él se describen los rasgos tectónicos de ella y se intenta su interpretación.

Termina el libro con la descripción de rocas y minerales que se aprovechan o pueden aprovecharse en la industria. Se describen también los manantiales de aguas minerales que existen dentro del perímetro de la Serranía.

Cumplo un deber muy grato dando desde aquí las gracias a cuantos me han ayudado en este trabajo. Las repito a mi colaborador durante los primeros años, D. Pablo Fernández Iruegas. A D. Jaime Parladé, que ha puesto a mi disposición sus fincas de la Serranía, y que se ha dedicado muchas veces a la ingrata y difícil misión de buscarme alojamientos en aquellas tan poco habitadas sierras: gracias a él, mi tarea en este respecto ha resultado fácil. A D. José Rodríguez Spiteri, Ingeniero Jefe de Obras Públicas de la provincia de Málaga, que me ha facilitado cuantos mapas había en sus oficinas, dándome además otra porción de datos útiles. A mi compañero D. Luis Cubillo, Director de la Sección Gráfica del Instituto Geográfico y Estadístico, que ha puesto a mi disposición cuantos mapas existen de la provincia de Málaga. A mi compañero D. Enrique Hauser y al profesor D. Santiago Piña de Rubies, que han hecho los análisis de rocas y minerales que figuran en este libro; el segundo de los señores citados ha sido además un entusiasta colaborador mío en la investigación del platino. Y, por último, a los directores y administrador de la colonia de San Pedro Alcántara, que me han ayudado con todos los recursos de ella. La impresión de este libro y la de sus láminas han sido objeto del especial cuidado de mi compañero D. José de Gorostizaga, a quien agradezco muchísimo su valiosa ayuda.

DOMINGO DE ORUETA Y DUARTE.

Ingeniero de Minas.

El Cuscús (Serranía de Ronda), marzo de 1916.

CAPÍTULO PRIMERO

Notas bibliográficas sobre la Serranía de Ronda.

El objeto de estas notas es, en primer lugar, dar una lista de los trabajos publicados hasta ahora sobre la Serranía, y en segundo, extractar la mayor parte de dichos trabajos para ahorrar tiempo al lector y que éste pueda encontrar fácilmente en estas notas, sin necesidad de acudir al original, lo que cada autor opina sobre la geología y petrografía de la región que nos ocupa. Hemos exceptuado, sin embargo, de este extracto a tres obras: la *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda*, de D. José Mac-Pherson; el *Bosquejo geológico de la parte Suroeste de la provincia de Málaga*, de D. Domingo de Orueta y Aguirre; y el *Estudio geológico de la Serranía de Ronda*, por los Sres. Michel Levy y Bergeron. Son estas tres obras de capital importancia para nuestro objeto, y para consignar en estas notas todo cuanto en ellas nos interesa, hubiéramos tenido que transcribirlas casi por entero. Nos limitamos, pues, a extractar aquí las conclusiones a que los respectivos autores llegan, y después, en el curso de nuestro trabajo, nos referiremos a ellos cuantas veces sea necesario, consignando el parecer de cada autor sobre el punto de que se trate. Hemos de hacerlo muchas veces, pues dichas tres obras son las únicas que se refieren especialmente a la Serranía y contienen valiosísimos datos sobre ella. Han sido además nuestro principal guía en cuantos problemas afectan a la región.

Del libro de D. Antonio Álvarez de Linera *Reseña geognóstica y minera de la provincia de Málaga* hemos hecho un extracto completo de la parte geológica, dejando sin extractar la parte más importante, que es la minera, porque en el capítulo de nuestro trabajo dedicado a minas habremos de hacer referencia muchas veces al libro de Linera, y consignar sus datos con el detalle que merecen.

No nos hemos limitado a los trabajos que tratan exclusivamente de la Serranía. Hemos comprendido también en nuestra reseña a todos aquellos que indirectamente tratan de aquélla, y aun a algunos que describen regiones próximas en íntima relación tectónica con la Serranía, porque los extractos que de unos y otros damos pueden contribuir a esclarecer la geología y petrografía de la región que estudiamos; pueden servir además para que el lector vea, con el mayor acopio posible de datos, la evolución que han seguido en el siglo pasado las ideas geológicas sobre el Suroeste de nuestra Península.

Nos ha servido de guía en este trabajo el excelente resumen sobre bibliografía geológica española publicado en el tomo I del *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*.

- 1830 HAUSSMANN (J. F. L.), *Constitución geológica de España*. (Gottinga, 1830.) Extractada y traducida en los *Anales de Minas de Francia*, 1830.

Sólo conocemos de este libro la referencia que de él se hace en el *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España* (tomo I, págs. 69 y 70), en la cual se considera a esta obra como de capital importancia para la geología de la Península, y se dice trata en uno de sus capítulos de la edad de las rocas que dominan en las montañas de Ronda, Málaga y Granada. En la nota del Mapa Geológico se guían por el extracto en francés, lamentando no haya una traducción completa de este interesante libro.

- 1836 SILVERTOP (CHARLES), *A geological sketch of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia, Spain*. (Londres, 1836.)

A pesar de que por el título de este libro parece que no se trata de la provincia de Málaga, hay, sin embargo, en él dos capítulos—el segundo, que se titula "Antequera,, y el sexto, "Alhama y Mula,,—que contienen datos interesantes sobre la edad y estratigrafía de terrenos similares a los que se encuentran en la Serranía de Ronda. Pero más interesantes todavía son algunos de los cortes geológicos que ilustran este libro, especialmente los siguientes:

El corte número 1, desde Vélez-Málaga a la cordillera de caliza secundaria que limita hacia el Norte a la gran depresión de Granada y Alhama.

El corte número 2, desde el mar Mediterráneo, cerca de Málaga, a la sierra de caliza secundaria que pasa por Antequera.

Los cortes 7, 8, 9, 10 y 11, de los alrededores de Antequera.

El corte número 1 pasa a través de Sierra Tejea, a cuyas calizas considera el autor como secundarias. Se apoyan por falla sobre un tramo de pizarras micáceas y areniscas rojas arcillosas que llega hasta Vélez-Málaga. Comparando este corte con el número 2, se ve que el autor considera iguales la edad de las calizas de la Sierra de Chimeneas, al Sur de Antequera, y la de las dolomías cristalinas de Sierra Tejea; error que se ha repetido en época posterior por otros autores. Señala un gran pliegue anticlinal en las pizarras de los Montes de Málaga (corte núm. 2), entre esta ciudad y Antequera, y asimila estas pizarras a las de Vélez-Málaga. En los cortes locales 7 a 11 señala con exactitud la posición del triás yesífero, y da a entender que le han llamado la atención las erupciones de ofitas que hay en este terreno. Describe la cueva céltica de Menga, cerca de Antequera, y da detalles interesantes sobre la edad de los depósitos terciarios del litoral entre Málaga y Vélez.

- 1841 GARCÍA (FRANCISCO DE SALES), *Sobre las minas y fundición*

de hierro de Marbella. (Anales de Minas, tomo II, pág. 347; Madrid.)

Describe las fábricas metalúrgicas de Río Verde, y hace consideraciones interesantes sobre el tratamiento de los minerales magnéticos de Marbella y sobre el porvenir industrial del establecimiento. No contiene datos geológicos.

- 1843** HAUSSMANN (JUAN FEDERICO LUIS), *Ueber das Gebirgssystem der Sierra Nevada und das Gebirge um Jaen. (Archivos de Minería de Karsten, 1843.)*

La Comisión francesa que estudió el año 1885 la región afectada por los terremotos cita a este libro en su nota bibliográfica, y de ésta entresacamos los siguientes datos, relativos a la Serranía de Ronda:

El rasgo característico de la cadena de montañas del Sur de Andalucía es que su vertiente meridional muestra un buzamiento mucho más rápido que la septentrional.

Sobre las pizarras talcosas, cloritosas y arcillosas descansan en Málaga, Benalmádena, Fuengirola y Marbella otras pizarras negras con grauvaca y dolomía, acerca de cuya edad no se decide el autor, aunque tiende a referir la dolomía y calizas, que acompañan a las pizarras negras, al terreno cambriano, y al devoniano la grauvaca.

En las últimas derivaciones de la Sierra de Mijas encontró una caliza gris azulada que contiene prismas de grammatita blanca (tremolita).

Señaló los depósitos terciarios de Málaga y de Vélez-Málaga; pero sin indicar el tramo geológico.

Por último, observó a lo largo de la costa muchos terrenos formados de brechas y tobas cuaternarias (Benalmádena, etcétera), hecho que, como él dice, es muy general en toda la orilla del Mediterráneo.

- 1846** MAESTRE (AMALIO), *Ojeada geognóstica y minera sobre el litoral del Mediterráneo desde el cabo de Palos hasta el estrecho de Gibraltar. (Anales de Minas, tomo IV, página 145; Madrid.)*

Se ocupa con cierta extensión de la erupción de serpen-

tina de la Serranía, y la relaciona con las de Sierra Nevada (barranco de San Juan). Es el primero que emite la hipótesis del metamorfismo de las calizas producido por la roca eruptiva, y admite que montañas enteras, como las Sierras de Mijas y Blanca, a las que considera cretáceas, hayan sido transformadas en dolomías sacaroideas por el influjo de aquella. Esta hipótesis, como después veremos, fué admitida por Orueta Aguirre y Mac-Pherson en sus primeros trabajos, y rectificada después, asignando a dichas dolomías su verdadera edad.

Separa los terrenos terciarios de la costa en dos grupos, el marino y el de agua dulce, considerando a este último como el más antiguo.

- 1849** SCHIMPER, *Sur la géologie, la botanique et la zoologie du Midi de l'Espagne. (Journal "L'Institut.", pág. 189.)*

La parte más importante para nuestro trabajo es en este libro la descripción de los depósitos terciarios de Málaga, que el autor describe con bastante detalle. Establece la serie diciendo que comienza con caliza miliar, sobre la cual se apoyan depósitos marinos pertenecientes a dos tramos: arcillas azules en la base, y sobre éstas, unas margas con abundantes fósiles. No señala el autor la edad de estos depósitos; pero parece deducirse de sus descripciones que la caliza debe de ser la numulítica de los cerros próximos a la Torre de San Telmo, y las arcillas azules y margas superiores deben de ser, a su vez, los dos tramos que se ponen de manifiesto en los Tejares de Málaga.

Las pizarras de los Montes de Málaga y castillo de Gibralfaro las considera como silurianas, recubiertas en parte por areniscas triásicas.

- 1850** EZQUERRA DEL BAYO (JOAQUÍN), *On the Geology of Spain. (Quarterly Journal of Geological Science, vol. VI, pág. 406.)*

Este trabajo parece ser un resumen del que le sigue.

- 1850** EZQUERRA DEL BAYO (JOAQUÍN), *Ensayo de una descripción general de la estructura geológica del terreno de Es-*

pañá. (*Memorias de la Real Academia de Ciencias*, tomo I, parte 2.^ª; Madrid.)

Encontramos en este trabajo la primera discusión sobre la edad de la erupción de serpentina de la Serranía de Ronda. Expone el autor las opiniones de varios ingenieros españoles sobre este punto, que le asignaban una edad posterciaria, fundándose en que dislocan y metamorfosean a las calizas cretáceas, y aun a parte de las capas inferiores terciarias, transformándolas en calizas marmóreas y en dolomías. El autor no se pronuncia en cuanto a la edad, e insiste en que los datos hasta entonces acopiados no son suficientes para fijarla con precisión; pero da importancia exagerada a los fenómenos de metamorfismo, siguiendo las ideas que en aquella época se admitían respecto a estos fenómenos, y es probable que esto, unido a la grande y merecida autoridad de Ezquerria, haya influido en la opinión de Álvarez de Linera y demás autores que, después de Ezquerria, han considerado como jurásicas metamorfoseadas por la erupción a las calizas de Sierra de Mijas y Sierra Blanca.

- 1851 **ÁLVAREZ DE LINERA (ANTONIO)**, *Reseña geognóstica y minera de la provincia de Málaga*. (*Revista Minera*, tomo II, página 161; Madrid.) Reimpreso por la Sociedad Malagueña de Ciencias en los números de su boletín correspondientes a los meses de marzo a septiembre de 1912.

Este trabajo es el primero que se publicó sobre la provincia de Málaga especialmente. Su autor era entonces Ingeniero jefe de Minas de dicha provincia, llevaba bastantes años en este puesto, y había tenido múltiples ocasiones de recorrerla y estudiarla. Hombre educado en Alemania y de superior cultura, había de comprender forzosamente la necesidad de un estudio geológico de la provincia que dirigía, para que la industria minera de ella se basase en terreno sólido. Por esto, aun cuando su estudio es más minero que geológico, por exigirle así el cargo de su autor, no por eso deja de abordar de frente cuantos problemas petrográficos y geológicos encuentra en su camino, y lo hace con una seguridad y un acierto

Objeto.

que sorprenden, si se tiene en cuenta el estado de la geología española en aquel tiempo.

La parte minera del trabajo es una reseña completa de las minas entonces existentes en la provincia, y está hecha con tal criterio y contiene consejos e indicaciones tan precisos y tan útiles, que no podemos por menos de lamentar que este libro no se haya vulgarizado más desde el año 1851 a la fecha; porque de haber sido así, hubiera podido ser leído por tantos y tantos investigadores de minas como en Málaga ha habido, y tal vez con esto la suerte de la minería de esta provincia hubiese sido muy diferente.

El autor divide su trabajo en los siguientes epígrafes: Sierra Tejea, Montes de Málaga, Sierra de Mijas, Chapas de Marbella, Sierras Bermeja y Parda, Serranía de Ronda, Llanuras, Hoya de Málaga y Costas. Reseñaremos sucintamente los datos geológicos contenidos en cada uno de ellos, dejando los datos mineros para el capítulo dedicado a minas, en el cual ha de ser el libro de Álvarez de Linera uno de nuestros principales guías.

La Sierra Tejea, que separa a las provincias de Málaga y Granada, está formada, según el autor, por pizarras micáceas con granates, maclífera a veces, encima de las cuales se levanta la caliza cristalina, *con olor de azufre* en ocasiones. Un conglomerado de cantos rodados de las mismas rocas, con cemento también calizo, suele recubrir la formación en las faldas de casi todos los cerros. El autor no fija la edad de estas rocas; pero ha visto claramente los principales rasgos geológicos de la región: la serie estratigráfica de la cordillera (pizarras con andalucita y dolomías) y las tobas y brechas cuaternarias.

A los Montes de Málaga los considera Álvarez de Linera como silurianos, y establece en ellos la siguiente serie estratigráfica: "Pizarra arcillosa gris, azulada y rojiza, según los diferentes grados de descomposición y según la naturaleza de los óxidos metálicos que la tinturan. Con ella alternan la pizarra micácea negra y azulada, atravesada a veces por venillas de cuarzo blanco que la hacen pasar al *esquistosilíceo*, entre cuyas capas viene en el cerro de Gibralfaro y otros

Sierra Tejea.

Montes de Málaga.

puntos una caliza esquistoides azulada y gris amarillenta, empleada para molenderos, y que, por lo demás, es poco común en el resto de la formación. A veces la cantidad de carbón que impregna a las pizarras hace de ellas una *pizarra carbonosa*, como puede observarse en la cuesta de la Zambra (camino de Casabermeja), en el arroyo de los Ángeles, junto a los almacenes de pólvora, y en otros puntos al Nordeste de la capital.

„Todas estas rocas aparecen levantadas y con muchos cambios en su dirección y muchas depresiones por el efecto sublevante de los *grunstein*, *dioritas* y *pedras córneas* que asoman en muchos parajes; y encima de aquéllas aparecen diferentes conglomerados, más o menos bastos, de guijarros de cuarzo lechoso y opalino con destrozos del esquistos arcilloso, formando una especie de *grauvaca*, que a veces es reemplazada por diferentes areniscas rojas y blancomicáceas, verdosas y amarillentas, que ya son tan duras, que se emplean como asperones y piedras de afilar (arroyo de Jaboneros y convento de Teatinos), o ya tan blandas, que casi pasan a deleznable, como sucede en las canteras abiertas frente a la torre de San Telmo, de donde las sacan para utilizarlas en las ferrerías.

La descripción de la serie de pizarras que Álvarez de Linera llama silurianas, y otros autores han clasificado después como cambrianas, concuerda en un todo con la establecida por estos mismos autores. Los conglomerados y areniscas que se apoyan sobre las pizarras son de la formación triásica (aunque el autor no lo dice), tan desarrollada en los alrededores de Málaga, y que pocos años después describió y demarcó con exactitud notable el profesor Ansted. Los filones de dioritas son, efectivamente, un rasgo dominante en esta formación, como después veremos, y al autor le cabe el mérito de haberlos descrito por primera vez. Tal vez no ande acertado, sin embargo, al atribuirles los enormes pliegues y roturas que se ponen de manifiesto en los Montes de Málaga.

Señala después el autor, y la describe minuciosamente, una serie de calizas de tipos muy distintos que agrupa él como numulíticas por haber encontrado numulites en la falda

del cerro de San Antón (al Norte del Palo). No tiene en cuenta que la caliza de este cerro es jurásica, cubierta en su base por la caliza numulítica.

La región que nosotros llamamos "Serranía de Ronda," por razones que expondremos luego, la divide Álvarez de Linera en cuatro, que son: "Sierra de Mijas," "Chapas de Marbella," "Sierras Bermeja y Parda," y "Serranía de Ronda." Se atiende, pues, a las designaciones geográficas locales, sin tener en cuenta la íntima ligazón geográfica y geológica que hay entre dichas cuatro regiones. Para él, como para los habitantes del país, la Serranía de Ronda es tan sólo el grupo de montañas que rodean a Ronda y su prolongación hasta Gaucín.

Llama "Sierra de Mijas," a la cordillera que se extiende desde Churriana a Río Verde; esto es, a la verdadera Sierra de Mijas, a la de la Alpujata y a Sierra Blanca. Las designaciones de las Chapas de Marbella y Sierras Bermeja y Parda corresponden con las actuales.

Ateniéndose a la opinión de Maestre, llama el autor *serpentina* a la roca eruptiva que en forma de enorme masa constituye las Sierras Alpujata, Parda y Bermeja. Es el que reconoce por primera vez la importancia grande de este fenómeno eruptivo, y describe la roca del modo siguiente: "La *serpentina* u *ophidita* de Brogniard aparece en algunas partes acompañada de cristales brillantes de *dialaga* metaloide y de *broncita*, de *mica* dorada, blanca, verdosa y negra, de *staurótida* o *granatita* y de *dhistena* o cianita." La primera parte de esta descripción concuerda exactamente con los caracteres de la costra serpentinos que cubre invariablemente a las peridotitas básicas de la Serranía; pero señala después la presencia de mica, estaurótida, granatita y cianita en la misma roca, y esto nos lleva a suponer que Álvarez de Linera consideró también como *serpentina* a los lentejones de gneis descompuesto metamórfico que tanto abundan entre la masa eruptiva; cosa que se explica fácilmente, porque en la época en que se escribió este libro, el examen microscópico de las rocas era apenas conocido en España.

No asigna tampoco aquí la edad de las dolomías cristali-

Serranía. -
Su división,
según el au-
tor.

Serpentina.

Dolomías.

nas de las Sierras Blanca y de Mijas, iguales a las de Sierra Tejea; pero dice que "en su base están recubiertas por pizarras arcillosas y micáceas, areniscas y conglomerados del grupo de transición", lo que prueba consideraba a estas dolomías como anteriores a dicho grupo; hecho que, como veremos, han venido después a confirmar otros autores. Las Chapas de Marbella las describe como formadas también de las mismas pizarras arcillosas y micáceas; observación muy justa por lo que se refiere a la parte meridional de las mismas, pero inexacta en cuanto a la septentrional, compuesta en su totalidad por gneises estratocristalinos. Al describir a las Sierras Bermeja y Parda señala con toda claridad el metamorfismo de las pizarras a causa de la erupción de serpentina, que les da carácter cristalino. Indica la existencia del trias entre Guaro y Tolox, la erupción de Sierra de Aguas en Alora, y no asigna edad a las calizas del Caparain y tajo del Grajo de Carratraca, por no haber encontrado en ellas fósiles.

Describe con detalles a la cuenca terciaria de la Hoya de Málaga, y la clasifica como *terciario marino superior*, fundándose en haber encontrado fósiles de esta edad en los alrededores de Málaga, citando, entre otros, a los géneros *Pecten*, *Ostrea*, *Clypeaester* y *Cardium*. A los barros de los Tejares de Málaga los considera como inferiores al terreno anterior, y los califica como de *agua dulce*. Por último, a la Sierra de Cártama le asigna edad siluriana.

- 1851 ALVAREZ DE LINERA (ANTONIO), *Descripción del criadero de níquel de Carratraca*. (Málaga, 1851; Imprenta del Comercio.)

Como estos criaderos de níquel arman en la prolongación hacia el Caparain de las peridotitas de Sierra de Aguas, era natural que el autor describiera a la roca eruptiva antes de describir al criadero. Así lo hace, en la forma siguiente: "Una gran parte del suelo de la provincia de Málaga, formado por las pizarras, esquistos arcillosos y calizas antiguas, sobre las que descansaban los terrenos secundarios modernos en lechos horizontales, fué quebrantado y roto por una inmensa erupción de dioritas y serpentinatas, que con su fuerza expan-

Hoya de Málaga.

Descripción de las rocas.

siva sublevaron todas las rocas, formándose las variadas cordilleras que hoy erizan el suelo, y recubriéndole en más de una cuarta parte con las mismas rocas ígneas. Las dioritas se extendieron con preferencia por la parte oriental, pudiendo marcarse su límite en el final de los Montes de Málaga; los pórfidos anfibólicos aparecieron en las inmediaciones de Alora y en las vertientes de la Sierra de Ardales; y, por último, la serpentina, con mayor fuerza expansiva, formó el núcleo central, que constituye la Sierra Bermeja, avanzando por las Chapas a las inmediaciones de Coin, y corriendo después por las de Casarabonela y Carratraca a elevarse en la Sierra de Aguas, hasta morir en las cumbres del valle de Abdalajís. Todas las calizas terrosas impregnadas de fósiles fueron metamorfizadas en cristalinas y dolomías, y sacadas de su posición horizontal para elevarse en inmensas moles y poner en relieve la áspera Serranía y la Sierra de Tolox o de Yunqueira, Nieves, Caparain, Ardales, la del Valle y el magnífico Torcal que forma el muro meridional de la vega de Antequera. Después, al precisar la situación de los criaderos, describe a la serpentina del modo siguiente: "La serpentina de color negruzco, con placas de *dialaga* y de *broncita* y con manchas de *grafito*, constituye una gran parte de este terreno, substituida a veces por otra serpentina verdosa y aun rojiza que suele venir acompañada de pintas de piritita de hierro. Frecuentes venas de cuarzo lechoso blanco que interrumpen la posición tabular de aquella roca, y que a veces se extienden formando verdaderos cúmulos, alternan con una roca también *feldespática* y que parece producida por la descomposición de la serpentina. Cantos rodados de *anfíbolita* en masa de color negruzco y pardo verdoso aparecen en el arroyo de los Garabatos y en otros puntos, sin que haya tenido ocasión de verla *en placa* o en roca firme. Y en el contacto de la cuarcita con la serpentina, especialmente en la negra y en las partes blandas blanquecinas, es donde viene la substancia mineralógica llamada *kupferníquel* por los alemanes y arseniuro de níquel por los químicos."

Lo restante del trabajo se refiere al beneficio industrial del criadero, su porvenir, etc., y contiene consejos sensati-

mos que es lástima no hayan sido seguidos por los mineros de allí. Pero los dos párrafos que anteceden bastan para que comprendamos las ideas de Álvarez de Linera sobre la grande erupción de la Serranía, ideas que eran las generalmente admitidas en aquel tiempo.

Vemos desde luego que el autor considera como correspondiente a una sola y única erupción a todos los asomos peridóticos de la Serranía, desde la masa central de Sierra Bermeja hasta Sierra de Aguas, con la gran derivación oriental de la Alpujata. En esto vió muy claro Álvarez de Linera, así como también en la composición aparente de la roca, que es, efectivamente, la de una masa serpentinoso con restos de dialaga y broncita, cuyos minerales se conservan más que el olivino en el curso de la serpentización. Suponemos que las manchas de *grafito* que señala deben de ser las aglomeraciones de magnetita de segunda formación que se producen siempre que las peridotitas se serpentinizan. Y en cuanto a las *venas de cuarzo y roca feldespática*, no hay duda son los filones de granulita y plagioplitita tan frecuentes en la masa eruptiva. Pero, en cambio, incurre Álvarez de Linera en un error grave, si bien muy admitido entonces, en que incurrieron también Orueta Aguirre y Mac-Pherson en su primer trabajo sobre la Serranía. Consiste este error en dar exagerada importancia a la acción metamórfica y al efecto tectónico de la erupción, atribuyendo a la primera la transformación de las calizas secundarias en calizas cristalinas y dolomías, y suponiendo que el accidentado relieve de la región es debido al fenómeno eruptivo. No hay duda de que el metamorfismo existe, y no debe haberla tampoco en que una erupción tan enorme como la de la Serranía ha debido de influir y ha influido en su relieve; pero un estudio detenido sobre el terreno muestra que este influjo ha sido mucho menor de lo que suponían aquellos autores, y otros múltiples estudios geológicos verificados en el mundo entero han venido a demostrarlo así y a modificar las ideas que entonces imperaban.

1852 DE VERNEUIL ET COLLOMB (M. M. E.), *Coup d'œil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne*.

(*Bulletin de la Société Géologique de France*, vol. X, página 61.)

El principal dato que esta obra contiene respecto a la Serranía se refiere a la época miocena, en la cual, según los autores, existía una comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo a través del valle del Guadalquivir y la meseta de Ronda. La Serranía debía de formar entonces una península o una isla prolongada hacia el Este por las Sierras de Abdalajis y Antequera, hasta unirse al macizo de Sierra Nevada.

1852 ÁLVAREZ DE LINERA (ANTONIO), *Resumen de la Minería en la provincia de Málaga*. (*Revista Minera*, tomo IV.)

Las minas que en esta época existían en la provincia podían considerarse divididas en cinco grupos o comarcas:

Primer grupo. *Carratraca*.—Minas de níquel, de hierro cromado y óxido férrico, de cobre y de plomo. Señala la instalación por el cónsul inglés de Málaga de una pequeña fábrica cerca de la ciudad con un cubilote para fundir el mineral de níquel y obtener *speiss*; pero el resultado de este ensayo no fué satisfactorio. Se anularon más de 600 registros, y la explotación del níquel fué en descenso.

En las calizas del Desierto de las Nieves, cerca de Yunquera, se encontraron algunas bolsadas de galena antimonial, la más notable *San Eulogio*, reconocida en 58 metros de longitud, 31 de anchura y 33 de profundidad. Paralizado por el precio del transporte (15 reales quintal), se decidieron los dueños a poner dos hornos al pie de la mina, alimentados con leña y carbón vegetal, obteniendo 85 barras de plomo como primer rendimiento.

Segundo grupo. *Sierra de Mijas*.—Minas de plomo. Se explota sólo una capa reconocida en más de 600 metros de longitud. Los minerales se funden en las fábricas de San José y Mezquitas, o se exportan para las fábricas de Levante.

Tercer grupo. *Sierra de Nerja*.—Algunas minas de plomo.

Cuarto grupo. *Marbella*.—Minas de hierro magnético, plomo, cobre en Casares, y azogue cerca de Marbella (*Constancia*).

Quinto grupo. *Sierra de Montecorto*.—Señala los regis-

tros de sulfuro de plomo antimonial lindando con la provincia de Cádiz.

Las setenta minas demarcadas en la provincia de Málaga a fines de 1852 habían producido:

	Quintales.
Grafito.....	5.541
Mineral de níquel.....	2.500
Plomo.....	9.816
Mineral de plomo (exportado).....	7.400
Idem argentífero.....	3.500
Idem cobrizo.....	2.000
Idem de antimonio.....	400
Hierro dulce de la ferrería de Giró.....	35.640

La producción de hierro dulce de la fábrica de M. A. Heredia no ha podido averiguarse.

1853 DE VERNEUIL, *Notice sur la structure géologique de l'Espagne*. (Caen, *Annuaire de l'Institut des Provinces*.)

No hemos encontrado en este libro sino un resumen de datos anteriores, si bien este resumen es muy claro y da cabal idea de lo que en aquella época se conocía sobre la estructura geológica de nuestro país.

1854 SCHARENBERG, *Bemerkungen über die geognostischen Verhältnisse der Südküste von Andalusien*. (*Zeitschrift der Deutschen geol. Gesell.*, 1854.)

El dato más interesante, por no decir el único, que esta obra contiene respecto a la región que estudiamos, es el referente a los depósitos terciarios de los Tejares de Málaga, que el autor considera como pliocenos, señalando su semejanza con las margas subapeninas. Contiene este libro la primera lista de fósiles de los Tejares que se ha publicado; pero en esta lista se comprenden organismos de las dos formaciones que se encuentran en dicho paraje, y que son: los barros azules, a que el autor se refiere principalmente, y las arenas arcillosas de color amarillento que los recubren, y que, según los demás autores que han estudiado después este yacimien-

to, pertenecen a época distinta. Al tratar del terreno terciario consignaremos los fósiles encontrados por Scharenberg.

1857 ANSTED (PROFESOR DR. T.), *On the Geology of Malaga and the southern part of Andalusia*. (*Quarterly Journal of Geological Society*, 1860.) Leído en 1857 en la Real Sociedad de Londres. Traducido al español por D. Policarpo Cía en el tomo XI de la *Revista Minera*.

Es este trabajo una monografía bastante extensa, que se refiere, ante todo, a los alrededores de Málaga, y por incidencia a las regiones limítrofes. Lo acompaña un mapa muy detallado de la distribución de terrenos en la región comprendida entre la desembocadura del Guadalhorce y El Palo. La exactitud de este mapa ha sido comprobada después por Orueta Aguirre y los Sres. Michel Levy y Bergeron, de la Comisión francesa para el estudio de los terremotos de 1884 y la geología de la zona afectada por los mismos.

El principal terreno de la región de Málaga lo divide Ansted en tres grupos, ateniéndose a las rocas dominantes en ellos, que son, de más antiguo a más moderno: las pizarras micáceas, las cloritosas y las arcillosas. No encontró fósiles en ninguna de ellas; pero por analogía les asigna una edad antigua, inclinándose a pensar pertenezcan a la base del paleozoico.

Describe someramente a la serpentina de Sierra Bermeja, y sigue la hipótesis de Maestre respecto a la metamorfosis producida por la erupción en las calizas de Sierra Blanca y de Mijas. Supone a éstas como equivalentes a las jurásicas de Gibraltar, pero transformadas en dolomías por el influjo de la serpentina.

Describe un tramo compuesto de caliza negra en la base, areniscas y conglomerados rojos sobre ella, y encima otras areniscas y margas con yeso. Considera como permianos a los dos primeros tramos, y como triásico al superior. En este último ha encontrado algunos fósiles vegetales en fragmentos, que no dejan duda respecto a su edad triásica; pero en los dos primeros no hay fósil alguno, y sólo por comparación les asigna la edad permiana. Luego veremos que los seño-

res Michel Levy y Bergeron hacen lo mismo, tanto para estos conglomerados y areniscas, como para sus similares entre Tolox y Yunquera.

Hace un estudio detenido de las calizas numulíticas de los alrededores de Málaga, con *alveolinas* y otros fósiles.

La parte más interesante del trabajo de Ansted es la que se refiere a los terciarios de Málaga, especialmente a los de los Tejares. Este estudio ha servido después de punto de partida a los de Orueta Aguirre, Michel Levy y Bergeron.

La base del terciario la forman, según Ansted, los barros azules de los Tejares, muy ricos en fósiles, de los que expone una lista extensa. Sobre ellos descansan las margas y arenas amarillas, cuya fauna difiere bastante de la de los barros. Más adelante veremos la discusión habida sobre la edad de estos dos depósitos.

Señala el autor, por último, el levantamiento progresivo de la costa a partir del final del terciario.

1857 *ÁLVAREZ DE LINERA (ANTONIO), Memoria histórica, científica y estadística sobre las minas de grafito del partido de Marbella, pertenecientes al Estado. (Revista Minera, tomo VIII.)*

Este trabajo fué encargado por el Ministro de Hacienda por Real orden de 4 de mayo de 1857.

La tradición dice que estas minas fueron descubiertas por los árabes; pero no se sabe si llegaron a explotarlas.

En 1749 unos vecinos de Juzcar llamados González, y por apodo *los Moros*, comenzaron a explotarlas desordenadamente, y embarcaban el grafito por la rada de Estepona, con autorización Real y abonando al Estado un canon de 24 reales por quintal.

En 1787 consiguieron los vecinos de Marbella que el Rey otorgase una Real cédula a favor de D. Tomás Domínguez para instalar allí una fábrica de crisoles que surtiese a toda la Península. Esta fábrica no pasó de proyecto. Poco después los Sres. Jiménez Pernet, de Marbella también, quisieron arrendar las minas y montar una fábrica de lapiceros. La Real Junta de Comercio, Moneda y Minas, por conducto del Inge-

niero del ramo D. Pío Angulo, informó favorablemente; pero tampoco se realizó el proyecto.

Comprendió posteriormente el Gobierno la necesidad de tener datos científicos exactos de esta mina, y comisionó para ello en 1804 al Ingeniero alemán D. Enrique Schnelhenbühel, que estaba desde 1788 al servicio de España, y que en 1792 había visitado de Real orden las fábricas de crisoles de Hungría y Sajonia. Este Ingeniero levantó el plano de las labores ejecutadas por *los Moros*, y presentó un informe del terreno y del criadero. Celebraba la calidad del mineral, y aconsejaba se formase una Sociedad para explotarla. Su plan consistía en abrir un socavón de 140 varas que, cortando al criadero por debajo de los minados antiguos, sirviese para reconocer su forma y amplitud.

La Real Junta de Comercio, Moneda y Minas, teniendo en consideración este informe y el que le dirigió el Duque del Infantado sobre el mismo asunto, tomó a su cargo la rehabilitación de las minas, bajo la dirección del citado Ingeniero. Se preveía la instalación de una fábrica de crisoles, a la que se había de entregar el grafito a precio de coste, expendiéndose el resto con un recargo de seis reales por quintal.

En 1.º de noviembre de 1807 comenzaron los trabajos con un plan ordenado, fijándose provisionalmente en bocamina los precios de 19 y 15 reales, respectivamente, para el quintal de grafito de primera y de segunda. Durante el año 1808 siguieron los trabajos con actividad, se habilitaron las galerías de la mina llamada *Honda*, se prepararon macizos y pilares de arranque, se abrieron 50 varas de la galería inferior, que se llamó *Nuestra Señora*, y en el centro del criadero se perforó un pozo bautizado con el nombre de *San Fernando*, desde cuyo fondo se comenzó una galería que había de ir al encuentro de la anterior. Se construyeron también almacenes y otros edificios. Pero a principios del año siguiente, extendida ya la guerra de la Independencia por toda España, hubieron de suspenderse los trabajos, y el director se trasladó a Sevilla, poniéndose a las órdenes de la Junta Suprema de Gobierno.

Los franceses se apoderaron de Marbella a fines de 1810, y la mina, abandonada por su personal directivo, vino a caer

en manos de *los Moros*, que primeramente la habían explotado, los cuales la saquearon completamente durante los años 1812 y 1813, arrancando las reservas y extrayendo en un solo año más de 20.000 quintales de mineral, que embarcaron por Estepona. A la retirada de los franceses, los edificios de la mina fueron echados por tierra e incendiados.

En julio de 1813 volvió a Marbella el director alemán; pero no pudo recuperar la dirección de la mina, porque *los Moros*, apoyados por sus convecinos, se declararon dueños de ella, negándose a toda intervención extraña y amenazando a la vida del citado director. Como consecuencia de esto, la Intendencia de Málaga procesó a los González, que por fin se sometieron. En vista de que los apuros del Tesoro no le permitían el beneficio directo de la mina, se autorizó al Gobernador Intendente de Málaga para conceder permisos de extracción a quienes los solicitasen, fijando un arbitrio por quintal extraído, y encomendando al citado director alemán la inspección de las labores.

En 1817 se concedió un permiso de extracción para 2.000 quintales a D. Guillermo Kirkpatrick y a la casa de Grivigné, y otros dos de 2.000 y 3.000 a D. Juan Ardoix y D. Manuel Agustín Heredia, ambos de Málaga. El coste en bocamina se supone fué de 20 reales quintal.

En 1818 se concedieron 4.000 quintales a la casa de Rein y 1.000 a D. Miguel Crook. En 1819 presentó D. Manuel Agustín Heredia una proposición de arriendo por veinte años, que no llegó a prosperar porque poco después votaron las Cortes la ley de Minas, que establecía la mayor libertad para laborar y beneficiar minas, y, como consecuencia, los serranos volvieron a substraerse de la autoridad del ingeniero y a arrancar mineral sin orden ni concierto.

El Real decreto de 1825, que organizaba la industria minera en toda la Península, declaraba reservadas a la Real Hacienda las de grafito de Marbella. Como consecuencia, el Estado se incautó de dichas minas, pero siguió concediendo permisos de explotación. En 1827 la extracción fraudulenta que se hacía por Gibraltar obligó al Gobierno a dictar una disposición limitando el número de labores y nombrando

celador de las minas a D. Pedro González, con atribuciones amplias.

En los años 1830 a 1832 disminuyó mucho la explotación de estas minas, y cesó por completo a principios de 1833. Motivó esto la mala calidad del grafito exportado, que no podía competir con el de las minas recientemente descubiertas en Alemania; pero más aún influía el enorme canon de 31 reales por quintal con que se recargaba al producto, sin distinción de calidades.

En vista de esto, se dictó una Real orden disponiendo se sacase a subasta su arrendamiento por tres años y con un canon de cuatro reales por quintal de mineral en pedazos y un real por quintal para el polvo. Las reglas para la explotación debía dictarlas la Dirección General de Minas. Los productos se destinaban a cubrir una dotación de setenta mil reales para el Real Conservatorio de Artes. En esta Real orden se fija por vez primera el acotamiento de las minas reservadas a la Hacienda.

El abandono en que habían permanecido durante dos años, y las abundantes lluvias que durante ellos cayeron, acabaron de arruinar los trabajos. Por esto, el Ingeniero D. Miguel Fourdenier, que había reemplazado a Schnelhenbühl, hubo de manifestar en un informe que apenas había podido internarse en aquellos minados, y que eran siete las cuevas abiertas en la parte sur del cerro, siguiendo la inclinación de las capas en una longitud de doscientas o más varas, con ramales a derecha e izquierda que las enlazaban entre sí, y cuando no, por pequeños pozos que procuraban ocultarse unos a otros los mineros, a fin de poder saquearse mutuamente sus cuevas.

En noviembre de 1833 se aprobó el pliego de condiciones para el remate; pero no se presentaron licitadores en la subasta, por lo cual continuó abandonada la finca a la codicia de los naturales, que siguieron arrancando algún mineral, exportándose en los años 1834 y 1835 unos dos mil quintales.

La Dirección General de Minas se fijó en la necesidad de reconquistar el socavón de *Nuestra Señora* y demás labores emprendidas en 1807, y reclamó del Inspector del distrito un

plano y perfil de las cuevas y un presupuesto de rehabilitación. Con estos datos se anunció nueva subasta en la *Gaceta* de 16 de marzo de 1839, subasta que también quedó desierta.

En 1841 la Junta de Comercio de Málaga propuso la cesión de las minas a los particulares, con arreglo a la ley vigente, como único medio de que el grafito español pudiese competir con el alemán. Pero, desarrollada la industria minera en toda la Península, hubieron de fijarse los mineros en el grafito, y no tardaron en presentarse proposiciones de arriendo a la Dirección General, la que, en consonancia con esto, dictó una Real orden en 8 de abril de 1845 en la que se disponía se procediese al arriendo con arreglo a un pliego de condiciones cuyas principales cláusulas fijaban el plazo de duración en quince años, un canon del 10 por 100 del valor del mineral extraído, y que se habían de limpiar y desaguar las labores de la mina *Honda*. La adjudicación se hizo a favor de D. Miguel de los Ríos, apoderado de la Sociedad Nuestra Señora de Balbanera, de Ronda.

Esta Sociedad, bien por falta de competente dirección técnica, bien por las grandes dificultades que suponía trabajar en aquel hundido laberinto de labores, cesó en sus trabajos a poco más de un año de haberlos comenzado. Esto dió lugar a la rescisión del contrato, con abono de los perjuicios ocasionados al Estado. La Sociedad, entonces, traspasó sus derechos a otra titulada La Estrella, que explotaba otra mina de grafito en término de Igualeja, cuya Sociedad se comprometió con la Hacienda a seguir los trabajos en las condiciones convenidas con Nuestra Señora de Balbanera. Pero tampoco esta nueva Sociedad pudo cumplir sus compromisos, y viendo la Hacienda que las tales minas no le producían nada, dispuso de nuevo la rescisión, y comisionó al Ingeniero D. Antonio Álvarez de Linera hiciese nuevo reconocimiento de las minas y emitiese informe sobre ellas.

En este informe se describe la mina como sigue: La boca principal de la mina *Honda* estaba inutilizada. Había descubiertas otras tres, llamadas *Si Bajas*, *Rtos* y *Cortesana*, que debían comunicar con la primera a nivel inferior, como a unas

Informe de
Álvarez de
Linera.

setenta varas de profundidad. Describe la manera como están fortificadas estas labores, y a continuación lo hace de los escombros antiguos, de los que aun se saca algo de grafito en *perdigón*, *haba* o *granza*, al precio de coste de 25 reales por quintal. Este mineral se llevaba a Estepona, adonde, por medio de un *mondado* a mano y un martillo, se separaba el *haba*, que es el mineral de primera, el cual sufre después un raspado con cuchillos comunes para quitarle la parte ferruginosa que lo recubre y darle ese aspecto lustroso especial del grafito. Se envasaba luego en barriles de ocho a doce arrobas de cabida. La *granza* o *perdigón* recibe el *patinete* o *lustrado*, que consiste en extenderlo sobre una mesa, donde lo está ya una capa de polvo humedecido, y removiéndolo a mano, se recubre de una partícula de polvo brillante, que se lustra en seguida, sujetándolo a un movimiento centrifugo en harneros de hojalata. El aspecto exterior que adquiere la granza es hermoso; pero no cuidando de hacer un mondado escogido, puede dar ocasión el patinete al descrédito del grafito.

La parte restante se hace *polvo* en un molino análogo a los del pan, con dos piedras o muelas horizontales, la superior giratoria y con agujero central, por donde cae el mineral de una tolva, saliendo del molino por un agujero lateral a un cajón dispuesto para recogerlo. Una caballería muele diariamente seis quintales. El polvo se echa en un cedazo de seda cilíndrico metido en un cajón, en el que recibe un movimiento giratorio para cernirlo. El polvo pasa después a una tina de madera, donde se lava para que pierda alguna parte terrosa. Se deja secar un poco, y después se embarila, apretándolo con pisonés de madera.

El Ingeniero Álvarez de Linera fué encargado de vigilar las minas, por haber dispuesto el Estado continuase el arrendamiento de las mismas. Relata el autor los diez y siete viajes que hizo desde Málaga a las minas y los progresos de las labores en este tiempo. Se consiguió comunicar las cuevas *Ríos* y *Si Bajas* con la galería general, se hicieron labores de reconocimiento a Levante y Poniente (no dice su resultado), y se comenzó la apertura del pozo vertical *San Antonio*, se-

guido hasta 16 varas de profundidad. La preparación mecánica se trasladó a la antigua fábrica de cobre del Guadalmanza, situada a una legua de distancia.

En estas labores la Empresa había gastado sumas de consideración, sin poder exportar más que 16.000 quintales de mineral, en su mayor parte polvo, por no haber llegado todavía a terreno virgen, ni tropezado con riñones o bolsadas de mineral de primera. El grafito de Marbella tenía que competir en Londres con el procedente de Passau, Tpsé y Krumann, de Austria, y con el de Borroundale, en el Cumberland, y por esto, y por haber disminuído los medios materiales de la Empresa, las labores se suspendieron en 1853, y desde entonces no han vuelto a reanudarse.

Mientras tanto, D. Francisco Ardoix y otros habían entablado un pleito contencioso ante el Consejo Real sobre la propiedad de las minas, pleito que fué fallado en favor de la Administración con fecha 18 de enero de 1854. Tal es la lamentable historia de las minas de grafito de Marbella.

* * *

Están situadas estas minas en la falda meridional del cerro de Natias, que forma parte de la montaña llamada *de las Minas* o *de la Mora*, término de Benahavís, casi a mitad de la vereda que conduce de Estepona a Ronda. Están las labores muy cerca de la cresta divisoria, entre el Guadalmina y el Guadalmanza. El pueblo más próximo es Benahavís, que dista de ellas cosa de siete kilómetros. La venta de Natias está a unos quinientos metros de dichas labores, y es la única casa habitación que hay en los alrededores.

Situación.

En otros parajes de las inmediaciones se ha explotado también el grafito, pudiendo citarse como los principales: dos en el *Cañuto de Doña Juana*, término de Pujera, que dista dos kilómetros de la mina *Honda*; otros dos en el término de Jubrique, de regular calidad; otro junto al castillo de Nicio, cerca de Estepona, de aparente abundancia, buena calidad y bastante próximo al mar; otro cerca de Istán; otro encontrado

en 1798 en la jurisdicción de Ojén, a la orilla izquierda del río de este nombre, que separa a la Sierra de la Alpujata de las Chapas de Marbella; otro en las inmediaciones de Coín, sobre una áspera reguera; otros dos descubiertos en 1821 en términos de Benahavís e Igualeja; y otros dos en la Sierra de Aguas, término de Alora, cuyos trabajos fué preciso abandonar por lo costoso de su explotación. Enlazando, pues, todos los puntos en que hasta ahora se ha encontrado grafito, puede asignarse a su extensión unos sesenta kilómetros de longitud a lo largo de la erupción peridótica que se extiende desde Casares al Chorro. De todos estos criaderos, los únicos que hasta ahora han ofrecido interés son los del cerro de Natias, reconocidos en una extensión horizontal de 160.000 varas cuadradas por 80 de profundidad. La demarcación que el Estado posee en dicho cerro es de 400.000 varas cuadradas; los demás criaderos son de libre aprovechamiento.

“La serpentina de la Serranía está compuesta de hidrosilicatos de magnesia, hierro, cal, y escasamente alúmina. Entre sus grietas y planos de junta suelen presentarse el asbesto, el amianto y el corcho de montaña, por descomposición de la dialaga, que forma el elemento principal de la roca; y como mezclas accidentales, la tremolita, el talco, clorita, granate, hierros magnético, oligisto y cromado, galena y piritas de hierro y cobre, que en tan repetidas ocasiones han despertado la afición de los mineros de esta provincia.”

Manera de presentarse.

De un análisis elemental que hace del grafito de la mina o cueva *Si Bajas*, deduce que contiene sílice, cal, magnesia y alúmina en proporciones sensibles, lo que indica que en su estado natural no puede aplicarse a la confección de lapiceros; pero si pulverizándolo y purificándolo por el procedimiento metalúrgico conocido.

Arma este mineral en masas esferoidales que los mineros del país llaman *habas*, en nódulos, nidos y riñones, y en pequeñas capas y venas irregulares entre las grietas y juntas de los poliedros de serpentina que le sirven caja. Su presencia suele indicarse por blanduras de arcilla ferruginosa, y aunque se encuentra muy pura y de primera calidad, también suele venir acompañada de bisulfuro de hierro o piritita co-

mún, que, descomponiéndose al aire libre, es el mayor enemigo que tiene para los usos industriales. Aunque raras veces, se le ha encontrado también en Marbella con óxido y carbonato de cobre, con óxido de níquel y con el de titanio, o sea la anatasa, según la colección que remitió el Ingeniero Schnellhenbühel a la Superioridad.

Las primeras explotaciones de los González se hicieron en la parte oriental del cerro; pero desde 1795 se fueron corriendo hacia Poniente a mayor elevación y con mejores resultados, pudiendo asegurarse que el criadero reconocido se extiende a 300 varas de longitud y que se halla, próximamente, a 487 metros sobre el nivel del mar. La mayor profundidad reconocida (siguiendo siempre la dirección de los estratos, que llega a ser de 45 grados) no excederá mucho de 80 varas en vertical a que llegaba la mina *Honda* cuando fué destruida en 1810; y según el ingeniero alemán, se cortaba entonces el grafito de la mejor clase y pureza. Podemos, pues, suponer que nuestras minas de Marbella no están agotadas en profundidad, y su actual estado es el mejor, sin duda, para preparar un campo de labores que asegure un interés razonable a los capitales que se destinen a su explotación. La irregularidad de las bolsadas no permite prever a cuánto podrá ascender el rendimiento anual; pero el conocimiento adquirido obliga a suponer que podrían extraerse anualmente unos 800 quintales. El coste de extracción, mondado, raspado y embarrilado del quintal de habas del tamaño de un puño ha sido, por término medio, de 36 a 40 reales quintal; el de segunda clase, en perdigones, limpio y puro, de 20 a 24 reales; y el de polvo, bastante mezclado con tierra, de 12 a 14 reales. Estos precios, en opinión de Linera, deben disminuir con la apertura del socavón, que ahorraría los gastos de acarreo interior de los minerales.

En cuanto a los precios de venta, eran en la fecha del informe, y en Londres, de 40 a 50 reales quintal para el de primera, y de 25 a 40 para el polvo bien preparado.

Posteriormente encargó el Gobierno a Álvarez de Linera hiciese una valoración del criadero, y como apéndice de su trabajo expone las razones que le llevan a fijar aquélla en

36.600 reales para las obras útiles que existían entonces en la minas y en 555.000 reales el del criadero mismo, o sea un total de 591.600 reales para todo ello.

1868 DE VERNEUIL ET E. COLLOMB (M. M. E.), *Carte géologique de l'Espagne et du Portugal* (segunda edición).

En este mapa está representada la Serranía de Ronda del modo siguiente: Una banda estrecha de terciario marino mioceno o plioceno (designados en el mapa con el mismo color) que se extiende desde Marbella a Gibraltar. El mismo terreno cubre a la Hoya de Málaga entera y a la meseta de Ronda, limitada por el Este y por el Sur hasta cerca de Jimena por el jurásico. Un terreno que llama *metamórfico*, compuesto de pizarras talcosas, arcillosas y micáceas, de calizas cristalinas, y cuya edad considera probablemente siluriana, forma los Montes de Málaga, Sierra de Mijas, Sierra Blanca, el valle del Genal hasta Gaucin y la serie de sierras desde la meseta central hasta El Chorro, siguiendo luego por el borde Sur de las sierras jurásicas de Antequera. Bajo el epígrafe de *rocas plutónicas* (serpentina) comprende tan sólo a tres manchoncillos muy pequeños, situados uno al Norte de Benahavis, otro al Sur de Monda y el otro al Suroeste de Alhaurín de la Torre. El numulítico se extiende desde cerca de Grazalema a Alcalá del Valle, y después al Este de la meseta de Ronda, desde ésta hasta más allá de Antequera y de Cauche, envolviendo al gran manchón jurásico ya citado. Señala, por último, algunos asomos triásicos entre Málaga y Antequera.

La limitación de los terrenos sedimentarios en este mapa no da lugar a crítica, porque si bien sus límites no son rigurosamente exactos, y se confunden los terrenos estratocristalino y los paleozoicos, hay que tener en cuenta, por otra parte, que ni la pequeña escala del mapa (1 : 1.500.000) permite una limitación precisa, ni había entonces, ni hubo hasta bastantes años después, datos geológicos suficientes para establecer clasificaciones exactas de terrenos en esta región tan compleja. Pero lo que no puede por menos de llamar la atención en este mapa, es la omisión que en él se observa de la

gran masa eruptiva de la Serranía, que Álvarez de Linera había ya descrito y limitado con detalles ampliamente suficientes para que los autores del mapa la hubieran podido comprender en él, asignándole sus verdaderos contornos, en vez de representarla erróneamente por los tres pequeños asomos citados.

- 1871 ORUETA Y AGUIRRE (DOMINGO DE), *On some points in the Geology of the Neighbourhood of Malaga. (Quarterly Journal of the Geological Society of London, vol. XXVII, página 109, 1871.)* Con una lámina.

Comienza este trabajo con un breve análisis de lo hecho anteriormente por otros autores sobre la geología de Málaga, especialmente por el profesor Ansted. Analiza después la serie terciaria de Antequera, en la que establece tres niveles: el numulítico, con muchos restos de foraminíferos; el calcáreo basto, con *Arca*, y un pequeño manchón con *Ostrea* y *Gryphaea*. Hace luego una descripción detallada del Torcal y un estudio geológico de las Sierras de Chimeneas y Abdalajís, presentando los ejemplares de *Ammonites* que le inducen a considerar a las calizas de dichas sierras como pertenecientes al jurásico medio y superior. (La lámina que acompaña a este trabajo representa tres de estos *Ammonites*.) El autor opina que las sierras que limitan a la meseta de Ronda, y la prolongación de las mismas hasta El Chorro, pertenecen a la misma edad que las de Antequera.

- 1872 MAC-PHERSON (J.), *Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz.* (Cádiz, 1872.)

En este libro encontramos valiosos datos para el estudio de la parte occidental de la Serranía de Ronda. Entre ellos, merecen citarse dos en primer término: los relativos a las Sierras del Endrinal y del Pinar y la composición del terreno que Mac-Pherson llama *ofítico* que los rodea por el Oeste.

Comienza la Sierra del Endrinal en el puerto del Boyal, respecto al cual dice Mac-Pherson: "Esta depresión parece estar formada por un trozo de terreno numulítico (prolongación de las areniscas que forman el lomo divisorio entre el

Alteración
de las rocas
numulíticas.

Guadiaro y Guadalete) comprimido entre dos repliegues de terreno. Presenta caracteres en extremo interesantes para el geólogo, pues, además de verse los estratos de areniscas torcidos y volteados de una manera extraordinaria, las areniscas se han convertido en algunos sitios en durísimos jaspes verdes, habiendo tomado el terreno en algunos sitios una apariencia en extremo distinta a la que generalmente tiene esta misma formación en otras partes.,

Esta alteración del numulítico la veremos reproducirse en la Serranía con idénticos caracteres unas veces, y otras, en cambio, de modo muy distinto.

A partir de la base cubierta por las areniscas numulíticas se alzan abruptamente las dos sierras de calizas secundarias Endrinal y Pinar. La parte principal de esta última la clasifica Mac-Pherson como liásica, y en el corte número 19, desde la Sierra de la Espuela a la Sierra de Libar, pasando por las Sierras del Pinar y del Endrinal (dirección Noroeste a Sureste), representa a las dos como sigue: "La Sierra del Pinar está formada por un pliegue anticlinal muy amplio, cuyo eje pasa casi por el punto más alto (cerro del Pinar, 1.750 metros según Mac-Pherson; 1.654 metros, cota del Instituto Geográfico y Estadístico) y está ligeramente tumbado hacia el Sureste. Otro anticlinal menos pronunciado forma el Peñón de Zafalgar en la vertiente Noroeste, y el sinclinal que los separa deja asomar cerca de la cumbre de la sierra a las calizas del jurásico superior. Debajo de éstas vienen las calizas liásicas citadas antes, que reposan sobre *esquistos* también liásicos, que son la base de la formación. El contacto con el cretáceo (neocomiense) en el borde Noroeste de la sierra se hace por falla. Otra falla, la del puerto del Boyal, separa a la Sierra del Pinar de la del Endrinal, y en ella aparecen las capas tan trastornadas de areniscas numulíticas que antes citamos.,

La Sierra del Endrinal, desde el puerto del Boyal a la Manga de Villaluenga, está formada por cinco pliegues anticlinales menos pronunciados que los de la Sierra del Pinar, y por esto, la cumbre de la del Endrinal está uniformemente compuesta de calizas del jurásico superior, no aflorando los estratos del liás sino en la base Suroeste de la sierra.

Sierras del
Pinar y del
Endrinal.

La serie secundaria de la región la divide Mac-Pherson en tres grupos, caracterizados por sus respectivas faunas, a saber:

“El primero y más profundo lo constituyen esquistos calizos de grande espesor, dominados por una potente masa de caliza compacta que pertenece a la formación liásica.

„Constituye el segundo otro gran espesor de esquistos arcillosos y calizos, dominados por una serie de mármoles rojos, blancos y color de miel, en los cuales se encuentran restos orgánicos que indican que esta formación pertenece al jura superior.

„Componen el tercero y último grupo una serie de mármoles blancos, con frecuencia oolíticos, y margas azuladas y blancas, en la que, empezando por la fauna de Stramberg, termina con depósitos francamente neocomianos.”

Describe después con amplios detalles los tres tramos, siendo de notar en esta descripción la concordancia con las que después hicieron Orueta Aguirre, M. Bertrand y M. Kilian de los depósitos similares del Norte de la provincia de Málaga.

En el tramo inferior, y especialmente en el contacto entre los esquistos (1) y las calizas, ha recogido al *Ammonites Bifrons*, *A. Complanata*, *A. Insignis* y *A. Radians*. En el tramo de calizas ha encontrado *Spirifer Rostratus*. Asimila esta caliza a la del Peñón de Gibraltar, en la que se ha determinado la *Eulyma Edingtonensis* y la *Terebratula Tetraedra*, características del lias superior. Asigna a este tramo mil metros de espesor, quinientos a los esquistos y otros quinientos a las calizas.

El segundo grupo se puede estudiar mejor que en parte alguna en la Sierra del Endrinal, especialmente en su vertiente meridional. Asimila los mármoles rojos y blancos que reposan sobre los esquistos a los descritos por Orueta Aguirre en el Torcal de Antequera, y fundándose en los fósiles encontrados allí por éste, clasifica al tramo como jurásico

(1) Mac-Pherson y Orueta Aguirre llaman siempre así a las pizarras; nosotros creemos deber conservar esta designación cuando copiamos párrafos de estos autores.

Serie secundaria.

superior. Cita al *Ammonites Achilles*, encontrado en la Sierra del Endrinal y por Orueta Aguirre en el Torcal. Cita también los *Aphycus*, empastados en los mármoles rojos cerca de Prado del Rey.

Al tercer grupo le da Mac-Pherson grande importancia. Está constituido por una potentísima formación de calizas margosas blancas y azuladas, extremadamente rica en restos orgánicos, aunque mal conservados en general. En la base se encuentra un mármol blanco muy semejante, petrológicamente considerado, a los mármoles de Stramberg. Este mármol pasa a margas blancas, que son las rocas superiores de la formación, y en las que se encuentran *Ammonites Subfimbriatus*, “fósil que indica ser esta formación del neocomiano inferior.”. “En los mármoles inferiores ya citados se encuentran *Rhynchonella Luessi*, *Rh. Spatica*, *Rh. Stratoplicata*, *Rh. Trilobata*, *Rh. Astierriana*, *Terebratula Ebrodunensis*, *Ter. Magadiformes*, *Ter. Cataphracta* y *Ter. Mitis*.

„De estos fósiles, siete se encuentran en Stramberg. Ahora bien: tanto en las margas blancas como en las azuladas del resto de la provincia se encuentra la *Terebratula Janitor*, acompañada de otro gran número de fósiles, de los que monsieur Hebert ha determinado los siguientes: *Ammonites Fimbriatus*, *Am. Rouyanus*, *Am. Astierrianus*, *Am. Grasianus*, *Am. Asperrimus*, *Am. Ptychoicus*, *Am. Occitanicus*, *Crioceras Duvalii* y *Terebratula Bouei*.

„¿Son el total de estos depósitos francamente neocomianos, como la fauna de las margas blancas parece indicar? ¿O son acaso los mármoles blancos y las margas azuladas inferiores representantes del tan debatido horizonte titónico? Cuestión es ésta que no me atrevo a resolver, y que otros, con mayores conocimientos que los míos en el asunto, podrán intentar.”

Hemos transcrito textualmente estos párrafos, porque abordan un punto de sumo interés: la existencia del titónico y el neocomiense en el extremo occidental de la cordillera Penibética. Más adelante veremos que Mac-Pherson, con su admirable intuición, vió claro en este asunto. Orueta Aguirre determinó después y fijó con claridad el terreno neocomiense

Existencia del neocomiense y del titónico.

en El Chorro, Antequera y otras localidades, y su determinación, así como la de Mac-Pherson en la provincia de Cádiz, fué reconocida como exacta por los Sres. Barrois, Bertrand, Bergeron y Michel Levy. Y en cuanto al titónico, también era acertada la hipótesis de Mac-Pherson, porque los citados sabios franceses confirmaron la presencia de este tramo en las provincias de Málaga y Córdoba, y resultó ser de idéntico facies al que Mac-Pherson describe. Para nuestro estudio de la Serranía de Ronda tiene suma importancia la descripción de la serie secundaria de las Sierras del Endrinal y del Pinar, no sólo porque forman parte de la cuenca del Guadiaro, y por consiguiente de la Serranía, sino también porque merced a ella nos ha sido posible clasificar algunos horizontes geológicos en los que no hemos encontrado fósiles, y algún otro en que la identificación precisa de éstos no ha sido posible por el mal estado de conservación en que se hallaban.

Tratemos ahora del segundo punto que en este libro nos interesa para el estudio de la Serranía. Es éste el terreno que Mac-Pherson llama *ofítico*, y que se extiende en forma de banda ancha desde el extremo Noroeste de la provincia de Cádiz hasta Conil y Chiclana, siguiendo la dirección Nordeste-Suroeste. No se atreve Mac-Pherson a llamarlo trias, porque su relación con otros terrenos estratificados le hace dudar. Se inclina, sin embargo, a considerarlo como trias superior o *keuper*; pero, en la duda, prefiere atenerse a la denominación de *ofítico*, motivada por la multitud de erupciones de ofitas que en él aparecen.

Describe este terreno con todo detalle (págs. 101 a 129), y no extractamos esta descripción, porque el asunto de ella ha quedado ya esclarecido merced a los trabajos de Orueta Aguirre, Calderón y Arana, y los geólogos de la Comisión francesa ya citados, que están conformes en asignar la edad triásica a dicho terreno, que es muy semejante, por no decir igual, al que bordea a la cordillera Penibética al Norte de Antequera.

1874 ORUETA Y AGUIRRE (DOMINGO DE), *Los barros de los Te-*

bares. (Sociedad Malagueña de Ciencias Físicas y Naturales; Málaga, 1874.)

Es este trabajo una monografía completa del yacimiento terciario de los Tejares de Málaga, que así se llama un gran depósito de barro azul y amarillo enclavado en el extremo Nordeste de la ciudad de Málaga, que desde el tiempo de los árabes ha suministrado materiales para la elaboración de la célebre alfarería granadina, mudéjar y malagueña. En los alrededores de Málaga existen algunos otros depósitos análogos, como el del arroyo de los Ángeles, hacienda de la Concepción, etc.; pero en ninguno de ellos puede estudiarse la formación tan bien como en el de los Tejares, porque las extracciones de barro hechas durante varios siglos han puesto de manifiesto al tramo entero, cortándolo en tajos casi verticales de diez y más metros de altura. Son además allí los barroes extraordinariamente ricos en fósiles, los cuales están muy bien conservados, debido a la blandura de la roca que los envuelve. De aquí que en época reciente hayan sido estudiados estos barroes por diversos sabios extranjeros y españoles, entre otros, Ansted, Verneuil, Scheimper, Álvarez de Linera y Scharemborg, cuyas opiniones se analizan y se discuten en el trabajo de Orueta y Aguirre.

Comienza el autor por dividir la formación en dos tramos: el inferior, de arcilla azulada (barro azul), de unos veinte metros de espesor; y el superior, de arena y grava arcillosa (lama) de color amarillo, de ocho a nueve metros de potencia mínima. Todo ello cubierto de una capa de aluviones recientes de poco más de un metro de espesor, en la que se han encontrado las tablas de bronce de los municipios de Malaca y Salpensa, de la época romana. La inclinación de la formación en conjunto es de ocho a nueve grados al Oeste-Noroeste.

Señala después las diversas fallas que han afectado al depósito, y que han sido borradas después en la superficie a causa de la denudación.

Pasa en seguida a la determinación de fósiles (mamíferos, reptiles, peces, moluscos y foraminíferos), examinando las opiniones de sus antecesores sobre la edad a que pertenecen. Esta parte es la más detallada y larga del trabajo. No la re-

Terreno ofítico.

producimos aquí, porque hemos de hacerlo en parte al tratar de los terrenos terciarios.

Las deducciones que hace el autor pueden resumirse así:

1.^a Media un intervalo grande entre los dos depósitos, porque casi ninguna de las especies que se presentan en el barro azul existe en las arenas y margas, y las pocas comunes a ambos terrenos sufren generalmente alguna modificación. El tipo general de los fósiles es también muy distinto, pues el piso inferior abunda principalmente en conchas univalvas (*Conus*, *Fusus* y *Pleurotomas*), mientras que el superior contiene generalmente moluscos bivalvos, dominando en gran proporción entre ellos el *Pecten Jacobæus*.

2.^a Fundándose en el estudio de los fósiles, y apoyándose en la opinión de autores a quienes ha consultado, difiere del parecer de Ansted, y cree que el barro azul pertenece a la división falúnica o miocena superior, y no a la subapenina pliocena. La discusión sobre este punto ocupa varias páginas del libro.

3.^a Discute la opinión de algunos autores que, guiados por el nombre local de Barros de los Tejares, han confundido, al parecer, dos tramos totalmente distintos, como son el barro azul y las arenas y gravas que cubren a las capas de éste. Fundándose en la existencia del *Rhynoceros Etruscus* y otras especies de mamíferos, considera a las capas de arenas y gravas como pertenecientes al piso inferior del terreno cuaternario, o al más antiguo periodo de la época pleistocena.

1874 MAC-PHERSON (JOSÉ), *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda*. (Imprenta de la *Revista Médica*; Cádiz, 1874.)

Éste es uno de los libros que no nos proponemos extra-
tar, por las razones dichas en el preámbulo a estas notas. Nos
limitaremos, pues, a consignar las principales deducciones a
que llega en él el autor, indicando cuáles de ellas ha rectifi-
cado después en otros trabajos y cuáles ha dejado subsistir.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron, de la Comisión fran-
cesa ya citada, los últimos que han estudiado la Serranía, con-
sideran de capital importancia a este libro y a los demás que

Mérito del
libro.

el autor ha escrito sobre la Serranía, y adoptan por completo las opiniones geológicas de Mac-Pherson, reconociendo que poco o nada pueden añadir a ellas. Nos es muy grato poder consignar aquí este homenaje de los sabios franceses a un geólogo español.

Mac-Pherson ha reconocido y descrito en la Serranía a las series de terrenos arcaica (1), paleozoica, secundaria y terciaria, y además la gran erupción de serpentina, que describe con todo detalle.

La serie arcaica está formada por un gran espesor de ro-
cas graníticas que mientras en unos sitios forman verdaderos
granitos, en otros pasan al gneis. Señala el hecho de estar
siempre estas rocas bordeando a la masa de serpentina, y
describe detenidamente el metamorfismo de contacto en ellas,
insistiendo en la presencia del granate y el anfíbol como pri-
mer signo de aquel fenómeno. En la descripción de estas ro-
cas y en la de la serpentina encontramos los primeros datos
petrográficos de las obras de Mac-Pherson, que ya por aquel
entonces empezaba a aplicar el microscopio como auxiliar de
sus trabajos geológicos.

La extensión que en su mapa y en sus descripciones da
Mac-Pherson a la serie estratocristalina o arcaica es bas-
tante menor, sin embargo, que la que en realidad ocupa. La
limita a una faja estrecha a lo largo del río Verde, y a un
manchón grande en las vertientes septentrionales de las Cha-
pas de Marbella. Al valle del Genal, a la zona costera y a la
que rodea a Sierra de Aguas las considera como paleozoicas
metamorfoseadas en cristalinas por la erupción de serpenti-
na, siendo así que dichas tres regiones están formadas por
gneises perfectamente determinados. Por análoga razón con-
sidera a las dolomías estratocristalinas de Sierra Blanca y
Sierra de Mijas como calizas jurásicas transformadas en do-
lomías. Estas dos interpretaciones son equivocadas, y así lo
ha reconocido el mismo Sr. Mac-Pherson en sus trabajos pos-

(1) Mac-Pherson llama siempre *arcaica* a la serie de terrenos que
en la nomenclatura oficial española se llama *estratocristalina*, y que
es la que adoptamos nosotros. Emplearemos, sin embargo, la primera
designación cuando transcribamos párrafos de Mac-Pherson.



teriores, asignando a los gneises del Genal y a las dolomias cristalinas su verdadera posición estratigráfica. Y obedece este error, cometido tanto por Mac-Pherson como por Orueta Aguirre en sus primeros trabajos, a que ambos estaban influidos por la opinión, generalmente admitida entonces, y especialmente preconizada por los geólogos ingleses, de que las rocas hipogénicas ejercían influjo preponderante en la estructura geológica de las regiones en que aparecían y en la composición petrográfica de las rocas que las rodeaban. Así, pues, el error de Mac-Pherson y Orueta Aguirre puede resumirse diciendo "que daban exagerada importancia al influjo de la erupción de serpentina,.. Ambos vivieron lo bastante, sin embargo, para poder rectificar su opinión con arreglo a las ideas modernas, que, sin negar dicho influjo, restringen mucho su importancia.

En la serie paleozoica incluye Mac-Pherson, por consiguiente, a las pizarras cristalinas y gneises del valle del Genal y Alora, a las de la banda de la costa y a las pizarras de los Montes de Málaga. Estratigráficamente divide a la serie en dos tramos: en la base, esquistos (1) micáceos y talcosos de gran potencia, y el segundo o superior, formado por esquistos satinados y gruesos bancos de caliza. En ninguno de ellos ha encontrado restos fósiles. Señala la semejanza del primero con los esquistos silurianos del valle del Guadalquivir, y se inclina a considerarlos de esta edad; pero en el mapa que acompaña al trabajo los reúne a ambos bajo la designación de *paleozoicos*, sin precisar más.

Al tratar de esta serie es donde describe Mac-Pherson con detalles amplios el metamorfismo que han experimentado las rocas que la componen, y al hacerlo señala un hecho que prueba que ya entonces empezaba a dudar Mac-Pherson de la exagerada acción metamórfica de la erupción. Cree observar que antes de dicha erupción ya habían sido metamorfoseados en parte estos terrenos, tal vez por acciones dinámicas debidas al levantamiento de los mismos. Y añade después:

(1) Véase lo dicho en una nota anterior sobre el empleo de esta palabra por Mac-Pherson y Orueta Aguirre.

"Sin embargo, muy lejos estoy de decir que la serpentina no haya ejercido influjo alguno sobre la formación paleozoica; pero esta acción tiene un carácter especial, y para mejor inteligencia, presentaré algunos ejemplos en donde se verá la acción directa de la serpentina sobre sus estratos, acción que es esencialmente diferente del fenómeno de metamorfismo que en esta región se observa.. Y cita después dichos ejemplos (1), que son: la descomposición de las pizarras en contacto con la roca eruptiva (Tolox), el aspecto especial de ellos cuando aparecen empastados en la serpentina (Sierras del Real y Palmitera), etc., todos los cuales son efectivamente ejemplos de metamorfismo local producido por la roca eruptiva.

Se ve, pues, que Mac-Pherson luchaba entre las dos tendencias: la generalmente admitida entonces, ya citada, y la que se derivaba de lo que él mismo veía sobre el terreno, y que fué la que después admitió sin reservas.

La serie secundaria de la Serranía la divide en triásica, jurásica y jurásica media o tal vez superior.

Describe las tres, y señala sus límites con exactitud; pero, influido siempre por la idea del metamorfismo por la serpentina, incluye en el jurásico a las dolomias estratocristalinas de Sierra Blanca y Sierra de Mijas y a las calizas dolomíticas de la Torrecilla y páramo central. Le llama, sin embargo, la atención la desigualdad del fenómeno, señalando el hecho extraño de que en sitios inmediatos a la gran masa eruptiva, como la Sierra de Tolox, por ejemplo, la acción metamórfica de ésta se extienda sólo hasta pocos metros del contacto, y, en cambio, en otros mucho más alejados de dicha masa, como Sierra Blanquilla, la montaña entera se haya transformado en dolomía sacaroidea. Seguimos, pues, viendo a Mac-Pherson luchar entre las dos tendencias de antes.

La edad de cada tramo la determina por los fósiles encontrados en Yunquera por Orueta Aguirre (su colaborador en este trabajo) y por los que ambos encontraron después en la Sierra de Cartajima y la Gialda. Va sin decir que en las dolomias cristalinas no encontraron resto orgánico ninguno.

(1) Página 61.

Serie paleozoica.

Serie secundaria.

La serie terciaria la divide en los tres grupos eoceno, mioceno y plioceno, separando los tres en el mapa y limitándolos con exactitud. Los clasifica por medio de los fósiles encontrados por él, por los que Orueta Aguirre había citado en los Tejares de Málaga y por las analogías que las rocas componentes presentan con las de las terciarias de la provincia de Cádiz, ya descritas por él.

La horizontalidad de las capas numulíticas en su contacto con la serpentina, y el hecho de no presentar dichas capas signo alguno de metamorfismo, contribuye a que deduzca que la erupción de serpentina tuvo lugar antes de la época numulítica.

Dedica Mac-Pherson especialísima atención a la erupción de serpentina. Sigue en este libro llamándola *de serpentina*, porque, efectivamente, de serpentina es la costra gruesa que recubre a las peridotitas, y Mac-Pherson, cuando escribió este libro, no había hecho todavía el estudio petrográfico detallado que hizo después de las rocas de la Serranía. Se guiaba, pues, por los caracteres externos; pero, aun con sólo éstos, ya hubieron de llamarle la atención los que ofrecía la roca en algunas regiones. La presencia de cristales de dialaga entre la masa serpentinoso, la mica (talco, en realidad), que suele intercalarse en lechos, los restos de piroxeno ortorrómbico, etc., son datos que lo llevan a pensar en la existencia de rocas primitivas, de las que la serpentina se ha derivado; idea que desarrolla ampliamente en un trabajo posterior que a continuación analizaremos.

En cuanto a la edad de la erupción, la fija en la época comprendida entre el final de la jurásica y el comienzo de la terciaria. Se funda en que considera jurásicas a las calizas alteradas por la serpentina, y en que ha visto que los estratos numulíticos no han sufrido la acción de dicha roca. Lo segundo es evidente; lo primero no, porque las calizas metamorfoseadas ya hemos visto que no son jurásicas. Al tratar de la erupción discutiremos su edad con el detalle necesario.

A esta erupción son debidos los principales rasgos del relieve de la Serranía, y no sólo de su parte central, sino también de la Hoya de Málaga. Consigna además otras cau-

Serie terciaria.

Erupción de serpentina.

sas, como la gran falla que se extiende de Oeste-Suroeste a Este-Nordeste a lo largo de los valles del Burgo y del Genal, la dislocación anterior a la época numulítica que determina la discordancia de sus estratos con los jurásicos, el levantamiento progresivo del litoral al final de la época terciaria, y otros varios que examinaremos en el curso de nuestro trabajo.

1875 ORUETA Y AGUIRRE (DOMINGO DE), *Bosquejo geológico de la parte Suroeste de la provincia de Málaga*. (Málaga, 1875.)

Este estudio comprende a la Serranía de Ronda y a gran parte de la región que la limita por el Norte. Es otro de los que no extractaremos, por las razones expuestas en la introducción. Nos limitaremos a exponer el plan general del libro y las conclusiones principales que contiene.

El libro se divide en cuatro partes: descripción orográfica y geológica, movimientos y erupciones postjurásicos, descripción de los terrenos secundarios y descripción de los terrenos paleozoicos.

En la primera parte describe la orografía de la región con brevedad, señalando los rasgos geológicos más notables y fijándose principalmente en la erupción de serpentina, que influye grandemente en el relieve. El autor no da, sin embargo, a este influjo tanta importancia como Mac-Pherson, y, en cambio, se la da muy grande a las fallas Nordeste-Suroeste y a los pliegues posteriores al jurásico, cuyos fenómenos desarrolla con amplitud en la segunda parte. Asigna la edad jurásica al primer tramo de la cordillera principal, divisoria de aguas entre la Hoya de Málaga y el valle del Turón, a la que considera formando cuerpo con la Sierra de Abdalajís y Tajos del Gaitán, aun cuando la continuidad de las rocas jurásicas se interrumpe entre Carratraca y Ardales por la penetración del numulítico en el valle del Turón y Guadateba reunidos. En las Sierras Blanquilla, Prieta y Caparain, que forman en esta parte la cordillera principal, no ha encontrado fósiles el autor, y al clasificarlas como jurásicas, lo hace basándose en analogías petrográficas. En cambio, en los Tajos del Gaitán

Orografía. — Geología general.

y Sierra de Abdalajís ha recogido multitud de aquéllos, que le permiten determinar los terrenos jurásico, cretáceo (neocomiense) y titónico; determinación que posteriormente han comprobado y aceptado los geólogos de la Comisión francesa. Considera también como jurásicas a las Sierras de Teba y de Cañete y a los afloramientos de Crestellina y el hacho de Gaucín. Gran parte de las sierras del límite occidental, así como la que separa a los ríos Turón y Serrato, son cretáceas, según el autor. Señala allí la presencia de margas rojas y calizas y lajas delgadas iguales petrográficamente a las del Chorro y en idéntica relación con las calizas jurásicas subyacentes.

Las series paleozoica y estratocristalina del valle del Genal, alrededores de Alora y Sur de la Sierra de Mijas, las reúne el autor en una sola, y la considera como *primitiva* (base del paleozoico), describiendo las rocas que la componen como gneises, micacitas y esquistos talcosos. La presencia de rocas francamente cristalinas en esta formación la explica por el metamorfismo producido por la erupción de serpentina y por los enormes trastornos que dicha formación ha sufrido. En esto sigue el autor en parte las ideas de Mac-Pherson. Atribuye a la acción mecánica de la erupción el levantamiento y plegadura de los estratos jurásicos y cretáceos, y aduce como prueba que la dirección de la zona eruptiva es la misma que la de dichos estratos. Fundándose en que estos fenómenos no afectan a las capas numulíticas, deduce, como Mac-Pherson, que la edad de la erupción está comprendida entre el final de la época cretácea y comienzos de la terciaria.

Describe las entradas numulíticas y pliocenas en la meseta de Ronda y los valles del Turón, Serrato y Guadalhorce, indicando la probable comunicación de los mares terciarios del valle del Guadalquivir con el Mediterráneo por un estrecho en el valle del Guadalhorce. El contorno del mar plioceno no debía de diferir mucho de los del actual Mediterráneo, y los grandes movimientos de la época miocena debieron de cesar al final de ella, experimentando tan sólo desde entonces toda la región ligeros cambios de niveles.

Las Sierras Blanca y de Mijas cree el autor que son jurá-

Terrenos antiguos.—Edad de la erupción.

Terciarios.

sicas, metamorfoseadas en dolomías por la serpentina. Ya hemos dicho que esta idea de Mac-Pherson y Orueta fué recificada después, asignándoles su verdadera edad estratocristalina.

- 1875 MAC-PHERSON (JOSÉ), *Breves apuntes acerca del origen peridótico de la serpentina de la Serranía de Ronda*. (*Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, tomo IV, cuaderno 1.º, pág. 1; Madrid, 1875.) Traducido al inglés con el título *On the origin of the serpentine of the Ronda Mountains*.

Es el primer trabajo genuinamente petrográfico de Mac-Pherson, y el primero publicado también sobre la petrografía de la Serranía de Ronda.

Un estudio de las rocas de esta región más detenido que el apuntado en su anterior Memoria sobre la Serranía, le ha hecho ver que en la gran masa de serpentina existen restos de las rocas primitivas de que ésta se ha derivado; describe alguna de estas rocas, y analiza su transformación en serpentina. Esta segunda parte del trabajo ha venido a ser *clásica*, por decirlo así. Hemos visto citado el nombre de Mac-Pherson y reproducidas las fotografías de su libro en no pocos trabajos referentes a rocas peridóticas y a su proceso de hidratación, concordando todos con las ideas del petrógrafo español.

Empieza por señalar la existencia de rocas peridóticas en Sierra Parda y entre Igualaja y Benahavis, y aquí vemos apuntar por primera vez la idea de Mac-Pherson respecto a la importancia de estas rocas, que él, tanto en esta obra como en las siguientes, considera como escasos restos de la formación primitiva, siendo así que en realidad, como después veremos, forman la casi totalidad de la masa eruptiva. Seguía Mac-Pherson confundiendo con la gruesa costra serpentinoso que invariablemente cubre a las rocas peridóticas inalteradas subyacentes, y sólo de vez en cuando encontraba a una de éstas descubierta. Pero estas solas muestras de peridotitas puras le bastaron para estudiar la serpentinización del peridoto, que describe de un modo que no vacilamos en calificar de magistral.

Comienza describiendo a la peridotita encontrada en Sierra Parda, a la que clasifica como *dunita*, análoga a las estudiadas por Hochstetter en Nueva Zelanda. Reconoce en ella la existencia del peridoto como mineral dominante, que se presenta en granos pequeños cristalinos, con superficie rugosa y todos los demás caracteres ópticos de este mineral. Observa que entre dichos granos "se destacan otros mayores, generalmente hendidos o estriados longitudinalmente", granos que no son de peridoto, como Mac-Pherson parece dar a entender, sino del piroxeno ortorrómbico *enstatita*, tan abundante en la Serranía; y este aserto nuestro lo hemos visto demostrado por el examen de las preparaciones de rocas que Mac-Pherson titula *dunitas*, existentes en la Institución Libre de Enseñanza, a quien Mac-Pherson legó sus colecciones. Cuantas *dunitas* hemos examinado en dichas colecciones son en realidad *harzburgitas*, compuestas de peridoto, enstatita y una espinela que casi siempre es la *picotita*, y a veces la *cromita*. Y no quiere decir esto que no abunden en la Serranía las verdaderas *dunitas* (peridoto y espinela tan sólo): al contrario, gran parte de la masa eruptiva está formada por ellas; pero Mac-Pherson, guiado por la idea de la predominancia de la serpentina, no buscó estas rocas a relativa profundidad, y estudió tan sólo las que el acaso hizo llegar a sus manos, y entre ellas, y por rara casualidad, no había ninguna *dunita*.

En esta primera roca no hay indicios de serpentización; pero en la segunda que estudia comienzan a verse las redes de serpentina, que aparecen en las grietas del peridoto, extendiéndose paulatinamente en la masa del mineral y ramificándose más cada vez. En la parte central de estas redes, sobre todo en sus filamentos más gruesos, se acumulan granos negros de magnetita de segunda formación, esto es, procedente de la descomposición del mineral primitivo. Sigue después describiendo el proceso de hidratación, hasta llegar a rocas que pueden considerarse como serpentinas puras, en las que sólo queda del peridoto "la andamiada que ha servido para su gradual desaparición".

Expone el fenómeno con todas sus variantes, ilustrando esta descripción con diez fotografías coloreadas que muestran

Dunitas.

Serpentinización.

claramente el proceso. Hemos de referirnos muchas veces a las ideas de Mac-Pherson, y por eso no extractamos ahora esta parte de su libro. Llega al final de él a las conclusiones siguientes:

1.^a La serpentina procede del peridoto, en el cual el cuarto de la base ha sido reemplazado por dos moléculas de agua.

2.^a La acción de la magnesia del peridoto influye en las rocas que rodean a la masa eruptiva y las metamorfosea más o menos. Ya trató Mac-Pherson de este fenómeno en su Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda, y ya dijimos cuáles eran sus puntos de vista sobre el particular. Aquí insiste en ellos, e insiste también en la anómala desigualdad de la acción metamórfica, que en unos sitios transforma en dolomías a montañas enteras, y en otros apenas se extiende a unos metros del contacto. Explica la acción metamórfica porque, al hidratarse el peridoto, "el exceso de las aguas que han compenetrado su masa deben haber trasudado en todas direcciones cargadas con la magnesia procedente de la sustitución de las dos moléculas de agua que quedaban, constituyendo parte de la serpentina nuevamente formada; y estas aguas, cargadas de sales magnesianas, y quizás a alta temperatura, al penetrar en los estratos que bordean a la roca eruptiva, originan reacciones químicas con alteraciones sensibles en su composición mineralógica".

3.^a Esta evolución del peridoto en serpentina desempeña un papel importante, no sólo en la Serranía de Ronda, sino en la composición general de la corteza terrestre, pues el peridoto abunda mucho en ella, entrando en la composición de los gabros, basaltos y otras varias rocas.

1877 ORUETA Y AGUIRRE (DOMINGO DE), *Bosquejo geológico de la región septentrional de la provincia de Málaga. (Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo IV; Madrid, 1877.)*

Es este trabajo una monografía bastante extensa de la parte de la cordillera Bética que se extiende al Norte de la provincia de Málaga. Comprende parte de la Serranía, como los valles del Turón y Serrato, El Chorro y Sierra de Aguas.

Nos interesa también por la íntima relación orográfica que existe, como después veremos, entre la Serranía y la región que el autor describe.

La serie secundaria de dicha región, que es allí la más importante, la divide el autor en triásica, jurásica, titónica y cretácea, basándose en la gran cantidad de fósiles recogidos. El triásico se extiende en ancha faja al Norte de la cordillera. Está compuesto de pudingas, areniscas y margas yesosas, y salpicado de erupciones ofíticas. Establece el autor la analogía de las rocas de esta faja con las que se encuentran en los alrededores de Málaga, que por sus caracteres litológicos recuerdan a la arenisca roja moderna de los autores ingleses. Estudia este yacimiento, que reposa sobre unas calizas magnesianas que cree pueden pertenecer al terreno permiano, y está recubierto por calizas jurásicas. Ha encontrado en las areniscas muchos restos de *Equisetum columnaris*, y esto le lleva también a clasificarlo como triásico.

Las series jurásica, titónica y cretácea las determina por las extensas colecciones de fósiles que ha reunido, y que proceden todos de la cordillera Bética (Sierras de Abdalajís, Chimeneas, Torcal, Cabras, Cañete, etc.); y en cuanto a la clasificación de las terciarias, toma como base sus trabajos anteriores en la Serranía y Tejares de Málaga, que le permiten establecer relaciones exactas entre éstas y las del Norte de la provincia.

La parte más interesante para nuestro trabajo es la tercera, titulada "Diferentes movimientos que han tenido los terrenos", y que es un ensayo de interpretación tectónica de la región entera, comprendida entre Sierra Nevada y el estrecho de Gibraltar, que afecta, por consiguiente, a la Serranía de Ronda. Acompañan a esta explicación cinco cortes geológicos.

Empieza por señalar la existencia de dos series de levantamientos: la primera de época muy remota, quizás la más antigua que se registra al Sur de nuestra Península; la segunda de origen más reciente, pero que también modifica grandemente la configuración del país. Por último, en el período cuaternario el suelo experimenta un ligero alzamiento de

Norte a Sur que, aunque no altera la estructura general, varía por completo el curso de las aguas. A estos tres efectos se une el producido por la erupción de serpentina, al que el autor da menos importancia que Mac-Pherson, reduciendo su papel a haber originado modificaciones locales de relieve e intensos fenómenos de metamorfismo.

El primer movimiento tectónico se pone de manifiesto por la concordancia en el arrumbamiento de las sierras jurásicas, los manchones triásicos de su base y los depósitos paleozoicos de Sierra Nevada y la Axarquía, que siguen todos desde el Guadalhorce a la provincia de Granada la dirección Este a Oeste. Deduce de aquí que la acción que ha motivado la posición actual de las pizarras paleozoicas y de la arenisca roja moderna del Sur de Andalucía debe de haber persistido hasta la época jurásica. Para demostrar esto, aduce en primer término la relación estratigráfica de los tres terrenos: paleozoico, triás y jurásico. Al Occidente de la Serranía, en Bena-dalid, por ejemplo, las capas de los tres terrenos buzan hacia el mismo punto del horizonte, si bien entre el paleozoico y el triás hay marcada discordancia en el ángulo de inclinación. En los alrededores de Málaga, la concordancia es total entre el triás y el jurásico. Aduce en segundo lugar el hecho notable de que la dirección de las cordilleras no coincida con la de los estratos. La primera es, en general, de Este a Oeste; la segunda, en general también, de Norte a Sur, con inclinaciones al Noroeste, esto es, formando ángulos rectos o casi rectos con la orientación de las cumbres. Cree, pues, que esta orientación de Este a Oeste es la resultante de un levantamiento antiguo que ha sido posteriormente modificado por un empuje normal o casi normal a él. La posición en que se encuentran todos los restos del tramo titónico que existen en la cordillera Penibética, contribuye también a afirmar la anterior hipótesis. Todos ellos se dirigen de Nordeste a Suroeste, con tendencia a aproximarse a la dirección Norte-Sur; y otro tanto sucede con los retazos de terreno cretáceo en concordancia con los titónicos. El movimiento de plegadura normal o casi normal a la dirección de las cordilleras ha debido, por tanto, de efectuarse después de la época cretácea. Exami-

nando multitud de datos (págs. 71 a 75) de buzamiento y orientación, deduce que dicho esfuerzo de plegadura ha tenido la dirección Sureste a Noroeste.

En la Serranía de Ronda, a pesar del trastorno que origina la erupción de serpentina, pueden observarse indicios claros de que sus sistemas de sierras han obedecido también a los dos efectos citados, pues las plegaduras del jurásico son, en general, las mismas, y las mismas también sus relaciones con los tramos superiores (1).

Señala después la discordancia que existe entre los ejes anticlinales del terciario y del jurásico. Cita el hecho de que en varios puntos los estratos numulíticos bucen en sentido opuesto que los jurásicos, pareciendo que penetran bajo éstos, lo que ha dado lugar a que algunos autores hayan equivocado el período eoceno con las areniscas del triás, y hayan dicho que en estos puntos las rocas jurásicas descansan sobre asperones triásicos. El haber encontrado multitud de numulites muy perfectos en estos asperones, le ha permitido rectificar esta idea. Cita después multitud de parajes adonde ha comprobado que el buzamiento de los estratos numulíticos es de Norte a Sur (págs. 76 y 77), y deduce de ello la existencia de un movimiento de plegadura en esta dirección, o sea en ángulo bastante pronunciado con el que primeramente afectó a las capas paleozoicas y secundarias.

Señala después otra discordancia entre los estratos numulíticos y los miocenos y pliocenos, que están, ya en posición horizontal, o con ligera inclinación hacia el Norte. Hace notar lo mucho que ha subido el suelo durante los últimos tiempos de la vida geológica del Globo, toda vez que estos dos últimos terrenos se elevan hasta 700 y 800 metros sobre el mar en las mesas de Villaverde, y hasta más de 1.000 metros en algunos puntos de la meseta de Ronda, descendiendo después progresivamente hacia el mar en los hachos de Alora y

(1) Aquí rectifica el autor la edad de las margas que cubren a las calizas jurásicas de la Serranía. En su estudio sobre la región Suroeste, ya citado, considera como cretáceas a estas margas. Ahora "la experiencia adquirida de los terrenos secundarios," le lleva a considerarlas como titónicas.

Pizarra y zona litoral, si bien los depósitos de esta última pertenecen a pisos algo más recientes que aquéllos. Cita también algunos detalles orográficos y modificaciones en el curso de las rocas, que lo llevan a pensar que este levantamiento general del terreno ha venido acompañado de un movimiento de plegadura en sentido Norte-Sur mucho menos intenso que el que afecta a las capas numulíticas.

- 1879 MAC-PHERSON (JOSÉ), *Breve noticia acerca de la especial estructura de la Península Ibérica. (Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo VIII; Madrid, 1879.)*

Es un libro dedicado al examen del notable rasgo tectónico de la Península Ibérica consistente en la inversión del sentido de caída de los pliegues respecto al resto de Europa.

En la mayor parte de las montañas del continente europeo el conjunto de los pliegues está tumbado hacia el Norte; y la inclinación llega a tal grado en algunos casos, que parece como si todas las capas del pliegue buzasen hacia el interior de la masa montañosa. Algo semejante sucede en las cordilleras septentrionales de España.

En cambio, si se examinan las cordilleras centrales y meridionales de nuestra Península, vemos dominar en ellas una estructura inversa a la dominante en el resto del continente europeo. Todo el sistema de pliegues tiene marcada tendencia a caer hacia el Sur.

En apoyo de esto, presenta, entre otros ejemplos, un corte esquemático de la Serranía de Ronda, desde la Sierra del Pinar hasta la de la Nieve, pasando por la meseta de Ronda, en el cual se pone de manifiesto la caída hacia el Sur de los diversos pliegues. Compara este corte con los que le ha suministrado Orueta Aguirre de la región Norte de la provincia, y hace notar la concordancia entre ellos.

La causa de esta diferencia entre la estructura de gran parte de nuestra Península y la del resto de Europa la explica por la contracción de la corteza terrestre y por las dos masas resistentes que obligan a dicha contracción a verificarse en sentido determinado. Esta consecuencia la desarrolla mejor, sin embargo, en su trabajo siguiente:

- 1879 MAC-PHERSON (J.), *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda. (Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, tomo VIII; Madrid, 1879.)

Es éste un trabajo esencialmente petrográfico, de alto interés para nosotros. Está escrito después de haber fijado el autor su residencia en Madrid, y se vale para él del material recogido en sus excursiones por la Serranía (a la que, desgraciadamente para el conocimiento de ella, no volvió después), lamentándose de la escasez de este material, que no le permite hacer un estudio detenido de tan interesante región. Añadiendo a continuación: "Pero es tan vasto el arsenal de datos que esta zona montañosa encierra para el conocimiento de los materiales que forman la corteza terrestre, que creo ha de tener interés, aunque sea en esa forma fragmentaria, el señalar los caracteres de algunas de las principales rocas que la constituyen.,,

Las rocas que describe Mac-Pherson en este libro, detallando admirablemente su composición micropetrográfica, son las siguientes:

Granito turmalinífero de las Chapas de Marbella, Yunquera y río de Fuengirola.—Su descripción es exactísima. A la primera roca la ha llamado después Michel Levy *granulita*; pero esto no contradice en nada la exactitud del examen de Mac-Pherson, que señala en ella las dos micas, biotita y muscovita. Es, sencillamente, que en la época en que Mac-Pherson escribió este libro no estaba aún bien definida la diferencia entre el granito y la granulita tal y como lo ha hecho después el Comité francés de Petrografía. La abundancia de granates en la granulita o granito del río de Fuengirola obedece a la acción metamórfica de las peridotitas, muy próximas en este sitio (Sierra de la Alpujata), que tiende a hacer granatíferos tanto a estas rocas como a los gneises y pizarras.

Gneis de las cercanías de Istán y otros sitios.—Asigna a esta roca la composición normal, cuarzo, ortosa y biotita, señalando como minerales accidentales a la andalucita y a una substancia fibrosa derivada de ésta. No habla Mac-Pherson de la *cordierita*, descubierta después por Michel Levy y tan abundante en los gneises de Istán.

Sin embargo, leyendo la descripción de esta roca, nos inclinamos a pensar que la que Mac-Pherson hace de las hebras fibrosas de la andalucita metamorfoseada, puede corresponder en realidad a las de silimanita que penetran en la cordierita. (Pág. 10.)

Gneis de las Chapas de Marbella.—Le asigna su composición normal, cuarzo, ortosa y biotita, y un feldespató triclinico que no determina, y que no ha visto en el gneis de Istán.

Roca gneisiforme a orillas del río de Fuengirola, en el camino de las Chapas de Marbella a Mijas.—Le asigna la composición siguiente: andalucita, granate, mica (biotita), espinela ferrífera, grafito y tal vez magnetita, algo de feldespató ortosa y rutilo.

Hemos examinado las preparaciones de esta roca en la colección del Sr. Mac-Pherson, y las hemos comparado con otras nuestras. Creemos que la espinela ferrífera (pleonasto) es la espinela ordinaria (MgO, Al_2O_3), porque el pleonasto de la Serranía se caracteriza muy bien por su escasa transparencia, su color verde botella obscuro y por sus especiales inclusiones; y el mineral del grupo de las espinelas que contiene esta roca es incoloro, o ligeramente coloreado en violeta, y muy transparente, caracteres que, en unión del elevado índice, caracterizan a la espinela ordinaria; mineral que, por otra parte, abunda mucho en las rocas de contacto con las peridotitas, gneises, dolomías, etc. Nos atrevemos también a pensar que el mineral que Mac-Pherson llama grafito, es magnetita de segunda formación, porque, examinando la roca con luz refleja, ofrece el brillo metálico y los reflejos característicos de la magnetita.

Diabasa del puerto del Robledal.—La descripción de esta roca y la de sus minerales componentes es exacta y concuerda con cuantos ejemplares hemos encontrado en diversos puntos de la Serranía. Está compuesta del feldespató triclinico labrador y de un piroxeno monoclinico que el autor llama augita, pero cuyos caracteres concuerdan más con los de la dialaga, como veremos después. Ahora bien: la nomenclatura actual difiere de la de la época del libro del Sr. Mac-Pherson, y la roca que él llama diabasa se debe denominar gabro, si-

guiendo las reglas del Comité de Petrografía francés. En nuestro trabajo emplearemos, pues, la designación de gabro para las rocas granudas compuestas de piroxeno monoclinico y feldespatos calcosódicos.

Norita de las cercanías de Istán, camino de Monda.—Feldespatos triclinicos, enstatita y algo de magnetita. Exacta como descripción, y conforme con la nomenclatura actual. El autor describe con toda precisión el tránsito de la enstatita a bastita.

Peridotitas empastadas en la masa de serpentina entre Tolox y Manilva.—Sigue el autor en su idea de considerar a las peridotitas como un accidente en la serpentina, como restos escasos de los minerales primitivos. Dice a propósito de esto: "El yacimiento de estas rocas, como ya he tenido ocasión de indicar, se encuentra en la colosal masa de serpentina de esa parte del país, en donde se encuentran empastadas cual los cantos glaciales en el barro de una morrena.,. Más adelante veremos que los términos se invierten en realidad, que la serpentina es un accidente nada más, y que la casi totalidad de la masa eruptiva es de peridotitas puras o muy poco alteradas, con una proporción de serpentina relativamente muy escasa.

Las tres peridotitas que Mac-Pherson describe son: una dunita que debe de ser una harzburgita, por las razones antes expuestas (1); una lertzolita cuya descripción concuerda en un todo con las que hemos encontrado, en la que detalla con gran precisión el tránsito de la dialaga a serpentina y las inclusiones feldespáticas a lo largo de los cruceros; y, por último, una piroxenita compuesta de piroxeno monoclinico, peridoto y pleonasto, que también concuerda con las que repetidas veces hemos encontrado.

Esteatita de los Llanos del Juanar.—Suponía Mac-Pherson que en el gran pliegue de Sierra Blanca, y precisamente en su eje anticlinal, aparecían las pizarras micáceas paleozoicas, y entre ellas se encontraba la roca que describe. Luego veremos que estas pizarras son en realidad un gran man-

(1) *Origen peridotico de la Serranía de Ronda.*

chón de dolomia metamórfica, interesantísimo por los minerales que contiene.

La esteatita en cuestión ha sido bastante debatida. Los Sres. Michel Levy y Bergeron (1), al analizar el libro de D. José Mac-Pherson, sospechan que éste llamó *esteatita* a los cristales de *pargasita* de dichas dolomias metamórficas. Nosotros buscamos esta esteatita en los Llanos del Juanar, y en la primera excursión a ellos no conseguimos encontrarla; pero después, en la segunda excursión, hecha en abril de 1914, vimos que, efectivamente, en la entrada a los Llanos del Juanar por la vereda que desde Ojén conduce a ellos, hay un gran dique de esta roca que concuerda exactamente con la descripción de Mac-Pherson. Está formado por hebras fibrosas de un asbesto anfibólico que engloba, efectivamente, los cristales de rutilo que con tanta exactitud describe y dibuja Mac-Pherson. No hay, pues, error en éste, y nos complace mucho poderlo hacer constar así.

Pizarra quistolítica de las cercanías del Real del Duque. Es la última descripción del libro, y concuerda exactamente con las rocas de un manchón estratocristalino metamórfico que existe en dicho punto.

1879 BOTELLA Y HORNOS (FEDERICO), *Mapa geológico de España y Portugal.*

La limitación de los terrenos en este mapa concuerda con las de Mac-Pherson y Orueta Aguirre, salvo en que considera permianos a la mayor parte de los manchones que estos dos autores llaman triásicos.

1880 MAC-PHERSON (J.), *Predominio de la estructura uniclinal en la Península Ibérica. (Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, tomo IX, 1880.)*

Este trabajo es a modo de un complemento del anterior de 1879 sobre la especial estructura de la Península, pero tratada con más generalidad. El corte que lo acompaña com-

(1) *Estudio geológico de la Serranía de Ronda*, traducción española, pág. 347.

prende desde El Escudo, en la cordillera Cantábrica, hasta Marbella, al Sur de la Serranía de Ronda, mostrando los pliegues tumbados hacia el Sur de las Sierras de Tolox y Blanca.

Describe minuciosamente este corte, y lo compara con los de otras regiones del Globo, deduciendo que en toda la superficie del planeta hay marcada tendencia a la estructura uniclinal, estando determinado el sentido de la inclinación por la posición respectiva que ocupan las masas de mayor resistencia y las depresiones más marcadas. El continente europeo y el africano, considerados en conjunto, se inclinan en sentidos opuestos. Señala la existencia en el Atlántico de dos líneas de depresión, dirigidas de Nordeste a Suroeste y de Noroeste a Sureste, que lo cruzan en toda su longitud y que se cortan hacia los 40 grados de latitud Norte, estando el punto de intersección precisamente en la prolongación de la línea que en la Península Ibérica divide a las dos tendencias en la inclinación de los pliegues, y determina, por tanto, la separación entre las dos estructuras: la europea y la africana.

- 1881 MAC-PHERSON (J.), *Relación entre las formas orográficas y la constitución geológica de la Serranía de Ronda.* (Madrid, 1881.)

Comienza este trabajo con los siguientes párrafos, que copiamos para que el lector pueda formarse clara idea de la finalidad que persigue el autor, y también para evidenciar la importancia que para Mac-Pherson tuvo siempre el problema geológico de la Serranía:

“Pocas regiones ofrece nuestra Península que superen en la variedad de sus paisajes, en la grandiosidad de sus quebradas, en los contrastes de su vegetación y en la brillantez de su cielo, así como en el interés de los fenómenos geológicos, a la parte de la cordillera Bética que vulgarmente se conoce con el nombre de Serranía de Ronda.

„Forma esta masa montañosa un conjunto tan especial, presenta particularidades de tan alto interés, son sus desniveles tan pronunciados, y es su escena tan variada y pintoresca, que cual comarca ninguna puede prestarse a un estudio en que, comparando sus formas orográficas con los fenómenos

Plan del libro.

geológicos que desde remotos tiempos se han sucedido en esta parte de la corteza terrestre, se vea hasta dónde son aquéllas función de éstos, y al mismo tiempo hasta dónde ha conseguido la niveladora acción de los agentes exteriores obliterar los rasgos distintivos de las fundamentales dislocaciones de esta parte de Andalucía.

„Hay en esta parte de la cordillera Bética, aun en medio de su diversidad de formas, una homogeneidad tan perfecta (cosa rara en este género de estudios, abarcadores de una gran extensión de la superficie terrestre), que casi puede prescindirse del gran conjunto de la cordillera Bética al dar cuenta de la estructura de esta parte del país, donde en cierto modo aparece sintetizada toda la serie de fenómenos cuya suma ha dado por resultado ese gran reborde meridional de la Península.„

Se trata, pues, en este trabajo de un ensayo de explicación tectónica de las formas orográficas de la Serranía y de la constitución geológica de la misma, con miras a aplicar después sus resultados a regiones mucho más extensas, como así hizo, en efecto, Mac-Pherson. Acompañan al trabajo dos mapas a igual escala (1 : 400.000), uno isométrico y otro geológico, y tres cortes estratigráficos.

Fijándonos en estos mapas y en la descripción orográfica y geológica con que comienza el trabajo, vemos que el autor rectifica algunas de sus anteriores ideas. En primer lugar, ya no llama jurásicas a las Sierras Blanca y de Mijas, ya no cree que las dolomías de estas sierras sean calizas metamorfoseadas por la serparentina, sino que les asigna su verdadera edad estratocristalina, y consigna que son superiores al tramo de los gneises que suele aflorar en su base. Otro tanto hace con la gran masa de calizas de la protuberancia central, que en su primer libro y en su primer mapa (1) consideraba como jurásicas, y las representaba extendiéndose desde el borde oriental de dicha protuberancia hasta la meseta de Ronda. Aquí las divide en dos categorías: las verdaderas calizas jurásicas

Rectificaciones a ideas anteriores.

(1) J. Mac-Pherson, *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda.*

en los valles del Burgo y Serrato, y las dolomías cristalinas de la cordillera principal, que, según opina el autor, se extienden en ancha faja, orientada de Suroeste a Nordeste, desde el cerro del Alcohol al tajo del Grajo, en el Caparain. Vemos, pues, que ya en esta época el autor había rectificado su criterio sobre el influjo de la erupción peridótica sobre las rocas de su caja, y que no admitía ya que las colosales moles de la Torrecilla, Sierra Blanca y Sierra de Mijas hubieran sido transformadas en dolomías por la acción de dicha roca eruptiva. Y esta idea se precisa más todavía en la explicación tectónica que sigue a las descripciones orográfica y geológica.

En efecto: el autor, siguiendo en esto las opiniones de Orueta Aguirre (1), entiende que el relieve de la región que acaba de describir se debe en primer término a una gran quiebra o falla longitudinal, dirigida de Suroeste a Nordeste a lo largo de los valles del Genal y del Turón, o sea longitudinalmente a la dirección de las dos cordilleras principales, que separa de una manera más o menos completa a las series secundaria y terciaria de las cristalina y paleozoica. Y da a entender varias veces, aun cuando con precisión no lo dice, que la erupción peridótica, orientada de la misma manera, no fué *la causa* de las dislocaciones, sino, por el contrario, *la consecuencia* de las mismas. Véase, pues, con cuánta concordancia con las actuales opiniones evolucionaron las ideas de Mac-Pherson. Ya no es para él la erupción peridótica el fenómeno tectónico capital de la Serranía; este lugar lo ocupan las dislocaciones longitudinales. Pronto veremos aparecer también en los libros de Mac-Pherson al otro sistema de fallas transversales (Noroeste a Sureste) señalado por Orueta Aguirre.

La segunda causa que el autor consigna es la desigual denudación de las cumbres, que, como ha dicho, están compuestas de rocas de muy distinta naturaleza, como son las dolomías de la meseta central, las peridotitas y los gneises. En cuanto desaparece la dolomía, disminuye la cota de las

(1) D. Orueta y Aguirre, *Bosquejo fisicogeológico de la región septentrional de la provincia de Málaga*.

cumbres, y en cuanto los gneises y pizarras llegan a dichas cumbres, la altura decrece más todavía. Así se forman las grandes depresiones entre la gibosidad central y los Reales de Genalguacil.

Por último, de conformidad con Orueta Aguirre, expone la peculiar estructura de *las mesas* de Ronda, Villaverde, Alora y Pizarra, para deducir, como aquél, la existencia de un levantamiento gradual de la región a partir de la época miocena.

- 1881 MAC-PHERSON (J.), *Apuntes petrográficos de Galicia*. (*Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, tomo X.)

Ilustran a este trabajo cinco fotografías de rocas, y en la que lleva el número 2 vemos un cristal grande de granate, rodeado de una aureola de un mineral que el autor califica de anfíbol, que se parece mucho a los granates del gneis en su contacto con las peridotitas de la Serranía. Al describir las curiosas epigenesis del granate nos referiremos de nuevo a las de Galicia.

- 1883 MAC-PHERSON (J.), *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España*. (*Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, tomo XII.)

En este trabajo describe el autor las series arcaicas de la cordillera Carpetana, de la región galaica y de Andalucía. En esta última parte dedica especial atención a la Serranía de Ronda.

Empieza por señalar la analogía entre la serie arcaica de la Serranía y la de Sierra Morena, si bien en la primera aparecen horizontes más profundos. Divide la serie en los siguientes tramos, de más antiguo a más moderno:

1.º *Gneis glandular de las Chapas de Marbella*.—Equivalente en composición petrográfica y posición estratigráfica al gneis de igual tipo de Galicia y de la cordillera Carpetana. Posteriormente, en 1884, encontramos este gneis en las cercanías de Torrox, al pie de Sierra Almijara (parte oriental de la provincia de Málaga), y más tarde, en nuestras recientes excursiones por la Serranía, lo hemos visto aflorar también al

Sur de Carratraca, vertientes orientales de Sierra de Aguas y Chapas de Marbella.

2.º *Gneis micáceo, micacitas, dolomías cristalinas.*—Del valle del Genal, Sierra Blanca y Chapas de Marbella. Aquí vuelve a afirmarse más la rectificación de criterio respecto a la edad de las dolomías que ya vimos consignada en la obra anterior. Considera a las dolomías de Sierra Blanca, Sierra de Mijas, etc., como formando parte integrante del tramo de los gneises micáceos y micacitas estratocristalinas. En el corte número 12, a través de Sierra Blanca, representa a las dolomías como inferiores a los gneises, lo cual es cierto si se entiende por gneises a los que suelen acompañar a las micacitas del tramo tercero o superior, pero no si se refiere a los del tramo segundo, pues en éste, como después veremos, las dolomías son superiores a los gneises. En este corte de Sierra Blanca el autor sigue llamando estratocristalino, subyacente a las dolomías, al asomo de caliza metamórfica de los Llanos del Juanar.

3.º *Micacitas como roca predominante, anfibolitas, dolomías y gneises.*—Alrededores de Yunquera y Monda. La descripción de este tramo está conforme con lo observado después por otros autores.

Mac-Pherson no habla aquí del gran manchón estratocristalino que rodea a las Sierras de Aguas y de la Robla, en las que se muestra la serie casi completa, como después veremos.

- 1884 J. NAVARRO (EDUARDO), *Estudio prehistórico sobre la cueva del Tesero.* (Málaga, 1884.)

Es una monografía completa de una de las varias cuevas prehistóricas de Torremolinos que se abren en las brechas pliocenas de aquel pueblo. Acompañan al trabajo un plano de la cueva y nueve láminas de un cráneo, mandíbula y objetos encontrados en ella.

- 1885 MAC-PHERSON (JOSÉ), *Los terremotos de Andalucía.* (Conferencia leída en el Ateneo de Madrid en febrero de 1885.)

Después de describir el fenómeno y hacer algunas consideraciones generales sobre los terremotos, señala el hecho de

que la región principalmente afectada, comprendida entre la Serranía de Ronda y Sierra Nevada, está orientada en sentido transversal a la cordillera Bética, y en ella los efectos del fenómeno sísmico no se reparten con uniformidad ni decrecen progresivamente a partir de un centro, sino que se agrupan en zonas paralelas de efecto máximo separadas por otras de efectos casi nulos. Las zonas de efecto máximo son cinco: una al Oriente de Sierra Tejea, en la provincia de Granada; otra al Occidente de la misma, en la provincia de Málaga; otra determinada por la línea que une los pueblos de Vélez-Málaga, Torrox y Frigiliana; otra situada a lo largo del valle del Guadalhorce, entre Málaga y la Pizarra; y, por último, otra donde las sacudidas, aunque menos sensibles que en las zonas anteriores, llegaron, sin embargo, a producir daños, que corresponde con la parte inferior del valle del Guadiaro y comprende a los pueblos de Casares y Estepona. En la repartición del movimiento vibratorio existe, pues, cierto ritmo, cual si la conmoción hubiese redoblado de intensidad en unos sitios más que en otros, y los lugares en que la intensidad es mayor se agrupan en forma de bandas paralelas orientadas todas de Oeste-Noroeste a Este-Sureste; esto es, en la dirección general del sistema de fallas o roturas que se extiende desde Galicia al Sur de España.

Supone el autor que el efecto del terremoto ha debido de alcanzar y ha alcanzado un máximo en dichas fracturas y en sus zonas próximas, y que, en cambio, en los segmentos comprendidos entre las fallas, por ser de mayor resistencia, la oscilación ha sido menor. Deduce de esto una prueba más en apoyo de la tectónica de esta parte de Andalucía, tan afectada por el sistema de roturas Oeste-Noroeste a Este-Sureste, hecho que luego han venido a apoyar también las observaciones de los geólogos de la Comisión francesa.

- 1885 *Terremotos de Andalucía. Informe de la Comisión española nombrada para su estudio, dando cuenta del estado de los trabajos en 7 de marzo de 1885.* (Publicado en la *Gaceta* de dicho año. Tirada aparte. Imprenta de M. Tello, Madrid.)

A raíz de los terremotos de Andalucía (diciembre de 1884), **Objeto del libro.**

nombró el Gobierno español una Comisión de geólogos que estudiase sus efectos. Componían dicha Comisión los señores D. Manuel Fernández de Castro, Inspector general del Cuerpo de Ingenieros de Minas y Director de la Comisión del Mapa Geológico de España; D. Juan Pablo Lasala, Ingeniero jefe de primera clase del Cuerpo de Minas, Presidente de la Comisión del trazado de Meridianas; D. Daniel Cortázar, Ingeniero jefe de segunda clase de dicho Cuerpo, y D. Joaquín Gonzalo Tarín, de igual categoría, ambos afectos a la Comisión del Mapa Geológico. Acompañaron a esta Comisión los Auxiliares facultativos de Minas D. Isidro Manuel Pato, Don José María Ordóñez y D. Lucio Gómez y Mansilla.

Recorrió esta Comisión los pueblos y lugares adonde los efectos del terremoto más se dejaron sentir, y con los datos recogidos publicó el informe que analizamos, en cuyo preámbulo se anuncia la publicación de una memoria más extensa, memoria que, por desgracia, no ha llegado a publicarse. Hemos de atenernos, pues, al examen de este informe preliminar, lamentando que hombres tan eminentes como los que lo firman, no hayan terminado el trabajo que anunciaron, publicando un estudio completo de la región meridional de Andalucía, que, hecho por ellos, hubiera sido de inmenso interés.

Comienza el informe por una exposición de las teorías sísmicas más en boga entonces. Siguen después la descripción orográfica de las provincias de Granada y Málaga, la hidrografía de las mismas y la geología. Continúa con una descripción muy completa del terremoto y sus efectos, y termina con un resumen general. Acompañan al informe algunas láminas fotográficas de efectos causados por las sacudidas.

La parte que interesa más a nuestro objeto es la geológica (págs. 18 a 39), y de ésta, la relativa a la provincia de Málaga.

Del terreno *estratocristalino* señalan la presencia de un gneis en Sierra Almajara y Torrox, que consideran semejante al de las cordilleras septentrionales de la Península, pero distinto del de Huelva y la cordillera Carpetana. En la misma formación aparecen talquitas, mármoles cristalinos o sacaroides penetrados por ciertos minerales anfibólicos, calizas piza-

Estratocristalino.

reñas, algunas cuarcitas, ofitonas o diabasas y serpentinas. Asignan a este tramo caracteres análogos al de Escandinavia, estudiado por Durocher. Forma una banda ancha, cuyo arrumbamiento es de Nordeste a Suroeste, alcanzando altitudes considerables, como en Sierra Nevada, Sierra de Baza y Sierra Almajara, apareciendo en otras partes casi al nivel del mar, como en Almuñécar y en otros puntos de la costa. Suponen que a mayor o menor profundidad deben de formar las rocas una sola formación, y que estas diferencias de altitud de sus afloramientos son consecuencia de elevaciones y hundimientos parciales de amplitud muy diversa sufridos por los prismas de rocas comprendidos entre la multitud de fallas que desde los más remotos tiempos han surcado el terreno. Este potentísimo macizo, continuo en profundidad, se extiende desde más allá de la Sierra de las Estancias, en la provincia de Almería, hasta perderse por bajo de las pizarras paleozoicas y calizas jurásicas de la Serranía de Ronda, y suponen que formó parte del que asoma en diversos sitios al otro lado del Guadalquivir.

La dirección del sistema de fallas a que hacen referencia es del primero al tercer cuadrante, siendo notable el inmenso número que hay de ellas desde Sierra Nevada a la Serranía de Ronda.

Describen los principales macizos, y señalan en las Sierras Tejeda, Almajara y de Mijas el enorme espesor de las calizas, con algunos estratos de micacitas y gneises intercalados entre ellas. Aluden también a las Sierras calizas de Monda, Ojén, Cártama y Benahavis (suponemos será el manchón del castillo de Montemayor) y a la gran banda de micacitas al pie de la falda Sur de Sierra de Mijas. En el camino de Alora a Almojía, paraje llamado Los Lagares, señalan un manchón de micacitas sobre el que descansan las pizarras chiastolíticas de la base del cambriano, las cuales son a su vez el *infrastratum* de las pizarras arcillosas, grauvacas y calizas azules, que allí están en estratificación discordante con las anteriores. En las Chapas de Marbella aparecen también las micacitas separadas de la faja del Sur de la Sierra de Mijas por otra de pizarras arcillosas paleozoicas. Al Sur de Carra-

traca señalan otro manchón estratocristalino que vuelve a aparecer cerca de Casarabonela y sigue hasta Yunquera; otro en la parte más alta de la Sierra de Tolox, otros tres al Oeste y Sur de Guaro, y una estrecha faja de micacitas desde Tolox al Sur de Benahavís.

Sobre este terreno azoico (estratocristalino) reposan en estratificación concordante unas pizarras tabulares, a veces un tanto carbonosas, de pasta arcillosomicáfera con cristales de chiastolita, que los autores consideran como la base del *cambriano*. Las señalan en las Chapas de Marbella, en los Montes de Málaga, entre Carratraca y el valle de Abdalajís, en varios pueblos de la Hoya de Málaga y en la base de las serpentinas de Sierra de Aguas (Carratraca), Yunquera y Tolox.

El *siluriano* lo han encontrado en el valle del Genal, en el intermedio de las serpentinas del Real de Estepona y formación estratocristalina que las circunda. Sobre este terreno reposan las calizas jurásicas de la Serranía de Ronda. Se determinan otras dos fajas estrechas de este terreno al Norte de Marbella y al Sur de Mijas, que se internan en el mar.

La dirección general de los estratos cambrianos y silurianos es de Este 27 grados Norte, con buzamientos variables a uno y otro lado, generalmente mayores de 30 grados.

El *triásico* lo señalan en los Montes de Málaga y en el Norte de la provincia; pero no lo citan en la región que es objeto de nuestro estudio.

Dentro de esta región asignan la edad *jurásica* a las Sierras de Caparain, Ortegícar, del Burgo, Merinos, Espartosa, Cañete, Cuevas, Tolox, los Castillejos y Aviones, así como los manchones aislados de Gaucin y Casares al Suroeste, y Teba y Peñarrubia al Norte. Citan diversos fósiles, pero no dicen su procedencia; y como la región que estudian comprende gran parte de las provincias de Granada y Málaga, no podemos utilizar este dato paleontológico para la clasificación de los *liásicos* y *jurásicos* de la Serranía.

Como caracteres generales de las calizas de estos dos terrenos, asignan los siguientes: las del liásico son más blandas y de colores más oscuros que las del jurásico medio y superior, están en valles más o menos llanos y extensos,

abundan las calizas arcillosas, y la estratificación es menos confusa. Las rocas de los jurásicos medio y superior son, en general, calizas duras y compactas, que constituyen altas y quebradas montañas, con laderas muy escarpadas y grandes tajos en el sentido de las fracturas de las capas. Los colores de estas rocas son casi siempre claros, y su estratigrafía muy confusa.

No citan al *cretáceo* en los límites de la Serranía de Ronda.

Describen el *eceno* de la meseta de Ronda, el del valle de Carratraca y el de la Hoya de Málaga. Hablan también de la faja meridional de este terreno, al Sur de Cortes y Gaucin, y las faldas de los Reales. Las rocas esenciales del sistema son areniscas amarillentas, pardas, y a veces rojas; calizas de estructura compacta muy fosilífera; margas, y a veces yesos. Consignan los grandes efectos causados en el eceno por la denudación.

Hablan del *oligoceno* de la provincia de Granada; pero no lo señalan en la región que estudiamos.

El *plioceno* lo han reconocido en bastantes puntos de ambas provincias. Lo consideran de origen marino, y describen dentro de la Serranía los manchones de las mesas de Villaverde, Ronda y Arriate, hachos de Alora y La Pizarra, Coín y Antequera. Citan también la faja pliocena de las cercañas de Málaga, Churriana y Torremolinos, y la que se extiende desde Estepona a las Chapas de Marbella. Dicen que, aun siendo muy frecuentes los restos fósiles en estas rocas, y abundando principalmente los lamelibranquios y briozoarios, son escasas las especies determinables. Nos extraña esta afirmación, porque precisamente en este terreno, y en las localidades últimamente citadas, fué donde Verneuil, Ansted y Orueta Aguirre encontraron y clasificaron las múltiples especies de vertebrados y moluscos en admirable estado de conservación que describen en sus respectivas obras. Poco después del informe de la Comisión del Mapa Geológico se publicó el de la Comisión francesa, que contiene también una descripción detalladísima de los fósiles pliocenos de San Pedro Alcántara y Tejares de Málaga.

El terreno *diluvial* lo señalan en diversos sitios del Norte de la provincia de Málaga.

En cuanto a las *rocas htpogénicas*, describen primero la faja de dioritas, diabasas y algunos pórfidos que se extiende en dirección Oeste-Suroeste desde el Guadiana menor por el Norte de Loja y la provincia de Málaga, llegando hasta la de Cádiz. Citan apuntamientos de estas mismas rocas entre el arroyo de la Miel y Fuengirola.

Siguiendo la opinión de Orueta Aguirre y Mac-Pherson, llaman *serpentina* a la roca eruptiva que forma la gran masa de la Serranía.

Citan, por último, concediéndoles poca importancia, asomos de granulitas en los Reales, Istán, Ojén y Coin.

- 1886 TARAMELLI (T.) E MERCALLI (G.), *I terremoti andalusi cominciati il 25 dicembre 1884*. (Reale Accademia dei Lincei; Roma, 1886.)

A propuesta de la Real Academia citada, el Ministerio de Instrucción Pública, Agricultura y Trabajos Públicos, de Italia, nombró una Comisión compuesta de los dos eminentes geólogos y sismólogos Sres. T. Taramelli y G. Mercalli para que estudiaran los efectos y caracteres del terremoto de Andalucía de 1884. Dichos señores, después de recorrer la región afectada, publicaron el informe de que nos ocupamos. Es un libro de 110 páginas, con un mapa geológico de la región entera, otro con la dirección de las sacudidas y distribución de daños, a la misma escala 1 : 400.000 que el anterior, y dos láminas con fotografías, diagramas de las sacudidas y otros detalles del fenómeno. Contiene este informe una breve descripción geológica de la región (págs. 4 a 29), con una hipótesis sobre el origen de la serpentina, cuya descripción puede ser interesante para nuestro objeto. Dice así:

“El rasgo que a primera vista más llama la atención es la enorme masa de serpentina que atraviesa en dirección Nordeste esta región, entre el Guadiaro y el Guadalhorce, con la longitud de 42 kilómetros y la anchura de veinte. A la forma lenticular de esta masa se modela el carácter tectónico de toda la formación, desde el carbonífero hasta el eoceno in-

Plan del libro.

Hipótesis sobre el origen de la serpentina.

clusivo. El valle del torrente Guadiaro, que nace al Norte del Mediterráneo, separa una región occidental que presenta los acentuados caracteres orográficos de la provincia de Cádiz, de un país a la izquierda que se extiende hasta el amplio anfiteatro de Málaga y que presenta la misma variedad de formaciones que se advierte, por ejemplo, en los Alpes de la Liguria. El relieve principal está constituido por calizas mesozoicas que reposan sobre pizarras y sobre lentejones de sacaroidea apoyados en la serpentina, y este relieve está duplicado por una falla intermedia, paralela a la cordillera, a la cual corresponden los dos valles del Turón, que desemboca en el Guadalhorce, y del Genal, que desemboca en el Guadiaro a pocos kilómetros de la playa. La Sierra de las Plazoletas (1.966 metros), en la cresta meridional, representa el vértice de la región, y la falla longitudinal se pone de manifiesto por la yuxtaposición del numulítico a las pizarras y a las calizas sacaroideas de la época pretriásica; el eoceno está levantado a unos 1.300 metros. Esta caliza sacaroidea, en los primeros escritos del Sr. Mac-Pherson, se consideraba como una prueba del metamorfismo de los terrenos secundarios; pero el autor mismo la consideró poco después como azoica. Podría también ser paleozoica, si a una gran distancia tuviese valor la analogía de las series, al menos para los terrenos no fosilíferos. La serpentina, además de constituir la citada masa principal, que por afloramientos secundarios llega casi hasta el Guadalhorce, al Levante de Carratraca, presenta una ramificación hacia el Este-Sureste, con otro vasto afloramiento que termina en punta, cerca de la playa, en la Sierra de Mijas, extendiéndose sobre Alhaurín y volviendo a aparecer en forma de una pequeña masa al Norte de este pueblo. Acompañan a la serpentina, o distan poco de ella, vastas masas de hierro oxidulado y minerales de níquel en Marbella, puerto del Robledal e Istán; y si se quisieran correlacionar con la roca magnesiana, supuesta eruptiva, también las fuentes minerales de Casares, Manilva y Carratraca. Al Sur de la gran masa de serpentina se observan pizarras gnéisicas, gneis, granulitas y pizarras micáceotalcosas, a veces granatíferas. Cerca de Torrox se han indicado verdaderos granitos, que,

junto con unos pocos gneis, serían los escasos representantes de la formación pizarreñocrystalina que recubre a rocas más profundas en Sierra Morena y en el Guadarrama. Hay también algunas rocas anfibólicas y algunas diabasas, que cerca de Benalmádena forman un largo dique que atraviesa las pizarras. Hay algunas pizarras arcillosas, distintas de las más antiguas, que cerca de Alhaurín se apoyan en la serpentina, y encima de Marbella acompañan a una larga zona de areniscas y de conglomerados triásicos que sigue la misma dirección Este-Sureste de la rama meridional de la masa serpentinoso. Nótese que en entrambas de estas ramas la caliza sacaroidea está al Norte, esto es, encima de la serpentina; las rocas gnéicas y las dioríticas están al Sur, esto es, debajo; además, según la Comisión oficial de Geología española, las pizarras vendrán a pasar bajo la serpentina cerca de Carra-traca. Sin embargo, sin querer precisar la posición tectónica de esta masa, para lo que hubiera sido necesario un examen detallado y paciente, podemos, por lo que antecede, excluir que se trate de una enorme inyección de una masa eruptiva bifurcada hacia Oriente. Nos parece, por el contrario, que tal bifurcación se debe más bien al encuentro de dos pliegues, uno dirigido al Nordeste que, arqueándose lentamente, se confunde con el alto relieve de Sierra Nevada, y el otro al Sureste, que termina bruscamente en el cabo Calaburras, al Suroeste de Málaga. No creemos, pues, que sea solamente una apariencia de estratificación aquel semiparalelismo que presentan las ondulaciones por erosión sobre la masa serpentinoso denudada; no queremos excluir que sean más bien afloramientos de interstratos que quedan como residuos de los citados afloramientos de pizarras y de calizas sacaroideas que se advierten en medio del área serpentinoso, análogamente a lo comprobado por uno de nosotros en la masa un poco menos vasta de serpentina pretriásica de la Liguria occidental. Poco persuadidos del origen eruptivo de la masa serpentinoso *en género*, ni pareciéndonos un tal origen demostrado para la masa que discutimos, no acompañaremos al Sr. Mac-Pherson en la hipótesis que él expone de una primitiva permanencia de la masa lávica bajo los depósitos azoicos; des-

pués, de una emersión de esta lava al estado de pasta cristalina peridótica, hidratándose a continuación; de su elevación hasta una altitud mucho mayor que la actual, seguida de un cambio de posición de toda la serie de la región, según un plano inclinado al Sur, hasta el definitivo asiento tectónico de la cadena Bética; ni tampoco de una alteración de nivel como consecuencia de fracturas bastantes recientes. No podemos por menos de tener en cuenta, no obstante las interesantes observaciones que el autor expone sobre la relación entre la conformación orográfica de aquella región y la estratigráfica sobre la estructura, y del importante descubrimiento que él ha hecho, que en varios puntos de aquella masa serpentinoso existe una roca peridótica bastante más tenaz, más dura y de color más claro, la cual al microscopio se muestra compuesta de olivino con venas más o menos descompuestas de serpentina; esta roca viene referida a la *dunita*. En las porciones de roca que se supone quedan, no se sabe cómo, al estado original, las granulaciones de olivino están reunidas por una pasta vítrea con picotita. En la parte media de la masa mayor de serpentina, en la variedad que se supone menos alterada, quedan gránulos de hierro magnético cromado; antes el autor atribuye a una extrema división de estos minerales el color de la serpentina, y no explica la procedencia por oxidación del hierro contenido en el olivino. Mal se comprende cómo el contacto entre el olivino y el supuesto producto de su alteración sea siempre bastante neto, siendo, por lo menos, tan lógico suponer que el olivino se haya generado en un magma magnesiano amorfo; se ocurre, pues, también dudar que la roca sea formada por fenómenos contemporáneos o poco posteriores a su depósito. En ninguna sección delgada es visible el peridoto a simple vista; en otros ejemplares la red de venas está tan descompuesta y la masa peridótica tan reducida, que se tiene la estructura normal de una malla de serpentina. Entre las fibras o venas se pueden distinguir dos órdenes: el más reciente, de color más intenso y menos rico en hierro magnético. La serpentina sin olivino ofrece algunos esferoides deformados, de un color rubiginoso. Habiendo el autor, en una publicación más reciente, abando-

nado la idea de que la dolomía sacaroidea sobrepuesta a la serpentina representa un metamorfismo por ésta ejercido sobre la caliza, no tenemos nosotros por qué detenernos a refutarlo; tomamos nota, sin embargo, de la importancia del descubrimiento del olivino en la sacaroidea de Marbella, que el autor explica después como un efecto de recomposición del mineral que imagina alterado para dar origen a la serpentina. Para la finalidad del presente escrito, bastará que se admita que no puede existir una relación directa entre las manifestaciones de la actual actividad endógena y esta enorme masa de serpentina, pudiéndose, todo lo más, conceder que su presencia ha causado algunas de las fracturas que se descubren a los lados de la misma. Cuanto habíamos dicho de las rocas diabásicas del terreno yesífero de la zona gaditana, tiene mayor aplicación para esta particularidad tan aparente de la Serranía de Ronda.,

No entraremos ahora a discutir esta opinión de los geólogos italianos, porque hemos de hacerlo con la debida extensión cuando, después de exponer los caracteres geológicos y petrográficos de la gran masa eruptiva de la Serranía, examinemos las diversas hipótesis que sobre su origen se han emitido. La parte transcrita contiene cuanto los citados geólogos dicen sobre el particular, y servirá para que el lector pueda seguir nuestra exposición sobre tan interesante punto, siá necesitar acudir al trabajo original italiano.

- 1887 MAC-PHERSON (J.), *Descripción petrográfica de los materiales arcaicos de Andalucía. (Anales de la Sociedad Española de Historia Natural; Madrid, 1887.)*

Hace constar que así como en la cordillera Carpetana el tramo inferior del arcaico es el más desarrollado, en cambio, en Andalucía predominan las rocas del tramo superior, y sólo en la Serranía de Ronda y en alguno que otro punto fuera de ella afloran las rocas del inferior, sacadas accidentalmente a la superficie en los anticlinales de los pliegues.

Las rocas relacionadas con las de la Serranía cuya descripción petrográfica comprende este trabajo, son:

Gneis glandular.—La considera como la más antigua del

Rocas que describe.

terreno arcaico, y se vale para su examen de los ejemplares recogidos por él en las Chapas de Marbella y de los que en 1885 le suministramos nosotros y que procedían de Torrox (1). Señala la analogía entre estos gneises y los de la cordillera Carpetana, donde también ocupan la base de la formación. Sus principales caracteres son: dos micas, biotita y muscovita, probablemente la segunda derivada de la primera; residuos de magnetita originados por dicha epigene-sis; cristales grandes de ortosa que forman las glándulas, maclados por la ley de Carsbad unas veces, y formando agregados otras; abundancia de oligoclasa en la variedad de las Chapas, y relativa escasez de dicho mineral en la de Torrox; cuarzo con la peculiar estructura de agregado.

La descripción que extractamos es rigurosamente exacta, y concuerda con la de los gneises inferiores de la cordillera Carpetana.

Gneis micáceo.—Relativamente abundante en la Serranía y en el borde oriental de la provincia de Málaga, al pie de Sierra Almijara.

Consigna los caracteres petrográficos de la ortosa, cuarzo, biotita y plagioclasa, que no repetimos aquí, porque hemos de exponerlos con todo detalle al describir las rocas estratocristalinas.

Señala una serie importante de minerales accesorios, varios de los cuales no había citado en sus obras anteriores. Entre éstos, a la cordierita, cuyos caracteres petrográficos habían dado ya los Sres. Michel Levy y Bergeron en su Memoria sobre la Serranía; a la fibrolita o silimanita, al zircón y a la pinita.

Pizarras anfibólicas.—Describe las de Sierra Nevada y vertiente oriental de Sierra Almijara; pero no habla de las de la Serranía, siendo así que en ella existen los importantes yacimientos de Monda, Alora y Carratraca, que describiremos al tratar del terreno estratocristalino.

(1) Este gneis glandular se encuentra a la salida misma del pueblo de Torrox, por el camino que conduce a Cómpea y a Sayalonga. Ocupa allí la base de la serie estratocristalina de Sierra Almijara, serie muy semejante a la de la Serranía de Ronda, como veremos después.

Calizas.—Insiste de nuevo en la rectificación de criterio que ya hemos citado. Reconoce que los grandes macizos de Sierra Blanca y Sierra de Mijas son de calizas y dolomías arcaicas, cuyos caracteres describe con minuciosidad y exactitud.

Habla después de la multitud de minerales accesorios que contienen estas calizas, y cita los de Sierra Tejea y Sierra Al-mijara; y al hablar del asomo metamórfico de los Llanos del Juanar, en Sierra Blanca, insiste en la presencia del peridoto en aquellas dolomías, siendo así que ya antes había expuesto Michel Levy que los minerales de alto índice de esas dolomías no eran peridoto, sino humita, clinohumita y pargasita, asociadas a una espinela. No puede por menos de extrañarnos esta omisión de Mac-Pherson. Tal vez, no teniendo a la vista ejemplares de esas rocas, no se atreviera a pronunciarse en uno u otro sentido.

Micacitas y pizarras micáceas y carbonosas.—No añade nada a las descripciones ya hechas en su obra anterior sobre el asunto (1), y a las cuales se remite.

Sigue a las descripciones anteriores un capítulo que titula "Resumen,, que es de grandísimo interés para nuestro trabajo, y que por lo mismo vamos a extraer. Establece en él la similitud de la serie estratocristalina o arcaica de Andalucía con las de otras regiones del Globo, examina la tan debatida cuestión del metamorfismo, y expone, por último, una teoría sobre la formación del terreno de que se trata.

Las regiones estratocristalinas que describe son: En Francia: el Limousin, estudiado por Dousselle; el Morván, por Michel Levy; el Contal, por Fouqué; la Lozera, por Fabré; el macizo armoricano, por Barrois; y la zona alpina, por Lory. En Alemania: las montañas de Baviera, descritas por Gumbel; el gneis de Bojic, por Kalkowsky; y el arcaico en general de Sajonia y Silesia, por este último autor y por Credner. En Escandinavia, el tramo de Finlandia, estudiado por Hum-

(1) J. Mac-Pherson, *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda.*

mel. En Inglaterra, los estudios de Hicks sobre Escocia. En los Alpes austriacos y vertientes italianas de los Alpes, las series arcaicas establecidas por Taramelli y otros autores. Y, por último, en América del Norte cita las series de terrenos laurenciano, montalbano, huroniano y noriano, tan importantes en aquella parte del mundo.

Deduce de estas descripciones varios hechos de capital importancia:

1.º En todas partes la serie arcaica aflora de idéntica manera; en todas esta serie tiene composición petrográfica semejante y sirve de cimiento a las rocas francamente sedimentarias.

2.º Los tres tramos descritos en el arcaico de Andalucía los vemos repetirse en todas partes con el fenómeno esencial que caracteriza a cada uno de ellos, y que es: el tramo inferior y el superior, cuyo carácter distintivo es una no interrumpida uniformidad en sus caracteres petrográficos; el tramo intermedio, caracterizado, al contrario, por la diversidad y variabilidad de las rocas que lo forman.

3.º La formación comienza en su base por materiales que con frecuencia es difícil separar del granito, y por una serie de rocas muy complejas se funden en su parte superior en pizarras que es difícil separar de sus análogas fosilíferas.

4.º Que, de los tres tramos en que se divide la formación, el inferior es eminentemente ácido, el intermedio sensiblemente básico, y en el superior decrece otra vez la basicidad, aun cuando no llega a ser tan ácido como el primero.

5.º Y, por último, que el agua ha desempeñado un papel importante en la formación de estas rocas, como lo atestiguan las numerosas inclusiones de ella que se observan en todos los materiales componentes (1).

Reconoce que el problema planteado por estos hechos es de los más difíciles que la Geología ofrece a nuestra investigación.

“¿Qué son y qué significan estos terrenos en la economía

(1) Hemos alterado aquí adrede la redacción de Mac-Pherson, para evitar una repetición que observamos en el resumen que él hace.

de nuestro Globo, y bajo qué condiciones han llegado a generarse?., Con esta pregunta comienza la parte quinta del trabajo.

Examina y discute a continuación las diversas teorías que se han ideado acerca de la génesis de estos terrenos. Expone las objeciones que a cada una de ellas se han hecho, y esto, unido a descubrimientos sucesivos, que han aportado nuevos datos al problema, le lleva a reducir sus términos a sólo dos teorías, únicas que en la actualidad tienen visos de verosimilitud. La primera es la que ve en estos terrenos la consecuencia de la precipitación de las aguas sobre la costra, ya sólida, de la Tierra; y la segunda, la que supone que toda la serie estratocristalina es consecuencia de acciones secundarias que han metamorfoseado a los antiguos sedimentos.

Expone a continuación Mac-Pherson dos objeciones a estas teorías. Si los terrenos estratocristalinos son de origen sedimentario, su extraordinaria regularidad de composición petrográfica en todas partes contrasta con la diversidad en dicha composición que ofrecen los demás terrenos sedimentarios cuando se comparan entre sí los yacimientos de una localidad con los de otra. Y si su origen es debido a una acción metamórfica, téngase presente que esa acción no ha sido exclusiva a la época estratocristalina, puesto que la vemos manifestarse con iguales efectos en otras épocas mucho más modernas que aquella, tales como la devoniana, la triásica y la jurásica. En efecto: en las pizarras de Bastogne del devoniano inferior se ve la transformación de gran parte del tramo en pizarras cristalinas anfibólicas y granatíferas; y, más recientemente, M. Lory ha demostrado la existencia de verdaderos gneises cargados de feldespatos entre las calizas triásicas y jurásicas de los Alpes (1).

Deduca de esto el autor que ni puede prescindirse del metamorfismo en las teorías genésicas del estratocristalino, ni puede tampoco prescindirse del hecho demostrado de que los materiales de dicho terreno se reproducen en distintos

(1) Cita Mac-Pherson otros muchos hechos, que no repetimos por no dar demasiada extensión a este extracto.

periodos de la edad del mundo, debiendo deducirse, por tanto, que obedecen a distintas causas.

Y una de las principales, si no la principal, de estas causas es la colosal cantidad de energía potencial que se transforma en diversas modalidades cuando el enfriamiento progresivo de nuestro Globo obliga a las partes externas, ya sólidas, a adaptarse sobre el núcleo central, que se contrae progresivamente y con más rapidez que la corteza.

Resulta, pues, que los terrenos estratocristalinos son el resultado de la precipitación de la masa acuosa sobre la corteza primitiva, con lo cual su enfriamiento y solidificación fueron creciendo progresivamente, y creciendo también al mismo tiempo los efectos de desagregación y sedimentación. Pero sincrónicamente con esto venía a sumarse otro efecto: el de la energía en cuestión, originada por la contracción desigual del núcleo y la corteza, cuya energía, transformándose en calor, trabajo mecánico y otros efectos secundarios, producía el metamorfismo en los materiales ya formados. Son, pues, simultáneos o casi simultáneos los tres efectos, cristalización primitiva, sedimentación y metamorfismo, y están además tan íntimamente unidos, que en la mayoría de los casos es absolutamente imposible deslindarlos. A medida que la energía del planeta se va perdiendo, el efecto de la sedimentación va predominando sobre los otros dos, y así se pasa progresivamente y sin solución de continuidad de las rocas cristalinas de la base a las que ya lo son menos del tramo superior, y de éstas a los demás terrenos sedimentarios. Los efectos de metamorfismo que se observan en determinadas épocas de estos últimos son debidos a recurrencias de un estado análogo al primitivo, como consecuencia del proceso orogénico en constante actividad en nuestro planeta. En efecto: si nos fijamos en los fenómenos eruptivos, se ve que si bien forman una serie no interrumpida cuyos efectos se pueden observar en todas las épocas de la Tierra, presentan, sin embargo, cuando se los considera en su conjunto, un aumento muy marcado en su intensidad en dos períodos distintos de la edad del mundo: en el permocarbonífero y en el comienzo de la edad terciaria. Comparando estos dos efectos con el que

se observa en la parte media del terreno estratocristalino, puede establecerse una relación entre los tres. Esta relación es: la intensidad va progresivamente disminuyendo; las rocas correspondientes a los tres periodos van siendo cada vez más básicas: parece, pues, como si el foco de acción se fuera retirando más cada vez de la superficie del planeta.

Con esto termina este libro D. J. Mac-Pherson, que hemos procurado extractar con la mayor fidelidad, reproduciendo la parte más esencial de sus teorías. Pero el número de datos que contiene es tal, y las consideraciones que el autor hace sobre la génesis del terreno arcaico son de tanta importancia para la resolución de este *jeroglífico geológico*, como lo califican no pocos autores, que no podemos por menos de recomendar la lectura íntegra de este libro, y especialmente la de su segunda parte, a cuantos se interesen en el conocimiento de tan interesante problema.

- 1889 MISSION D'ANDALOUSIE, *Études relatives au tremblement de terre du 25 décembre 1884 et à la constitution géologique du sol ébranlé par les secousses. (Mémoires de l'Académie des Sciences, tome XXX, n.º 2; Paris, 1889.)* Traducido al español y publicado en los tomos de 1890, 1891 y 1892 del *Boletín del Mapa Geológico de España*.

En los primeros meses de 1885, y a raíz, por consiguiente, de los terremotos que en diciembre de 1884 devastaron a parte de las provincias de Granada y Málaga, la Academia de Ciencias de París envió a dichas provincias una Comisión compuesta de los más eminentes geólogos de Francia para que estudiaran los efectos del fenómeno y sus relaciones con la constitución geológica de la región. Componían esta Comisión los señores siguientes: M. Fouqué, Director de la Comisión, miembro del Instituto y Profesor del Colegio de Francia; M. Michel Levy, Ingeniero jefe de Minas; M. Marcel Bertrand, Ingeniero de Minas; M. Charles Barrois, Profesor de Conferencias en la Facultad de Ciencias de Lille; M. Offret, Preparador del Colegio de Francia; M. Kilian y M. Bergeron, Preparadores de la Facultad de Ciencias de París; y M. Breon, Ingeniero civil.

Historia.
División del
libro.

A poco de llegar, y a consecuencia de un examen general, hubieron de comprender que el punto más interesante a estudiar era, más que los efectos del terremoto, el referente a la geología de la región, y al efecto se dividieron en grupos que recorrieron por separado distintos distritos y que se dedicaron de preferencia a estudios geológicos. Tan es así, que el libro que analizamos, y que es el resultado científico de la Misión, es un tomo grande de 772 páginas, de las que sólo setenta están dedicadas a los terremotos. Las restantes son estudios geológicos que llevan los títulos siguientes:

Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie de la Sierra Tejeda à la Sierra Nevada, por MM. Charles Barrois et Albert Offret. (Págs. 79 a 169.)

Étude géologique de la Serranía de Ronda, por MM. Michel Levy et Bergeron. (Págs. 171 a 375.)

Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Malaga, por MM. Bertrand et Kilian. (Págs. 377 a 579.)

Le gisement tithonique de Fuente de los Frailes, près de Cabra (province de Cordoue), por M. W. Kilian. (Págs. 581 a 600.)

Études paléontologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de l'Andalousie, por M. W. Kilian. (Págs. 601 a 732.)

Acompañan a este texto: un mapa de la región afectada por los terremotos, con las direcciones de las sacudidas, efectos, etc.; otro geológico de la misma región; otro de la parte Nordeste de la provincia de Málaga y Suroeste de la de Granada; otro de Sierra Elvira, con dos cortes geológicos; diez láminas fotográficas con paisajes y representación de efectos del terremoto; una del aparato registrador de las sacudidas sísmicas, con otra que representa el gráfico de las vibraciones producidas por un golpe del martillo-pilón de 100 toneladas del Creusot, y otras cinco de las originadas por la explosión de un pequeño cartucho de dinamita cerca del aparato y en diversas rocas; 17 láminas de fósiles y cinco de secciones de rocas.

El resultado de los trabajos se dió primero a conocer por notas preliminares, y después apareció la exposición completa

de ellos en el libro de que nos ocupamos. Unas y otro han sido traducidos al español y publicados en el *Boletín del Mapa Geológico de España* (1890 a 1892), con una nota preliminar que contiene determinadas observaciones sobre las ideas y opiniones de los sabios franceses.

El estudio de la Serranía de Ronda puede considerarse dividido en tres partes: geológica, paleontológica y petrográfica. En la primera se atienden los Sres. Michel Levy y Bergeron a las opiniones de Mac-Pherson y Orueta Aguirre, ampliándolas un tanto. La segunda contiene una lista descriptiva muy extensa de los fósiles pliocenos de San Pedro Alcántara y los Tejares de Málaga. La tercera es de suma importancia, como no podía menos de ser, estando hecha por un petrógrafo tan eminente como Michel Levy. Contiene la descripción detallada de las principales rocas estratocristalinas de la Serranía y de algunas de las de la masa eruptiva y las del asomo metamórfico de los Llanos del Juanar. Gracias a Michel Levy ha podido resolverse el extraño problema que significaban estas últimas, y asignárseles su verdadera posición en la serie metamórfica del estratocristalino. Respecto a las peridotitas de la erupción, sólo describen las noritas, lertzolitas y serpentinas, y no mencionan siquiera la enorme masa de peridotitas ultrabásicas que forman la casi totalidad de aquélla. Atribuimos esta omisión a que por falta material de tiempo no llegaron al centro de la Serranía, y debieron limitarse a recorrer tan sólo una parte del borde oriental de la masa eruptiva.

No extractamos este trabajo, porque hemos de referirnos a él a cada paso en el curso de nuestro libro, citando los datos aportados por los sabios franceses y exponiendo sus opiniones. Para hacer un extracto eficaz tendríamos que copiar aquí casi todo el trabajo.

Otro tanto decimos respecto a los demás que contiene el libro de la Comisión francesa. No se refieren directamente a la Serranía, pero sí a regiones contiguas a ella, y los datos que aportan, tanto sobre tectónica como sobre composición petrográfica, son de sumo interés para nuestro objeto. A ellos acudiremos repetidas veces, evitando al lector en lo posible el tener que acudir al libro original.

Serranía de Ronda.

1890 CALDERÓN (SALVADOR), *La región epigénica de Andalucía y el origen de sus ofitas*. Traducción española del artículo publicado en el *Bulletin de la Société Géologique de France*. (*Boletín de la Comisión del Mapa Geológico*, tomo XVII, 1890.)

El objeto de este trabajo es exponer los fenómenos ofíticos de Andalucía y el origen más probable de las rocas cristalinas que se encuentran entre las capas metamorfoseadas. Consta el trabajo de 28 páginas, y lo acompaña un mapa en el que está representada la banda de erupciones ofíticas. Esta banda bordea por el Norte a la Serranía de Ronda, y aunque no forma parte de ésta, hay, sin embargo, cierta relación entre las ofitas y otras rocas eruptivas del Sur de la Serranía, y hemos creído pertinente decir algo de las opiniones del señor Calderón sobre el origen de estas rocas. Esta opinión, expuesta como resumen al final del trabajo, es la siguiente:

“Los fenómenos epigénicos que he mencionado y la producción de las ofitas no son, a mi modo de ver, sino manifestaciones consecutivas del esfuerzo orogénico obrando sobre materiales de una composición muy compleja y capaces de reaccionar unos sobre otros. A favor de un régimen abundante de aguas, los elementos de las capas del *keuper*, sometidos al esfuerzo tangencial, han dado lugar, por una parte, a cristalizaciones de sus elementos en los anticlinales, y por consiguiente a la formación de las ofitas, y por otra, a su penetración en masa a través de los terrenos superiores por fallas y grietas, de la manera descrita por M. Choffat en los valles tifónicos de Portugal. Las aguas, transportando a distancia elementos solubles de las capas del *keuper*, y preparando a sus expensas otras formaciones análogas, han dado lugar a la reproducción de los mismos fenómenos, de los cuales los volcanes de lodo son una manifestación favorecida por la intervención de las materias orgánicas.

„Considerados de este modo los fenómenos llamados ofíticos, pierde mucha importancia la cuestión, tan ampliamente debatida, acerca de la época precisa en que aparecieron las ofitas; porque aun cuando éstas se hayan formado principalmente al fin de los terrenos terciarios y al principio de los

cuaternarios, cuando la contracción del Globo se ha hecho sentir con más fuerza en esa parte del país, los agentes orogénicos han podido originar también, antes o después de esas épocas, producciones ofíticas aisladas.

„Creo que no sería pecar de temerario sacar en conclusión, como ley general, que *cuando un terreno salífero, rico en margas y arcillas, magnésiano y yesoso, se ha hallado sometido a un esfuerzo tangencial, ha debido de producir los fenómenos epigénicos llamados ofíticos, y dar origen en los anticlinales a verdaderas rocas cristalinas macizas.*„

Puede verse también, respecto a estas rocas ofíticas, el trabajo de M. W. Kilian *Posición de algunas rocas ofíticas en el Norte de la provincia de Granada. (Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España, tomo XII, cuaderno 2.º, 1885.)*

- 1892** *Mapa Geológico de España.* (Formado y publicado por la Comisión del Mapa Geológico, bajo la dirección del Excelentísimo Sr. D. Daniel de Cortázar. Escala, 1 : 400.000. Litografía de Méndez, plaza de los Mostenses, 2, Madrid.)

La región que nos ocupa está contenida en las hojas números 51 y 52 de dicho Mapa Geológico.

Comparando la clasificación y limitación de los diversos terrenos que se hace en este mapa con las descripciones de los mismos contenidas en el estudio geológico de la Comisión española que emitió informe sobre el terremoto de Andalucía en 1885, no han podido por menos de llamarnos la atención algunas contradicciones que entre ambos trabajos se notan, y creemos deber señalar las dos más importantes, para evitar al lector confusiones posibles.

Se refiere la primera al *terreno cambriano*. En el citado informe se señala la existencia de este terreno en las Chapas de Marbella, Montes de Málaga, entre Carratraca y el valle de Abdalajís, y en otros varios puntos. En el Mapa Geológico el terreno de todas estas localidades está representado como *siluriano*, y ni en la Serranía de Ronda ni en ningún otro punto de la provincia de Málaga figura ni un solo manchón de terreno cambriano.

La segunda se refiere al importante macizo de calizas de la Sierra de Tolox, y al del Caparain, que la prolonga hacia el Nordeste. En el informe se dice que las calizas de ambas sierras pertenecen a la época jurásica; y, en cambio, en el Mapa Geológico figura la primera de las dos sierras, con su punto culminante, La Torrecilla, como siluriana, y como estratocristalina superior y siluriana la segunda, no figurando ningún asomo jurásico entre una y otra ni en los alrededores de ellas.

No tenemos datos para afirmar la causa de estas discrepancias. Tal vez sean debidas a una rectificación de criterio posterior al informe de 1885; pero no podemos asegurarlo, porque entre los trabajos originales de la Comisión del Mapa Geológico de España no hay ninguno sobre la región que estudiamos ni sobre la geología de la provincia de Málaga que lleve fecha posterior a la de 1885 del informe sobre los terremotos.

- 1900** BERWERT (DR. FRITZ), *Mikroskopische Structurbilder der Massengesteine.* (Stuttgart, 1900.)

En este magnífico atlas, de 32 grandes láminas, destinadas a ilustrar la textura de las rocas, está representada una piroxenita de la Serranía de Ronda como ejemplo de textura granuda. Se compone de un piroxeno monoclinico, de olivino y espinela. El autor se limita a decir que la roca procede de la Serranía de Ronda, sin fijar la localidad; pero el ejemplar que presenta es idéntico a las piroxenitas de los Reales de Genalgacil, y es muy probable proceda de allí.

- 1906** NICKLÉS (M. R.), *Los terrenos secundarios de las provincias de Murcia, Almería, Granada y Alicante. Sobre la existencia de fenómenos de cobijadura en la zona subbética. Fenómenos de cobijadura en España en la zona subbética.*

A. DE YARZA (R.), *Dos palabras referentes a la teoría de las zonas de cobijadura, como prólogo a la traducción de un trabajo del Sr. Nicklés.*

Estos cuatro trabajos están contenidos en el tomo VIII del

Boletín del Instituto Geológico de España, páginas 35, 41, 77 y 65, respectivamente. Se refieren a una parte de la cordillera Bética bastante alejada de la Serranía; pero pueden tener cierto interés para el estudio de ésta, dada la relación que media entre todas las regiones de dicha cordillera. Están basadas en los trabajos anteriores de la Comisión francesa para el estudio de los terremotos. (Véase *Mission d'Andalousie*.)

- 1912 SUESS (ED.), *La Face de la Terre*. (Traducción de *Das Antlitz der Erde*, bajo la dirección de M. Emmanuel de Margerie; París, 1912.)

En esta monumental obra, de fama mundial, encontramos, como no podía menos de suceder, valiosísimos datos para la historia geológica de la región que estudiamos. Nos valdremos de ellos repetidas veces, y aduciremos las opiniones de Suess en apoyo de observaciones directas. Son especialmente interesantes para nuestro objeto: el apartado C del capítulo que trata de las líneas directrices del sistema alpino (tomo I, páginas 287 y siguientes), "La cordillera Bética," (tomo I, páginas 295 a 301), las observaciones sobre las serpentinas italianas (tomo I, pág. 305), el capítulo "El Mediterráneo," (tomo I, págs. 358 a 453), "La meseta ibérica," (tomo II, página 198), "El Mediterráneo occidental," (tomo II, pág. 701), "El Atlas mediterráneo," y "La cordillera Bética," (tomo III, segunda parte, págs. 837 a 886).

CAPÍTULO II

Descripción geográfica y principales rasgos geológicos.

Si se examina un mapa de España en el que estén representadas las principales cordilleras de la Península, y nos fijamos en la más meridional de todas ellas, en la cordillera Bética, vemos que la dirección de ésta, que en el Norte de la provincia de Málaga es rigurosamente de Este a Oeste, al llegar al paraje llamado El Chorro cambia bruscamente de sentido y toma el de Nordeste a Suroeste, que conserva hasta su terminación a orillas del Mediterráneo, entre los pueblos de Marbella y Manilva, ambos de la provincia de Málaga.

Al mismo tiempo que la dirección, cambia también la estructura de la cordillera. La cresta única que forma a las Sierras de Antequera y Abdalajís (1) se duplica a partir del Chorro en dos sierras próximamente paralelas, dirigidas al Suroeste, las cuales, en unión de una tercera de dirección ligeramente divergente, forman los valles de los ríos Turón y Serrato y limitan por el Este a la meseta de Ronda. Las tres sierras convergen hacia una gibosidad o meseta central, a partir de la cual vuelve a duplicarse la cordillera en dos ramas paralelas que determinan los valles de los ríos Guadiaro y Genal y dividen las aguas de este último de las que corren directamente al Mediterráneo. Por último, de la citada meseta

Situación de la Serranía. Límites.

(1) Véase el mapa orográfico.

central parte un tercer sistema de montañas que, con los nombres de Sierra Parda, Sierra de la Alpujata y Sierra de Mijas, se dirige primero hacia el Sur-Sureste, y después, a partir del pueblo de Ojén, hacia el Este, trazándose así a modo de un arco de círculo que cierra por el Suroeste y por el Sur al valle del Guadalhorce.

Este conjunto de sierras es la Serranía de Ronda. Tal y como queda definida, pueden asignársele los siguientes límites: por el Norte, el valle del río Guadateba; por el Sur, el mar Mediterráneo; por el Este, el río Guadalhorce; y por el Oeste, el río Guadiaro. Queda así limitada una superficie de forma próximamente trapezoidal, comprendida entre las latitudes $36^{\circ} 17'$, paralelo de la desembocadura del Guadiaro, y $36^{\circ} 57' 30''$, que es, aproximadamente, el paralelo del valle del Guadateba; y entre las longitudes $0^{\circ} 52'$ y $1^{\circ} 36'$ al Oeste del meridiano de Madrid, que son las que corresponden, poco más o menos, a la parte central de los valles del Guadalhorce y el Guadiaro. La superficie encerrada entre estos límites es, aproximadamente, de unos 2.800 kilómetros cuadrados (1).

Conviene advertir, sin embargo, que la limitación que antecede no concuerda con la que en el país se adopta para la Serranía de Ronda. Allí designan con este nombre solamente al conjunto de sierras que limitan por el Sur y el Este a la meseta de Ronda y a las que forman la cuenca del valle del Genal. A las demás del sistema y a los pueblos edificadas al pie de ellas no se los considera ya como pertenecientes a la Serranía. A pesar de esto, nos atendremos a la definición que hemos expuesto: en primer lugar, porque entre las sierras que componen dicho conjunto hay una ligazón orográfica muy íntima, que se traduce en otra más íntima todavía en la

(1) Para fijar bien la posición geográfica de la Serranía, anotamos a continuación la latitud y longitud de sus poblaciones más importantes:

Málaga.—Latitud: $36^{\circ} 43' 12''$. Longitud: $0^{\circ} 43' 56''$.

Ronda.—Latitud: $36^{\circ} 44' 13''$. Longitud: $1^{\circ} 28' 39''$.

Estepona.—Latitud: $36^{\circ} 25' 35''$. Longitud: $1^{\circ} 27' 31''$.

Marbella.—Latitud: $36^{\circ} 30' 34''$. Longitud: $1^{\circ} 11' 46''$.

Grazalema.—Latitud: $36^{\circ} 45' 31''$. Longitud: $1^{\circ} 40' 41''$.

composición geológica; y en segundo lugar, porque todos nuestros predecesores en el estudio de la Serranía han adoptado para ella los mismos límites que quedan señalados. Sentado esto, procedamos a una descripción más detallada de los diversos sistemas orográficos que componen la Serranía y de las regiones comprendidas entre ellos (1).

La Sierra de Abdalajís queda bruscamente cortada en las proximidades del Chorro, debido a un importante fenómeno geológico que más adelante describiremos con detalle, y que determina allí la formación de una hoz o garganta muy estrecha, con sus paredes cortadas casi a pico, que mide unos diez kilómetros de longitud y por cuyo fondo corre el río Guadalhorce. El ferrocarril de Córdoba a Málaga atraviesa la cordillera Bética por esta garganta, y su recorrido se cita como uno de los más pintorescos de España. Once túneles y seis puentes hay en los siete kilómetros que separan a las estaciones de Gobantes y El Chorro, la primera de las cuales está casi a nivel del río, y la segunda, a unos doscientos metros sobre él (2). El ancho de la hoz en algunos puntos, como, por ejemplo, frente al túnel número 9, es tan sólo de diez metros, y los enormes tajos, llamados del Gaitán, que forman sus paredes miden cosa de doscientos o más de altura; cifras que pueden dar idea de la grandiosidad de aquellos sitios y de la valentía del trazado del ferrocarril que pasa por ellos. Contribuyen a acentuar la nota pintoresca la distinta composición geológica de las dos paredes de la garganta y el cambio brusco de paisaje entre su entrada Norte y su salida por el Sur. La pared oriental está formada casi exclusivamente por terrenos secundarios, entre los que domina el jurásico, con sus blancos estratos de caliza casi verticales, terminados en agudos crestones, al paso que en la pared Oeste predominan las formaciones terciarias en lechos horizontales elevados a

Garganta del Chorro.

(1) Esta descripción debe seguirse en los dos mapas, orográfico y geológico, que acompañan a este estudio.

(2) Esta pendiente grande del río Guadalhorce se ha utilizado en la producción de energía eléctrica, parte de la cual se consume en alumbrado y fuerza motriz en Málaga, y otra parte en la fabricación de carburo de calcio en El Chorro mismo.

veces hasta setecientos metros sobre el mar, y en los cuales la denudación ha producido esa estructura especial llamada *mesas*, que consiste en la superposición de capas horizontales cuya superficie va disminuyendo con la altura. Las tres mesas de Villaverde, situadas dos de ellas frente a la estación del Chorro y la otra un poco más al Norte, son soberbios ejemplos de esta estructura, la cual contrasta pintorescamente con la de los abruptos crestones jurásicos que las rodean y se intercalan entre ellas.

En cuanto a la diferencia de paisaje antes y después de la hoz del Chorro, pocas regiones habrá en España que ofrezcan un contraste tan profundo y tan marcado. El viajero que recorre el trayecto entre Córdoba y Málaga, va hasta la estación de Gobantes por un país llano o ligeramente ondulado, poblado de interminables y rectilíneos olivares, que le prestan un carácter de uniformidad muy semejante al del valle superior del Guadalquivir, cuyo régimen de lluvias y temperaturas es, si no igual del todo, casi igual al de la región septentrional de la provincia de Málaga. Esta semejanza proviene de que la divisoria de aguas entre el Atlántico y el Mediterráneo, aun cuando situada al Norte de la cordillera Bética, es, sin embargo, tan baja, que no influye, o influye poco, en el régimen climatológico de aquélla, resultando así que este régimen es francamente atlántico, y no mediterráneo, en todo el Norte de la provincia de Málaga. En cambio, en cuanto se sale de la garganta del Chorro y se entra en el valle de Alora, comienzo de la Hoya de Málaga, las cosas varían por completo. La cordillera Bética determina aquí uno de esos cambios bruscos y radicales tan frecuentes en los litorales de nuestra Península: algo semejante a lo que sucede en las regiones septentrionales cuando se pasa de Castilla al litoral cantábrico. La temperatura, los vientos dominantes, la humedad de la atmósfera y el relieve del suelo son totalmente distintos, y al serlo, lo son también la vegetación y el paisaje, que a partir del Chorro son de los más característicos y bellos del Sur de Andalucía. A la salida del último túnel de los tres que hay después del Chorro comienza el valle de Alora, poblado de naranjos y palmeras, valle que va ensanchándose

Contraste
entre las re-
giones Norte
y Sur.

rápidamente hasta los 20 kilómetros que mide frente a la estación de La Pizarra. Elevadas sierras, nevadas en invierno, bordean este valle por el Oeste y por el Sur. Son el contorno exterior de la Serranía de Ronda. De ellas nacen ríos tributarios del Guadalhorce, que por su moderada pendiente permiten el riego de grandes extensiones de terreno; y esto, unido a aquel incomparable clima, hace de la Hoya de Málaga, que así se llama el valle inferior del Guadalhorce, una de las regiones más fértiles y más ricas de España.

De los dos sistemas de sierras en que se divide la cordillera Bética a partir del Chorro, el más oriental, el que bordea la Hoya de Málaga, predomina sobre el occidental por la mayor altura de sus cumbres y por pertenecer a él el nudo o gibosidad central de la Serranía. Su dirección es también más constante que la del occidental, y puede decirse que, salvo las inflexiones locales inherentes a toda cadena de montañas, va en línea recta y en dirección Suroeste desde El Chorro hasta la desembocadura del río Genal en el Guadiaro, a pocos kilómetros de la costa.

Comienza esta cordillera por las mesetas miocenas ya citadas, llamadas Mesas de Villaverde, que se elevan en la misma orilla del Guadalhorce, frente a los Tajos del Gaitán y la estación del Chorro. Su altura es de 658, 650 y 623 metros, respectivamente. Por su cara oriental están cortadas casi a pico sobre el río. En cambio, su ladera occidental desciende suavemente hacia el valle del Turón, adonde recubren a los asperones y calizas numulíticas. Por el Sur se apoyan sobre las pizarras cambrianas, que, en unión de asomos estratocristalinos, forman una faja estrecha entre el pueblo de Ardales y El Chorro. Un arroyo llamado El Colmenar marca una depresión bastante acentuada entre las Mesas de Villaverde y la Sierra de Aguas.

Es esta sierra un macizo montañoso cuyas cumbres más altas se orientan de Este a Oeste, a modo de un espolón o estribo destacado de la cordillera principal. Su punto culminante se eleva a 949 metros sobre el mar, y está situado en la cresta divisoria de aguas entre el río de las Cañas y varias arroyadas que vierten directamente en el Guadalhorce. Todo

Cordillera
oriental.

Sierra de
Aguas.

el macizo de la Sierra de Aguas lo componen rocas peridóticas eruptivas, y es el primer ejemplo de estas rocas en el sentido en que vamos describiendo la Serranía. La roca eruptiva está rodeada en casi todo su contorno por el terreno estratocristalino, hecho que, con muy contadas excepciones, veremos repetirse en todos los demás macizos de esta roca que encontraremos más adelante. En la Sierra de Aguas, sin embargo, hay dos parajes en los que el contacto entre las peridotitas y el estratocristalino está recubierto por el terreno numulítico. Son estos parajes el fondo de la depresión al Sur de Carratraca y un pequeño espacio cerca del nacimiento del arroyo de los Paredones, al Noroeste de Alora. Ambos parajes son de alto interés geológico, porque en ellos se demuestra palpablemente la anterioridad de la erupción a la época terciaria.

En esta sierra se pone de manifiesto un hecho que hemos de ver también repetido en todos los macizos peridóticos de la Serranía. Nos referimos al extraordinario contraste que se observa entre el aspecto de una montaña peridótica y las de otros terrenos, sobre todo si este terreno es el estratocristalino, como sucede aquí. Lo primero que llama la atención es la diferencia de color. En las peridotitas predomina el color verde; pero como los agentes atmosféricos las alteran con suma facilidad, resultan invariablemente recubiertas de una costra de serpentina cargada de óxido de hierro, cuyo color es pardo rojizo. Este tono es el que invariablemente domina en las montañas peridóticas, y de aquí esos nombres de "Sierra Parda", "Sierra Bermeja", "Sierra Prieta", (1), etc., con que se las ha designado en el país, y cuyos nombres han tomado luego carta de naturaleza en la nomenclatura geográfica oficial. En cambio, el terreno estratocristalino, formado por gneises, micacitas y dolomías, es, en general, de colores claros, grises o blancos, que contrastan fuertemente con el pardo de las peridotitas.

(1) No nos referimos a la Sierra Prieta de Casarabonela, sino a otra de peridotitas que divide a las aguas del Guadalmanza de las del río Castor, y cuyo nombre no hemos puesto en el mapa para evitar confusiones. Por otra parte, es tan sólo un nombre local no consignado en los mapas del Instituto Geográfico.

La forma de las cumbres es también distinta. Las peridotitas son de composición mineralógica uniforme, y, por consiguiente, la erosión las corroe uniformemente. Las cumbres peridóticas son, pues, redondeadas e iguales unas a otras, sin tajos, agujas, crestones ni picachos agudos. En cambio, las rocas estratocristalinas, por su variada composición, se desgastan desigualmente y dan lugar a esos perfiles festoneados y abruptos tan característicos en algunas montañas de la Serranía. Pero la consecuencia más importante que se desprende de la distinta composición petrográfica no es la diferente forma del perfil, sino la mucho más profunda que existe entre la vegetación que cubre a los terrenos estratocristalinos y la muy escasa que producen las rocas peridóticas. Salvo las dolomías cristalinas, las demás rocas, micacitas, gneises y pizarras, pertenecientes al terreno estratocristalino producen al descomponerse una tierra vegetal muy rica en alúmina y, por consiguiente, muy fértil. Por el contrario, las peridotitas dan lugar a tierras que sólo contienen silicatos ferromagnesianos y óxidos de hierro, con poca o ninguna alúmina, en cuya tierra sólo pueden prosperar el pino marítimo y algunas variedades de monte bajo. En no pocas sierras peridóticas ni aun estas plantas se desarrollan, y las cumbres aparecen desnudas de toda vegetación y con el sombrío aspecto que les da su color pardo. Gráfico ejemplo de esto es la Sierra de Aguas, sobre todo en sus laderas orientales, que miran al Guadalhorce, las cuales, como se ve en el mapa geológico, tienen su base bordeada por una banda estrecha de gneises. Desde un tercio de la altura a la cumbre, la sierra sólo produce esas palmeras enanas conocidas en el país con el nombre de "palmitos", separadas por grandes espacios de terreno desnudo; y, en cambio, la base está cubierta de olivos y almendros en las partes altas de secano, y de soberbios bosques de naranjos en las bajas, adonde pueden llegar las acequias derivadas del río. Y el contraste entre las dos vegetaciones es tan grande y se marca tan bien a distancia, que, sin necesidad de acercarse al contacto, puede trazarse exactamente la línea que separa a ambos terrenos.

Hacia el pueblo de Ardales descenden las laderas de Caparain.

Sierra de Aguas hasta un puerto que separa las aguas del río Turón de las del río de las Cañas, y por cuya depresión penetra el terreno numulítico en el valle de este último río. A partir de aquí se alza otra vez la cordillera en la Sierra del Caparain, cuyo punto culminante, Tajo del Grajo, se eleva a 1.290 metros sobre el mar. Las cumbres de esta sierra se orientan ya francamente al Suroeste y son divisoria entre las aguas del río Turón y las del río de las Cañas. Las rocas que casi exclusivamente dominan son calizas compactas de grano muy fino, pertenecientes al terreno cambriano. Están abruptamente cortadas hacia el valle del Guadalhorce, descendiendo con menos pendiente hacia el del Turón.

La Sierra del Caparain termina por el Suroeste en una depresión llamada puerto Martínez, que es una de las más bajas de la cordillera, pues sólo mide 760 metros de altura sobre el mar. Por esto, el citado puerto es la comunicación natural entre Málaga y el valle del Guadalhorce con las regiones altas de la Serranía, y especialmente con Ronda. Hasta mediados del siglo pasado todo el tráfico se hacía por aquí. Después, la construcción del ferrocarril de Córdoba a Málaga, y posteriormente la del de Bobadilla a Algeciras, han desviado dicho tráfico, y hoy sólo queda a través del puerto Martínez un mal camino de arriería.

Al Suroeste del puerto Martínez se alcanzan bruscamente las dos cumbres gemelas de Sierra Blanquilla y Sierra Prieta, cuyas alturas son, respectivamente, de 1.492 y 1.500 metros sobre el mar. Ambas sierras están unidas por una cresta estrecha y siguen siendo divisoria de aguas entre el Turón y el Guadalhorce. Las rocas dominantes son las mismas que en el Caparain: calizas duras pertenecientes al terreno cambriano, bordeadas en su base Sur por gneises y micacitas estratocristalinas, por algunos manchones de areniscas triásicas y por asomos pequeños y descompuestos de rocas peridóticas. Las laderas Norte y Noroeste descienden hacia el pueblo de Burgo y el valle del Turón, adonde las cubren los estratos numulíticos.

El puerto del Chaparralejo, por el que pasa el camino de Yunquera a Burgo, y cuya altura es de 829 metros sobre el

Puerto Martínez.

Sierras Blanquilla y Prieta.

Puerto del Chaparralejo.

mar, separa a las Sierras Blanquilla y Prieta de otras que con diversos nombres locales se elevan progresivamente hasta incorporarse a las Sierras de la Nieve y de Tolox, que forman ya parte del nudo central de la Serranía.

Este nudo central es una meseta o páramo elevado al que convergen las principales sierras de la región. La cordillera principal que estamos describiendo la bordea por el lado Este, tomando el nombre de Sierra de Tolox, en la cual está situado el punto más alto de la Serranía (1.918 metros), el llamado cerro de las Plazoletas o Torrecilla, que es vértice trigonométrico principal. Este cerro está en realidad un tanto fuera de la cresta de la cordillera, destacándose aislado al Oriente de ella. Sus laderas por este lado descienden bruscamente hacia la Hoya de Málaga, con enormes tajos cortados a pico; y para formarse idea de la magnitud de este salto, basta comparar la cota 1.918 metros de la Torrecilla con la de 473 metros del paraje llamado Los Peñones, a orillas del río de los Horcajos, y observar que la distancia horizontal entre ambos puntos es tan sólo de cuatro kilómetros. Dos desfiladeros profundos, de paredes abruptas, se abren entre estos tajos. El situado más al Sur da nacimiento al río de los Horcajos, y el más septentrional al río Grande (1), que brota de una cuenca muy pintoresca y es extraordinariamente torrencial en la parte superior de su curso, circunstancia que se aprovecha para la producción de fuerza motriz que mueve a varios molinos y a las tan renombradas fábricas de paños de Yunquera. Estos desfiladeros ofrecen al viajero la extraña combinación de un paisaje alpino con otro genuinamente andaluz. Las cumbres de la Torrecilla, que los limitan por Occidente, están cubiertas de nieve buena parte del año, y en ellas

Nudo central.

(1) Obsérvese que en la Serranía de Ronda hay dos ríos que llevan este nombre: el que estamos considerando, que atraviesa la Hoya de Málaga y desemboca en el Guadalhorce, al Sur de Pizarra, y otro que nace en el puerto del Robledal, se dirige al Noroeste, y corta a la ciudad de Ronda en dos mitades por el célebre Tajo de Ronda. Por cierto que al llegar a dicha ciudad el río cambia de nombre, tomando el de Guadalevin. Hay, pues, dos *rios Grandes*, uno a cada lado de la meseta central, y esto debe tenerse presente para evitar confusiones.

crecen los célebres pinsapos, tan parecidos a los abetos de los Alpes, que coronan los blancos y abruptos tajos de caliza de las paredes del desfiladero. Este salvaje conjunto alpino contrasta de un modo sorprendente con el detalle típicamente andaluz del lecho del río, pues dondequiera que éste forma un remanso y deposita un poco de tierra vegetal, hay un huerto de naranjos, con su pequeña acequia, su casita blanca y sus bancales. Y todo esto brillando con aquella luz intensa y única del cielo de Málaga. ¡Lástima grande que sea tan incómodo y hasta difícil llegar a estos sitios, tan dignos de ser admirados por el turista!

Y si grande es el contraste local que ofrecen los desfiladeros orientales, mayor es todavía el que se ve desde la cumbre de la Torrecilla, entre la fértil vega del Guadalhorce al Oriente y el desnudo páramo de la sierra hacia Occidente. Las laderas descienden un tanto hacia este rumbo hasta llegar al puerto del Pilar (1.746 metros), comienzo del citado páramo. El borde Norte de éste lo forman los cerros Cuco (1.674 metros) y Peñón de los Enamorados (1.782), término meridional de la Sierra de la Nieve; el borde Sur, los cerros del Alcohol (1.440 metros) y Abanto (1.508); y el occidental, no tan precisamente limitado como los otros tres, el cerro del Campanario (1.319) y las laderas orientales de la Sierra de la Gialda. Resulta así una superficie de unos diez y seis kilómetros cuadrados, de relieve accidentado y de una cota que no baja en ningún punto de 1.000 metros sobre el mar, en el fondo de la cual existe una depresión poco acentuada, llamada Llanos de la Nava, con dirección Este a Oeste, y que sirve de comunicación a la meseta con el valle del río Verde.

La Sierra de la Nieve es un conjunto de elevados cerros que se interpone entre la Sierra de Tolox y la de Burgo. Está abruptamente cortada por su borde Noroeste, que cae al arroyo de la Higuera, afluente del río Turón, y, en cambio, por su borde opuesto las laderas de sus cerros se unen por gradaciones poco pronunciadas al fondo del páramo. En esta sierra se encuentran los mayores bosques de pinsapos de la comarca. Este curioso árbol (*Abies Pinsapo*) alcanza allí un desarrollo notable, y en los tajos y profundos barrancos del

Sierra de la Nieve.

arroyo de la Higuera hay bosques con ejemplares cuya altura llega a quince metros. El pinsapo de la Serranía sólo se desarrolla a alturas superiores a 1.000 metros y crece preferentemente en las calizas, y sólo en dos sitios (Sierra del Real y Reales de Genalguacil) lo hemos visto desarrollarse en las peridotitas. Este árbol, algunos quejigos y la poca hierba que crece en las hondonadas son la única vegetación del páramo central.

Todo el conjunto de sierras desde el puerto del Chaparrallejo, Torrecilla, Sierra de la Nieve y meseta central está formado por caliza blanca de los terrenos cambriano y jurásico, yendo el contacto entre ambos por el arroyo de la Higuera y el borde Noroeste de la meseta. Todo el paisaje allí es, pues, de un color blanco intenso, excepto en un punto, en el extremo Sur del páramo, donde se eleva el cerro de Abanto, primer asomo de la gran masa de rocas peridóticas, que se destaca con su color pardo rojizo de los cerros que lo rodean. Esta masa de peridotitas, que, como veremos más adelante, es uno de los rasgos geológicos más importantes de la Serranía, rodea al páramo central por su base meridional y parte de la oriental. En la primera llega hasta las orillas del río Verde, y en la segunda forma la Sierra Parda, que se destaca de la Torrecilla en el puerto de Coronas.

El cerro de Abanto es el primer jalón de la cordillera principal a partir del páramo. Pasado este cerro, desciende la cumbre a la depresión conocida con el nombre de puerto del Robledal, que, aunque no tan alto como el del Pilar, alcanza, sin embargo, la cota de 1.340 metros sobre el mar. Por él pasa el camino de arriería que conduce desde Ronda a Istán y Marbella. Geológicamente, es notable este puerto por el criadero de magnetita que en él hay, y que está situado precisamente en el contacto de los gneises y dolomías estratocristalinas con la roca eruptiva. En la sección dedicada a minas describiremos este criadero con el detalle que merece.

Pasado el puerto del Robledal, comienza la cordillera a ser divisoria de aguas entre el río Genal y los ríos y arroyos que van directamente al Mediterráneo. Hasta el cerro de Abanto la cumbre y casi la totalidad de las laderas han sido

Puerto del Robledal.

Sierra de Igualeja.

de calizas; a partir del cerro de Abanto son ya de peridotitas, que en esta sierra, llamada de Igualeda, se extienden hasta las orillas del Genal, donde está su contacto con el terreno estratocristalino. La cota máxima de esta sierra es de 1.285 metros. A la entrada de ella por el Norte termina en la actualidad la parte construida de la carretera de Ronda a San Pedro Alcántara (21 kilómetros), y termina precisamente en el contacto entre la dolomía estratocristalina y la roca eruptiva, que, por cierto, está en dicho punto en un estado de pureza excepcional, apenas descompuesta por los agentes atmosféricos, circunstancia muy favorable para el estudio de la recíproca acción metamórfica de ambas rocas.

Pasada la Sierra de Igualeda, se encuentra la depresión llamada puerto del Monte (978 metros), a través de la cual pasa uno de los caminos de arriería que unen al valle del Genal con la costa. Aquí cambia otra vez la naturaleza de las rocas que forman la cumbre. El terreno estratocristalino del valle del Genal se eleva hasta pasar la divisoria y penetra en la cuenca superior de los ríos Guadalmina y Guadalmanza, sobre todo en la de este último. Las rocas estratocristalinas son aquí los gneises del tramo inferior, con algunas micacitas, pero no con dolomías, las cuales cesan a partir del nacimiento del río Seco, principal afluente del Genal en su curso superior. La sierra en esta parte recibe el nombre de lomas de Haldón, y su punto culminante está en el cerro de Haldón, que se eleva a 1.155 metros. Estas lomas ofrecen la particularidad de estar totalmente desprovistas de arbolado, cosa que no puede por menos de llamar la atención, teniendo en cuenta que las tierras producidas por la descomposición de los gneises son extraordinariamente fértiles, como demuestran los espléndidos castaños y viñedos del valle del Genal, que crecen en tierras de esta clase. Explican en el país esta anomalía asegurando que la desnudez de las lomas de Haldón proviene de haber sido talados sus árboles a principios del pasado siglo para alimentar los hornos de la ferrería de Juzcar, situada al pie de dichas lomas; explicación que parece verosímil, porque las ruinas que aun existen de dicho establecimiento prueban que era de bastante importancia y que de-

Puerto del Monte.

bia necesitar cantidades grandes de carbón vegetal para su funcionamiento. En el capítulo de minas volveremos a hablar de esta fábrica.

Las cumbres siguen siendo de rocas estratocristalinas hasta la depresión llamada puerto del Chaparral (952 metros), al Sur del cerro de Haldón. A partir de este puerto, dichas cumbres y buena parte de las laderas septentrionales son de peridotitas, ocupando el terreno estratocristalino la base de dichas laderas y los cauces de los ríos que nacen en ellas. Por este puerto pasa una vereda importante que conduce de los pueblos del valle del Genal a Estepona y que se aparta poco de la cumbre en la primera mitad de su recorrido.

En el puerto del Chaparral se inicia una desviación de la cordillera de su dirección general Nordeste a Suroeste. Toma la de Norte a Sur, y la conserva durante un corto trecho, hasta el llamado cerro del Porreón (1.214 metros), a partir del cual vuelve a su dirección primitiva. El conjunto de cerros entre ambos puntos recibe el nombre de Sierra Bermeja, y es divisoria de aguas entre el río Almarchal, principal afluente del Genal, y los ríos Guadalmanza, Castor y otros, que desembocan directamente en el Mediterráneo. Los principales cerros de esta sierra son: Canalizo (1.169 metros), Nicola (1.208) y el Porreón, ya citado. Separa a los dos primeros el puerto de la Laguna (1), por el que también pasa una vereda que conduce desde Genalguacil y Jubrique a Estepona.

Separada del Porreón por el puerto de Peñas Blancas, se eleva la majestuosa montaña llamada Reales de Genalguacil (2), masa colosal de rocas eruptivas cuya cúspide está a 1.449 metros sobre el mar, distando de éste tan sólo ocho kilómetros. Esta montaña, vista desde el mar, con sus som-

Puerto del Chaparral.

Sierra Bermeja.

Reales de Genalguacil.

(1) También hay dos puertos de la Laguna en la Serranía: éste y otro menos importante en término de Pujerra, que está indicado en el mapa de este término municipal a escala de 1 : 25.000.

(2) Son frecuentes en la Serranía nombres de montañas y puertos que recuerdan la reconquista del reino de Granada y que datan de ella. Por ejemplo: Sierra del Real, Real del Duque, puerto de la Refriega, etc. Cerca de la cumbre de los Reales de Genalguacil existen aún las ruinas del llamado Real Chico.

brías cañadas cubiertas de pinos y el color pardo oscuro de sus laderas, es uno de los paisajes más dignos de admiración de toda la comarca. El puerto de Peñas Blancas, que la separa del Porrejón, ha recibido este nombre a causa de un gran filón de granulita blanca que pasa por él, y que describiremos en el capítulo especialmente dedicado a la erupción de peridotitas. Por este puerto pasa una vereda directa que conduce desde Genalguacil y Jubrique a Estepona, la cual se une a la citada antes, que va por la cumbre de la sierra.

Las laderas occidentales de los Reales de Genalguacil descienden rápidamente hasta 670 metros en el puerto de los Guardas, que sirve de comunicación entre los pueblos del valle inferior del Genal y Estepona. Poco antes de este punto termina la gran masa eruptiva de peridotitas, bordeada siempre por las rocas estratocristalinas, y el contacto en're ambas describe una amplia curva hacia el Sureste.

Sigue después un peñón aislado de caliza jurásica, con su base rodeada de areniscas del triás, llamado peñón de Crestillina, que domina, con sus 900 metros de altura, al ancho valle inferior del Genal. A partir de él la cordillera no merece ya el nombre de tal. Su prolongación es la pequeña Sierra de los Canutos, cuya cota máxima es de 345 metros, y cuyas laderas descienden suavemente hacia el mar, describiendo hacia el Sur una curva paralela al curso inferior del Guadiaro.

Hemos visto que desde el cerro de Abanto hasta el puerto de los Guardas, y con la sola excepción de las lomas de Haldón, la cumbre de la cordillera, parte de su falda Noroeste y la casi totalidad de sus laderas Sureste están formadas por la roca eruptiva peridótica, cubierta en parte en estas últimas por manchones estratocristalinos. Hemos dicho también que las tierras procedentes de la descomposición de las peridotitas sólo producen pinos y monte bajo, y que, en cambio, las procedentes de los gneises son más fértiles, de donde resulta un contraste grande entre las dos vegetaciones. Pues bien: este contraste, que ya vimos en Sierra de Aguas, se acentúa aquí más todavía, y se desarrolla en escala mayor que allí. Las sierras peridóticas, desde el puerto del Robledal hasta el de los Guardas, están cubiertas de pinos, salvo en los claros,

Puerto de los Guardas.

Peñón de Crestillina.

Contraste de las vegetaciones.

no pocos, por desgracia, producidos por los incendios. El pino se explota para extraerle la resina y para utilizar su madera; pero ambos aprovechamientos son sensiblemente menos productivos que los de otro árbol, el alcornoque, cuyo corcho alcanza hoy día elevados precios en el mercado, y cuyas bellotas son también fuente de beneficios nada despreciables. Ahora bien: el alcornoque se desarrolla admirablemente en las tierras gneísicas, pero jamás en las peridóticas, por lo cual se han aprovechado hasta los más pequeños manchones de las primeras para el cultivo de dicho árbol. Resulta así que las laderas de la sierra, sobre todo las que miran al mar, están cubiertas de bosques de pinos o de alcornoces, según sea el terreno que las constituye; y como ambos árboles son muy diferentes en su forma y en su modo de agruparse, puede verse a lo lejos desde una eminencia cualquiera por dónde va el contacto entre las peridotitas y los gneises. Y tan rigurosa es la regla, que cuando en algunas ocasiones hemos encontrado dos o tres alcornoces en medio de un bosque de pinos, y hemos reconocido el terreno en que crecían, hemos encontrado invariablemente un manchoncillo de gneis, a veces de quince o veinte metros de diámetro nada más, empujado en medio de la masa peridótica.

En su conjunto, sin embargo, esta parte de la cordillera es mucho más fértil que la comprendida entre la meseta central y El Chorro. Se explica esto por dos razones: la primera, porque aquí las rocas son gneises y peridotitas; y aunque estas últimas dan una tierra vegetal muy mala, dan, al fin y al cabo, tierra vegetal, porque los agentes atmosféricos las atacan con relativa facilidad. En cambio, las calizas que forman el primer tramo de la cordillera resisten más a los agentes atmosféricos, sus laderas son más abruptas, y la tierra producida por la denudación se precipita rápidamente al fondo de los valles. La segunda razón es que en la parte inferior de la Serranía llueve más que en la superior, debido a que está próxima a la depresión del estrecho de Gibraltar, por el que penetran en el Mediterráneo las nubes cargadas de agua del Atlántico, que, no encontrando sierras altas en su trayecto, descargan en la cordillera que acabamos de describir. Por esto también las

Fertilidad de la región Suroeste.

laderas que miran al Oeste son más fértiles que las orientales, y, como consecuencia, los valles del Genal y el Guadiaro más húmedos y productivos que los del río Verde, Guadai-za, etc., situados en la vertiente Suroeste.

Entre la meseta central y El Chorro la cordillera tiene una estructura sencilla, que se reduce a una cresta única bastante estrecha, sin derivaciones laterales. Por el contrario, entre la meseta central y los Reales de Genalguacil, a cada trecho se deriva de la cresta principal una sierra más o menos importante que sigue invariablemente, al menos en la primera mitad de su recorrido, la dirección Noroeste a Sureste, esto es, la perpendicular a la cordillera principal.

La primera de estas sierras, a partir de la meseta, es la llamada Sierra Parda, que se deriva de la Torrecilla en el puerto de Coronas (1.125 metros). Esta sierra está formada al principio por peridotitas, y sus laderas Nordeste descienden hasta el pueblo de Tolox, donde termina dicha roca en contacto con el cambriano. Sus cumbres describen un arco de círculo cuya convexidad mira hacia la Hoya de Málaga, y terminan en una depresión poco marcada que hay en la parte alta del camino entre Istán y Monda, la cual separa a esta sierra de la inmediata Sierra Blanca. Poco antes de esta depresión, en el arroyo de Gaimón y la casa de la Sepultura, está el contacto entre las peridotitas y el estratocristalino, formado aquí por gneises con cordierita, y después, hacia el Sur, por dolomía cristalina, que llega hasta la costa. La Sierra Parda es divisoria de aguas entre el Guadalhorce y el río Verde.

Siguiendo la cordillera principal hacia el Suroeste, inmediatamente después de Sierra Parda, encontramos otra, llamada Sierra del Real, que parte del cerro de Abanto y separa las aguas del río Verde de las del río del Hoyo del Bote (1), principal afluente de aquél. El punto culminante de esta sierra es la Plaza de Armas, con sus dos cumbres gemelas, que se elevan a 1.339 y 1.348 metros sobre el mar. Obsérvese que en esta sierra el punto más alto no está en la cordillera principal, sino un tanto alejado de ella hacia el Suroeste, y este

(1) En algunos mapas figura este río con el nombre de Albote.

Derivaciones
de la cordille-
ra principal.

Sierra Par-
da.

Sierra del
Real.

hecho, que vamos a ver repetido en las sierras siguientes, tiene cierto interés geológico para la historia de la erupción peridótica, como veremos al tratar de ésta. En esta sierra, entre su punto culminante y el cerro de Abanto, existe una depresión muy marcada, llamada puerto de la Refriega, en la que baja la cota a 880 metros. Toda la Sierra del Real es de peridotitas, que llegan hasta el pueblo de Istán y se unen a las de Sierra Parda en el valle superior del río Verde.

Sigue después la Sierra del Real del Duque, cuyo punto más alto, el cerro del Duque (1.365 metros), está separado del puerto de Robledal por una depresión bastante marcada, aun cuando no tanto como el puerto de la Refriega. Es divisoria de aguas entre el río del Hoyo del Bote y el Guadaiza. En la mitad superior de su recorrido está formada por peridotitas, y en la mitad inferior por gneises y pequeños asomos de dolomía pertenecientes a un gran manchón estratocristalino englobado en la roca eruptiva.

La siguiente sierra, llamada Palmitera, se deriva de la cordillera principal en la Sierra de Igualeja, y alcanza su mayor altura (1.420 metros) en el Castillejo de los Negros, situado, próximamente, en el centro de ella. Divide las aguas del Guadaiza y el Guadalmina y está formada por peridotitas hasta muy cerca de la costa, donde su contacto con el estratocristalino está cubierto a veces por el manto plioceno litoral. Geográficamente, es la Sierra Palmitera el centro de la masa eruptiva principal de la Serranía, pues la distancia que media entre el Castillejo de los Negros y Tolox, extremo Nordeste de dicha masa, es, aproximadamente, la misma que la que hay entre dicho cerro y el puerto de los Guardas, que es el extremo Suroeste. Luego veremos que la composición petrográfica de las rocas de la Palmitera corresponde también a la de un centro eruptivo.

Siguen después hasta Estepona otras tres sierras de menor altura que no tienen nombre geográfico especial. La primera de ellas separa las aguas del Guadalmina de las del Guadalmanza, y su punto culminante es el cerro de Doña Juana (1.010 metros), separado de la cordillera principal por el puerto de la Mora (870 metros). La segunda es divisoria

Sierra del
Real del Du-
que.

Sierra Pal-
mitera.

Sierras pe-
queñas has-
ta Estepona.

entre el Guadalmanza y el Castor, y su principal cerro es el del Lobo (850 metros). La tercera, divisoria entre el Castor y el Padrón, suele llamarse en el país Lomas de Nicio, y alcanza su mayor altura (931 metros) en un cerro sin nombre local ni geográfico que se alza cerca del Porrejón. Las tres sierras son también de peridotitas, que forman aquí una masa continua, sin las intercalaciones de terreno estratocristalino frecuentes en las tres primeras. Hay que advertir, sin embargo, que este terreno penetra aquí bastante hacia el Norte y disminuye sensiblemente la anchura de la masa eruptiva.

Terminada la descripción de la cordillera principal y sus derivaciones, pasaremos ahora a la de la otra cordillera que, en unión de la primera, cierra el valle del Guadalhorce (Hoya de Málaga) por su borde Sur.

En el triángulo formado por los pueblos de Marbella, Ojén e Istán se eleva un macizo de cerros llamado Sierra Blanca, cuyas laderas meridionales llegan hasta muy cerca del mar, uniéndose las septentrionales a Sierra Parda en la depresión que marca el camino de Istán a Monda, ya mencionada antes. Es esta sierra una gran protuberancia, aislada en apariencia del sistema montañoso principal; pero si se considera su semejanza geológica con la Sierra de Mijas y el levantamiento eruptivo que hay entre ambas, puede establecerse fácilmente una relación tectónica correspondiente a otra geográfica y considerar a Sierra Blanca como la última estribación de una cordillera meridional paralela a la Bética que se extiende entre Marbella y Málaga. No es ocasión ahora de insistir sobre esto; pero sí lo haremos al tratar de la historia geológica de la región.

El punto culminante de Sierra Blanca es el cerro del Lastonar (1.279 metros), cortado casi a pico en la cara que mira hacia el río Verde. Toda la sierra está, próximamente, a la misma altura, salvo en el centro de ella, donde hay una depresión o valle estrecho de unos tres o cuatro kilómetros cuadrados de superficie, llamado Llanos del Juanar, en el que se observa uno de los fenómenos más curiosos de la Serranía. La Sierra Blanca entera es de dolomía sacaroidea perteneciente al tramo medio del terreno estratocristalino. Como sucede

Sierra Blanca.

invariablemente con esta roca, la sierra está desnuda de árboles y tan poco cubierta de monte bajo, que su blancura se destaca a gran distancia sobre el color pardo de las sierras peridóticas que la rodean. Pero en los Llanos del Juanar una causa hipogénica que estudiaremos más adelante ha modificado profundamente a la dolomía, transformándola en una mezcla compleja de silicatos metamórficos que al descomponerse han producido tierra vegetal excelente, y así, dichos llanos son de color pardo oscuro y están poblados por un magnífico olivar encerrado entre picachos blancos totalmente desnudos. Pocos ejemplos habrá tan gráficos como éste del influjo que ejercen las causas geológicas sobre la naturaleza del suelo y sobre su vegetación.

Es notable también en esta zona metamórfica de Sierra Blanca el criadero de magnetita que hay en su falda Suroeste, a cuatro kilómetros de Marbella, y que se ha explotado con fruto desde el primer tercio del pasado siglo, primero por la casa de Heredia, y después por la Compañía inglesa Marbella Iron Ore C.^o Ltd. En el capítulo de Minas nos ocuparemos de él.

Un kilómetro al Norte de Ojén terminan las dolomías de Sierra Blanca y comienzan otra vez las rocas peridóticas, que forman la llamada Sierra de la Alpujata, cuyas cumbres se elevan a 1.161 y a 1.120 metros en los cerros de los Caballos y del Águila, que son sus dos puntos culminantes. La dirección de esta sierra es al Este, con ligera inclinación hacia el Nordeste. Divide las aguas del Guadalhorce de las del río de Ojén, que forma un valle estrecho al Sur de ella y se une al río de los Pasados cerca de Fuengirola. Las peridotitas de esta sierra forman la masa eruptiva que sigue en importancia a la gran masa central, y tienen una composición petrográfica idéntica a la de ésta. La roca eruptiva de la Alpujata está encajada toda ella en terrenos antiguos estratocristalino y cambriano, y sólo en un punto está el contacto recubierto por el plioceno. Este punto es el puerto de Gómez, uno de los más bajos de la Serranía, pues sólo mide de cota 284 metros, que separa a la Sierra de la Alpujata de la Sierra de Mijas.

Es esta última un macizo enorme de dolomía sacaroidea estratocristalina igual a la de Sierra Blanca, que en sus bases

Sierra de la Alpujata.

Sierra de Mijas.

Sur y Oeste alterna con los gneises de dicho terreno, y en la Norte está cubierta por el manto terciario del valle del Guadalhorce. Su cumbre se orienta de Oeste a Este, y su altura llega a 1.150 metros en su punto culminante, llamado también Sierra de Mijas, que es vértice trigonométrico principal. Otros dos cerros importantes merecen citarse también: la Cruz de Mendoza (1.132 metros), sobre Alhaurin el Grande, y el cerro del Moro (967), entre Benalmádena y Alhaurin de la Torre. Separa esta sierra las aguas del Guadalhorce de las de varias arroyadas muy pendientes que vierten en el Mediterráneo por sus laderas meridionales, las cuales se acercan mucho al mar entre Benalmádena y Torremolinos, formando el pintoresco acantilado de la costa, tan celebrado en el país. La sierra desciende después rápidamente hasta Churriana, y allí termina con ella el arco de círculo que empieza en Ardales y encierra al valle del Guadalhorce, formando la llamada Hoya de Málaga.

Las vertientes meridionales de la Sierra de la Alpujata están separadas de la costa por una sierra baja en forma de S muy abierta que se llama las Chapas de Marbella y que se extiende desde el pueblo de Ojén hasta cerca de Fuengirola. Están formadas estas lomas por gneises y micacitas estratocristalinas y por pizarras cambrianas recubiertas en sitios por manchones triásicos, y es, por cierto, una de las regiones en que mejor pueden estudiarse los dos primeros terrenos.

Quedan ya descritas la cordillera principal y las sierras que de ella se derivan hacia el Sureste y hacia el Este. Describiremos ahora el ramal occidental de la cordillera y sus conexiones con el oriental. Este ramal lo componen sierras más bajas y menos complicadas que las del oriental y de composición petrográfica más uniforme.

Comienza a señalarse al Suroeste del pueblo de Peñarubia, y sus cumbres se elevan paulatinamente para formar la Sierra de Ortegaicar, que separa las aguas del río Turón de las del río de Serrato. Una depresión poco marcada separa a esta sierra de la inmediata Sierra del Burgo, la cual, inclinándose ligeramente al Sur, se une a la Sierra de la Nieve, cerrando el valle del río Turón. La dirección general de las

Chapas de
Marbella.

Sierras de
Ortegaicar y
El Burgo.

cumbres hasta este codo es la de Nordeste a Suroeste, esto es, paralela a la cordillera principal. Está formada de calizas jurásicas y margas cretáceas cubiertas por asperones y calizas numulíticas en el fondo del valle del Turón y en el del Guadateba.

Hay todavía en esta parte una que podemos llamar tercera estribación de la cordillera Bética, formada por las sierras Espartosa, de los Merinos y Gialda, que cierran a la alta meseta de Ronda por su borde oriental y separan las aguas que vierten a ésta para formar el río Guadiaro de las del río de Serrato. La primera de ellas se señala por una serie escalonada de lomas que arrancan de Cuevas del Becerro y se dirigen hacia el Sur, uniéndose sin depresiones sensibles a la siguiente, Sierra de los Merinos. Entre ésta y la de la Gialda está el puerto del Viento (1.145 metros), que comunica a la meseta de Ronda con el pueblo de Burgo. La Sierra de la Gialda describe un arco hacia el Sureste, hasta unirse con la Sierra del Burgo en el mismo punto en que ésta se une con la de la Nieve, entrando ambas a formar parte de la meseta central. El punto más alto de la Sierra de la Gialda es el cerro de Ribera, con cota de 1.250 metros, al pie del cual hay una depresión llamada puerto de Lifar (1.156 metros), que divide a la sierra en dos mitades próximamente iguales y que es otra de las comunicaciones naturales entre la meseta de Ronda y la Hoya de Málaga. Todo este conjunto de sierras está formado también de calizas jurásicas, que en la parte inferior del valle de Serrato están cubiertas por el numulítico, pero en la superior se unen a las de la Sierra del Burgo, y forman así uno de los macizos mayores de calizas que se conocen en la provincia.

Del extremo Suroeste de la gibosidad central parte otra importante sierra, llamada de Cartajima, que se dirige de Este a Oeste, que bordea a la meseta de Ronda por el Sur, y que separa las aguas del río Grande de las del Genal. Esta sierra termina en Atajate, o, mejor dicho, forma un codo brusco al llegar a este pueblo y toma la dirección general del sistema, que, como ya sabemos, es la de Nordeste a Suroeste. La Sierra de Cartajima tiene su punto culminante en el cerro

Sierras Es-
partosa,
Merinos y
Gialda.

Sierra de
Cartajima.

de Almola, que corona al punto del mismo nombre, por el que pasa el camino de Ronda a Cartajima, pasado el cual se eleva otra vez la sierra y se une a la de los Castillejos al Norte de Atajate, habiendo entre ambas otra depresión, llamada puerto de Arrebatacapas (1.002 metros), por la que pasa la carretera de Ronda a Gaucín. Toda esta sierra es de calizas secundarias cubiertas por el cambriano en el valle del Genal, y por el numulítico y el mioceno en la meseta de Ronda.

El pueblo de Atajate está en otro nudo de montañas semejante, aunque de menores proporciones, a la gibosidad central de la Serranía. En él interceden la Sierra de Cartajima, la de los Castillejos y otra que se dirige al Suroeste y que, como ya dijimos antes, puede considerarse como prolongación de las otras dos. La Sierra de los Castillejos es un modo de espolón que parte de Atajate hacia el Nordeste, terminando poco antes de Ronda por descenso paulatino de sus cumbres, que se confunden allí con las ondulaciones de la meseta. Separa las aguas del Guadiaro de las de su afluente el río Grande, y está formada también por rocas secundarias, en las que predominan las margas cretáceas.

La sierra que desde Atajate arranca hacia el Suroeste no tiene nombre geográfico especial y toma los de los principales pueblos cuyos términos atraviesa, o sea, sucesivamente, los de Sierra de Benadalid, Sierra de Algotocín y Hacho de Gaucín. Su cumbre es muy estrecha, casi una arista aguda cortada a pico hacia el valle del Genal y de pendientes más suaves hacia el del Guadiaro. En todo su trayecto es divisoria entre estos dos ríos, y termina precisamente en la confluencia de ambos, cerca de la costa. Sus cumbres principales son el Peñón de Benadalid (1.181 metros) y el Hacho de Gaucín (1.008 metros), que es un peñón casi aislado, porque antes de él, desde Algotocín, la sierra baja mucho, y después de él, hasta la costa, más todavía. Así, pues, el Hacho de Gaucín y el peñón de Crestillina, que está enfrente, al otro lado del Genal, forman a modo de dos jalones elevados de caliza blanca que marcan el límite Suroeste de la Serranía.

La composición geológica de esta sierra es más variada

Sierra de los
Castillejos.

Sierras de
Benadalid,
Algotocín y
Gaucín.

que la de las anteriores. En la primera mitad, a partir de Atajate, las cumbres son jurásicas, bordeadas por una faja estrecha de triásico que se apoya sobre las pizarras cambrianas del valle del Genal. A partir de Algotocín, este último terreno penetra en el valle del Guadiaro a través de la cumbre, coincidiendo este cambio de composición geológica con la depresión orográfica antes señalada. Después, poco antes de Gaucín, vuelven a aparecer las calizas jurásicas, con su faja triásica en la base, que forman el Hacho, y pasado éste, el manto terciario de la costa recubre las últimas estribaciones de la sierra.

Debemos mencionar también, aun cuando no forman ya parte de la Serranía de Ronda, a las sierras de Líbar, Endrinal y Pinar, que cierran el valle del Guadiaro por el Oeste. La primera es una sierra jurásica de dirección Nordeste-Suroeste bien definida en el trayecto comprendido entre Montejaque y Cortes, y que a partir de aquí se ramifica en un conjunto de cerros inconexos que penetran hacia el Oeste en la provincia de Cádiz. Las del Endrinal y Pinar forman un grupo de montañas cuyo centro ocupa el pueblo de Grazalema, y han sido descritas como jurásicas por D. José Mac-Pherson en su estudio sobre la provincia de Cádiz.

Teniendo presente la descripción orográfica que acabamos de hacer, y examinando los mapas que acompañan a este estudio, vemos que la parte de la provincia de Málaga objeto de él queda naturalmente dividida en cuatro regiones de condiciones físicas distintas, que son: la Hoya de Málaga, la meseta de Ronda, los valles que hay entre ambas, y la zona litoral. Describiremos cada una de ellas por separado, no haciéndolo de una quinta región, que sería la meseta o gibosidad central, porque pertenece en realidad al sistema orográfico, y con lo ya dicho de ella basta para el objeto principal de este trabajo.

La Hoya de Málaga es un valle semicircular de 20 a 25 kilómetros de anchura máxima, que comienza entre El Chorro y Alora, y termina en Málaga, a orillas del Mediterráneo. Está rodeado de sierras cuya cota media se aproxima a 1.000 metros. Por el Norte, la cordillera Bética y la Sierra de Aguas;

Sierras de
Líbar, Endri-
nal y Pinar.

División na-
tural de la
Serranía.

Hoya de Má-
laga.

por el Este y por el Sur, el borde de la Serranía de Ronda que acabamos de describir; y por el Oeste, un macizo montañoso de gran superficie que se extiende desde las orillas del Guadalhorce a Vélez-Málaga, llamado Axarquía en tiempos de la Reconquista, y más conocido en la actualidad con el nombre de Montes de Málaga. El valle que así resulta está, pues, protegido de los vientos del Norte, Este y Oeste, y sólo recibe los que entran por el ancho boquete de la costa, entre Málaga y la Sierra de Mijas. A esto es debido el suavísimo clima de esta región, y también, por desgracia, la escasez de lluvias en ella, pues las nubes cargadas de agua procedentes del Atlántico descargan en los tres sistemas de sierras que hay entre este mar y la Hoya de Málaga, determinando en ésta un régimen atmosférico muy seco.

Compensan en parte la escasez de lluvias los ríos numerosos y de bastante caudal que cruzan la Hoya y que permiten regar extensiones grandes de terreno, como las vegas de Málaga, Alora, Pizarra, etc., en las que se producen todas las plantas y árboles de la zona templada y no pocas de las tropicales, como la caña de azúcar, el plátano, las palmeras, etc. El más importante de estos ríos es el Guadalhorce, que desde Alora a Cártama corre por el borde oriental de la Hoya, por el pie mismo de los Montes de Málaga, desviándose de ellos y acercándose a la Sierra de Mijas desde este último pueblo hasta su desembocadura cerca de Churriana. Este río riega las vegas de naranjos de Alora, Pizarra y Cártama, y el admirable vergel de la de Málaga.

Sigue en importancia al Guadalhorce el río Grande, que nace al pie de la Torrecilla, como ya dijimos, y se dirige hacia el Este, uniéndose al Guadalhorce entre Pizarra y Cártama. Riega este río los términos de Yunquera, Tolox y parte de los de Cártama y Pizarra. Su principal afluente es el río Pereila, que arranca de las Sierras de Monda, Guaro y Coín, últimas estribaciones de Sierra Parda y de la Alpujata.

El río o arroyo de Fahala se alimenta principalmente de manantiales que brotan al pie de las sierras del Sur, y riega las soberbias huertas de Coín y Alhaurín el Grande. Desemboca este río en el Guadalhorce, cinco kilómetros al Sur del

punto en que lo hace el río Grande. Uno de los puntos más interesantes, geológicamente hablando, de la Hoya de Málaga es el nacimiento de este río, situado en el paraje llamado Las Torres, al Oeste de Alhaurín el Grande, y precisamente en el contacto del estratocristalino, el cambriano, las peridotitas y el plioceno.

Al Norte del río Grande recibe el Guadalhorce otros dos afluentes de importancia: el río de las Cañas y el de Casarabonela. Nacen ambos al pie de las sierras calizas del borde oriental: el primero en las del Caparain, y el segundo en las de Sierra Prieta. Su recorrido es más corto que el de los anteriores, y su pendiente mayor, de donde menor superficie de vegas regadas. Desembocan ambos frente a Pizarra.

El suelo de la Hoya de Málaga es bastante ondulado, salvo en su extremo Suroeste, próximo a Málaga, que es casi del todo llano. Está formado en su mayor parte por margas numulíticas, tierras pliocenas y aluviones cuaternarios, salvo algunos asomos que en forma de pequeñas sierras interrumpen la continuidad de estos terrenos. Entre estas sierras, merecen citarse las siguientes:

La Sierra de la Robla, que es un asomo de peridotitas, situada entre Casarabonela y Alora, de forma elíptica, que mide, aproximadamente, cinco kilómetros de largo por dos de ancho, y cuya cumbre se eleva a 582 metros.

La Sierra de Gibalgaya, entre Alozaina y Pizarra, que es un islote alargado de terreno cambriano, prolongación tal vez del de los Montes de Málaga, que están enfrente, al otro lado del Guadalhorce. Su altura máxima es de 347 metros.

La Sierra Gorda, entre Coín y Cártama, que es un curioso asomo de peridotitas y dolomias estratocristalinas, cuyo contacto pasa muy cerca de la cumbre. El manchón de peridotitas es muy pequeño, cosa de un kilómetro de diámetro, y la sierra entera sólo mide unos tres de longitud.

Por último, la Sierra de Cártama, que se extiende paralelamente a la de Mijas, entre ésta y el Guadalhorce, y bordea el curso de este río hasta cerca de Alhaurín de la Torre. Su punto culminante es el cerro del Águila, a 410 metros sobre el mar. Está formada por dolomias iguales a las de la Sierra de Mijas.

Pero el rasgo geológico más notable de la Hoya de Málaga es quizás la serie de mesetas miocenas que, con alturas progresivamente decrecientes, se escalonan desde El Chorro hasta la costa, a lo largo del curso del Guadalhorce. Las primeras de estas mesetas son las mesas de Villaverde, que, como hemos dicho, se elevan frente al Chorro, a 650 metros de altura. Están formadas por capas horizontales de conglomerados y molasas que reposan sobre las trastornadas pizarras cambrianas del fondo del valle. Siguen después hacia el Sur el Hacho de Alora y el de Pizarra, cuyas alturas son 561 y 450 metros, respectivamente, que son otras dos mesas miocenas de edad geológica y composición petrográfica exactamente iguales a las de las mesas de Villaverde, y formadas también por capas horizontales de conglomerados y molasas, que se apoyan sobre el cambriano en unos sitios y sobre el numulítico en otros. Por último, en los alrededores de Málaga aparece otra vez el mioceno, con facies algo distinto de los manchones anteriores, pero con la misma fauna.

Ahora bien: si se tiene en cuenta que terreno mioceno de la misma edad cubre gran parte de la zona Norte de la provincia de Málaga y la casi totalidad del valle del Guadalquivir, parece verosímil deducir que el mar mioceno se extendía a través de un estrecho desde este último valle hasta el Mediterráneo, y que este estrecho estaba precisamente donde hoy está el valle inferior del Guadalhorce.

Otra consecuencia que parece desprenderse de la horizontalidad de las capas, es que, a partir de la época miocena, no ha habido en esta región grandes movimientos orogénicos, y si sólo un levantamiento progresivo del litoral, que ha elevado las mesetas a la altura relativamente grande a que hoy día están. Tanto de estas consecuencias como de otras que se deducen del estudio de la Hoya de Málaga, nos ocuparemos con más extensión al tratar de la historia geológica de la Serranía.

La ciudad de Málaga ocupa una situación privilegiada en el extremo Suroeste del valle que lleva su nombre. Está rodeada de un soberbio anfiteatro de montañas formado por la Axarquía, o Montes de Málaga, que llegan hasta la ciudad

Málaga.

misma, pues el castillo de Gibralfaro, que se eleva sobre el puerto de Málaga y está rodeado por las casas de la población, es la última estribación de dichos montes. El ancho portillo de la vega comunica a la ciudad con la Hoya, y esta vega es la sola parte llana de los alrededores. Resulta de esta especial orografía un clima incomparable, pues los vientos del Norte, los más fríos y secos del Sur de Andalucía, quedan amortiguados por la cortina de la Axarquía, y su efecto sobre el clima de Málaga es casi nulo. Ya hemos dicho antes que la Serranía la protege a su vez de los del Atlántico, y así, sólo los del mar Mediterráneo influyen en el clima, que por esto es el que es. La costa es llana y con anchas playas desde el extremo de la Sierra de Mijas, en Torremolinos, hasta el paraje llamado Los Cantales, al Este del Palo y a cosa de seis kilómetros de Málaga, en el cual los montes de la Axarquía llegan hasta el mar mismo y terminan en una serie de acantilados que siguen bordeando la costa hasta cerca de Vélez-Málaga. La población de Málaga ocupa, pues, el centro de una bahía muy ancha orientada al Sur, y cuyos extremos son Torremolinos y Los Cantales, o sean los apuntamientos hasta el mar de la Sierra de Mijas y los montes de la Axarquía.

Esta cortina de montañas que rodea a Málaga y a su Hoya, si bien trae para la ciudad el bien de su privilegiado clima, trae al mismo tiempo como consecuencia el inconveniente que ya señalamos al hablar de la Hoya, la escasez de lluvias, pues la anchura del Mediterráneo frente a Málaga es escasa, y la superficie que sobre él recorren los vientos del Sur no es suficiente para la formación de nubes cargadas de agua. De aquí que en Málaga llueva poco, y esto, que puede tal vez ser un bien para las personas, es un mal no pequeño para la vegetación, que es escasisima en la Axarquía, y exige para desarrollarse riegos abundantes, que sólo son posibles en la vega.

Hablemos ahora de la segunda región de las cuatro en que hemos dividido la serranía, de la meseta de Ronda. Es ésta una planicie elevada cuya cota media no baja de 500 metros sobre el mar, y que alcanza su punto culminante (744) en la ciudad de Ronda, la cual se alza en el extremo Sur, so-

Meseta de Ronda.

bre una mesa terciaria de estructura parecida a la de las mesas de Villaverde, ya descritas, y formada por conglomerados y molasas de la misma edad que los de aquéllas.

La meseta de Ronda tiene la forma de un semicírculo muy ancho, cuyos bordes se abren hacia el Norte. Está rodeada de sierras jurásicas, salvo en esta última dirección. Al Sur, por la Sierra de Cartajima; al Este, por las de los Merinos y Gialda; y al Oeste, por la de los Castillejos y las últimas estribaciones de la de Libar, que corren por el lado occidental del Guadiaro. Por el Norte la prolongan una serie de suaves lomas que se extienden hasta la divisoria entre el Guadalete y el Guadiaro, al Noroeste de Arriate.

El río Guadiaro, que en su curso superior se llama Guadalcobacín, rodea casi por completo a esta meseta. Nace en los contrafuertes occidentales de las Sierras de la Gialda y los Merinos, y se dirige primero al Noroeste hasta llegar al Norte de Arriate, en cuyo punto describe una amplia curva, tomando la dirección Nornordeste a Sursuroeste, que sigue por largo trecho. Sale de la meseta a través de un desfiladero de poca anchura comprendido entre la Sierra de los Castillejos y la de Libar.

El principal afluente del Guadiaro, dentro de los límites de la meseta, es el río Grande, llamado también Guadalevín en el tercio inferior de su curso. Nace este río en el páramo central, y entra en la meseta por una estrecha garganta que hay entre la Sierra de la Gialda y las de Parauta y Cartajima. Al llegar al llano se ensancha su cauce, volviendo a estrecharse al tropezar con la mesa de Ronda, a la cual corta formando una hoz de cosa de 80 metros de altura y de paredes verticales. Esta hoz es el célebre Tajo de Ronda, que divide a la ciudad en dos mitades. La erosión que ha producido esta hoz la explica Mac-Pherson (1) por la desigual dureza y resistencia de los estratos numulíticos y miocenos. Los primeros y las capas de areniscas entremezcladas de arcillas que forman la base de los segundos son poco resistentes y de un desgaste fácil, por lo cual el río, no encontrando resis-

(1) *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda*, pág. 8.

tencia en ellos, abre su lecho con facilidad, extendiéndose en un cauce muy ancho. En cambio, los estratos de conglomerados y areniscas de grano grueso que forman el tramo superior del mioceno de la mesa de Ronda son muy resistentes, y el río los ha socavado y cortado a pico de un modo semejante a lo que sucede en las hoces de caliza. Esto, unido a los inevitables derrumbamientos en cortaduras de este género, ha dado como resultado ese sorprendente tajo, motivo de admiración en cuantos lo contemplan.

Y la explicación de Mac-Pherson se corrobora viendo que cuando el río sale de las rocas del mioceno superior y vuelve a pasar por las del inferior y por las numulíticas, su cauce vuelve a ensancharse, y desde la salida del tajo hasta la desembocadura del Guadalevín en el Guadiaro, el valle es ancho y el curso del río apacible.

El mioceno de la meseta de Ronda está bordeado por una estrecha faja de numulítico que llega hasta el pie de las sierras jurásicas, conservándose aún en éstas algún que otro pequeño manchón de aquél. En el fondo del valle, y a lo largo del Guadiaro, la faja numulítica se alarga y sigue el curso del río hasta pasado Benaoján.

Las rocas de esta faja tienen un facies marcadamente litoral en los bordes de la meseta, esto es, en las zonas donde reposan sobre el jurásico de las sierras circundantes. Esto hace pensar en una bahía o estuario de los mares numulíticos y pliocenos del valle del Guadalquivir, que entraba en la Serranía de Ronda formando una escotadura ancha en su borde septentrional. Y examinando el mapa geológico que acompaña a este estudio, se verá que en dicho borde septentrional el fenómeno se repite otras tres veces, a saber: en la gran meseta que hay entre Grazalema y Montejaque, separada de la de Ronda por el espolón jurásico que prolonga a la Sierra de Libar; en el valle del río Serrato y en el del Turón. Por último, la horizontalidad y el nivel elevado de las capas miocenas confirman lo que nos muestra el valle del Guadalhorca sobre la ausencia de movimientos de plegadura a partir de dicha época y sobre la existencia de un levantamiento uniforme de la región.

El suelo de la meseta de Ronda es también fértil, como el de la Hoya de Málaga; pero la vegetación que lo cubre es muy diferente de la de esta última. En la meseta de Ronda la elevación sobre el mar y, por consiguiente, el clima más frío no consienten el desarrollo de los naranjos, cañas dulces y demás plantas semitropicales. En cambio, llueve más, y los magníficos encinares de Setenil, Arriate y Ronda, y también la lozanía de los cultivos de secano, son buena muestra de ello.

La ciudad de Ronda ocupa una situación muy pintoresca en el borde Sur de la meseta. Desde ella se ve desplegarse la totalidad del anfiteatro de montañas que la rodean, así como a las Sierras del Pinar, del Endrinal y de Grazalema, que limitan la vista hacia Occidente. El paisaje es de una majestad incomparable y de carácter diametralmente opuesto al apacible y risueño que ofrece la Hoya de Málaga. Es de suma belleza también la vista del Tajo, con sus abruptas paredes, sobre todo por su salida occidental hacia el Guadiaro, en la que el río se despeña en cascadas que se utilizan en parte para producir fuerza motriz.

La tercera región, o sea la comprendida entre las sierras que describimos antes, la constituyen cuatro valles: los del Turón y Serrato, al Nordeste de la gibosidad central, y los del Genal y Guadiaro, al Suroeste de la misma. Estos cuatro valles, como es natural, son paralelos a las crestas de las sierras que los limitan, y si se examinan los mapas, se verá que el valle del Genal es prolongación del del Turón, y el del Guadiaro lo es a su vez del del Serrato. Esta marcadísima concordancia se acentúa más en los dos primeros que en los dos segundos, y está en íntima relación con una gran falla que se pone de manifiesto con toda claridad en la cuenca superior de ambos ríos Genal y Turón, y también en la parte de meseta central que los separa. Más adelante veremos los notables fenómenos geológicos que esta falla ha producido en la región.

El valle del río Turón o del Burgo está formado por sierras de caliza, y su fondo por el manto de areniscas numulíticas que cubre la base de aquéllas. A partir del peñón de

Ronda.

Valles de Turón, Serrato, Genal y Guadiaro.

los Enamorados, punto culminante de la Sierra de la Nieve, descendiendo rápidamente la cumbre de ésta, entre los arroyos de la Higuera y de Botero, hasta confundirse con las ondulaciones poco pronunciadas del fondo del valle. Éste se ensancha bastante al pasar del pueblo de Burgo, y más todavía al llegar a Ardales, obedeciendo esto, no sólo al gradual descenso de las Sierras del Burgo y de Ortegicar, sino también a que en los alrededores de este último pueblo el valle del Turón se confunde con el del Guadateba, y forman entre ambos una planicie grande que llega hasta cerca de la desembocadura de estos ríos en el Guadalhorce. Esta planicie es otro de los rasgos especiales de la Serranía por su extraña estructura. Al Norte es de pendiente suave, que va ascendiendo lentamente hasta Teba, Campillos y la divisoria entre el Atlántico y el Mediterráneo, que es aquí muy baja. En cambio, por el Sur y por el Este la sierra es un anfiteatro de montañas elevadas y abruptas, que son las mesas de Villaverde, Sierra de Aguas y el Caparain. Se reproduce aquí, por tanto, una vez más la estructura de la meseta de Ronda y la de los valles de Montejaque y Serrato; estructura que demuestra la independencia, por decirlo así, del sistema orográfico de la Serranía con las planicies y sierras de relieve apenas marcado que se extienden al Norte de ella.

Son estas dos regiones tan diametralmente opuestas en su orografía, su clima y en sus demás condiciones físicas, que puede trazarse con toda precisión la línea ondulada que las separa desde Peñarrubia a Grazalema. Ya vimos el cambio tan brusco que las dichas condiciones experimentaban al pasar de Gobantes a Alora. Pues bien: el mismo hecho se repite, si bien con alguna menos brusquedad, en cualquier punto por el que se penetre en la Serranía en dirección Norte-Sur, sea por la meseta de Ronda, sea por cualquiera de los valles antes citados. Las causas geológicas que concurren a explicar este cambio las detallaremos después.

Nace el río Turón en los contrafuertes de las sierras de la Nieve y septentrionales de la gibosidad central. El primer tercio de su curso lo forman arroyos de fuerte pendiente, con los famosos bosques de pinsapos, que aquí alcanzan su ma-

yor desarrollo. Uno de los paisajes más hermosos y de mayor carácter alpino de la Serranía es el que se ve subiendo el arroyo de la Higuera desde el valle del Turón a la gibosidad central. Corre este arroyo entre las abruptas laderas de la Sierra de la Nieve, cubiertas de pinsapos, y las desnudas estribaciones orientales de la Sierra de la Gialda, que se unen a la primera en el nacimiento mismo del arroyo, pasando a formar parte de la gibosidad central. En todo este trayecto, de ocho a diez kilómetros, al viajero le cuesta trabajo creer que está en el Sur de Andalucía, pues el paisaje, la vegetación y el clima son los propios de las regiones septentrionales y contrastan bruscamente con los del fondo del valle.

Estos contrastes, tan frecuentes en la Serranía, son uno de sus rasgos más característicos, y prestan especial encanto a las excursiones que por ella se hacen.

El valle de Serrato es de estructura muy semejante al de Turón; más corto que éste, y cerrado por montañas calizas de menor altura. Su fondo está cubierto también por areniscas y calizas numulíticas, en las que se cultivan cereales de secano, como en el del Turón. En realidad, el tercio inferior del valle no pertenece ya al río de Serrato, sino al Guadateba, que al principio sigue su curso hacia el Nornordeste, como el de Serrato; pero luego, cerca de Peñarubia, cambia de dirección y toma la de Estesureste, hasta desembocar en el Guadalhorce, un kilómetro antes del punto donde lo hace el Turón.

El valle del Genal es bastante más ancho que los dos anteriores, correspondiendo su mayor anchura al centro del valle, entre la cumbre de Haldón y el alto de Atajate. Después se estrecha un tanto frente a Gaucin, volviendo a ensancharse en la planicie que forman los dos valles del Genal y del Guadiaro cuando los ríos se unen al Sur de este pueblo. La superficie del valle del Genal es, próximamente, de trescientos kilómetros cuadrados.

Nace el río en las vertientes Suroeste de la gibosidad central y en las septentrionales de la Sierra de Igualeja. Hasta llegar frente a este pueblo, el río se llama río Seco, tomando el nombre de Genal a partir de aquí. Cosa de medio kilóme-

tro al Nordeste de Igualeja hay un abundantísimo manantial que brota de una cueva inmediata al contacto entre las calizas y las pizarras. En el país se llama a este manantial el nacimiento del Genal, y el arroyo que de él parte atraviesa el pueblo de Igualeja y se une al río Seco en el punto antes citado. A partir de aquí alimentan al río los afluentes que bajan de la cordillera principal y de la divisoria con el Guadiaro; los primeros son más caudalosos que los segundos, debido a la mayor altura de las cumbres y a que la cordillera principal tiene aquí ramificaciones de alguna importancia que penetran en el valle, mereciendo citarse, entre otras, la larga loma que separa al río Almarchal o de Genalguacil del río Monardilla o de Jubrique.

El río Genal corre primero de Este a Oeste hasta pasado el pueblo de Faraján, donde cambia su dirección por la de Nornordeste-Sursuroeste, que conserva hasta su desembocadura. Corresponde este codo al cambio de la dirección Este a Oeste de la Sierra de Cartajima en la de Nordeste a Suroeste de la Sierra de los Castillejos y divisoria entre el Genal y el Guadiaro, que al unirse en Atajate forman el nudo montañoso ya descrito. Frente a éste, y contribuyendo también tal vez a formar el pronunciado recodo del río, hay una entrada en el valle de la erupción de peridotitas que forma la loma divisoria de las aguas del río Monardilla y el arroyo Guadarrin. Este recodo determina también un cambio en el régimen del río. Antes de él este régimen es torrencial, como se explica comparando la cota del caserío de Fila, al pie mismo de la Sierra de Igualeja, que es de 1.000 metros, con la de 268, que es la del recodo. Hay, pues, de Fila a éste un salto de 732 metros en un recorrido de unos 14 kilómetros. En cambio, entre el recodo y el punto de desembocadura en el Guadiaro, cuya cota es de 22 metros, y, por consiguiente, el salto de 246, hay una distancia de 24 kilómetros, que da una pendiente media de poco más de 10 metros por kilómetro, y esta débil caída determina en el río un régimen tranquilo.

El suelo del valle del Genal es muy ondulado, pudiendo afirmarse que, salvo en la planicie de su desembocadura, no

hay en todo él un kilómetro cuadrado de terreno llano. Basta observar la altura sobre el mar de los quince pueblos del valle (1), que no baja de 500 metros para ninguno de ellos. Lo accidentado del suelo impide el cultivo de regadío, que en este valle puede decirse no existe. Salvo en algún que otro pequeño recodo del río que permite la implantación de un huerto de naranjos y hortalizas regado por acequias, el resto del valle es de secano; pero de un *espléndido secano*, cual no existe otro en toda la provincia. En efecto: casi todo el valle, desde Parauta e Igualeja hasta pasado Genalguacil, está cubierto de magníficos bosques de castaños, entremezclados con alguno que otro de alcornoques, cuyos dos árboles alcanzan aquí un desarrollo extraordinario. Las laderas expuestas al Sur están pobladas de viñedos, también lozanos y frondosos, cuyo caldo, muy rico en alcohol, se destina a la fabricación de los renombrados aguardientes de Faraján y Jubrique.

Esta excepcional fertilidad obedece a las dos causas de siempre: al régimen de lluvias y a la composición del suelo. El valle del Genal es húmedo, porque está orientado hacia el estrecho de Gibraltar y porque lo separan del Atlántico sierras bajas; y, en cambio, está limitado al Suroeste por la cordillera principal, que es alta y obliga a las nubes cargadas de agua que vienen del Atlántico a descargar en el valle. Aun siendo muy deficientes los datos que hemos podido reunir, resulta de ellos, sin embargo, que la cantidad de agua que al año cae en el valle del Genal supera al doble de la que en igual tiempo y en igual superficie recibe la Hoya de Málaga. Añádase a esto que el valle está protegido también de los vientos fríos y secos del Norte por la Sierra de Cartajima, como lo está la Hoya de Málaga por la cordillera Penibética y montes de la Axarquía, protección que trae consigo una sensible uniformidad de clima, si bien éste es algo más frío aquí que allí, debido a la mayor altura sobre el mar.

El suelo del valle lo componen gneises y micacitas estratocristalinas y pizarras cambrianas, rocas que, como ya he-

(1) Esta altura está consignada en el mapa geológico que acompaña a este estudio.

mos dicho repetidas veces, se descomponen fácilmente, produciendo tierra vegetal muy fértil. Esta formación sube siempre a grande altura sobre las laderas del valle. En las sierras de Cartajima y Benadalid, que lo limitan por el Norte y por el Oeste, llegan hasta cerca de la cumbre, y en la cordillera principal, que cierra al valle por el Suroeste, pasan a veces al otro lado de la cresta, como sucede, por ejemplo, en las lomas de Haldón, formadas por gneises estratocristalinos que penetran en la cuenca del Guadalmanza. Por el lado Nordeste los gneises y las pizarras llegan hasta Parauta e Igualeja, donde los substituyen las calizas y dolomías de la meseta central, que comienza a poca distancia, al Nordeste de estos dos pueblos.

Si desde el borde de esta meseta, desde los kilómetros 15 a 21 de la carretera de Ronda a San Pedro, que la bordea, se mira hacia el valle del Genal, el paisaje que se divisa es único y excepcional en toda la Serranía, distinto del de la Hoya de Málaga y la meseta de Ronda. Un frondosísimo bosque con verde de variados tonos en el fondo, coronado por sierras blancas, desnudas, de agudos crestones, en todo el contorno septentrional y occidental, y por las sombrías masas pardas de las peridotitas en el lado opuesto. El espectáculo es realmente sorprendente e inolvidable para el que lo ha contemplado desde las alturas. ¡Lástima que sea tan difícil llegar a estos sitios! Y a propósito de esto creemos deber decir algo, aun cuando sea introducir un a modo de paréntesis en esta descripción geográfica: que, al fin y al cabo, en relación con ella está la cuestión de los transportes.

La escasez de vías de comunicación entre este valle y el resto de la provincia es tal, que podemos afirmar el siguiente e inaudito hecho: de los quince pueblos que hay en el valle del Genal, nueve de ellos *no han visto nunca una rueda*; esto es, jamás ha llegado a ellos, porque no puede llegar, no ya un coche, sino ni un carro, ni aun los más toscos y sencillos. No existen carreteras ni caminos, sino veredas tortuosas y estrechísimas de pendientes extraordinarias, nunca reparadas, que suben y bajan por aquellos montes, del todo indiferentes a la curva de nivel. Para ir de Ronda o de la costa a cual-

Medios de transporte.

quiera de estos pueblos, es preciso cabalgar horas y horas sobre un mulo o un caballo del país, y precisamente del país: que sólo las caballerías criadas en él son capaces de sortear los malísimos y peligrosos pasos de las tales veredas. En este caso están los pueblos siguientes: Parauta, Igualeja, Pujerra, Cartajima, Alpandeire, Faraján, Juzcar, Jubrique y Genalguacil. No citamos a Atajate, Benadalid, Benalauria, Algatocin y Benarrabá, porque hay una carretera en construcción, la de Ronda a Gaucín, que pasará por ellos o cerca de ellos (1). Es, pues, el valle del Genal, a pesar de lo cerca que está de Málaga, Ronda y Gibraltar, una a modo de tierra incógnita y lejana, apenas visitada, cuyos moradores sólo rara vez salen de ella, y cuando salen, disponen su viaje cual si se tratase, como efectivamente se trata, de una cosa trascendental y compleja. Los servicios públicos no existen. El telégrafo no se conoce en todo el valle, salvo en Gaucín, adonde ha llegado hace poco; el correo lo traen peatones, cuando lo traen; y el transporte de los frutos del país lo hacen en mulo o en burro a Ronda y a la costa, a cosa de un día de marcha, y con la exigua carga que motivan las exageradas pendientes de las veredas y su malísimo estado de conservación. Se comprenderá por esto el enorme recargo de precio con que llegan aquéllos a los mercados consumidores.

Y, para terminar con este desdichado asunto, diremos más todavía. No ya en el apartado valle del Genal, en la misma Hoya de Málaga, en ese tan celebrado vergel, a cuatro pasos de la capital, se repite este estado de cosas en importantes pueblos, que son: Guaro, Tolox, Yunquera, Alosaina y Casarabonela. Tampoco hay carretera a ninguno de ellos. Tampoco llegan a ellos los coches ni los carros; están también servidos tan sólo por veredas, más anchas y de menos pendiente que las del valle del Genal, porque el país es más llano, pero ve-

(1) Y en cuanto a la carretera de Ronda a San Pedro Alcántara, que tiene 55 kilómetros de largo y está en construcción desde hace treinta y dos años, tampoco mejorará las condiciones del transporte, porque ofrece la curiosa particularidad de no pasar por ninguno de los pueblos del valle, y sí por la cabecera de éste, a la enorme altura de 1.300 metros sobre el mar.

redas de caballerías, al fin; y el lomo del mulo, del caballo y del burro son aquí también el único medio de transporte. Y nótese que los pueblos que hemos citado, tanto en el Genal como en la Hoya, no son caseríos insignificantes, pues el que menos tiene de mil a mil quinientos habitantes, habiéndolos, como Yunquera, con más de cinco mil.

No es nuestra misión analizar las causas de este estado de cosas. Nos debemos limitar, y nos limitamos, a exponer los hechos tales y como son, y a hacer votos para que se modifiquen en lo futuro, y estas regiones tan ricas disfruten de las vías de comunicación a que tienen derecho y de que hoy carecen.

El valle del Guadiaro, último de los cuatro citados, limita a la Serranía por su borde occidental. Su cuenca la forman por ese lado la Sierra de Libar, importante macizo jurásico próximamente paralelo a las Sierras de Castillejos y Benadalid, y su prolongación hacia el Noroeste, que en la provincia de Cádiz toma los nombres de Sierras del Endrinal y del Pinar, y que son divisoria de aguas entre el Guadalete y el Guadiaro.

La dirección del Guadiaro desde Ronda a Gaucín es de Nordeste a Suroeste, como la del curso inferior del Genal; pero al llegar frente a Gaucín describe el río una amplia curva y toma la dirección Norte-Sur, que conserva hasta su desembocadura en el Mediterráneo, entre Manilva y Gibraltar, y ya dentro de la provincia de Cádiz. Sus afluentes principales en la meseta de Ronda son el río Grande o Guadalevin y el Guadcobacín o río de Arriate. Ambos quedaron descriptos al tratar de dicha meseta. Al Occidente de ésta tiene el río Guadiaro otro afluente de importancia que ofrece una particularidad curiosa. Es este afluente el río de Campobuche, llamado también Gaduares, que nace en la Sierra del Endrinal, en la provincia de Cádiz, y se dirige hacia el Este hasta que, llegado al paraje llamado Cueva del Hundidero, cerca de Montejaque, desaparece taladrando a las calizas de la sierra, y corre sepultado bajo tierra cosa de seis kilómetros, volviendo a aparecer en la llamada Cueva del Gato en forma de abundantísimo torrente, al pie del pueblo de Benaoján y a pocos metros del cauce del Guadiaro. Esta cueva es uno de

los puntos de excursión más renombrados de los alrededores de Ronda. Es profunda, con grandes y vistosos adornos de estalactitas, y al final de la parte practicable el piso se alza un tanto, formando a modo de un plano inclinado bastante ancho, coronado por raras figuras de caliza redondeadas por las infiltraciones, que asemejan un coro de catedral.

A partir de la Cueva del Gato comienza una hoz, llamada Las Angosturas (1), formada por las Sierras de Libar y la de los Castillejos. Llega hasta el pueblo de Jimena, donde ya el valle comienza a ensancharse un tanto. Es esta hoz un desfiladero estrecho y grandioso, con paredes abruptas que se elevan setecientos a ochocientos metros a cada lado. Por él pasa el ferrocarril de Bobadilla a Algeciras, que va siguiendo el curso del río hasta Jimena, en la provincia de Cádiz ya, frente a cuyo pueblo se separa del Guadiaro, tuerce hacia el Oeste, y luego se dirige al Sur hasta su terminación.

Además de los tres afluentes citados de la meseta de Ronda, recibe el Guadiaro otros dos de caudal grande al Sur de dicha meseta: uno es el Genal, ya descripto; el otro es el río Hozgarganta, que recorre los términos de Jimena de la Frontera y Castellar, en la provincia de Cádiz, y desemboca en el Guadiaro a seis kilómetros de la costa.

El valle del Guadiaro es estrecho y de suelo accidentado en los dos tercios primeros de su curso, o sea desde la meseta de Ronda hasta Cortes. Al Sur de este pueblo se ensancha en extremo, y su suelo es llano y de pendiente suave hacia el mar. Allí comienza la extensa planicie que se extiende desde Manilva a Gibraltar, compuesta de terrenos de regadío en su mayor parte. Cerca de Gaucín se han aprovechado las aguas del río y su pendiente para la producción de energía eléctrica, que se lleva a Sevilla.

El clima del valle del Guadiaro es húmedo, con lluvias relativamente abundantes, como el del valle del Genal, pues ambos están igualmente orientados. La pendiente del Guadiaro es, sin embargo, menor que la del Genal. La vegeta-

(1) Hay otra hoz en la Serranía que lleva también este nombre: la del río Guadalmina, al Sur de Benahavis.

ción difiere bastante, porque también difiere la naturaleza del suelo en ambos valles. Este suelo, en el Guadiaro, es mioceno y numulítico en la meseta de Ronda; después, jurásico y cretáceo en la angostura; y por último, pasado Gaucín, comienzan las calizas y asperones numulíticos de la gran planicie de la costa. Dominan, pues, en el valle las tierras productoras de cereales, a semejanza de lo que pasa en los valles, también numulíticos, del Turón y Serrato. Abundan también los bosques de alcornoques, sobre todo en las laderas occidentales. Las estaciones de Jimena, Cortes y Castellar, del ferrocarril de Bobadilla a Algeciras, son importantísimos centros de exportación de corcho; pero conviene advertir que la mayor parte de él no proviene de la cuenca del Guadiaro, sino de la del Hozgarganta y otros valles de la provincia de Cádiz.

La última región de las cuatro en que hemos dividido a **Zona litoral.** la Serranía es la zona litoral, que se extiende entre Málaga y la desembocadura del Guadiaro.

Comienza esta región en la misma ciudad de Málaga, con la planicie de la vega, que desciende suavemente hacia el mar, formando playas extensas entre dicha ciudad y los términos de Churriana y Torremolinos. El suelo de esta planicie es plioceno en su mayor parte, recubierto en extensiones grandes por los aluviones cuaternarios del Guadalhorce. Todo ello es de regadío, con grandes plantaciones de cañas dulces y remolachas, viñas, huertas y magníficos jardines poblados de plantas tropicales que se desarrollan normalmente, pues la temperatura de esta zona inferior de la vega de Málaga es tan uniforme, que más se asemeja a la de los trópicos que a la de la zona templada. Basta para probarlo que la caña de azúcar, cuya temperatura de congelación es de 0° a -1°, sólo se hiela allí cada cuatro o cinco años. Esta temperatura media asciende sensiblemente a los pocos kilómetros de la costa. Ya en Alhaurín de la Torre y en Cártama el cultivo de la citada planta es arriesgado, y más al Norte, imposible.

La vega de Málaga se estrecha rápidamente hacia el Oeste, y ya en Torremolinos desaparecen la playa y el llano y empieza el abrupto acantilado de la costa, motivado por el

descenso rápido hasta ella de las laderas meridionales de la Sierra de Mijas, que corre aquí paralela al mar. Este acantilado dura desde Torremolinos al valle de Fuengirola, y la carretera de Málaga a Cádiz, que lo bordea, ofrece admirables paisajes de mar y sierra, sobre todo en los alrededores de Benalmádena, donde la escarpa de la costa adquiere su acentuación máxima. El terreno de esta zona es alternativamente dolomía estratocristalina, gneises inferiores de dicho terreno, pizarras cambrianas y algún que otro manchón triásico y plioceno, restos estos últimos del manto litoral que cubre invariablemente los valles bajos de la costa. La vegetación corresponde a esta composición del suelo. Las laderas dolomíticas están totalmente desnudas. En los gneises y pizarras crecen olivos, alcornoques y viñedos; todos de secano, por supuesto, pues la exagerada pendiente del terreno no consiente otra cosa.

Termina esta región en el valle de Fuengirola, formado por la confluencia del río de los Pasados con el de Ojén, a partir de cuya confluencia comienza la vega de Fuengirola, y el río toma el nombre de ella. El río de los Pasados nace en los barrancos que hay entre la Sierra de la Alpujata y la de Coín; camina primero hacia el Este; tuerce después hacia el Sureste, al Sur del puerto de Gómez; recibe las aguas de las vertientes occidentales de la Sierra de Mijas, y se une con el de Ojén seis kilómetros antes de su desembocadura. Este último río nace cerca del pueblo de Ojén, entre la Sierra de la Alpujata y las Chapas de Marbella, y corre por un barranco estrecho y profundo en dirección al Este hasta muy cerca de su confluencia con el de los Pasados. En este barranco se ve también con toda claridad la relación íntima entre la vegetación y la composición geológica del terreno, de que hemos hablado repetidas veces. El contacto entre las peridotitas de la Sierra de la Alpujata y los gneises de las Chapas de Marbella va por el mismo río, y éste traza allí una precisa línea de separación entre las desnudas laderas de la Alpujata y el espléndido bosque de alcornoques que cubre las de las Chapas. Ni por excepción se ve uno de estos árboles crecer en las peridotitas.

El puerto de Gómez es una depresión muy marcada entre las Sierras de la Alpujata y de Mijas. Dista del mar 14 kilómetros en línea recta, y su altura es tan sólo de 284 metros. A partir de él se extiende el valle de Fuengirola, que por lo mismo es de pendientes suaves. Está casi totalmente formado por terrenos estratocristalinos y cambrianos, recubiertos en la vega de la costa por los aluviones del río. Es, por consiguiente, muy fértil, con olivares y viñedos de secano en su parte superior, y huertas de regadío en la zona costera.

Pasado el valle de Fuengirola comienzan las Chapas de Marbella, conjunto de colinas cortadas abruptamente hacia el Norte, sobre el río de Ojén, y de pendientes muy suaves hacia el Mediodía. Aquí comienzan, pues, otra vez las playas, que, con intervalos de insignificantes acantilados, llegan hasta Gibraltar. Son las Chapas un macizo extenso de gneises, micacitas y pizarras de los terrenos estratocristalinos y cambrianos, cubiertos a veces por manchones triásicos. Los dos primeros terrenos llegan aquí hasta el mar mismo, salvo poco antes de Marbella, que comienza el gran manto plioceno, de que hablaremos después. Son estas colinas de las Chapas de gran fertilidad y están cubiertas de bosques de alcornoques, de magníficos pinares y de viñedos, todos ellos de secano.

En Marbella vuelve a estrecharse un tanto la zona litoral, debido a que las laderas de Sierra Blanca avanzan bastante hacia el mar. La villa está al pie mismo de estas laderas; pero el avance no es tan grande como el de la Sierra de Mijas, y la costa no llega a acantilarse. Sigue habiendo playas, que se van ensanchando desde Marbella en adelante. La masa de dolomía cristalina de Sierra Blanca reposa sobre los gneises en su base, y éstos comienzan desde poco antes de Marbella a estar cubiertos por un gran manto plioceno que, con anchura variable, sigue sin interrupción hasta Estepona. Resulta así frente a Marbella otro de esos aspectos tan frecuentes en la Serranía que dan a sus paisajes especial encanto. La villa, con sus alrededores frondosos de arbolado y huertos de regadío, coronados por la imponente y árida masa de la sierra, que en algunos sitios, como en el río Verde, des-

ciende casi a pico hasta el valle desde la cota 1.279 metros del cerro del Lestonar hasta los 40 ó 50 del cauce del río frente a la fábrica de Arriba. Este frente de Sierra Blanca recibe el nombre de La Concha, y el recodo que aquí forma la sierra, juntamente con el contraste de vegetaciones que acabamos de mencionar, presenta uno de los espectáculos más bellos que es dado contemplar en la región.

Este recodo de Sierra Blanca hacia la costa hace que el valle del río Verde no se ensanche en su desembocadura, como sucede en el de Fuengirola. El curso entero del río va por una vaguada estrecha entre altas montañas. Nace en la unión de la gran mole de la Torrecilla con los cerros del Alcohol y Abanto, en una garganta profunda que recoge las aguas de estos dos últimos y buena parte de las de la meseta central. El río corre al principio oculto bajo los grandes derrumbamientos de calizas de las primeras montañas; pero al llegar al contacto entre estas rocas y las peridotitas, brota en forma del abundantísimo manantial llamado Nacimiento del río Verde, que ha motivado la concesión de un magnífico salto de agua de unos 400 metros de altura, cuya presa está ya hecha, y que promete ser en su día una fuente de energía de gran importancia para la provincia (1).

Pasado el nacimiento, el río se dirige al Este encajonado entre la Torrecilla al Norte y la Sierra del Real al Sur. Sigue en esta dirección unos seis kilómetros, torciendo luego al Sur, hasta desembocar entre San Pedro Alcántara y Marbella. El lecho del río en todo este trayecto es estrecho, pues sólo en muy contados casos llega su anchura a 300 metros. Esto, unido a su fuerte pendiente, trae consigo la ausencia de huertos de regadío, de los que apenas hay uno que otro en todo el valle. Debemos consignar, sin embargo, que los alrededores del pueblo de Istán hacen excepción a esta regla, si bien los huertos que allí hay no los riega el río Verde, sino el arroyo de los Molinos, que baja de Sierra Blanca y es tributario de aquél. En estos alrededores de Istán se ve un fenómeno muy

(1) El concesionario de este salto es D. Jaime Parladé y Heredia, de Málaga.

interesante. El pueblo está edificado sobre un manchón de brecha pliocena o cuaternaria producido por la aglomeración de los derrubios de la sierra. Esta roca, al descomponerse, da una tierra fértil, y tal vez a esto obedezca el haberse edificado el pueblo allí. Las aguas han ido desnudando poco a poco esta brecha, atacando principalmente sus partes blandas, y, como consecuencia, se ha formado a modo de un acantilado, que baja del pueblo a las orillas del arroyo, y que está materialmente lleno de cuevas, túneles y cornisas de extraña forma, que asemejan en su conjunto a enormes ruinas y dan bellísimo aspecto a los alrededores de aquel pueblo.

Este mismo fenómeno lo vemos repetirse, en menor escala, entre Istán y el nacimiento del río Verde, en las llamadas Cuevas del Moro. Aquí las capas superiores de la brecha pliocena han resistido más que las inferiores, que por esto resultan profundamente socavadas. Los propietarios de aquel terreno viven en estas cuevas, y los huertos que cultivan están sobre ellas, en la cara superior de la formación, esto es, en lo que pudiéramos llamar *tejado de la casa*.

En toda esta zona litoral parece que los pueblos han ido buscando esta brecha pliocena para situarse en ella. El pueblo de Istán no es una excepción. En el mismo caso que él están Ojén, Mijas y Benamáldena, edificados, como Istán, sobre pequeños manchones de dicha roca, con acantilados y cuevas más o menos profundos y con frondosos huertos en sus alrededores. En la Hoya de Málaga hay también un pueblo, el de Yunquera, que reposa en parte sobre esta roca, y también con idénticos efectos de denudación en ella. Y nótese que todos los citados pueblos están al pie de montañas dolomíticas, en las cuales, y sólo en ellas, por lo visto, se origina esta brecha, de tan especial fertilidad (1). Además de los manchones de Istán y cuevas del Moro, hay otros más pequeños en la cuenca del río Verde, repartidos a lo largo del camino que va de Istán a Monda por el contacto entre las dolomías y los gneises y pizarras. También hay en cada uno de estos man-

(1) Hemos clasificado como pliocena a esta roca ateniéndonos a la opinión de los Sres. Michel Levy y Bergeron, que la consideran como tal; pero después veremos que hay otras opiniones respecto a su edad.

choncillos sus correspondientes huerto, acequia y casita, que revelan a distancia la presencia de la brecha pliocena.

En el curso inferior del río Verde, y en su margen Oeste, existen aún los restos de dos importantes fábricas de hierro, la Ferrería de la Concepción (Fábrica de Arriba), fundada por D. Manuel Agustín Heredia, y la Ferrería del Ángel (Fábrica de Abajo), de la casa Giró. La primera y más importante de las dos data de 1825, y la otra, de 1830 ó 1832. Reunían entre ambas hasta seis hornos altos, que se alimentaban con carbón vegetal procedente de Sierra del Real, Real del Duque y Palmitera, y con el mineral de hierro magnético de la mina de Marbella. El lingote obtenido se afinaba allí mismo. En 1834 se trasladó a Málaga la sección de afino, y algún tiempo después cesó la producción de lingote. Hoy día la fábrica de Abajo es la casa de labor de la colonia del Ángel, y la de Arriba, una dependencia de la casa Moré, que explota parte de los montes de alcornoques de la región.

El principal afluente del río Verde es el río o arroyo del Hoyo del Bote, llamado también Albote, que desemboca en el río principal al Sur de Istán. Nace este arroyo en las vertientes septentrionales del cerro del Duque y en el puerto de la Refriega, que comunica a este valle con el superior del río Verde. Recibe el Albote las aguas de la vertiente Suroeste de Sierra del Real y vertiente Nordeste de la del Real del Duque.

Entre el río Verde y Estepona las estribaciones derivadas de la cordillera principal terminan, relativamente, a distancia de la costa. En Estepona vuelven a acercarse a ésta, y resulta así un a modo de anfiteatro de tierras llanas, rodeado de sierras elevadas y abierto al mar por el Sur. Esta planicie está cubierta casi en su totalidad por el manto plioceno antes mencionado, y, como siempre sucede en estos casos, las producciones del suelo se supeditan a la naturaleza y orografía del terreno. En el río Verde empieza la colonia del Ángel, y poco después la renombrada de San Pedro Alcántara, con sus magníficas plantaciones de remolacha, caña de azúcar y algodón, que hacen de dicha colonia una de las fincas más ricas de España. La riegan las aguas de los tres ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmana, captadas por medio de presas

y pantanos, y distribuidas en las tierras laborables por una extensa red de acequias.

Los tres ríos Guadaiza, Guadalmina y Guadalmana son verdaderos torrentes, pues en los veinte kilómetros escasos que tiene cada uno de recorrido, descienden desde cotas superiores a mil metros hasta el nivel del mar. Los tres van directamente al Mediterráneo en dirección Sursuroeste. El Guadaiza nace en el puerto del Robledal, y va encajonado entre la Sierra del Real del Duque y la Palmitera. El Guadalmina nace en las laderas meridionales de la Sierra de Igualeja y en el puerto del Monte, y corre entre la Sierra Palmitera y otra derivación de la cordillera principal sin nombre geográfico propio, cuyas últimas elevaciones sobre la costa son el cerro de la Matrona y el castillo de Montemayor. Por último, el Guadalmana arranca de las lomas de Haldón y puerto de la Laguna, y separa la derivación de sierras antedicha de otra que con el nombre de cerros del Lobo es paralela a ella.

Los desfiladeros de estos ríos, especialmente el del Guadalmina, ofrecen bellísimos paisajes, de grandiosidad comparable a los ya descritos en el río Grande. Los ríos van encajonados entre montañas de mil a mil quinientos metros de elevación, cubiertas de pinos cuando el terreno es peridótico, y de alcornoques y quejigos en los grandes lentejones de gneises, más frecuentes aquí que en la vertiente Norte de la cordillera. Los ríos se abren paso violentamente a través de estas rocas, formándose hoces, cascadas y las llamadas marmitas de gigante, o sean grandes oquedades redondas y profundas en las que el río cae por rápidas cascadas de bastante altura. La roca eruptiva se rompe en colosales prismas, que se amontonan uno sobre otro en fantásticos derrumbaderos, en cada una de cuyas grietas y dondequiera que ha podido depositarse un poco de tierra, brotan los pinos con extraordinaria profusión. Merece citarse entre todas la hoz del Guadalmina, conocida por La Angostura, que comienza aguas abajo del pueblo de Benahavis y termina en el llano de San Pedro Alcántara. El río corre en ella por el fondo de un profundo tajo de dolomía cristalina muy blanca que mide en algunos puntos más de doscientos metros de elevación.

Allí se multiplican las cascadas y las marmitas de gigante, y hay sitios donde el río no se ve desde la altura, revelándose su presencia por el ruido que produce su curso torrencial. El camino, bastante bueno, por cierto, que une a Benahavis con San Pedro Alcántara, y que va a media ladera por el borde occidental de La Angostura, es, por esto, uno de los más pintorescos de la Serranía.

Esta región, entre río Verde y Estepona, ocupa respecto a la Serranía situación análoga a la de las Alpujarras con relación a Sierra Nevada. Aquí, como allí, la sierra desciende rápidamente hacia el mar, y entre sus últimas estribaciones y la costa quedan vegas llanas, o relativamente llanas, de vegetación semitropical, que contrasta con la alpina de las cumbres. La vega de San Pedro Alcántara, al pie de la Serranía, es semejante en orientación, clima, cultivos, etc., a las de Motril, Albuñol y Adra, al pie de las Alpujarras. Una y otras están resguardadas de los vientos del Norte por elevadas cordinas de sierras, y sometidas exclusivamente al régimen mediterráneo. Y esta concordancia orográfica ha llegado hasta a influir en un acontecimiento histórico de que fueron teatro ambas regiones simultáneamente. Nos referimos a la sublevación de los moriscos a principios del siglo XVI. Sólo en regiones como éstas, tan abruptas, tan laberínticamente montañosas, y en las que la raza árabe había arraigado tanto, eran posibles guerras como aquéllas entre beligerantes tan desproporcionados en número y calidad. La parte de Serranía que nos ocupa fué teatro de luchas cruentas entre los moriscos y las tropas cristianas que acaudillaba D. Alonso Fernández de Aguilar, hermano del Gran Capitán, cuya gloriosa muerte en Sierra Bermeja (antiguo nombre de Sierra del Real), cerca del puerto de la Refriega, fué predilecto tema de heroicos romances en aquel tiempo. La presencia en Ronda del Rey Fernando *el Católico* al frente de un gran ejército atemorizó a los moriscos de la Serranía, que se sometieron, optando la mayoría de ellos por bautizarse y permanecer en el país, como lo atestiguan los caracteres étnicos de la raza que en la actualidad lo puebla.

El paisaje desde uno cualquiera de los altos entre la cum-

bre de la Serranía y la costa es semejante, salvo en las proporciones, al que se divisa en las Alpujarras desde los cerros comprendidos entre Mulhacén y la costa: desde Pampaneira o Bubión, por ejemplo. Aparecen ante el observador todos los tránsitos entre la flora tropical y la alpina. En la costa, la caña de azúcar y el algodón de San Pedro Alcántara; sobre ella, los alcornoques y los quejigos de Benahavis y los grandes pinares de Sierra del Real, Palmitera y Real del Duque; y, por último, en las alturas de Abanto, Alcohol y Torrecilla, las peñas desnudas, cubiertas de nieve en invierno, con escasa hierba en sus anfractuosidades. Y frente a todo esto, al otro lado del mar, el círculo de la cordillera del Rif, que se despliega majestuosamente desde las orillas del río Martín al cabo Tres Forcas, y que se ve con toda claridad desde cualquiera de los cerros de la región (1). La vista abarca desde los promontorios de Ceuta y Gibraltar, con parte del estrecho, hasta el cabo de Torre Ladrones, entre Marbella y Fuengirola. Por el Norte se despliega ante el observador la vertiente meridional entera de la Serranía, desde los Reales de Genalgüacil hasta la Torrecilla y Sierra Parda.

Los grandes pinares de la vertiente Sur se explotan para la extracción y elaboración de la resina y aprovechamiento de maderas. Pertenecen a la Resinera Española y a una Compañía extranjera, cada una de las cuales ha montado su correspondiente fábrica en la costa. El mar Mediterráneo, tranquilo casi siempre en esta bahía ancha entre Gibraltar y Marbella, permite los embarques directos desde la playa sin necesidad de puerto ni malecones protectores, de los que no existe ninguno en toda la costa.

(1) Esta cordillera del Rif no ha sido todavía explorada por ningún europeo. En la obra de L. Gentil *Le Maroc Physique* se supone que sus cumbres principales superan a 2.000 metros. Hemos tenido ocasión de comprobar esta suposición, examinando dicha cordillera desde uno de los cerros de la Serranía. En un día claro de abril de 1914 hemos visto cubiertas de nieve cinco cumbres de dicha cordillera, y, en cambio, la Torrecilla de la Serranía, que mide 1.918 metros de altura, estaba totalmente desprovista de ella. Hay que admitir, por consiguiente, para las cumbres del Rif una altura sensiblemente mayor que la de la Torrecilla, altura que estimamos en 2.300 a 2.600 metros sobre el mar.

A partir de la desembocadura del Guadalmanza, la zona litoral se va estrechando, porque la cordillera principal se va acercando a la costa. Los ríos Valarin, Castor y Padrón son arroyadas de poco recorrido y mucha pendiente, que bajan del Porrejón y los Reales de Genalguacil. La faja pliocena se va estrechando, y los gneises y pizarras, que sirven de caja a la roca eruptiva, van acercándose también a la costa, y llegan casi hasta ella en Estepona.

Pasado Estepona empieza la gran planicie, que se extiende hasta el promontorio de Gibraltar, y llega por el Norte hasta Manilva y la confluencia del Genal y el Guadiaro. Las sierras antes descritas terminan en ella, y sólo la de los Canutos bordea la margen oriental del río, dominándolo con sus pequeños cerros. El suelo de esta planicie es también terciario, de areniscas y calizas numulíticas en su borde Norte y de margas pliocenas en el litoral. El cultivo es el mismo que el de la vega de San Pedro Alcántara. También aquí hay las dos colonias de Tesorillo y Guadiaro, con plantaciones regadas por las aguas del Guadiaro.

Queda ya descrita geográficamente la Serranía de Ronda. Réstanos, para terminar, decir algo de sus vías de comunicación y del reparto de la población en ella, aun cuando ya hayamos adelantado algunas consideraciones respecto al primero de estos puntos. Examinando el mapa, se ve que la región entera está rodeada por dos ferrocarriles: el de Córdoba a Málaga y el de Bobadilla a Algeciras. El primero bordea toda la región por el Este y se une con el segundo en Bobadilla, estación situada trece kilómetros al Norte de Gobantes. El de Bobadilla a Algeciras penetra en la Serranía al Norte de Arriate, recorre su borde occidental siguiendo el curso del Guadiaro, y se separa de ella poco antes de la confluencia del Genal con este último. Las estaciones de ferrocarril que pueden considerarse como pertenecientes a la Serranía son, pues, Ronda, Arriate, Montejaque, Benaoján, Jimena, Cortes, Gaucín y San Pablo. En el ferrocarril de Córdoba a Málaga están en el borde mismo Gobantes, El Chorro, Alora, Pizarra y Cártama.

Recientemente se ha construido un ferrocarril de vía es-

Vías de comunicación.

trecha, que va de Málaga a Coin por el pie de la Sierra de Mijas, que facilita bastante la entrada en la Serranía desde Málaga. Puede llegarse en un día desde esta población hasta el valle del río Verde haciendo el camino por ferrocarril hasta Coin, y a partir de allí en caballerías. El recorrido de las Sierras de Mijas y la Alpujata se facilita también no poco; y si las excursiones no son excesivamente largas, pueden hacerse en un día desde Málaga.

Está actualmente en construcción otro ferrocarril que va por la costa y que unirá a Málaga con Cádiz. Nos aseguran que el primer trozo, Málaga-Estepona, se terminará en breve. Entonces el perímetro entero de la Serranía podrá recorrerse en ferrocarril, y los viajes por la zona litoral serán relativamente fáciles. Y decimos *relativamente*, porque si bien en este ferrocarril se podrá llegar pronto a Fuengirola, Marbella y Estepona, en cambio, la escasez de caminos y lo escabroso del terreno dificultarán tanto como ahora la penetración en la Serranía.

Observemos, en efecto, que en toda la región no hay más que las siguientes carreteras:

1.^a La de Málaga a Antequera, bordeando al Guadalhorce hasta Alora, y torciendo allí hacia el Norte hasta Antequera, separándose, por consiguiente, de la región. No hay, pues, medio de ir directamente por carretera desde Málaga hasta Ronda. Hay que ir primero a Antequera; desde allí a Campillos, casi en el límite de la provincia de Sevilla; bajar de Campillos a Peñarrubia, y seguir desde este pueblo a Ronda; esto es, recorrer un trayecto cuatro veces mayor que el que habría que recorrer si hubiese una carretera directa.

2.^a La de la costa, que va desde Málaga a Estepona bordeando al mar, respecto a la cual puede decirse lo mismo que hemos dicho con referencia al ferrocarril en construcción de Málaga a Cádiz.

3.^a La de Ronda a Gaucín, pasando por los pueblos occidentales del valle del Genal. Está ahora en construcción, y cuando esté terminada hasta la costa, bordeará por Occidente a la Serranía y permitirá llegar más pronto que ahora a los valles centrales.

4.^a La de Málaga a Coin y Monda, que debe prolongarse hasta Marbella; pero como hay ferrocarril entre Málaga y Coin, resulta más rápido ir en tren a este último pueblo y hacer en él un centro de excursiones.

5.^a Por último, la carretera de Ronda a San Pedro Alcántara, en construcción, de la que hay terminados 21 kilómetros de su extremo Norte y 12 en su extremo Sur, o sean 34 kilómetros de los 55 que tiene. Ésta es la única que atraviesa a la Serranía. No pasa por ningún pueblo de ella; pero no hay duda de que, una vez terminada, facilitará muchísimo los viajes por aquélla.

Aparte de estas carreteras, no hay en toda la Serranía sino las malísimas veredas que describimos al hablar del valle del Genal, y que obligan a viajar exclusivamente en caballerías del país, con la lentitud y dificultades que este medio de transporte trae consigo. Algunos ejemplos con cifras, que pueden seguirse sobre el mapa, dirán más que cuantas ponderaciones pudiéramos hacer sobre las veredas del país. El trayecto de Benahavis o de Marbella a Istán, por río Verde el primero, y por la vereda que faldea a Sierra Blanca el segundo, exige seis horas. Para ir de Estepona a Genalgua-cil por el puerto de los Guardas, hace falta el día entero. Puede irse por una vereda directa que pasa por el puerto de Peñas Blancas; pero es malísima, y vale más dar el rodeo. Entre Ronda y cualquiera de los pueblos del alto Genal se tarda de cuatro o cinco horas, y con dificultad puede hacerse en un día el viaje de ida y vuelta. Se exceptúan Parauta e Igualeja, de los cuales se puede ir a la carretera de Ronda a San Pedro en cosa de una hora, y esto permite hacer en coche o automóvil parte del trayecto. Por último, de Ronda a Yunquera, Tolox o Monda hay que emplear también un día; y otro tanto desde la costa a cualquiera de los pueblos del valle del Genal. Al describir este último valle hicimos consideraciones sobre este estado de cosas, que nos relevan de repetirlas ahora.

Una simple ojeada al mapa basta para notar el desigual reparto de la población en la Serranía. La Hoya de Málaga, la zona litoral contigua a la costa, y los valles del Genal y el

Guadiaro están muy poblados. En cambio, los dos valles del Norte y la parte alta del litoral son un verdadero desierto; pues en el valle del Turón sólo hay dos pueblos, Burgo y Ardales; en el de Serrato, sólo uno; y dos, Istán y Benahavis, en la vertiente Sur de la cordillera. Resulta de aquí que podemos trazar un triángulo cuyos lados sean la línea que va de Serrato a Ojén, la de Ojén a Casares y la de Casares a Serrato, cuya superficie es de unos 400 kilómetros cuadrados, dentro del cual no hay pueblo alguno. Depende esta falta de población de la naturaleza del suelo y de la altura. La gran masa de peridotitas empieza en término de Casares y llega hasta el borde Sur de la meseta central, la cual, a su vez, se extiende bastante en dirección del Burgo y Serrato. La zona ocupada por peridotitas es impropia a todo cultivo que no sea el del pino resinero, que crece espontáneamente en ella. La meseta central lo es también por su altura media, que supera a mil metros, como hemos visto. Podemos, pues, definir a la Serranía de Ronda diciendo que es una región desierta que se extiende de Nordeste a Suroeste, rodeada de valles y planicies fértiles y muy pobladas.

Reparto de
la población.

CAPÍTULO III

Introducción al estudio de las rocas hipogénicas.

DATOS TÉCNICOS.—CLASIFICACIÓN.—REPRESENTACIÓN
FOTOGRAFICA.

Aun cuando los procedimientos para el estudio de las rocas con el microscopio son sobradamente conocidos y están descritos en todas las obras de petrografía, creemos, sin embargo, de utilidad para los que se dedican a esta clase de estudios, decir algo sobre los métodos que hemos seguido y sobre algunas modificaciones prácticas que hemos introducido en ellos, conducentes todas a facilitar el trabajo, a aportar medios de comprobar los resultados y a garantizar su exactitud. **Objeto.**

Empecemos por la manera de tomar muestras de rocas sobre el terreno. Si nos limitamos a desprender con el martillo un trozo superficial de un afloramiento, la mayor parte de las veces nos encontraremos con una roca alterada y bastante descompuesta por los agentes atmosféricos, y la determinación de sus elementos componentes será difícil, por estar éstos enmascarados por los productos de descomposición. Además, la roca superficial que examinamos puede no ser la misma que la primitiva, más profunda, de que se deriva; pueden haberse formado elementos nuevos, y pueden haber desaparecido algunos de los preexistentes. Multitud de veces hemos tropezado con esta dificultad, y tal vez dependan de **Manera de tomar muestras.**

esto mismo algunas interpretaciones equivocadas sobre la verdadera naturaleza de las rocas de la Serranía, consignadas en los trabajos de nuestros antecesores. Si se trata de peridotitas y de rocas básicas en general, debe tenerse presente que sus elementos son muy sensibles a los agentes atmosféricos. El peridoto se hidrata con facilidad, transformándose en una serpentina especial, con mucho óxido de hierro libre, que tiñe de rojo a la roca entera; los piroxenos se cambian en bastita, y los feldespatos cálcicos, si los hay, en caolín y productos similares. En las rocas ácidas, granulitas, aplitas, etcétera, el cuarzo no se altera; pero si los feldespatos y la mica negra. El primero se convierte en caolín, y la segunda, en muscovita y clorita. Puede afirmarse de un modo general que una roca cristalina recogida en la superficie del terreno no será nunca igual a esa misma roca recogida a la profundidad suficiente para abstraerla a la acción directa de los agentes atmosféricos. Esta profundidad no es excesiva. En el caso de las rocas ácidas citadas y de los gneises y micacitas estratocristalinas, basta quitar con un martillo grande los primeros quince o veinte centímetros para llegar a la roca pura. En el caso de peridotitas, pórfidos, diabasas, etc., es preciso profundizar algo más. Aleccionados por la experiencia, hemos llevado en nuestras excursiones un martillo o maza grande de unos cuatro kilogramos de peso, y nos hemos valido de él para destruir los crestones hasta encontrar la roca inalterada. El aspecto de ésta y el examen con la lente de bolsillo bastan para indicar cuándo se ha llegado al resultado apetecido. En los casos de duda hemos apelado a un barreno pequeño cargado con medio cartucho de dinamita.

* * *

Otra precaución muy conveniente es la de tomar sobre el terreno mismo los pequeños trozos de roca que han de servir después para tallarlos en lámina delgada y examinarlos con el microscopio. Es preferible hacerlo así, a cortarlos después en el laboratorio del ejemplar grande de roca que se lleva

Muestras para prepararlas en láminas delgadas.

como muestra. Como al partir las rocas sobre el terreno resultan multitud de esquirlas, es fácil elegir una o varias que no estén alteradas, y elegir las también del tamaño y espesor adecuados. Hay así una seguridad mayor en los resultados y un ahorro sensible de trabajo y de tiempo.

* * *

Todo el que ha examinado láminas transparentes de rocas en el microscopio, sabe bien la grande importancia que tiene que estas preparaciones estén bien hechas; esto es, que sean delgadas (dos a tres centésimas de milímetro), para que los caracteres ópticos de los minerales sean fácilmente determinables; que sean todas del mismo espesor, para que puedan hacerse comparaciones eficaces; y que sean al mismo tiempo lo suficientemente grandes (quince a veinte milímetros en cuadro), para que la composición y distribución de elementos que se observen en la preparación correspondan con los de la roca misma. Tallar láminas que reúnan estas tres condiciones no es difícil; pero exige tiempo, paciencia y cierta habilidad manual. Para quien, como nosotros, no disponga de tales facultades, resulta más práctico y más económico enviar sus rocas a talleres especiales para que las preparen. Hoy día hay en Alemania, Inglaterra y Francia casas que, entre otras cosas, se dedican al tallado de rocas (1). Y si se les envían los trozos recogidos sobre el terreno, los devuelven preparados y montados en láminas delgadas, dispuestas para examinarlas al microscopio. Los que en estas casas se dedican a preparar rocas son operarios que no hacen otra cosa y que tienen en ello práctica muy grande: de aquí la perfección de su trabajo y la relativa rapidez con que lo hacen, y que da por resultado un precio relativamente económico. No quiere decir esto, sin embargo, que el que se ocupe en el estudio de rocas

Espesor de las preparaciones.

(1) Nosotros nos hemos valido, con excelente resultado, de las casas Dr. F. Krantz. Rheinisches Mineralien Kontor, Herwarthstrasse, 36, Bonn, y Voigt & Hochgesang, Untere Maschstrasse, 26, Göttingen. El precio de cada preparación oscila entre 1 y 1,10 marcos.

deba prescindir por completo de prepararlas por sí mismo. Creemos, por el contrario, indispensable que posea medios de hacerlo (bastan tres o cuatro trozos de luna de vidrio y otros tantos números de esmeril en polvo) y que aprenda a hacerlo mejor o peor, pues hay casos de urgencia en que se interrumpirá el trabajo por falta de una preparación en el acto, y otros casos de duda en los que conviene cerciorarse por sí mismo de lo que del examen previo resulta.

* * *

Nada diremos de los métodos clásicos de estudiar las rocas talladas en láminas delgadas por medio del microscopio. Estos métodos están minuciosamente descritos en los libros de petrografía, y en ellos encontrará el lector cuanto necesite para ponerlos en práctica. El procedimiento de determinación de minerales por sus caracteres ópticos en luz natural y polarizada es hoy por hoy insustituible, y conduce a resultados de gran precisión en la inmensa mayoría de los casos. Otro tanto decimos de los métodos microquímicos, tan en boga hoy y tan fáciles de aplicar (1).

* * *

Expondremos, en cambio, algo de otro método óptico para el estudio de las rocas, que consiste en examinarlas con luz reflejada, como cualquier otro cuerpo opaco, y por medio del microscopio biocular.

Hemos visto someramente indicado este método en el libro de Rinne antes citado, y lo hemos aplicado al estudio de las rocas de la Serranía de Ronda, con resultado excelente. Es muy breve, de técnica facilísima, no exige preparación

(1) Consúltense, entre otras, las obras siguientes: W. H. Hillebrand, *The analysis of silicate and carbonate rocks*; L. V. Pirsson, *Rocks & rocks minerals*; F. Rinne, *Étude pratique des roches*.

previa del material, o al menos exige muy poca, y da idea clara de la forma cristalina de los minerales, de su distribución en la roca y de la relativa proporción de cada uno de ellos. Es muy bueno también para seguir paso a paso los fenómenos de metamorfismo y epigenesis en un mineral dado. Consiste, en esencia, en tomar un trozo pequeño de roca (diez a doce milímetros en cuadro y tres a cinco de espesor), alumbrarlo fuertemente, proyectando sobre su superficie un haz de luz por medio de una lente, y examinarlo con un microscopio biocular. Los indicados para este objeto son los del modelo Greenough, contruidos primero por la casa Zeiss, de Jena, y después por todos los fabricantes de microscopios. En ellos los elementos ópticos son dobles desde el objetivo al ocular, y realizan así todas las condiciones de la visión directa. Equivale, pues, uno de estos aparatos a un par de ojos que aumentasen muchos diámetros. Están provistos de dos prismas de Porro que cambian la posición de la imagen, viéndose, pues, ésta *directa*, o sea en la misma posición en que la ve la retina, en vez de verla invertida, como cuando se examina un objeto con un microscopio compuesto ordinario. Además, los pares de objetivos que se emplean en ellos están contruidos de modo que su apertura numérica sea pequeña, y, por consiguiente, su penetración o profundidad de foco muy grande (1), con lo cual se ven a un tiempo en foco múltiples planos del objeto, y el conjunto de éste se destaca muy bien. Hoy día el aumento de estos microscopios comprende una escala que va de 10 a 200 diámetros, que es ampliamente suficiente para todas las necesidades de la petrografía.

Lo que se ve con un microscopio de éstos operando del modo dicho, es realmente sorprendente. Los diversos minerales se distinguen en seguida unos de otros por su color y su forma cristalina. Se puede determinar de una sola ojeada su proporción relativa y su distribución en la roca, así como también su grado de descomposición o metamorfismo. Compa-

(1) Sabido es que estos dos factores son inversos uno de otro; esto es, siendo a la apertura numérica, el valor de la penetración es $\frac{1}{a}$.



rando entre sí trozos de la misma roca, puede seguirse paso a paso la transformación de un mineral en otro. Especialmente en el fenómeno de la serpentización del olivino y los piroxenos este método presta inapreciables servicios, así como también para el examen previo de una roca antes de someter su sección transparente al estudio con luz polarizada.

Pero todavía resulta más útil cuando se trata de determinar minerales que, por ser opacos o por cristalizar en el sistema cúbico, no dan reacciones ópticas entre los nicoles del aparato de polarización, y sólo pueden determinarse por sus caracteres, por decirlo así, externos, esto es, por el brillo, color, aspecto superficial, etc., caracteres que se aprecian muy bien cuando se alumbra la roca con luz reflejada y se la examina en el microscopio biocular. Este examen del trozo de roca puede complementarse pulimentando con esmeril fino una de las caras, pegándola a un portaobjetos con bálsamo del Canadá, y llevando al microscopio la cara así preparada. La transparencia de los minerales aumenta con el pulimento, y, por tanto, la visión *profundiza más* en la masa de la roca. Los índices de refracción se aprecian mejor, porque la desigual reflexión de la luz se acentúa sobre superficies tersas, y el contraste es mayor.

A las ventajas enumeradas se une otra que bien merece citarse: la de la portabilidad de estos microscopios, que son pequeños, sólidos, de pocos órganos, y pueden llevarse fácilmente consigo y aplicarlos, si no sobre el terreno mismo en medio del campo, si en la posada o fonda por la noche, para examinar la recolección del día y formarse una idea de conjunto sobre ella.

* * *

Citaremos, para terminar, otro método de investigación, también de aplicación fácil, que nos ha dado buenos resultados. En todos los libros de petrografía se cita el procedimiento de separación de los elementos de una roca para examinarlos por separado. Consiste en triturar aquélla y someter el producto primero a un tamizado y luego a una separación

Separación
de los mine-
rales.

por medio de líquidos de diferentes densidades. Se consigue así aislar los diversos minerales entre sí, lo que permite estudiarlos por separado, ver bien su forma cristalina, medir sus ángulos, sus índices, etc. Este método, bastante largo y nada fácil, tiene el inconveniente de que, por bien que se haga la trituración, los cristales resultan siempre más o menos rotos, y es raro que se obtengan aislados del todo, pues lo más frecuente es que haya adheridos a ellos trozos pequeños de los demás minerales. Examinando el caso, se nos ha ocurrido otro método más fácil y más práctico, que substituye en parte al anterior. Consiste en examinar al microscopio un puñado de arena de cualquiera de los ríos o arroyos cuya cuenca sea de la roca que tratamos de investigar. Difícil será, por no decir imposible, que en esta arena no encontremos cristales de los minerales componentes de dicha roca, y estos cristales estarán desde luego menos estropeados que los procedentes de la trituración artificial, porque la natural, que el río hace sufrir a los trozos de roca, no es tan violenta como la del martillo o el mazo del mortero. Si queremos separar los minerales unos de otros, pueden emplearse los líquidos de desigual densidad de que hablábamos antes; pero resulta mejor valerse de una *batea* como la que emplean los lavadores de oro (1), con la cual la separación es lo suficientemente exacta para el fin que se persigue. Con un poco de práctica, que se adquiere fácilmente, se obtienen los minerales casi totalmente aislados unos de otros, y examinando en el microscopio biocular los residuos de batea, pueden seleccionarse cristales perfectos de los minerales componentes. Procediendo así, hemos conseguido obtener magníficos prismas de olivino con su complicado apuntamiento característico, cristales maclados de dialaga y enstatita, octaedros de magnetita, cromita y otras espinelas, etc. El método nos ha servido también para formarnos previamente una idea general aproximada de la composición petrográfica de las cuencas de los ríos que nacen en

(1) La batea más práctica de cuantas hemos ensayado es de madera de caoba, de forma cónica muy abierta, de 40 centímetros de diámetro y de seis de profundidad en el centro. El espesor de las paredes es de 20 milímetros.

la masa eruptiva, pues dicho se está que existe relación íntima entre esta composición y la de las arenas arrastradas.

Si se trata de seleccionar minerales en vista de su análisis químico ulterior, el método que acabamos de describir puede servir también. Para ello se empieza por separar *grosso modo* con la batea los diversos minerales de las arenas. Cada grupo se pone en la platina del microscopio biocular, y con una aguja o unas pinzas finas, según que el tamaño de los granos sea menor o mayor, se seleccionan los trozos más puros del mineral que se quiere analizar. Los apoyamatos de que estos microscopios van provistos facilitan esta operación. Pueden obtenerse así trozos de minerales, cristalizados o no, sin inclusiones de otros y con perfecta garantía de su pureza.

* * *

Para designar las rocas eruptivas de la Serranía hemos adoptado la clasificación de MM. Fouqué y Michel Levy, con las modificaciones introducidas en ella por el Comité Francés de Petrografía en el octavo Congreso de esta ciencia, celebrado en París el año 1900 (1). Esta clasificación es la más empleada en Europa, y esto, unido a su sencillez, nos ha llevado a adoptarla con preferencia a la moderna clasificación americana, fundada en la composición química y en la relación de los elementos blancos (silice, alúmina, álcalis) a los ferromagnesianos. Reconocemos, sin embargo, que esta última es más exacta, más racional tal vez, y que tiene la ventaja de poder establecer *provincias petrográficas*, fundadas en analogías de composición, que permiten, a su vez, formarse ideas de conjunto sobre los fenómenos eruptivos. No se ha generalizado, sin embargo, en Europa, y los nombres

(1) Esta clasificación puede verse en el libro de F. Rinne *Étude pratique des roches*, edición de 1912, pág. 557. El cuadro que la contiene está en la mayoría de los libros de petrografía posteriores a 1900. La clasificación americana, preconizada por los petrógrafos Cross, Iddings, Pirsson, etc., está ampliamente descripta en el libro de Iddings *Igneous rocks*.

Nomenclatura de las rocas.

de las rocas son tan extraños y tan distintos de los habitualmente empleados, que, de adoptarla en nuestro libro, lo que ganáramos en exactitud, lo perderíamos con creces en claridad.

Dada la enorme variedad de rocas peridóticas que existe en la Serranía, nos hubiera sido fácil introducir especies y variedades nuevas, y hasta designarlas con nombres también nuevos. Hemos encontrado, en efecto, bastantes rocas cuya composición petrográfica no hemos visto citada en ningún libro, y que muy probablemente serán *nuevas* en la ciencia. Hemos resistido, sin embargo, a la tentación de hacerlo, considerando que bastante cargada de nombres está ya la nomenclatura petrográfica, y no debemos nosotros cargarla más, no siendo, como no es, absolutamente necesario. Las rocas no son especies naturales, sino mezclas de minerales distintos en proporciones diversas, y el hecho de que esta proporción difiera de las de los tipos normalmente establecidos, o el que en una roca dada se encuentre un mineral no señalado en ella todavía, no son motivos bastantes, a nuestro ver, para crear un nombre nuevo. Nos hemos atenido, pues, a los nombres ya conocidos y admitidos, y cuando hemos tropezado con una roca de composición diferente a la habitual, o con alguno o algunos minerales no señalados todavía en las de su clase, las hemos asimilado al tipo más parecido, anotando a continuación las variaciones que presenta. De este modo el lector podrá enterarse bien de la clase y composición de las rocas de la Serranía, sin que hayamos introducido nombre nuevo ninguno en la nomenclatura petrográfica.

* * *

Para la designación de las caras cristalinas, maclas, cruces, etc., de los minerales, hemos adoptado los símbolos de Levy, por ser los más sencillos y los más empleados en España. En algunos casos los hemos completado con los de Miller.

Para la ortografía de minerales y rocas nos hemos atenido unas veces al texto del Diccionario de la Real Academia Es-

Rocas nuevas.

Símbolos. Métodos adoptados.

pañola, décimacuarta edición, 1914, y otras a los nombres con que se los designa en mineralogías antiguas españolas.

Al describir las rocas y los minerales insistiremos mucho en los caracteres ópticos más aparentes, en los que son fácilmente observables por cualquiera y con cualquier microscopio. Esto nos llevará tal vez a pecar de minuciosos y a exponer cosas de sobra conocidas por parte de nuestros lectores; pero aspiramos a que la parte petrográfica de este libro y las fotografías que lo acompañan, puedan servir de auxilio a los que estudien rocas españolas y no sean precisamente especialistas en petrografía. Para tal objeto, importa más la identificación rápida de un mineral dado que la determinación precisa de las constantes ópticas de dicho mineral, y por esto nos proponemos no omitir nada de cuanto pueda conducir a este fin, sin perjuicio de añadir a continuación aquellas constantes que nos ha sido dado fijar.

Los índices de refracción se han determinado por el método de Schroeder van der Kolk (1), con la ingeniosa modificación ideada por Wright (2), que permite, por medio de un diafragma doble, precisar extraordinariamente los efectos de la luz oblicua, apreciando así ligeras diferencias entre el índice del mineral y el del líquido en que está sumergido. La luz monocromática necesaria en este método la hemos obtenido con nuestro aparato especial para el caso (3). Los granos empleados se han obtenido seleccionando las arenas de los ríos por los métodos antes descriptos.

En algunos casos hemos comprobado los índices obtenidos por este método con los que nos daba un refractómetro de Bertrand.

La birrefracción la hemos determinado: primero, por las

(1) *Kurse Anleitung zur mikroskopische Krystallbestimmung*; Wiesbaden, 1898. Descripto también en extracto en Iddings, *Rocks minerals*; London, 1911; pág. 117.

(2) F. E. Wright, *Determination of the relative refringence of mineral grains under the petrographic microscope*. (*Journal of Washington Acad. Sci.*, IV, núm. 12, 1914.)

(3) D. de Orueta, *Aparato para observación microscópica directa, dibujo y micrografía, con luz monocromática*. (Asociación Española para el Progreso de las Ciencias, Congreso de Granada, 1911.)

indicaciones directas del cuadro de los Sres. Michel Levy y Lacroix (1), y después, con más exactitud, por medio de un comparador de Michel Levy.

El ángulo de los ejes ópticos se ha medido en secciones previamente seleccionadas, con un ocular micrométrico de tambor móvil, y empleando un objetivo apocromático Zeiss de inmersión homogénea y 1,40 de apertura numérica, alumbrando al objeto con un condensador Powell y Lealand, también de inmersión, cuyo cono aplanático tiene una apertura numérica aproximada de 1,30.

Para mejor inteligencia de estos datos ópticos, y aun a trueque de salirnos del cuadro de este libro, nos proponemos hacer un a modo de resumen de la marcha que debe seguirse para estudiar ópticamente un mineral, determinar sus caras cristalinas y observar los fenómenos propios de cada una de ellas. Para ello, con objeto de evitar repeticiones, hemos ceñido este resumen a un mineral solo, a la dialaga, que se presta bien al objeto y abunda en varias de las rocas que vamos a describir. Al tratar de ella (capítulo de las lerzolititas) haremos, pues, un compendio petroográfico, ayudándonos de las múltiples fotografías que hemos hecho del mineral dicho.

Las densidades de las rocas se han obtenido por medio de la balanza hidrostática, y operado sobre varios ejemplares de gran tamaño, tomando la media de los resultados.

Los análisis químicos de las rocas, de los que se han deducido sus fórmulas, han sido ejecutados por D. Santiago Piña de Rubies, especialista en ellos, y que, como valioso auxiliar del profesor Duparc, había hecho previamente los de las peridotitas de los Urales.

* * *

Réstanos decir algo acerca de la representación de las rocas por medio de la fotografía en colores. Ya en otra ocasión hubimos de exponer las ventajas de este método para repro-

Fotografía
en colores.

(1) Michel Levy y Lacroix. *Les minéraux des roches*; Paris, 1888. Está reproducido también en la obra de Iddings *Rocks minerals*. Se vende por separado al precio de dos francos.

ducir con exactitud los colores de polarización de los minerales componentes de las rocas (1), y llamamos la atención sobre la curiosa particularidad que se observa cuando se emplean para esto las placas autocromáticas, particularidad que consiste en que la *exactitud del color*, esto es, su semejanza cromática con el de la roca vista en luz polarizada, es mayor que la que se obtiene cuando se reproducen objetos naturales alumbrados con luz reflejada, como en el caso de la fotografía ordinaria de paisajes. Por eso no hemos vacilado en aplicar este método de representación en las ilustraciones de este libro, y en el curso de las manipulaciones fotográficas hemos tenido ocasión de comprobar repetidas veces la observación antes señalada. Además, como la fotografía, a más del color de polarización, reproduce con exactitud todos los detalles de la preparación, como cruceros, inclusiones, etc., la representación por este método tiene más valor demostrativo que un dibujo, por bien hecho que esté, y que una fotografía en placa ordinaria. Facilita mucho también la redacción del texto, porque ésta puede hacerse cual si el lector tuviese ante sí el microscopio mismo. Un papel transparente superpuesto a cada lámina, y en el que se han calcado los contornos de los minerales y se han anotado éstos con números, facilita las referencias y permite la explicación de cada figura.

Todas las fotografías se han obtenido con placas autocromas de Lumière: la mayor parte con luz polarizada; algunas con luz natural. Para las vistas de conjuntos de rocas, y, en general, para reproducciones a poco aumento, se ha empleado un proyector especial con prismas de Nicol muy grandes, montado *ad hoc* para este trabajo. Para la fotografía de minerales aislados y aumentos mayores de sesenta diámetros, hemos aplicado nuestro aparato especial para microfotografía con el microscopio en cualquier posición (2), que permite tra-

(1) D. de Orueta, *Reproducción microfotográfica de los colores de las rocas por medio de las placas autocromáticas*. (Boletín del Instituto Geológico de España, tomo XXXIII, 1913.)

(2) D. de Orueta, *Apparatus for photomicrography with the microscope in any position, especially in inclined position*. (Journal of the Royal Microscopical Society; London, 1901.)

bajar rápidamente y sin modificaciones en el banco de óptica ni en el alumbrado, por medio de una disposición angular.

En todas las láminas los planos principales de los nicóles guardan relación con los bordes del papel (1). El lector puede, por tanto, formarse idea aproximada de las posiciones de extinción de los minerales representados. Cuando se ha alumbrado con luz natural, se indica así en la explicación que acompaña a cada lámina.

(1) En el texto explicativo de cada lámina se especifica cuál es esta relación.

CAPÍTULO IV

Rocas hipogénicas.

Las rocas de origen interno que aparecen en la Serranía División. de Ronda pueden dividirse en las categorías siguientes:

1.^a Peridotitas y sus derivadas, comprendidas en el grupo de las rocas antiguas básicas, que se presentan en masas mayores o menores, pero no en filones. En esta categoría se incluyen las serpentinas, que proceden de las peridotitas por hidratación y otras causas metamórficas, y los demás minerales y rocas derivados a su vez de transformaciones ulteriores de las serpentinas.

2.^a Rocas filonianas ácidas, que atraviesan a las peridotitas y a los terrenos estratocristalino y cambriano que las rodean.

3.^a Dioritas y diabasas en filones, en el estratocristalino superior y el cambriano.

Las ofitas, tan frecuentes en el triásico de las provincias de Málaga y Cádiz, no aparecen dentro de los límites asignados a la Serranía.

PERIDOTITAS Y SUS DERIVADAS

I.—Descripción general.—Hipótesis sobre su formación.

Las masas hipogénicas de peridotitas de la Serranía de Ronda constituyen el rasgo dominante de la región: el que ha fijado la atención de los geólogos en ella y el que ha dado lugar a más discusiones y controversias. Tal vez no exista en Masa principal.

la parte geológicamente conocida del mundo una masa eruptiva de rocas peridóticas tan enorme como la que nos ocupa, que se componga de rocas tan diversas, dentro todas del grupo peridótico, y que haya dado lugar a fenómenos metamórficos tan interesantes y tan variados.

Cuatro grandes afloramientos y multitud de otros más pequeños aparecen en la Serranía. El mayor, al que llamaremos, para abreviar, "masa principal", comienza cerca del camino que conduce desde Casares a Estepona, a tres kilómetros al Nordeste del primer pueblo citado. Se eleva rápidamente a 1.449 metros sobre el mar en la cumbre de los Reales de Genalguacil, formando la totalidad de la montaña de este nombre, que se extiende desde el valle del río Almarchal hasta cerca de Estepona. Sigue luego en dirección Nordeste, conservando siempre una cota superior a 1.000 metros y cubriendo casi por completo la falda Sur de la Serranía desde Estepona al río Verde, llegando en dirección Noroeste hasta más allá de la divisoria entre el Genal y el mar. En el valle superior del río Verde se estrecha un tanto y baja de nivel; pero pasado el río, vuelve a elevarse, forma la sierra llamada Parda, y termina junto al pueblo mismo de Tolox, a orillas del río de los Horcajos.

La masa así descrita mide una longitud de 39 kilómetros entre sus dos extremos Suroeste y Nordeste, y una anchura máxima de 16 entre el puerto del Chaparral y el curso inferior del Guadalmanza. Su anchura mínima es de tres kilómetros, y corresponde al valle superior del río Verde, como ya se ha indicado. Salvo algunos manchones de gneis y dolomía estratocristalinos empotrados en su falda Sur, la masa eruptiva es continua de un extremo a otro, y pueden caminarse a lo largo de ella los 39 kilómetros mencionados sin pisar otras rocas que las peridotitas y sus derivadas.

La masa, en su conjunto, tiene la forma de una elipse, cuyo eje mayor se orienta de Suroeste a Nordeste. Llama a primera vista la atención el contraste entre sus bordes Noroeste y Sureste. En el primero el contorno es continuo o ligeramente ondulado, y el contacto con el terreno estratocristalino que la envuelve es brusco y limpio, con pocas entradas de

dicho terreno en la roca eruptiva. Por el contrario, el borde Suroeste aparece extraordinariamente festoneado, y el gneis y la dolomía penetran profundamente en muchos sitios dentro de las peridotitas, originando el complicadísimo contacto que se ve en el mapa. Más adelante hablaremos de las causas probables de esta diferencia entre los dos bordes.

Como ya dijimos en la descripción geográfica, la cumbre de la divisoria entre el Genal y los ríos que desembocan directamente en el Mediterráneo, está formada por la roca eruptiva desde la cumbre de los Reales hasta el cerro de Abanto, con la sola excepción del valle superior del Guadalmanza, en el que hay una entrada de gneis (lomas de Haldón) que pasa a la vertiente Sureste. Las depresiones del valle del Genal y su prolongación del valle del Turón, orientadas de Suroeste a Nordeste, limitan la zona hipogénica. Al Noroeste de ellas no existe ningún asomo de rocas eruptivas, y éste es uno de los rasgos en relación con la importante falla que corre a lo largo de dichos dos valles.

La masa principal eruptiva está en contacto con el gneis y dolomía estratocristalina en todo su perímetro, excepción de una parte de su borde Norte, en el que se apoya en las calizas del gran macizo de la Torrecilla, desde la cuesta de la Laja (nacimiento del río Verde) hasta el río de los Horcajos. También en los alrededores de Tolox hay un espacio de unos seis kilómetros en el que el contacto está cubierto por las pizarras de la base del cambriano subyacentes al gneis y las micacitas del tramo superior del estratocristalino. El manto plioceno de la costa ha debido de cubrir al contacto en casi toda su extensión hasta en época muy reciente, porque con frecuencia se encuentran pequeños manchones de rocas pliocenas fosilíferas encima de la roca eruptiva, a corta distancia de su borde meridional. La denudación ha arrastrado, sin embargo, a estas rocas tan deleznable en casi todo el borde, dejando descubierto al gneis y a la roca eruptiva en contacto directo. Actualmente, sólo en un punto, al Estenordeste de San Pedro Alcántara, entre los ríos Guadalmanza y Guadalmina, puede observarse al contacto cubierto por el manto plioceno litoral.

A la masa hipogénica principal sigue en importancia, por su tamaño, la de la Sierra de la Alpujata (1.020 metros de cota máxima), que se extiende desde el pueblo de Ojén hasta el puerto de Gómez, distantes entre sí 14 kilómetros. La anchura mayor de esta masa es de siete kilómetros entre el río de Ojén y la vertiente Norte de la Alpujata. Su forma ofrece particularidades notables. Desde luego se observa que, análogamente a la masa principal, la de la Alpujata tiene su borde Norte poco sinuoso, y muy festoneado el opuesto, y se extiende, como aquélla, sobre la falda Sur de la sierra, cesando apenas pasa la cumbre en dirección Norte. Su forma general es alargada en sentido Este a Oeste, y en su extremo oriental presenta a modo de una bifurcación, cuya rama Sur se extiende en forma de ancho dique hasta cerca del pueblo de Mijas, y su rama Norte penetra en la Hoya de Málaga, prolongándose probablemente bajo el plioceno de Alhaurin, para volver a aflorar en el pequeño macizo de Sierra Gorda, cuya composición petrográfica es idéntica a la del extremo Norte de la Sierra de la Alpujata.

Las dos masas hipogénicas principales están separadas por el gran macizo estratocristalino de Sierra Blanca, en el cual, como después veremos, se encuentran los fenómenos de metamorfismo más importantes de la Serranía. Esto, y la serie de pequeños afloramientos peridóticos que bordean a Sierra Blanca por el Norte (camino de Istán a Monda, Casa de la Sepultura, etc.), hacen pensar en una continuidad de la masa eruptiva por debajo del estratocristalino; hipótesis que veremos apoyada por hechos análogos en otras regiones de la Serranía.

El macizo de la Alpujata está rodeado también por estratocristalino y cambriano en todo su perímetro, salvo en el puerto de Gómez y alrededores de Alhaurin el Grande, donde la brecha pliocena cubre al contacto en una extensión de tres kilómetros.

El tercer asomo de peridotitas es el de Sierra de Aguas, entre El Chorro, Carratraca y Noroeste de Alora. Su forma es la de una S muy cerrada, y su mayor longitud llega a 10 kilómetros entre el cortijo de Bombichar (entre El Chorro y

Sierra de la Alpujata.

Sierra de Aguas.

Alora) y la falda oriental del Tajo del Grajo, al Sur de Carratraca. Su máxima anchura es de cuatro kilómetros, y corresponde a la parte central. La Sierra de Aguas, formada en totalidad por la roca hipogénica, alcanza una cota de 949 metros, y es la última manifestación de esta roca en dirección Nordeste. Toda esta sierra está rodeada por rocas estratocristalinas, recubiertas en algunos sitios por el numulítico y el plioceno.

Sigue en cuarto lugar el asomo de la Sierra de la Robla, bastante más pequeño que los anteriores, y que se eleva a 582 metros, formando una prominencia aislada en la Hoya de Málaga, entre Casarabonela y La Pizarra. Su forma es la de una elipse bastante regular, con su eje mayor de cinco kilómetros de longitud, orientado de Este a Oeste, y con una anchura máxima de dos kilómetros. Todo el borde Norte está en contacto con gneis del estratocristalino inferior, y todo el borde Sur, con areniscas numulíticas y margas pliocenas.

Si se examina el mapa geológico, se verá que entre el extremo Nordeste de la masa principal y el macizo de la Sierra de Aguas afloran multitud de pequeñas masas de roca hipogénica, la principal de las cuales es la Sierra de la Robla, siguiendo después la que se ve entre Yunquera y Alozaina y las que hay entre este último pueblo y Casarabonela y Carratraca. Puede decirse que todo el intervalo entre la masa principal y Sierra de Aguas está jalonado por asomos de roca eruptiva de la misma composición petrográfica que la de aquéllas; y esto, unido a la relación ya señalada entre la masa principal y la de la Alpujata, hace pensar en la continuidad de la roca hipogénica en profundidad, o, cuando menos, en un fenómeno eruptivo único y contemporáneo para todos los asomos descriptos.

Expuestas la forma, dimensiones y distribución de los macizos eruptivos, pasemos a ocuparnos de la naturaleza de las rocas que las forman y de su distribución petrográfica, datos que han de servirnos de base para algunas deducciones posteriores.

Los primeros autores que se ocupan de la Serranía, desde Maestre a Álvarez de Linera, llaman indistintamente pórfidos

Sierra de la Robla.

Afloramientos menores.

Naturaleza de las rocas. Historia.

o serpentinas a las masas eruptivas en cuestión (1). Ya Linera, en sus últimas obras, precisa más, y afirma que se trata de una serpentina en la que existen cristales de dialaga, broncita y mica dorada; pero añade después otros minerales, como la estaurótida y la distena, que no existen en las peridotitas, y si en los lentejones de gneis empotrados en ella. Hay que reconocer, sin embargo, que Álvarez de Linera observó bien, y que los dos primeros minerales citados se encuentran muchas veces en las rocas superficiales de la masa eruptiva, rodeados de serpentina secundaria, y son fácilmente visibles con una lente de bolsillo, único medio de observación de que Linera disponía.

Orueta Aguirre y Mac-Pherson siguen la corriente establecida, y llaman serpentina a la roca eruptiva, a la que describen minuciosamente. Mac-Pherson, en una obra que ha pasado a ser clásica (2), expone la formación de la serpentina por hidratación del peridoto, detallando admirablemente todas las fases del proceso y sus probables causas; pero insiste en afirmar que la masa entera se ha hidratado, transformándose en serpentina, y *supone*, como es natural, que primitivamente dicha masa estuvo formada por una roca básica en la que predominaba el peridoto, mezclado a veces con minerales accesorios, principalmente con piroxenos ortorrómbicos y monoclinicos. Sin embargo, en época más reciente (1879) publicó Mac-Pherson un libro, interesante como pocos, en el que, si bien no modifica su manera de ver, apunta, no obstante, parte de la verdad. Nos referimos a la *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda*. Describe en este libro, entre otras muchas rocas, a varias peridotitas y piroxenitas, cuya composición petrográfica, tal y como la detalla Mac-Pherson, corresponde exactamente con la de las rocas fundamentales de las masas hipogénicas de la Serranía. Pero Mac-Pherson insiste en su idea de considerar a estas rocas como simples accidentes, como pequeños restos de la roca primitiva "empastados en la colosal masa de ser-

(1) Véase el capítulo de notas bibliográficas.

(2) *Origen peridótico de la serpentina de la Serranía de Ronda*; 1875.

pentina como los cantos glaciares en el barro de una morrena,; siendo así que, como después veremos, sucede en realidad todo lo contrario. Es seguro que si Mac-Pherson hubiese vuelto a la Serranía después de haberse establecido en Madrid, hubiera rectificado su opinión; pero al escribir este libro hubo de valerse del poco material que conservaba y del recuerdo, ya lejano, de sus primeras expediciones.

Vinieron después (1885) los geólogos franceses a estudiar la región, entre ellos el célebre petrógrafo M. Michel Levy, y por premuras de tiempo, se limitaron a recorrer tan sólo el borde oriental de la masa principal, desde Istán al río de los Horcajos. Las rocas recogidas en este trayecto aparecen admirablemente descritas e ilustradas en el estudio publicado por los Sres. Michel Levy y Bergeron (1). Estas rocas las clasifican, con cabal acuerdo, como noritas y lertzolitas; pero suponen que la masa entera de la Serranía está compuesta de estas mismas rocas, siendo así que en realidad la composición petrográfica por ellos determinada sólo es aplicable a los bordes de la masa, y en manera alguna al centro de la misma, que nos consta no fué recorrido por estos petrógrafos; cosa, por cierto, muy de lamentar, porque, de haberlo hecho, es seguro que la verdadera naturaleza de las rocas hipogénicas nos hubiera sido desde entonces perfectamente conocida. Tratan también de la serpentina, abundando en las ideas de Mac-Pherson sobre su proceso de formación.

Posteriormente, la Comisión española para el estudio de los terremotos, en la breve descripción geológica que hace de la región, sigue la idea de los geólogos franceses, y llama noritas y lertzolitas a las rocas hipogénicas, representándolas en el mapa geológico de España con este título.

Por último, los geólogos italianos Taramelli y Mercalli siguen el parecer de Mac-Pherson en cuanto a la naturaleza de las rocas, a las que llaman también serpentinas, y difieren de dicho parecer en cuanto a su origen.

En resumen: al emprender nuestro trabajo sobre la Serranía, nos encontrábamos ante dos opiniones sobre la na-

(1) Véanse las notas bibliográficas.

turalidad de aquellas rocas: una, la de que se trataba de colosales masas de serpentina, con restos poco importantes de peridotitas primitivas y otras rocas similares; otra, la de que dichas masas eran de noritas y lertzolitas.

Confesaremos que nos costaba trabajo admitir estas opiniones. No es imposible que masas tan enormes se hidraten en totalidad o casi en totalidad, transformándose en serpentina: no sería esto tal vez un caso único en el mundo; pero hubiera sido preciso admitir colosales acciones hidrotermales que hubiesen dejado rastros en otros terrenos de la Serranía misma, produciendo efectos de metamorfismo de considerable importancia, y nada de esto se observa allí. Al contrario, salvo en los contactos mismos, y en el caso especial del Juanar, que estudiaremos más adelante, el metamorfismo es insignificante, en proporción con lo que debiera haber sido de ser cierta tal hipótesis. Y en cuanto a que las masas estuviesen formadas por noritas y lertzolitas en su totalidad, si bien no es geológicamente imposible, hay que admitir, sin embargo, que estaríamos ante un caso único y excepcional. Estas rocas son, en general, derivadas de peridotitas, cuya composición es más básica que la de las noritas; se presentan en asomos pequeños, como los del Pirineo, por ejemplo; y cuando vienen aisladas, afectan formas de yacimiento muy distintas de las que se observan en las grandes masas de la Serranía.

Por todo esto, nos decidimos a prescindir, al menos momentáneamente, de las dos opiniones dichas, y a investigar minuciosamente los afloramientos hipogénicos, recorriéndolos en todos sentidos, tomando muestras de cada roca encontrada, y tomándolas con ciertas precauciones. Así lo hemos hecho. Hemos examinado unas quinientas preparaciones de las rocas en cuestión, y si nos atrevemos a responder de la exactitud de los resultados obtenidos, es porque estos resultados han sido comprobados *de visu* por personas de gran competencia en estudios petrográficos, y pueden ser comprobados también por nuestros lectores, merced a las fotografías que acompañan a este libro.

Las masas hipogénicas de la Serranía están compuestas de peridotitas ultrabásicas y básicas en perfecto estado de

Discusión de
opiniones.

Nuestra opi-
nión.

conservación y de pureza. Estos dos tipos de rocas son los dominantes en aquellas masas: forman la casi totalidad de las mismas. De un modo general, puede decirse que en las zonas marginales de cada uno de los grandes asomos hay una aureola de rocas menos básicas que las peridotitas centrales. Entre estas rocas se encuentran las noritas, las lertzolitas, los gabros y otras, en las que la presencia de álcalis, silicatos de alúmina, y aun a veces sílice libre, disminuyen la basicidad. Cierto es que estas aureolas miden en algunos sitios un kilómetro o más quizás de anchura; pero téngase presente la enorme magnitud de los asomos, y se comprenderá que esta anchura es en realidad la que corresponde a una aureola marginal, y está en relación con lo que se observa en asomos similares de otras partes del mundo, mucho más pequeños que éstos. De un modo general también, puede decirse que, rodeando a la aureola de noritas y lertzolitas, viene otra de serpentina, y que ésta, a su vez, se acentúa en los que podemos llamar asomos marginales, como la Sierra de Aguas, la de la Robla, el extremo oriental de la Sierra de la Alpujata y el occidental de los Reales de Genalguacil. Además, en todas las masas existen multitud de venas y venillas de serpentina, algunas de las cuales miden bastantes metros de espesor, y que se localizan en las zonas de fractura de la primitiva roca peridótica. Por último, verdaderos filones de rocas ácidas son frecuentes en las peridotitas.

Tal es la composición general de las grandes erupciones de la Serranía. Hay un fenómeno en ellas que explica fácilmente el error de los que han llamado serpentina a todo el conjunto. Consiste en que las peridotitas básicas son rocas que se alteran con suma facilidad en su contacto con los agentes atmosféricos. El peridoto se hidrata, se transforma en una serpentina especial, con mucho óxido férrico, que tiñe a la roca de un color pardo rojizo, característico de aquellas montañas. Los piroxenos, si los hay, se descomponen menos, y sus cristales brillantes quedan empastados en la masa amorfa de serpentina. Se forma así una costra superficial, que a veces mide hasta un metro y más de espesor, bajando rara vez de un decímetro, que recubre invariablemente a todas las

peridotitas, y, por consiguiente, el observador que se limite a desprender con un martillo un trozo de un crestón, verá que este trozo es de serpentina, y, como consecuencia, se verá inclinado a generalizar y presumir la composición de la serpentina a la masa entera; pero si, en vez de un martillo, emplea una maza pesada y destruye el crestón hasta cierta profundidad, encontrará bajo la costra parda y amorfa de serpentina una roca cristalina de color verde oscuro, que será una dunita o una harzburgita, u otra similar; esto es, la roca hipogénica primitiva. Ésta no se encuentra pura nunca sino a cierta profundidad, y a veces hemos tenido que apelar a verdaderas labores, hechas con pico y hasta dinamita, para llegar a encontrarla, sobre todo cuando se trata de rocas ultrabásicas, pues mientras más básica es una roca, mientras más peridoto contiene, más fácilmente la alteran la lluvia, la nieve y el sol. Y estos reconocimientos y labores hay que hacerlos por sí mismo, porque en la Serranía no existen esos cortes artificiales, como las trincheras de las carreteras, los pozos de las casas, etc., que tan útiles son al geólogo (1). Allí no hay carreteras: ya lo hemos dicho al describir la Serranía; y como las peridotitas son impropias para el cultivo, tampoco hay casas, ni pueblos, ni excavaciones, por consiguiente. Esto explica la opinión de Mac-Pherson y la de los que antes y después de él han dicho que aquellas rocas eran serpentinas.

La distribución exacta de las diversas rocas hipogénicas dentro de cada macizo no es cosa fácil de realizar. Exigiría, en primer lugar, mucho tiempo: todo el necesario para recorrer casi paso a paso cada uno de los afloramientos. Pero la principal dificultad estriba en que la separación petrográfica de cada especie de roca no es posible aquí, sencillamente porque no existe. En efecto: el paso de una roca a otra se verifica por tránsitos insensibles, encontrándose multitud de tipos intermedios entre ellas. Por ejemplo: entre las dunitas (olivino y espinela) y las piroxenitas (piroxeno y espinela)

(1) Debemos exceptuar, sin embargo, la vertiente Sur de Sierra de Aguas, por el borde de la cual va la reciente carretera de Alora a Carratraca. Los cortes y trincheras de esta carretera nos han suministrado interesantísimos datos sobre la composición petrográfica de dicha sierra.

Distribución de las diversas rocas.

hay multitud de rocas con proporciones variables de olivino y piroxeno, que no pueden ni deben considerarse como especies fijas, sino como tipos de tránsito. Al estudiar la Serranía, vemos manifestarse con excepcional claridad el aserto de los petrógrafos modernos de que las rocas no son especies naturales, sino mezclas de minerales en proporciones muy variadas. No se puede, pues, establecer límites, y sólo de un modo general, *de conjunto*, puede expresarse la composición petrográfica de la erupción aquella. Es ésta la que indicamos antes: predominancia casi total de rocas ultrabásicas en las zonas centrales, aureola irregular de rocas menos básicas envolviendo a las anteriores, y serpentización muy avanzada en las zonas marginales. Al describir cada roca, indicaremos los puntos en que se presenta de preferencia y daremos cuantos detalles hemos recogido sobre sus condiciones de yacimiento.

¿Cuál es la edad de esta erupción? ¿En qué época geológica se elevaron estas rocas de las partes profundas de la Tierra? Orueta Aguirre y Mac-Pherson, en sus primeros trabajos, fijan con precisión esta época entre el final del secundario y comienzos del terciario. Se basan para ello en los dos datos siguientes: Suponían entonces (1) que las grandes masas calizas de Sierra Blanca y Sierra de Mijas pertenecían a la época jurásica, y habían sido transformadas en dolomía sacaroidea por la erupción de serpentina. Esto traía como consecuencia la posterioridad de la erupción a la época jurásica. El segundo dato era que en algunos puntos las capas numulíticas reposaban sobre las rocas eruptivas en lechos horizontales, sin alteraciones, por consiguiente, en su posición primitiva, y sin ofrecer signo alguno de metamorfismo. Existía, pues, la roca eruptiva cuando dichas capas se depositaron.

Ahora bien: el primer dato era erróneo. Ambos autores rectificaron posteriormente su primitiva opinión, asignando a las dolomías de las Sierras Blanca y de Mijas su verdadera edad geológica, que es la estratocristalina, y, por consiguien-

(1) Véanse las notas bibliográficas.

Edad de la erupción.

te, el límite inferior de edad quedaba indeterminado. El segundo dato es exacto. La relación entre el numulítico y la roca hipogénica es la que Mac-Pherson había observado al Sur de Carratraca, y puede comprobarse en cada uno de los puntos en que ambas formaciones están en contacto (Estepona, Sierra de la Robla, etc.).

Posteriormente aportó Mac-Pherson otro dato deducido de su estudio petrográfico de las rocas de la Serranía. Era que las rocas estratocristalinas, gneis, micacitas, y aun las pizarras cambrianas, se metamorfoseaban sensiblemente en el contacto con la serpentina; y como este fenómeno era general y podía estudiarse en casi todo el contorno de los asomos eruptivos. Llegó a la conclusión de que la venida de la roca hipogénica fué posterior a la época cambriana. Después de los últimos trabajos de Mac-Pherson, quedaba, por tanto, la cuestión de la edad planteada entre los siguientes términos: *posterior a la época cambriana y anterior a la numulítica*; y en estos mismos términos ha llegado a nosotros, pues ni los geólogos franceses, ni los italianos ni los españoles, aportaron nuevos datos que permitiesen modificar ni precisar más la opinión de Mac-Pherson.

Este problema de la edad ha sido uno de los que hemos procurado estudiar de preferencia en nuestras excursiones por la Serranía. Precisar más la edad de la erupción, nos ha parecido dato de capital importancia en el estudio de ella, y vamos a exponer algunas consideraciones respecto al asunto y a aportar ciertas observaciones que tal vez puedan contribuir a resolverlo.

Surge desde luego un dato de carácter general en Geología. Entre el inconmensurable periodo de tiempo que media entre el cambriano y el eoceno, hay dos épocas: la caledoniana y la herciniana, que se caracterizan por un sensible recrudescimiento en la actividad hipogénica. Parece natural, por tanto, que ante un fenómeno eruptivo tan importante como el de la Serranía, pensemos, ante todo, en estas dos épocas como más probables para su venida que las de relativa calma que median entre la siluriana y la hullera y entre ésta y la terciaria. Concuera con esto lo que se sabe sobre

erupciones peridóticas de otras partes del mundo. No es, por desgracia, muy abundante la literatura sobre esta clase de rocas; pero, sin embargo, parece ser que la mayor parte de ellas están consideradas como *antiguas*, como anteriores a la época secundaria; esto es, como hercinianas o caledonianas. Tenemos, pues, un hecho que, aunque no se deduzca de la observación directa de la Serranía, no debemos despreciar, sin embargo.

Los datos más fehacientes debemos buscarlos en las rocas de la caja que envuelven a los macizos hipogénicos, estudiando las modificaciones que dichas rocas han sufrido en su contacto con la eruptiva; y en los casos en que el metamorfismo sea nulo, viendo si entre los elementos componentes de las rocas de la caja hay alguno o algunos que procedan de las peridotitas. Recorriendo los contactos, vemos que la casi totalidad de su perímetro lo forman rocas estratocristalinas y cambrianas o mantos terciarios, de cuyos dos grupos de rocas ya dedujo Mac-Pherson cuanto podía deducirse. Hay, sin embargo, dos excepciones: la del macizo calizo del cerro de las Plazoletas (Torrecilla), al Norte de la masa principal, y la de las formaciones triásicas, al Sur y Sureste de la misma, al Sur de la Sierra de la Alpujata y en los alrededores de Yunquera, cuyas formaciones, si bien no están en contacto directo con la roca eruptiva, yacen, sin embargo, lo bastante cerca de ella para que el examen de sus materiales pueda decirnos algo.

Las calizas de la Torrecilla no nos aportan datos interesantes, porque, por desgracia, hoy día su edad es un enigma. No se han encontrado fósiles en ellas, y su posición estratigráfica y su facies no son suficientes, como después veremos, para fijar la época a que pertenecen. En cambio, el triás (1) nos suministra hechos interesantes. Las bandas indicadas en el mapa entre Marbella, Istán, el río Guadaiza y el Sureste de Yunquera están formadas por conglomerados rojos en la

(1) Los Sres. Michel Levy y Bergeron llaman permianos a estos yacimientos, basándose en razones que expondremos al describir el terreno triásico.

base, areniscas de grano grueso encima, y areniscas de grano fino en la parte superior. Examinando preparaciones microscópicas de estas rocas, se encuentran, sobre todo en el magma o pasta que envuelve a los granos gruesos, multitud de fragmentos rodados de los minerales de las peridotitas: olivino, piroxeno y espinelas. Abundan, sobre todo, en la banda triásica que atraviesa el río Guadaiza, y en la de la cuenca del río Verde, entre Istán y el mar. Puede comprobarse la observación tallando estas rocas en placas delgadas o triturando trozos de ellas y separando los diversos minerales con la batea o con el lavador Buttgenbach (1). Pueden aislarse así los tres minerales citados, con bastante facilidad, por ser sensiblemente más densos que el cuarzo, principal constituyente de las rocas triásicas. No cabe duda, por tanto, que en estas rocas existen en proporciones sensibles los minerales característicos de las peridotitas, y debemos deducir, por tanto, que estos últimos no sólo existían en la época triásica, sino que la denudación u otras causas los habían puesto ya al descubierto; condición indispensable para que sus detritus pudieran ser arrastrados al mar triásico. Se puede, pues, fijar la época de la erupción en la comprendida entre el final de la cambriana y los comienzos de la triásica, lo que equivale a decir que debe de haberse verificado en las siluriana, devoniana, carbonífera o permiana; y esto concuerda con el dato antes expuesto sobre su probable edad herciniana o caledoniana.

Actualmente no es posible precisar más. Si tuviéramos la certidumbre de que las calizas de la Torrecilla son silurianas, como se indica en el mapa geológico de España, tendríamos *ipso facto* un dato más para ir circunscribiendo la discutida edad de la erupción. Ciertamente es que estas calizas reposan sobre pizarras cambrianas, y que su facies general puede interpretarse como siluriano; pero esto no basta, y, en la duda, preferimos abstenernos y dejar la cuestión en el estado en que la hemos expuesto. De esperar es que otros vengan después a acopiar nuevos datos que permitan resolverla mejor.

(1) Pequeño aparato de laboratorio, fundado en el mismo principio que las cribas de los lavaderos de carbón.

Veamos ahora lo que puede conjeturarse sobre el proceso o modo de emergencia de estas rocas. La textura de las mismas nos aporta desde luego un dato. Son las peridotitas de la Serranía rocas totalmente cristalinas, de elementos bastante grandes, que no contienen jamás magmas vítreos amorfos. Las cristales son casi siempre visibles a simple vista, y suelen estar bien formados, mostrando todas o, cuando menos, alguna de sus caras cristalinas. Estos caracteres parecen indicar la cristalización lenta y tranquila de un magma que ha tardado bastante tiempo en solidificarse. Esta solidificación ha debido verificarse, por tanto, en el interior de la corteza terrestre, y no en la superficie de la misma; muy probablemente en cavidades preexistentes en las partes profundas de los terrenos estratocristalinos y cambrianos. Se trata, pues, de un gigantesco *batolito* (1) que después, a causa de movimientos orogénicos, se ha elevado hasta la superficie.

Otros varios hechos parecen confirmar esta idea. No se observan en ninguna parte esas capas de recubrimiento a que dan lugar las erupciones lávicas que emergen a la superficie terrestre y se extienden sobre los terrenos contiguos. Aquí las paredes de la caja, adonde es dado observarlas, son verticales o poco inclinadas (alrededores de Carratraca, kilómetro 21 de la carretera de Ronda a San Pedro Alcántara); y en los tajos y escarpas de las montañas peridóticas no se ve jamás terreno alguno subyacente a esta roca.

Si se examina el mapa geológico, se verá que en la vertiente Sur de la masa peridótica principal hay enclavados grandes lentejones de gneis estratocristalino. Esta roca aparece profundamente metamorfoseada por la acción del magma peridótico, y en los cortes naturales del terreno se ve que su espesor no es grande, en general, y que reposa sobre la peridotita, a modo de una cubierta de la misma. Debemos pensar, pues, que estos manchones de gneis son restos de la

(1) Esta palabra es traducción de la francesa *batholite*. Significa una masa intrusiva, consolidada en profundidad, rellenando una cavidad grande de forma irregular. No hemos encontrado palabra española que exprese bien esta idea, y por esto nos hemos decidido a emplear el término en cuestión, aun a trueque de escribir un galicismo.

bóveda superior del batolito, que van desapareciendo poco a poco a causa de la denudación. Ésta ha debido de venir actuando desde épocas remotas, pues en estos restos de la primera cubierta han desaparecido todos los vestigios del terreno cambriano, y quedan muy pocos de la dolomía del estratocristalino superior.

La composición petrográfica de las diversas rocas que integran a la masa hipogénica nos aporta otra prueba en apoyo de la solidificación en profundidad, y nos permite de paso sacar alguna otra consecuencia. Como veremos después en las descripciones petrográficas de estas rocas, todas ellas pertenecen a los tipos más básicos conocidos en la actualidad. Además, toda la serie, desde las dunitas a las noritas y gabros, ofrecen entre sí notable analogía, y el decrecimiento de la basicidad se verifica de un modo progresivo y continuo, a través de tipos intermedios, sin saltos bruscos en la composición. Se trata, pues, de una serie natural, sin anomalías, que forma una verdadera *provincia petrográfica*, análoga y bastante semejante a otras varias que existen en Europa y América, y cuyo origen parece ser el mismo. De todo esto debe deducirse lógicamente que se trata de rocas diferenciadas de un solo y único magma, y en virtud de un proceso lento que sigue una luz fija; y esto, a su vez, exige un enfriamiento lento.

Veamos la hipótesis que para explicar la diferenciación de estas diversas rocas a partir de un magma primitivo peridotico, exponen los petrógrafos franceses (1). Admiten éstos la existencia de dos magmas fundamentales que evolucionan de diferente modo. Uno es el *magma ferromagnésico*; el otro es el *magma alcalino*. El primero, que es el aplicable a nuestro caso, tiene una composición tal, que la proporción de hierro y de magnesio supera a la de calcio y metales alcalinos.

(1) La discusión de las diversas hipótesis hoy en curso puede verse en Iddings, *Igneous rocks*; Rinne, *Étude pratique des roches*; y Michel Levy, *Structure et classification des roches eruptives*. Adoptamos la hipótesis de Michel Levy, en primer lugar, por ser hoy día más admitida; y en segundo lugar, y más principalmente, porque se adapta mejor que ninguna otra a los hechos que se observan en la Serranía.

Hipótesis
sobre la diferenciación
del magma.

linos. Además, dentro de este último grupo, el peso de los átomos de calcio es mayor que la suma de los pesos de los metales alcalinos. Este magma, así concebido, se ha podido reproducir artificialmente por vía ígnea, pasando por esto de la categoría de hipótesis a la de hecho real; las peridotitas de él derivadas se han reproducido también en el laboratorio; y, por último, en muchos meteoritos existe un magma semejante; dato en que ha fundado Daubrée su hipótesis sobre la escoria universal, basada en que este magma puede ser la escoria del núcleo central de hierro de nuestro planeta, y en la similitud de composición de esta escoria con la de los meteoritos.

Este magma primitivo, en estado de fusión, ha debido de irse diferenciando progresivamente al enfriarse. La primera diferenciación ha dado lugar a las noritas y rocas similares, con proporción sensible de alúmina, cal y álcalis, lo que ha disminuido la proporción de estos tres últimos cuerpos en el magma restante. El hecho observado de que estas rocas sean de consolidación anterior a las dunitas y piroxenitas, concuerda con la hipótesis. Este magma restante era, pues, muy rico en hierro y magnesio, y muy pobre en alúmina y álcalis. La segunda diferenciación produce las piroxenitas y las lertzolitas, rocas intermedias entre las noritas y las ultrabásicas dunitas y harzburgitas. También aquí el hecho concuerda con la hipótesis. Queda como residuo final un magma muy pobre en sesquióxidos y exento de cal y alúmina, que han sido fijados en forma de feldspatos y piroxenos. Es, pues, un magma exclusivamente ferromagnésico, que por su consolidación da lugar a las dunitas y harzburgitas, de composición ultrabásica, formadas exclusivamente por silicatos de magnesio y hierro.

Téngase en cuenta que los minerales que han cristalizado en último término deben envolver, como es natural, a los que ya habían cristalizado antes; y que, del mismo modo, las rocas que primero se solidificaron deben englobar a las que se han solidificado las últimas. Esto último ya hemos dicho que es lo que se observa en la Serranía sobre el terreno; lo primero lo veremos comprobado al estudiar secciones de rocas con el

microscopio. Hay, pues, en nuestro caso concordancia cabal entre la hipótesis y los hechos.

Examinando el mapa geológico, se ve que las masas eruptivas jalonan, por decirlo así, los grandes accidentes tectónicos de la región. La masa principal, sus prolongaciones por los asomos de Yunquera y Sierra de la Robla, y la Sierra de Aguas, última manifestación hipogénica en sentido Nordeste, se alinean todas en dirección Suroeste a Nordeste, paralelamente y contiguas a la gran falla que corre a lo largo de los valles del Genal y del Turón. La Sierra de la Alpujata corresponde a la bóveda de un gran pliegue anticlinal casi paralelo a la costa. Las grandes masas calizas de la Torrecilla, Sierra Blanca y Sierra de Mijas actúan como diques a la expansión de la masa hipogénica, y ésta se bifurca al chocar con ellas, tendiendo a rodear el obstáculo, como puede verse en el extremo Nordeste de la masa principal y extremo Este de la Alpujata.

Suponía Mac-Pherson en sus primeros libros que los fenómenos tectónicos en cuestión habían sido producidos por la erupción de serpentina; esto es, tomaba al efecto por causa. Creía, pues, que la falla Genal-Turón era debida, en parte al menos, al empuje eruptivo, y que las calizas de Sierra Blanca y Sierra de Mijas habían sido elevadas y metamorfoseadas por la erupción de serpentina. Pero desde la época en que Mac-Pherson escribía esto hasta ahora, las ideas sobre los efectos de las erupciones han cambiado radicalmente. Múltiples observaciones y porción de hechos comprobados han venido a demostrar que dichos efectos son mucho menores de lo que se había pensado, y que en todos o casi todos los casos en que se les consideraba causa de accidentes tectónicos, los términos se invierten; esto es, han sido simplemente consecuencia de fenómenos orogénicos preexistentes. Así se comprueba también en la Serranía. El gran reguero eruptivo que se extiende desde Casares al Chorro aflora allí porque encontró una quiebra, una zona débil de la corteza terrestre que existía ya en la época en que el magma se elevó de las partes profundas. Este magma pudo así rellenar un hueco, ensanchándolo y acentuándolo tal vez, pero no producién-

Relación entre las erupciones y las fallas.

dolo. La bóveda del pliegue anticlinal de la costa está rota en varios puntos, y esto puede comprobarse *de visu* aun en sitios como el cerro del Lobo, en Sierra Blanca, y en gran parte de la cumbre de Sierra de Mijas, donde no ha llegado la erupción peridótica. Natural es, por tanto, que la masa fundida haya penetrado por esta rotura, formando la Sierra de la Alpujata, cuyo eje coincide con el de este pliegue, y, prolongado hacia el Oeste, pasa por el curioso manchón metamórfico de los Llanos del Juanar, estableciéndose así una relación de fenómenos entre las dos principales masas hipogénicas de la Serranía.

Hay, pues, una relación tectónica íntima entre la erupción y los accidentes geológicos dominantes; hecho que se observa siempre en erupciones semejantes, y que en el caso de la Serranía se pone especialmente de manifiesto. Aceptamos la opinión, hoy más admitida en Geología, de que las masas líquidas ascienden por las roturas que encuentran, y que este ascenso es debido a las presiones ejercidas por los movimientos orogénicos de la corteza, originados a su vez por la contracción de la misma. Añadiremos que una de estas roturas, la principal tal vez de la Serranía, la falla Genal-Turón, se ha acentuado en extremo en la época secundaria, produciendo el anormal contacto que en la actualidad se observa entre el jurásico y el estratocristalino del valle del Turón y Sierra de la Nieve. Este hecho podía compaginarse con la edad cretáceoterciaria que Mac-Pherson asignaba a la erupción. Podía ésta haber producido la rotura y haber transformado las calizas jurásicas en dolomías cristalinas; pero, una vez demostrado que la erupción es pretriásica, la hipótesis se destruye, y es preciso admitir un movimiento de los bordes de la quiebra muy posterior al fenómeno hipogénico, y, por lo mismo, independiente de él.

Por último, debemos recordar también la hipótesis de los geólogos italianos Sres. Taramelli y Mercalli, que hemos traducido íntegra en las notas bibliográficas. Desde luego estamos de acuerdo con ellos en el hecho general, esto es, en la relación tectónica que se observa entre la posición de las masas eruptivas y los principales accidentes geológicos de la re-

Hipótesis de los geólogos italianos.

gión. Acabamos de describir esta relación, y no hay por qué repetirla. Pero los geólogos italianos establecen una semejanza entre los yacimientos de la Serranía y los de la Liguria occidental, y se basan para ello principalmente en que consideran como serpentina a la roca de la Serranía, siguiendo la opinión de Orueta Aguirre y Mac-Pherson. Suponen a continuación que dicha roca no es consecuencia de la hidratación del peridoto, porque en tal caso debiera encontrarse allí el tránsito entre el peridoto intacto y la serpentina, cosa que no sucede.

Ahora bien: los mismos autores confiesan que no habían dispuesto de tiempo para hacer un detenido estudio de la región. Además, el libro de los geólogos italianos se publicó antes que el de los franceses, en el cual se describen las rocas noríticas y lerzolíticas, y se las considera como principales constituyentes de las masas hipogénicas, mostrándose en ellas una vez más el tránsito entre el peridoto puro y la serpentina; hecho comprobado a cada paso por nosotros, no sólo en las lerzolitas y noritas, sino en las dunitas y demás rocas peridóticas de la Serranía.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron combaten también la hipótesis de los geólogos italianos y se adhieren totalmente a la de Mac-Pherson sobre el origen peridótico de la serpentina, aduciendo en su apoyo los datos que aporta el examen de rocas recogidas en el collado de la Mujer, Casa de la Sepultura y alrededores de Tolox, todos los cuales vienen a comprobar la exactitud del aserto de Mac-Pherson. Describen después el proceso de transformación en forma muy parecida a como lo hace aquél en su libro sobre el origen de la serpentina.

Éstos son los datos que hasta ahora existen sobre el origen y transformaciones posteriores de estas masas eruptivas. Nuestra opinión queda ya consignada. Los datos deducidos de la forma, contactos y rasgos tectónicos de la región, expuestos quedan también. A continuación describimos las rocas mismas y su composición petrográfica, datos que han de contribuir a ilustrarnos con más precisión sobre los múltiples problemas que este enorme fenómeno eruptivo plantea.

II.—Estudio petrográfico.

Las rocas hipogénicas en masa (1) de la Serranía pueden considerarse agrupadas como indica el siguiente cuadro, establecido siguiendo el orden de basicidad decreciente: Clasificación.

Tipo ultrabásico. Sin alúmina ni álcalis.	{	<p><i>Dunitas</i>.—Olivino (2) y espinela (cromita). <i>Harzburgitas</i>.—Olivino, espinela (cromita o picotita; casi siempre la primera), un piroxeno ortorrómbico, enstatita o broncita. <i>Piroxenitas</i> (enstatitas y broncitas).—Piroxeno ortorrómbico y una espinela, sin olivino. <i>Lerzolitas</i>.—Olivino, piroxeno ortorrómbico (enstatita o broncita), piroxeno monoclinico (dialaga) y espinela picotita. Mineral dominante, el olivino.</p>
Tipo básico. Con algo de alúmina. Sin álcalis	{	<p><i>Piroxenita dialaguíta</i>.—Piroxeno monoclinico (dialaga), olivino y picotita. Mineral dominante, la dialaga. <i>Websterita</i>.—Piroxeno ortorrómbico (enstatita), piroxeno monoclinico (dialaga) y espinela (picotita). Sin olivino. <i>Noritas</i>.—Piroxeno ortorrómbico (enstatita), piroxeno monoclinico (dialaga), olivino, espinela (picotita o pleonasto), un feldespato calcosódico (anortita o labrador), y a veces mica negra (biotita). Predomina el piroxeno ortorrómbico.</p>
Tipos menos básicos. Con alúmina y álcalis. A veces algo de sílice libre	{	<p><i>Gabros</i>.—Piroxeno monoclinico (dialaga), olivino, feldespato calcosódico (labrador), y a veces granos de cuarzo.</p>

A estos tres grupos hay que añadir las serpentinas derivadas de cada una de las rocas del cuadro por hidratación superficial e hidrotermal.

Tiene este cuadro por principal objeto mostrar el tránsito

(1) Las llamamos así para distinguirlas de las rocas en filón o filonianas que las atraviesan y que estudiaremos después.

(2) De las variedades conocidas de peridoto, la única que se encuentra en la Serranía es el *olivino*. Por esto, de aquí en adelante emplearemos este nombre en vez del demasiado genérico de *peridoto*.

progresivo desde la roca más básica, dunita, a rocas como algunos gabros, en los que a veces hasta existe silice libre. Servirá además para ordenar el estudio petrográfico. Pero repitiremos lo indicado antes: no pueden separarse en la Serranía, ni un grupo de otro, ni tampoco las diversas rocas entre sí, cual si fuesen tipos específicos distintos, porque cada una de ellas pasa a la siguiente por tránsitos insensibles en la composición mineralógica. Por ejemplo: en una dunita aparecerán un pequeño cristal o dos de piroxeno ortorrómbico, indicando así el paso a la harzburgita, y la proporción de este mineral irá aumentando progresivamente hasta llegar a una roca constituida casi exclusivamente por dicho piroxeno, en cuyo caso esta roca será una enstatita o una broncinita (según el piroxeno de que se trate), y el olivino habrá pasado a ser un mineral accesorio. Del mismo modo, entre el grupo primero y el segundo hay rocas de tránsito intermedias entre las harzburgitas y las lertzolitas, en las que el piroxeno monoclinico sólo aparece en maclas con la enstatita, sin presentarse todavía en cristales independientes como en las verdaderas lertzolitas. Otro tanto sucede entre las demás rocas y entre los grupos segundo y tercero. Las rocas peridóticas de la Serranía forman, pues, una serie natural y continua que abarca desde las más básicas a las menos básicas de la clase, estando representados en dicha serie todos los tipos intermedios posibles.

DUNITAS

Rocas compuestas exclusivamente de olivino y cromita, con predominancia muy grande del primero de estos minerales. La variedad que más abunda de ellas es cristalina, de grano uniforme y pequeño, homogénea, compacta, con fractura irregular, ligero brillo y color verde muy oscuro. Con una lente de bolsillo, o con el microscopio biocular alumbrado con luz refleja, se distinguen bien los cristales de olivino entrecruzándose en todos sentidos y de tamaño uniforme, y de trecho en trecho pequeños granos negros y brillantes de cromita.

Composición
y caracteres.

Jamás se encuentra esta roca *in situ* con los caracteres que acabamos de describir. Aparece invariablemente recubierta de una costra de serpentina cuyo espesor nunca baja de 10 a 12 centímetros, y llega a veces a más de un metro. Esta costra es de color pardo rojizo mate, y más blanda y deleznable que la roca pura. Procede de la hidratación del olivino por los agentes atmosféricos, y está compuesta de una serpentina especial, muy pobre en magnetita y muy cargada de óxido férrico, que presta a la costra su color pardo característico. Como la cromita es inalterable, queda en su primitivo estado dentro de la masa amorfa de serpentina, y es fácil verla con la lente.

Ha sufrido esta roca en determinadas regiones de la Serranía una serpentización de otra clase, que proviene del influjo de los agentes mineralizadores. Se origina así la serpentina propiamente dicha, que estudiaremos más adelante.

Existe en Sierra Parda y las vertientes orientales del cerro del Real del Duque una variedad de dunita que por su aspecto externo difiere un tanto de la que hemos descripto. El color verde oscuro tiende a tomar tonos pardos, el brillo es un tanto vítreo, y la fractura pasa a concóidea. Con la lente no se distinguen en ella los cristales de olivino, apareciendo en su lugar una masa homogénea salpicada de granos negros de cromita. El examen microscópico muestra, como más adelante veremos, que ambos tipos de dunita tienen idéntica composición mineralógica, aun cuando su textura (1) sea bastante diferente. Esta variedad, que podría llamarse vítrea, es bastante escasa, y sólo la hemos encontrado en los dos sitios dichos y en la vertiente Sur de la Sierra de la Alpujata. Aparece en contacto íntimo con la primera variedad y en las grandes zonas de fractura de la masa hipogénica, cual si hu-

(1) Siguiendo el ejemplo de Lapparent, Rinne y otros, estableceremos diferencia entre las palabras *textura* y *estructura*. La primera designará la organización íntima de las rocas, revelada por el microscopio o la lente simple; de la segunda nos valdremos para expresar los caracteres aparentes de aquéllas en masas grandes, como, por ejemplo, la estructura en prismas de que vamos a hablar, la tabular de algunas noritas, etc.

biera sido producida por una compresión grande o frotamiento enérgico de la dunita normal. (Lám. II, fig. 1.^a)

Las dunitas, en unión de las harzburgitas, son las rocas peridóticas que más abundan en la masa hipogénica. Puede decirse que las tres cuartas partes de ésta son de dunitas y harzburgitas, con marcada predominancia de estas últimas (1). Las grandes masas de dunitas y harzburgitas deben estudiarse de preferencia en la parte de la cordillera principal comprendida entre el cerro del Porrejón y el de Abanto, en las Sierras Palmitera, del Real y Parda, en las vertientes meridionales de la Sierra de la Alpujata y en el centro de Sierra de Aguas, en el que quedan todavía bastantes restos de las rocas primitivas.

Las montañas de dunitas tienen perfiles y estructuras que difieren un tanto de las en que predominan las lertzolitas y noritas. Siendo tan uniforme como es la composición de las dunitas, e hidratándose con tanta facilidad como se hidrata su mineral dominante, natural es que la denudación atmosférica desgaste a estas montañas rápidamente y por igual. Así sucede, en efecto; y las cumbres de la cordillera que va desde los Reales de Genalguacil a Abanto es buen ejemplo de ello, por la suavidad de su perfil y lo redondeado de sus cerros. En cambio, la cumbre de los Reales y la cresta de la Alpujata, en las que predominan las noritas y lertzolitas, más resistentes al desgaste, son más festoneadas y de perfil más agudo.

En las vertientes abruptas, desprovistas de vegetación, puede observarse con frecuencia una estructura especial de las rocas duníticas. Se caracteriza esta estructura por tres series de planos de roturas o diaclasas, que se cortan bajo ángulos de 75 a 80 grados y dividen a la masa en gigantescos romboedros, bastante regulares, que cuando la pendiente se acentúa se separan unos de otros, formándose un intrincado laberinto de grietas y bloques, que dan a estos barrancos el aspecto de

(1) Debemos advertir, sin embargo, que consideramos como harzburgita a toda dunita que contenga algo de piroxeno ortorrómbico, por poco que sea, y que reservamos el término "dunita," para las rocas exclusivamente formadas de olivino y cromita.

Distribución.

Aspecto de las sierras duníticas.

Diaclasas.

un colosal derrumbamiento. El trozo del río Guadalmina comprendido entre la desembocadura del arroyo de la Alija y la del de Cortines, el curso superior del río de Ojén, y las cañadas meridionales de los cerros del Porrejón, Nicola y Canalizo, son sitios muy a propósito para observar esta estructura.

La densidad de las dos variedades de dunitas es la misma y muy constante, como se ve a continuación:

	Densidad.
Dunita ordinaria del Real del Duque.	2,99
Ídem id. del cerro del Canalizo.	2,97
Ídem id. de Sierra Parda.	2,99
Ídem de grano fino de Sierra Parda.	2,98
Ídem id. id. de Sierra Alpujata.	2,98

La composición química es también muy constante. El análisis (1) que exponemos a continuación corresponde a una dunita de la variedad normal, o sea del tipo petrográfico que más abunda:

SiO ₂	= 42,52
Cr ₂ O ₃	= 0,82
FeO.	= 8,02
MgO.	= 48,64
	<u>100</u>

(Todo el Fe₂O₃ está calculado en FeO. Eliminada el agua.)
Calculando el olivino primitivo, obtenemos la siguiente composición:

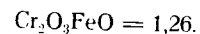
SiO ₂	= 43,06
FeO.	= 7,68
MgO.	= 49,26
	<u>100</u>

(1) Efectuado por D. Santiago Piña de Rubies. El método seguido está descrito en la *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, de julio, agosto y septiembre de 1911.

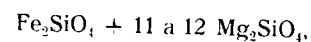
Densidad.

Composición química y fórmula magmática.

La espinela que se encuentra mezclada con dicho olivino es:



La fórmula molecular que para el olivino se deduce de este análisis es:



que corresponde con la asignada por Duparc, Iddings y otros autores para este mineral.

Nos muestra también este análisis que la proporción de cromita en la roca excede poco del 1 por 100. Este resultado corresponde con lo que el examen petrográfico demuestra.

En algunos análisis de dunita resulta también un 0,28 a 0,32 por 100 de alúmina, debido a la presencia en la roca de un poco de picotita asociada a la cromita. Una placa delgada de la variedad normal de dunita, examinada al microscopio (lám. I, fig. 1.^a), muestra desde luego una composición petrográfica que corresponde a las proporciones de olivino y cromita dadas por el análisis químico. Nótese, en efecto, que este último mineral (28) escasea mucho, en comparación con el olivino (23), que cubre toda la figura.

Olivino (1) (lám. I, fig. 1.^a).—Se presenta en trozos irregulares que forman un mosaico y que rara vez conservan trazas de sus caras cristalinas primitivas, debido a presiones que han comprimido a unos cristales contra otros. En esta figura (parte central) se ve una zona en la que la presión ha llegado hasta producir una a modo de laminación, orientando a los trozos de olivino en bandas que tienden a ser paralelas. Este fenómeno se nota más todavía en las dunitas vítreas, una de las cuales está representada en la lámina II, figura 1.^a Sin embargo, examinando con cuidado preparaciones de dunita normal, suelen encontrarse a veces trozos de olivino con ca-

Olivino. —
Modo de presentarse.

(1) Silicato de magnesia mezclado en diversas proporciones moleculares con silicato de hierro. Véase antes la fórmula molecular obtenida por el Sr. Piña para el olivino de la Serranía.

ras cristalinas, predominando los del prisma ortorrómbico, en cuyo sistema cristaliza. Examinando en el microscopio biocular con luz refleja las arenas de los ríos cuya cuenca es dunitica, se encuentran con frecuencia, entre la multitud de granos irregulares de olivino, algunos cristales intactos y bastante bien terminados. Aunque son muy pequeños, se han podido determinar en ellos las caras m (100) del prisma ortorrómbico primitivo, combinadas con las h^1 (0,10) o g^1 (0,10) y con un apuntamiento complicado en el que se destaca la cara b^1_2 (111). Los demás son tan pequeños, que no se han podido determinar. En general, no se ven los cruceros, poco aparentes en este mineral; a veces, no obstante, puede observarse el crucero g^1 en forma de rayas finas y continuas, pero siempre poco marcadas. Todos los cristales de olivino aparecen en el microscopio más o menos resquebrajados (lám. I, fig. 1.^a) y con grietas sinuosas que se orientan aproximadamente en dos direcciones oblicuas, cuyo ángulo recuerda al de las diaclasas de que hablamos al tratar de la estructura de estas rocas.

El color del olivino en la roca en masa es verde, más o menos oscuro. En sección delgada es absolutamente incoloro. Los cristales procedentes de las arenas son también incoloros, salvo cuando su tamaño excede de ciertos límites (1 a 1,5 milímetros), en cuyo caso ya se nota una ligera tinta verde. Nunca es dicroico, aun examinándolo en placas talladas exprofeso un poco gruesas.

Olivino. —
Color.

En el microscopio, y en luz natural, se destaca en seguida este mineral por el aspecto rugoso, *achagrinado* (1) y de gran relieve que ofrece su superficie, y que es debido a su alto índice de refracción. En luz polarizada se acentúa más aún, como puede verse en la figura 1.^a, lámina I, y figura 1.^a, lámina II, y mejor todavía en las figuras 1.^a y 3.^a de la lámina VIII, que representan cristales de olivino a mayor aumento. Este carácter sirve muy bien para distinguirlo de los minerales que suelen rodearlo en las peridotitas.

Índice.

(1) Este aspecto especial se llama *chagriné* en francés, y esta palabra, que he traducido *achagrinado*, expresa muy bien ese aspecto especial parecido al *chagrin* que ofrecen los minerales de alto índice.

El índice de refracción, medido directamente en el olivino de la Serranía, ha sido de 1,698. La cifra obtenida por Michel Levy es 1,699; la de Duparc, para el olivino de la dunita de los Urales, es 1,6896.

La birrefracción $n_z - n_p$ (1) más elevada que hemos encontrado, ha sido de 0,0364. Corresponde a una sección de 0,02 milímetros, paralela a la cara h^1 , que es la que contiene a los ejes ópticos. Esta cifra difiere poco de la 0,0353 obtenida por Duparc para el olivino de las dunitas de los Urales. En cambio, Michel Levy da la cifra 0,0399 para el olivino de la Serranía; mayor, por consiguiente, que la nuestra. De todos modos, el valor de la birrefracción es elevado, y de aquí los colores de polarización tan vivos e intensos de este mineral. Varían estos colores del gris amarillento al verde intenso, pasando por toda la gama del primer orden de Newton (2); esto es, amarillos, rojos, azules y verdes. En la figura 1.^a de la lámina I pueden verse trozos de cada uno de estos colores. El tono de polarización de un cristal puede servir para determinar aproximadamente el sentido en que está cortado. Si el color es muy alto, verde o verde azulado, la dirección del corte será paralela o próximamente paralela a la cara h^1 , que es, como hemos dicho, la de birrefracción máxima en este mineral, por estar contenidos en ella los ejes ópticos. En cambio, los colores más bajos, los grises y amarillos, nos indicarán que la dirección del corte coincide o se aproxima mucho a la de la base p del prisma, que en el caso del olivino es paralelo al plano $n_m - n_p$ de birrefracción mínima, o sea al que contiene la bisectriz obtusa y la normal óptica (3).

(1) Siguiendo a los petrógrafos franceses, designaremos siempre por n_g al índice de refracción máximo, por n_m al medio, y por n_p al menor.

(2) Las bandas de los diversos órdenes de Newton (del primero al cuarto) pueden estudiarse en los cuadros coloreados que acompañan a las obras de Iddings, *Rocks minerals*, y Michel Levy y Lacroix, *Les minéraux des roches*. Todas las obras de petrografía describen el fenómeno de la birrefracción; pero las dos citadas contienen esos dos cuadros, admirablemente ilustrados, que facilitan mucho la determinación aproximada del valor $n_g - n_p$.

(3) Algunos autores designan a la bisectriz obtusa unas veces por

Olivino. —
Birrefrac-
ción.

El valor de esta birrefracción mínima, $n_m - n_p$, según Michel Levy, es de 0,0188. La cifra obtenida por nosotros oscila entre 0,017 y 0,02.

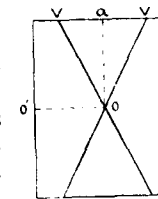
El ángulo de los ejes ópticos es muy grande. Lo hemos medido repetidas veces, obteniendo valores comprendidos entre 84 y 86 grados. Michel Levy le asigna, cuando menos, 86 grados. Duparc y Pearce lo han medido en el olivino de las dunitas de los Urales, obteniendo las cifras de 83 y 86 grados, calculándolo por medio de los índices de refracción.

La bisectriz aguda es siempre positiva y perpendicular a la cara p (1).

Las direcciones de extinción en el olivino de la Serranía no constituyen un carácter preciso de determinación, porque, como ya hemos dicho, rara vez hay caras cristalinas o cruces a que referirlas. Cuando existen estos últimos, la extinción es paralela a ellos, y lo es también a las caras m , h^1 y g^1 cuando hay trazas de ellas.

El olivino no se encuentra nunca maclado; pero en la Serranía son muy frecuentes los cristales agrupados por penetración, formando a modo de pseudomaclas, que recuerdan a las substancias con anomalías ópticas. Michel Levy y Bergeron, en su estudio sobre la Serranía, describen minuciosamente este detalle. Nosotros lo hemos representado en la

este nombre y otras por el de normal óptica. Como esto puede dar lugar a confusiones, hemos adoptado el criterio, más generalmente admitido, de llamar normal óptica a la perpendicular al plano de los ejes ópticos. Así, pues, si el plano de estos ejes es el del papel, por ejemplo, tendremos, para un mineral cualquiera: ov , ov = ejes ópticos; oa = bisectriz aguda; oo' = bisectriz obtusa; y la normal óptica será la perpendicular al plano del papel, la cual se proyecta en el punto o .



(1) La manera de determinar el signo óptico puede verse en cualquier tratado de petrografía. A propósito de este signo y de la posición de los ejes ópticos, téngase presente que algunos autores, Iddings entre otros, suponen a los prismas de olivino alargados verticalmente, y anotan las caras de distinto modo que los petrógrafos franceses, llamando p a la cara h^1 ; por lo que, no teniendo en cuenta esta diferente notación, pudiera suponerse que el plano de los ejes ópticos está en la base del prisma, y no en el macropinacoide h^1 .

Olivino. —
Ángulo de
los ejes óp-
ticos.

Signo óptico.

Extinción.

Anomalías
ópticas.

figura 1.^a de la lámina VIII. La sección de este cristal de olivino es paralela o casi paralela a la cara h^1 de birrefracción máxima, y se ve que está formado por bandas (tres en este caso) paralelas unas a otras, que se yuxtaponen según un plano perpendicular al de la sección, puesto que las líneas que separan una banda de otra son muy finas y limpias. La cara de unión de estas bandas es, en efecto, la base p , lo cual se comprueba examinando secciones paralelas a esta cara y viendo que en ellas no hay bandas. Si la sección es paralela a g^1 , las bandas son también visibles. El ángulo que forma la posición de extinción de una banda con la línea que la separa de la inmediata oscila entre 2° a $3^\circ 30'$, y es, por consiguiente, el doble de estas cifras entre la extinción de una banda y la contigua. Este fenómeno es general en el olivino de la Serranía, y rara será la preparación de peridotitas en la que no se encuentren varios cristales con estas pseudomacías. La dunita (lám. I, fig. 1.^a) contiene algunos con ellas; y en la de la lámina II, figura 1.^a, hay un gran cristal polarizado en rojo con cinco de estas bandas. Es de notar que esta particularidad es exclusiva al olivino de las rocas hipogénicas no volcánicas.

El olivino en las dunitas se ha consolidado después que la cromita, pues sus granos envuelven siempre a los de ésta, y además suelen verse pequeños cristales de cromita incluidos en olivino. Las inclusiones líquidas con burbuja móvil son muy raras: no las hemos encontrado nunca en el olivino de las dunitas y harzburgitas, y sólo muy contadas veces en el de las noritas.

Cromita (FeO , Cr_2O_3), óxido de hierro y cromo (lámina I, figura 1.^a) (28).—Se presenta este mineral en granos pequeños, a veces de forma octaédrica, pero más generalmente con contornos irregulares. Siempre en la escasa proporción ya señalada al describir la composición petrográfica de la dunita. Aparecen unas veces incluidos en los cristales de olivino, y otras envueltos por éstos, y su repartición en la masa de la roca es bastante regular; por más que hemos visto en ocasiones aglomeraciones o *nidos* de cromita de suficiente diámetro para ser perceptibles a simple vista.

Olivino.—
Tiempo de
consolidación.

Cromita.—
Modo de presentarse.

En las secciones delgadas de dunita, examinadas con luz natural, se ve la cromita bastante transparente y con un color amarillo obscuro, tirando a pardo (1). Con luz polarizada, aparece negro y opaco en todas las posiciones de la platina, debido a que este mineral cristaliza en el sistema regular o cúbico, y es, por consiguiente, isótropo. Se confunde fácilmente con la *picotita* (MgFe)O, $(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr})_2\text{O}_3$, y, en realidad, sólo el análisis químico puede decir con exactitud de cuál de las dos espinelas se trata. El análisis de las dunitas (véase antes) nos ha demostrado que el mineral que en ellas acompaña al olivino es cromita pura, y basándonos en esto, hemos estudiado con especial cuidado las secciones de los mismos ejemplares que se analizaron, y hemos encontrado para la cromita de la Serranía un carácter distintivo de la *picotita*, que es el color. En la cromita es el que hemos dicho. En la *picotita* (lámina IX, fig. 1.^a) el tono amarillo pasa a rojo, y es además menos transparente que la cromita. Su índice de refracción alcanza la elevada cifra de 2,06.

El mejor modo de estudiar este mineral es separarlo por lavado en las arenas de los arroyos cuya cuenca es dunitica exclusivamente. Debido a su elevada densidad (4,53), se concentra fácilmente en el fondo de la batea, y pueden tomarse muestras suficientes para su análisis químico. Entre los muchos granos irregulares, aparecen algunos de forma octaédrica bastante perfecta. En los bordes delgados de los trozos pequeños se ve por transparencia el color pardo amarillento ya descrito; pero en cuanto el espesor aumenta un tanto, el mineral es opaco y con brillo semimetálico. Es magnético, presentándose esta propiedad con irregularidad, pues hay granos que apenas son atraídos por el imán, y otros que lo son con cierta energía. En un principio creímos que estos últimos pudieran ser de *magnetita*; pero el análisis químico demostró que se trataba efectivamente de cromita, más magnética que lo habitual en este mineral, aunque no tanto, ni con mucho, como la *magnetita*. Por otra parte, su

Cromita.—
Modo de estudiarla.

(1) Esto es lo más general; pero hay bastantes dunitas cuya cromita es completamente opaca.

densidad y su modo de agruparse sirven también para distinguirla.

HARZBURGITA (Lám. I, fig. 2.^a)

Roca compuesta de *olivino*, piroxeno ortorrómbico, *enstatita* o *broncita* y una espinela, que casi siempre es la *cromita*, y a veces la *picotita*.

Composición
y caracteres.

Como se ve, estas rocas conservan su carácter ultrabásico, pues los piroxenos ortorrómbicos son metasilicatos de magnesita y hierro, sin alúmina. Así, pues, las harzburgitas siguen estando compuestas exclusivamente de silicatos ferromagnesianos, y si por acaso hay algo de alúmina, es en la pequeña proporción en que la contiene la *picotita*.

Las harzburgitas de la Serranía aportan uno de los más demostrativos ejemplos de que las rocas no son especies naturales, y sí mezclas de minerales en proporciones variables. En ellas se encuentran todos los tránsitos imaginables entre las dunitas y las piroxenitas ultrabásicas, compuestas exclusivamente de *enstatita* o de *broncita*, y entre ambos términos hay dunitas en las que de trecho en trecho aparece un cristal de piroxeno, otras en las que el *olivino* y el piroxeno entran en proporciones iguales, y otras en las que el *olivino* pasa a la categoría de mineral accesorio. Por esto, en la imposibilidad de establecer un límite fijo, consideraremos como harzburgitas a todas aquellas rocas que contengan *olivino* y piroxeno ortorrómbico, sean cuales sean las proporciones en que ambos minerales entren, y reservaremos los términos *enstatitas* y *broncitas* para las rocas en que falte por completo el *olivino*, como hemos reservado el de *dunita* para las que no contienen absolutamente nada de piroxeno.

Consideradas así, son las harzburgitas, en unión de las dunitas, las rocas dominantes en la masa hipogénica de la Serranía, y aun nos atreveríamos a afirmar que la proporción relativa de ambas se inclina del lado de las harzburgitas. Se encuentran estas rocas en toda la cumbre y laderas meridionales de la masa principal, en la región central de las Sierras de la Alpujata, de Aguas y de la Robla, y en muchos islotes

aislados entre la aureola externa de serpentina. La separación sobre el terreno entre dunitas, harzburgitas y piroxenitas ultrabásicas es imposible, o, por lo menos, muy difícil de hacer. Las dos primeras rocas, sobre todo, alternan con mucha irregularidad y se mezclan entre sí dentro de áreas reducidas, pasando de una a otra con suma frecuencia. Parece como si el magma, al enfriarse, no hubiese tenido tiempo suficiente para una separación completa y total del piroxeno.

Trozos de una y otra roca son difíciles de clasificar a simple vista, sobre todo cuando la harzburgita contiene poco piroxeno. Cuando las proporciones de éste y de *olivino* son próximamente iguales, la cosa es más fácil. En este caso, la harzburgita es una roca cristalina de grano más grueso que las dunitas, porque los cristales de *enstatita* o *broncita* son siempre mayores que los de *olivino*, siendo frecuente ver en las fracturas de la roca láminas brillantes de tres a cinco milímetros que corresponden al plano de crucero dominante del piroxeno.

El color de las harzburgitas es también verde, como el de las dunitas; pero más claro, más brillante y no tan uniforme. Se observa también una ligera transparencia en los bordes delgados de las esquirlas pequeñas, cosa que no sucede nunca en las dunitas.

La densidad de esta roca es variable, puesto que la proporción de los dos minerales dominantes lo es también. Esta densidad, que en las dunitas no llega a 3 (véase antes), excede siempre de esta cifra en las harzburgitas, llegando hasta 3,2 en aquellas en que la proporción de piroxeno iguala a la de *olivino*.

La composición química de esta roca no nos dice nada, porque varía con la proporción de piroxeno. El análisis de ella sólo sirve para cerciorarnos de que no contiene alúmina, sino las contadas veces en que aparece la *picotita* en vez de la *cromita*. Para esta comprobación lo mejor es triturar un trozo de roca, separar la espinela por lavado, y analizarla.

También la harzburgita se serpentiniza por la acción atmosférica, y se recubre de una costra gruesa de serpentina de

color pardo. Cuando la roca contiene poca proporción de piroxeno, el aspecto y caracteres de la costra son idénticos a los de la que recubre a las dunitas; pero cuando la cantidad de piroxeno iguala o supera a la de olivino, la costra de serpentina aparece erizada de cristales semidescompuestos de enstatita o broncita, debido a que estos minerales se serpentinizan con más lentitud que el olivino, el cual, una vez hidratado, es fácilmente arrastrado por las aguas, y deja en relieve a los cristales de piroxeno en él empotrados. Este aspecto especial de la superficie de la costra se ve en muchos sitios de la Serranía, especialmente en la bajada del puerto del Chaparral a los Baños de la Corcha, en el trayecto entre los puertos del Estercal y la Laguna y en la falda septentrional del cerro del Porrejón.

La harzburgita, tallada en sección transparente (lám. I, figura 2.^a), muestra a primera vista los dos minerales dominantes: el olivino (23) y la enstatita (21). Fijándose un poco, se ven también algunos pequeños granos de cromita (28).

El olivino se presenta en estas rocas con los mismos caracteres ópticos que en las dunitas (1); pero sus granos son, en general, más pequeños, y tienden siempre a envolver a los de enstatita, y aun a penetrar por los bordes de éstos, corroyéndolos y dándoles el contorno irregular y festoneado que se nota en la figura 2.^a de la lámina I y en la lámina VIII, figura 4.^a Concuere esto con lo que dijimos sobre el orden de consolidación del magma peridótico. Los piroxenos en esta roca han cristalizado antes que el olivino, y éste, al estado pastoso, todavía ha podido disolver en parte a los cristales ya formados del primer mineral.

La cromita ofrece también idénticos caracteres que en las dunitas, y por esto, para no incurrir en repeticiones, ceñiremos la descripción mineralógica a los piroxenos ortorrómbicos y a la picotita.

(1) Obsérvese que en esta preparación el olivino está más serpentizado que en la de dunita (lám. I, fig. 1.^a). Las grietas de que hablábamos están rellenas de serpentina, y los cristales de olivino comienzan a dividirse en alvéolos. Aparte de esto, los demás caracteres ópticos son los mismos.

Piroxenos ortorrómbicos, enstatita y broncita.—Metasilitos de magnesia y hierro, con proporciones variables de este último. Cuando esta proporción no llega a 5 por 100, el mineral se llama *enstatita*; cuando está comprendida entre 5 y 14 por 100, se llama *broncita*; y cuando excede del 14 por 100, se llama *hiperstena* (1). En la Serranía de Ronda no existe esta última especie. Las dos primeras, en cambio, abundan mucho, y generalmente vienen asociadas en las harzburgitas, lertzolitas y noritas. También se presenta la enstatita en estas dos últimas rocas maclada con la dialaga, como veremos después.

La enstatita domina con mucho a la broncita. En realidad, es preciso registrar cierto número de preparaciones para encontrar broncita bien caracterizada. Una y otra se presentan en cristales muy grandes en relación con los de olivino, pues hemos medido algunos de más de cinco milímetros de longitud, siendo así que los de este último rara vez llegan a un milímetro. Estos cristales están siempre más o menos corroidos en sus bordes, y sólo por rara excepción se encuentran trazas de las primitivas caras cristalinas. Registrando las arenas de los ríos, tampoco nos ha sido posible hallar alguno bien terminado que permitiese fijar la combinación de caras que los componen. En cambio, los cruceros son siempre más o menos visibles, según la dirección de la sección. Estos cruceros son paralelos a las caras *mm* del prisma ortorrómbico, cuyo ángulo sobre la cara *h*¹ es de 93 grados, y de 87 sobre la *g*¹ (Michel Levy), y difieren, por consiguiente, muy poco de un recto. Así, pues, las secciones basales de estos piroxenos, perpendiculares, por consiguiente, a los planos de crucero, muestran una cuadrícula con mallas casi completamente cuadradas (2). En las secciones paralelas al eje vertical del prisma (lám. I, fig. 2.^a, y lám. VIII, fig. 4.^a) aparecen los cruceros *mm*

Harzburgita.
Enstatita y
broncita.

Enstatita y
broncita.—
Caracteres
cristalográficos.

(1) Rinné da esta definición. La de Iddings difiere un tanto. En realidad, se trata de una serie en la que no es fácil definir los términos.

(2) Este carácter sirve para distinguir a primera vista el piroxeno del anfíbol, en el cual los cruceros *mm* se cortan bajo ángulos de 56 y 124 grados, y las mallas de la cuadrícula son, por consiguiente, rombales.

con su aspecto característico de líneas gruesas, interrumpidas, finas en unos sitios y anchas en otros. Existe también a veces un crucero según g^1 , que en las secciones basales aparece como una línea fina, bisectriz del ángulo obtuso de la malla que forman los mm . Este crucero g^1 se ve con claridad y con frecuencia en la dialaga; pero en la enstatita y la broncita de la Serranía es menos marcado, y sólo en raras ocasiones puede observarse.

El color en masa de la enstatita y broncita es verde muy claro. En las fracturas de harzburgitas un poco descompuestas, los cristales de broncita, mirados por reflexión, tienen un color amarillo o pardo claro y un brillo metálico que son característicos de este mineral. Cuando predomina sobre el olivino en la roca, y ésta no está serpentinizada, el color es verde esmeralda poco brillante. En sección transparente, tanto la enstatita como la broncita son completamente incoloras; pero la broncita posee una propiedad que es una de las pocas que permiten distinguirla ópticamente de la enstatita. Nos referimos al policroísmo. La enstatita no es nunca dicroica, y la broncita lo es siempre, más o menos. Cuando el plano principal del polarizador coincide con el eje principal (1), el mineral toma un tono amarillo, y vuelve a ser incoloro en la posición perpendicular. Esta propiedad se observa mejor en preparaciones talladas expreso un poco gruesas, o en trozos de mineral seleccionados de las arenas de los ríos. (Lám. VIII, fig. 2.^a)

En sección transparente, y en luz natural o polarizada, la superficie de los cristales de enstatita y broncita es rugosa y achagrinada como la del olivino, debido, como en éste, al elevado índice de refracción. La granulación es algo más fina y ligeramente escamosa cuando los cruceros son aparentes, cual si los planos de éstos influyesen en las asperezas de la superficie. Estas pequeñas diferencias no son, sin embargo, suficientes para distinguir un mineral de otro, y hay que ape-

(1) El mejor modo de observar el policroísmo es: quitar el analizador, dejar sólo el polarizador, y hacer girar la platina del microscopio, y con ella la preparación. Conviene saber de una vez para todas cuál de los hilos del retículo coincide con el plano principal del polarizador.

Color.—Dicroísmo.

Enstatita y broncita. Índice.

lar a los demás caracteres ópticos. Las figuras 1.^a y 2.^a de la lámina VIII muestran bien la semejanza entre el chagrinado superficial del olivino y la broncita (1). Los índices de refracción máximos obtenidos por nosotros han sido de 1,708 para la broncita y de 1,702 para la enstatita. Estos valores son algo mayores que los que da Iddings.

La birrefracción es débil en ambos minerales. Los obtenidos por medidas directas han sido:

Birrefracción.

Broncita.....	$n_g - n_p = 0,012$
Enstatita.....	$n_g - n_p = 0,010$

Los Sres. Michel Levy y Bergeron dan la cifra 0,0117 para la broncita de la Serranía. Como se ve, casi coincide con la nuestra. La hemos obtenido sobre secciones paralelas a la braquipinacoide g^1 , que contiene a los ejes ópticos. Este débil valor de la birrefracción se traduce en la práctica en colores de polarización bajos: en grises y amarillos del primer orden de Newton. En la enstatita el color es gris (lám. VIII, fig. 4.^a), o, a lo sumo, gris con visos amarillos; en la broncita es siempre amarillo, más o menos intenso (lám. VIII, fig. 2.^a). Este carácter puede servir para distinguirlas cuando se ven reunidas en una misma preparación. Véanse, por ejemplo, la enstatita (21) y la broncita (22) de la lámina I, figura 2.^a Pero es, no obstante, incierto, y vale más apelar al dicroísmo característico de la broncita. Los colores de polarización difieren poco para secciones en diversos sentidos; hecho que se desprende como consecuencia de la poca diferencia que hay entre los índices máximo y mínimo.

(1) En estas dos fotografías el distinto tono de polarización de los minerales sirve para distinguirlos inmediatamente; pero, sin embargo, no debe darse exagerado valor al tono de polarización, porque si el cristal de olivino, en vez de estar cortado paralelamente a la macropinacoide h^1 , lo estuviese según la base p , el tono de polarización sería gris amarillento como el de la broncita, y la distinción por el tal color sería imposible. Esas mismas dos figuras muestran un carácter distintivo más demostrativo que el anterior: la manera de producirse la serpentización en uno y otro mineral, como explicaremos al tratar de esta última.

Los ejes ópticos están situados en ambos minerales en el plano de la braquipinacoide g^1 . El eje vertical coincide con la dirección del índice máximo n_g , la cual es, por consiguiente, perpendicular a la base p . El ángulo de los ejes ópticos, medido en secciones paralelas a p , es:

Para la enstatita..... $2v = 86$ grados.
 Para la broncita..... $2v = 83$ —

Los Sres. Michel Levy y Bergeron dan la cifra de 85 grados para ambos minerales, muy aproximada, como se ve, a la obtenida por nosotros; pero más elevada que las que consignan Iddings y los otros autores, que oscilan entre 55 y 75 grados.

En las secciones basales se ven las figuras de interferencia correspondientes a los minerales biáxicos, si se alumbra la preparación con luz convergente y se emplea un objetivo de apertura numérica elevada.

El signo óptico de la enstatita y la broncita de estas rocas es siempre positivo; esto es, la bisectriz aguda coincide siempre con el eje vertical, o sea con la dirección de n_g . En los autores de petrografía se consigna siempre el signo positivo para la enstatita, y se dice que la broncita es unas veces positiva y otras negativa. Como en las rocas de la Serranía el signo es siempre positivo, no sirve este carácter para distinguir a la enstatita de la broncita.

La extinción en las secciones longitudinales (paralelas o casi paralelas al eje vertical) es recta respecto a las trazas de los cruceros; esto es, se verifica cuando uno de los hilos del retículo coincide con dichas trazas (1). Este carácter es de importancia, porque sirve para distinguir a estos dos piroxenos de la dialaga cuando se encuentran asociados en otras rocas.

En las secciones basales la extinción tiene lugar según la dirección de la bisectriz del ángulo obtuso que sobre la base

(1) Dicho se está que suponemos a los hilos del retículo coincidiendo con los planos principales de los nicoles.

Broncita y
enstatita.—
Ejes ópticos.

Signo óptico.

Extinción.

forman las intersecciones de los cruceros mm ; es decir, según la dirección g^1 .

En ambos minerales, sobre todo en la enstatita, es frecuente observar el fenómeno de *extinción rodadora* (1); esto es, que el cristal no se extingue todo a un tiempo, sino paulatinamente de un extremo a otro, corriéndose la banda negra de extinción a medida que gira la platina. Se atribuye este fenómeno a deformaciones internas producidas por las presiones. Es frecuente encontrar cristales en que estas últimas han producido encorvamientos y torsiones pronunciados, sin llegar, sin embargo, a romper al cristal (lám. IX, fig. 4.^a), y en estos casos la extinción sigue la dirección del eje vertical, a medida que por el giro de la platina va coincidiendo este eje con los hilos del retículo.

En la broncita, y a veces también en la enstatita, existen unas inclusiones de forma particular que abundan también en la dialaga, como veremos después. Son laminillas muy delgadas, en forma de paralelogramo oblicuángulo (lám. IX, figura 6.^a) cuando se las ve de frente, y en la de una línea muy fina cuando de canto. Los colores de polarización son muy vivos, predominando los tonos azules y rojos del primer orden. La birrefracción máxima, según Michel Levy, supera a la cifra 0,025, y efectivamente es así, pues en preparaciones cuyo espesor es rigurosamente de 0,02 milímetros, hemos visto algunas cuyo color alcanza al verde azulado, lo cual da la cifra aproximada de 0,032. No han podido hacerse medidas exactas con el comparador, a causa de la pequeñez de estas laminillas. Están situadas en el plano g^1 , y dentro de este plano se orientan en filas cuya dirección predominante es la del eje vertical de la broncita. Son algo menos transparentes que esta última.

Estas inclusiones son un hecho bastante general en la broncita y la hiperstena de la mayoría de los yacimientos de peridotitas, y sobre su composición y procedencia se ha discutido mucho. Las de la broncita de la Serranía han sido mi-

(1) Traducción de la frase *extinction roulante* de los petrógrafos franceses.

Enstatita y
broncita.—
Inclusiones.

nuciosamente descritas por los Sres. Michel Levy y Bergeron. Los caracteres principales observados por estos autores son: En las secciones según h^1 de la broncita la extinción de las laminillas se verifica a los 45 grados de la traza de la cara g^1 sobre h^1 . En las secciones basales p de la broncita la extinción es menos oblicua, y la birrefracción menor que en la cara pinacoidal. Tratada la broncita por ácido clorhídrico, resiste a la acción de éste; pero las laminillas se transforman en una materia amorfa. Los citados petrógrafos deducen de estos caracteres que tal vez pudiera tratarse del talco; pero reconocen a continuación que esta hipótesis no concuerda con las extinciones tan oblicuas de las laminillas en las secciones p y h^1 de la broncita.

En su obra *Les minéraux des roches* consignan los señores Michel Levy y Lacroix las hipótesis que suponen sean de *brookita*, *hierro titanado* o *hierro oligisto*. Iddings se inclina a pensar que son de *ilmenita* o de *magnetita titanífera*, cuyos dos minerales son transparentes, de color pardo, cuando están en láminas tan delgadas como son estas inclusiones.

A estos datos podemos añadir los siguientes, observados por nosotros con relativa facilidad, pues en la Serranía son abundantes estas laminillas.

Puede afirmarse desde luego que se localizan en los piroxenos, tanto ortorrómbicos como monoclinicos, con exclusión de los demás minerales, olivino y otros, que entran a constituir las peridotitas. Jamás las hemos observado en estos últimos; en cambio, en los piroxenos casi puede decirse son la regla general. Obsérvense, en apoyo de este aserto, las fotografías lámina II, figura 2.^a; lámina IV, figura 1.^a; lámina IX, figura 6.^a; y lámina X, figura 2.^a, en todas las cuales hay inclusiones de esta clase.

Son independientes de la composición petrográfica de la roca que contenga al piroxeno. Las hemos encontrado indistintamente en las harzburgitas, piroxenitas, lerzolititas y norititas, y con idénticos caracteres en todas ellas. Habiendo en la roca piroxeno, puede afirmarse de antemano que en éste habrá, a su vez, laminillas incluídas.

Los caracteres ópticos y microquímicos son iguales, há-

llense incluídas en la broncita, en la enstatita o en la dialaga. Puede afirmarse, por tanto, que su composición y origen son los mismos para los dos grupos de piroxenos. La única diferencia estriba en la situación, que para los piroxenos ortorrómbicos ya hemos dicho es la braquipinacoide g^1 , y en los clinorrómbicos (dialaga) es la ortopinacoide h^1 . En las secciones de la dialaga, mostrando los dos cruceros mm , se comprueba esto bien, viendo que las hileras de laminillas se orientan según las bisectrices del ángulo obtuso de dichos cruceros (lámina X, fig. 2.^a).

Los colores de polarización son, efectivamente, muy vivos: están comprendidos en los rojos y azules del primer orden; pero el carácter de la extinción oblicua que señalan los señores Michel Levy y Bergeron no lo hemos podido comprobar. Al contrario: la extinción total de estas laminillas no la hemos obtenido nunca. Cambian de color y llegan a su tono de polarización más débil cuando el mineral que las contiene está extinguido; pero aun en esta posición se destacan bastante, alumbradas sobre el fondo negro de aquél. Esto hace pensar en un fenómeno óptico de compensación. La extremada tenuidad de las laminillas hace que, aun en las preparaciones más delgadas, haya bajo ellas o sobre ellas una capa del piroxeno extinguido que impide o modifica, al menos, la extinción de la laminilla, produciendo una variación en la longitud de onda de la luz que las atraviesa.

Otro hecho general y de cierto interés es que son de *extraordinaria transparencia*, y además *incoloras*. Basta separar el polarizador para que desaparezcan las laminillas, y quede, a lo sumo, una indicación de ellas en una línea negra muy tenue que las suele contornear cuando sus bordes están descompuestos y transformados en una sustancia negra e isótropa. Y aun esto es una excepción; lo general es que desaparezcan por completo. Este hecho excluye la hipótesis de la ilmenita, brookita y magnetita titanífera, que son todos minerales poco transparentes y de acentuado color pardo amarillento en láminas delgadas.

Seleccionando cristales de piroxenos en los que estas laminillas eran excepcionalmente grandes, y aplicando el

método de Becke, con la modificación de Wright, hemos podido cerciorarnos de que el índice de refracción de las laminillas es menor que el de los piroxenos.

Resumiendo estos datos, nos parece deducirse de ellos que se trata, efectivamente, del talco, como sugieren en su obra los Sres. Michel Levy y Bergeron. No quiere decir esto que en otras localidades no existan en los piroxenos inclusiones de otra clase, y por esto ceñimos nuestra deducción exclusivamente a los de la Serranía.

Un buen procedimiento para estudiar estas inclusiones es elegir un trozo de roca algo serpentizado que contenga cristales de broncita mostrando el crucero g^1 con su brillo metálico característico. Son muy frecuentes estos trozos en cualquier crestón de la parte central de la Serranía. Examinándolos con el microscopio biocular con luz refleja, resaltan bien los caracteres que hemos enumerado antes para las laminillas incluídas, que son las que prestan a la broncita su brillo metálico característico. Puede completarse con fruto la observación pulimentando una cara de la roca, pegándola con bálsamo del Canadá a un portaobjetos, y examinándola como queda dicho para el trozo de roca en bruto.

Deberíamos hablar ahora de la transformación de los piroxenos ortorrómbicos en su variedad fibrosa *bastita*; pero como esta transformación está ligada al fenómeno general de la serpentización, dejaremos su descripción para cuando tratemos de ésta.

Trozos de bastante tamaño de enstatita y broncita, recogidos entre las arenas de los ríos, nos han permitido determinar la densidad de estos minerales. Es:

Enstatita.....	3,22
Broncita.....	3,30

Picotita (Mg, Fe)O (Al, Fe, Cr)₂O₃.—Es un óxido doble de magnesia y alúmina, con el magnesio reemplazado en parte por el Fe, y el Al, en parte también, por Fe y Cr (1).

(1) Iddings la llama "magnesio-aluminato", definición tal vez más apropiada que la de óxido doble.

Enstatita y
broncita.—
Densidad.

Picotita.
Composi-
ción.

La espinela que generalmente se encuentra en las harzburgitas, ya hemos dicho que es la cromita; pero a veces aparece también la picotita asociada a ella. En cambio, en las rocas de los grupos menos básicos que siguen, es muy raro encontrar cromita. Ya hemos dicho también lo difícil que es distinguir entre sí estas espinelas. En realidad, no hay más carácter que el color y el análisis químico.

La picotita (lám. IX, fig. 1.^a) se presenta en las harzburgitas y demás rocas en trozos de contornos irregulares, y a veces, aunque pocas, en octaedros muy pequeños. Se reparte uniformemente por toda la roca, agrupándose a veces en nidos o riñones de cierto tamaño, como el representado en esta fotografía.

Su color es pardo, con un tinte rojo muy marcado, que contrasta con el amarillo apagado de la cromita. En luz polarizada aparece siempre extinguida, por cristalizar en el sistema cúbico. Suelen verse en ella los dos cruceros del octaedro rellenos en ocasiones por una sustancia negra y amorfa (véase la fotografía).

El índice de refracción es muy alto (1,76), aun cuando no tanto como el de la cromita (2,06). Esto, operando sobre trozos grandes, pudiera ser también un carácter distintivo entre las dos.

Para comprobar estos caracteres de la picotita, hemos triturado trozos de harzburgita, y hemos separado por lavado a la espinela, sometiéndola a una selección bajo el microscopio, y después al análisis químico. Éste acusa siempre la presencia del magnesio y el aluminio. También nos ha permitido este método la determinación de la densidad, que es de 4,02, menor, por consiguiente, que la de la cromita.

En las arenas de los ríos pueden separarse con facilidad ambos minerales. Un primer lavado de la arena da un residuo negro de magnetita, cromita y picotita. Secándolo y tratándolo por el imán, quedan adheridos a éste los dos primeros minerales, y aislada la picotita, que no es magnética.

Picotita.—
Caracteres.

Índice.

Separación.
Densidad.

PIROXENITAS ULTRABÁSICAS

Las últimas rocas del primer grupo se derivan de las harzburgitas por la progresiva disminución del olivino y gradual predominancia del piroxeno. El límite es una roca compuesta de enstatita, broncita, o las dos, y de la espinela picotita, con granos de cromita a veces. Hemos encontrado los tres tipos: enstatita sola y espinela, broncita sola y espinela, y las dos mezcladas y espinela, siendo la más frecuente esta última.

Estas piroxenitas sin olivino son, sin embargo, muy raras en la Serranía, y más bien deben considerarse como rocas accidentales que como verdaderas constituyentes de las masas hipogénicas. Pensamos en un principio que podrían ser filonianas; pero después nos cercioramos de que venían en masas de poco diámetro, intercaladas en los bordes de las dunitas y harzburgitas, y unidas a éstas por rocas de tránsito, en las que iba aumentando progresivamente la proporción de olivino. Los mejores sitios para escoger ejemplares de estas rocas son: el cerro del Canalizo, en las laderas que caen al Guadalmansa, la vertiente Norte de los Reales de Genalguaquil, el borde Noroeste de la Sierra de Aguas, y las lomas de Nicio, al Nordeste de Estepona.

Hay también en la Serranía filones de piroxenitas; pero de distinta composición petrográfica y muy diferente aspecto externo que las que ahora describimos. Se parecen éstas a las harzburgitas a primera vista. Su color es también verde, pero más claro y más brillante; el grano es más grueso, y la fractura francamente laminar, cubierta por las caras pulimentadas de los cruceros.

La densidad oscila entre 3,26 y 3,28, correspondiendo la primera cifra a las enstatitas, y la segunda a las broncitas.

Examinadas al microscopio secciones transparentes de estas rocas (1), se ven uno o los dos piroxenos ortorrómbicos

(1) No hemos publicado fotografías de ellas por ser innecesarias, no aportando, como no aportan, dato nuevo alguno respecto a los caracteres ópticos de los piroxenos y picotita.

Composición.

Escasez.—
Parajes en
que se encuentran.

Densidad y
caracteres
ópticos.

y la espinela con iguales caracteres que presentan en las harzburgitas. Tal vez los cristales de los primeros aparezcan algo menos corroídos que estas últimas; pero esta pequeña diferencia, cuando la hay, no es esencial, y depende de menores compresiones locales, y quizás también de la ausencia del olivino.

ROCAS DEL SEGUNDO TIPO

LERZOLITAS

Rocas compuestas de olivino; un piroxeno ortorrómbico, que puede ser la enstatita, o la broncita, o las dos; un piroxeno monoclinico, que es siempre la dialaga (Ca, Mg, Fe) Al^2SiO^6 ; y una espinela, que es siempre la picotita. El mineral dominante es el olivino; pero todos los demás entran en la roca en proporciones grandes. (Lám. II, fig. 2.^a)

Como se ve por esta composición, las lertzolitas, dentro de la serie peridótica de la Serranía, pueden considerarse como harzburgitas, a las que se suma un elemento más, la dialaga, que aporta Ca y Al en forma de silicatos, y resta algo, por consiguiente, al carácter ultrabásico de aquéllas.

Los crestones de lertzolita se distinguen a primera vista de los de dunitas y harzburgitas en que son más ásperos, más dentellados, y tendiendo a formar agujas y picachos agudos. Los trozos de roca arrancados de estos crestones tienen un facies particular, que consiste en estar cubiertos de cristales de dialaga, brillantes, angulares y de color pardo verdoso, que miden a veces hasta un centímetro de longitud, y erizan la superficie de la roca cual los dientes de una sierra. Depende esto de que la dialaga es más resistente a los agentes atmosféricos que la enstatita y el olivino, y, al descomponerse éstos, son arrastrados por las lluvias, quedando en relieve los de dialaga. Sucede, pues, lo mismo que con las harzburgitas; pero en grado sensiblemente mayor.

La lertzolita no descompuesta es una roca de textura cristalina y de elementos bastante mayores que los de las duni-

Composición.

Caracteres
en masas
grandes.

tas y harzburgitas. La fractura es irregular y aparece siempre cubierta de láminas brillantes, correspondientes a los planos de cruce de los piroxenos. Su color es también verde; pero ni tan oscuro ni tan limpio como en las otras dos rocas, y tendiendo a los tonos pardos. Los trozos delgados de lertzolita son bastante transparentes en sus bordes, sensiblemente más que los de harzburgita.

La densidad varía con las relativas proporciones de olivino y piroxenos. En la que podríamos llamar *lertzolita normal*, con proporciones iguales de uno y otros, la densidad oscila entre 3,2 y 3,3, y es, por tanto, casi la misma que la de las harzburgitas.

Su análisis químico sirve para demostrar la presencia de la alúmina y la cal de la dialaga. Pero como las propiedades ópticas de este mineral son características, dicho análisis resulta superfluo. La fórmula de la roca es variable con la proporción de piroxeno, y ésta cambia, a su vez, bastante de un ejemplar a otro, a veces en distancias de pocos metros.

Las lertzolitas ocupan, con las noritas y demás rocas del segundo y tercer grupo, una posición un tanto marginal dentro de las grandes masas hipogénicas. No quiere decir esto que no se encuentren lertzolitas en las partes centrales; pero son escasas, y vienen en manchones pequeños. En cambio, en los bordes de las masas, cerca ya de los contactos con la caja, es la lertzolita la roca dominante, y se encuentra en mayor proporción que las noritas, gabros y demás análogas. Los mejores sitios para estudiarla son: todo el borde occidental y septentrional de la masa principal, desde los Baños del Duque, en término de Casares, hasta el río Verde; el río de los Horcajos o de Alfraguara, en término de Tolox; la vertiente oriental de Sierra Parda y la septentrional de Sierra de la Alpujata. También se encuentran lertzolitas, aun cuando más descompuestas, en Sierra de Aguas y Sierra de la Robla.

La transformación en serpentina sigue un proceso un tanto diferente que el de las dunitas y harzburgitas, y lo estudiaremos al tratar de la serpentización.

Esta roca ocupa el tercer lugar entre las hipogénicas en cuanto a la proporción en que entra a formar parte de las

lertzolita.
Densidad.

Situación.

masas eruptivas. El primero lo ocupa la harzburgita, el segundo la dunita, y el tercero la lertzolita; pero abunda mucho menos que las otras dos.

En sección transparente (lám. II, fig. 2.^a) se destacan los cuatro minerales constituyentes: el olivino (23), la enstatita o la broncita (22), la dialaga (20) y la picotita (27). Se ve desde luego que los trozos de piroxeno son mucho mayores que los de olivino, y que éste envuelve a aquéllos dentellando sus bordes como en la harzburgita. La proporción de piroxenos y olivino en el ejemplar fotografiado es próximamente la misma, y éste representa, pues, una lertzolita normal. La picotita es la única espinela que se encuentra en las lertzolitas; nunca hemos podido hallar en éstas ni cromita ni pleonasto. Como los caracteres del olivino, enstatita, broncita y picotita son los mismos que los ya descritos para las harzburgitas y dunitas, nos limitaremos ahora a describir la dialaga y las curiosas maclas que ésta forma con la enstatita. Expondremos también los caracteres distintivos entre los tres minerales dominantes en las peridotitas, que son: el olivino, los piroxenos ortorrómbicos y la dialaga, con objeto de facilitar al lector la tarea de identificarlos.

Dialaga (Ca, Mg, Fe) Al²SiO⁶.—Es un metasilicato en el que el hidrógeno del ácido metasilícico está reemplazado por Ca, Mg y Fe, con un excedente de alúmina (1).

Se presenta en trozos grandes, sensiblemente mayores que los de los piroxenos ortorrómbicos, y debido a esto, a veces toma la roca textura porfiroide. No hemos encontrado, ni en las preparaciones transparentes ni en las arenas de los ríos, trozos de dialaga en los que pueda verse su forma cristalina, ni aun siquiera alguna cara bien determinada. El contorno de estos trozos es sumamente irregular, dentellado y corroído.

Cristaliza la dialaga en el sistema clinorrómbico o monoclinico, y los ángulos que entre sí forman las caras *mm* del

lertzolita.
Caracteres
ópticos.

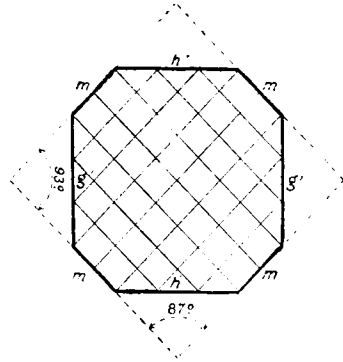
Dialaga.
Composi-
ción.

Manera de
presentarse.

Caracteres
cristalográ-
ficos.

(1) No hemos hecho el análisis químico de la dialaga de la Serranía, porque sus caracteres ópticos son ampliamente suficientes para su determinación y estudio; pero el lector encontrará análisis completos de dialaga de diversas procedencias en la obra de Iddings *Rocks minerals*, página 310.

prisma se pueden determinar fácilmente por medio de los cruceros según estas caras, perfectamente visibles en los ejemplares de la Serranía. Nuestras medidas en una sección basal han dado (fig. 1.^a):

Fig. 1.^a

Ángulo de mm sobre $h^1 = 87$ grados, que da por diferencia un ángulo de 93 grados para mm sobre g^1 . Estos ángulos difieren tan poco de un recto, que en las secciones rigurosamente basales es difícil diferenciar sólo por este dato la posición de h^1 de la de g^1 (1).

Además de los cruceros principales mm , existe otro según g^1 , bien marcado y muy fácil, en la dialaga de la Serranía, y además una estriación muy fina según h^1 , visible unas veces y otras no, en las secciones paralelas a la base.

Los cruceros mm se caracterizan, como los de todos los piroxenos, por ser su traza de desigual grueso y estar interrumpida de trecho en trecho. Esto se observa bien en las

(1) La figura 4.^a de la lámina X es una sección de dialaga algo inclinada sobre la base. En ella se ve bien la malla casi rectangular que forman los cruceros mm . La diferencia de los dos ángulos se acentúa un poco porque la sección está algo inclinada, y fácilmente se distinguen el obtuso del agudo. La dirección del plano h^1 la determina la bisectriz del ángulo obtuso, o sea las hileras de inclusiones en forma de rosario que se ven en la fotografía.

secciones paralelas o casi paralelas al eje vertical (lámina X, figura 1.^a).

En trozos grandes su color es pardo verdoso claro. En sección transparente, alumbrada con luz natural, es incolora, o ligeramente amarilla rosada. No es policróica.

El índice de refracción máximo ha sido determinado con precisión por los Sres. Michel Levy y Bergeron, que dan para él la cifra $n_z = 1,7016$. Nuestras medidas han dado cifras que difieren muy poco de éstas. Las cifras que da Iddings para los índices máximos de la diópsida son 1,7000 y 1,7271. Duparc y Pearce dan $n_z = 1,717$ para la dialaga de los Urales. Se ve, pues, que el índice de refracción de este mineral es algo más elevado que el del olivino y casi igual al de los piroxenos ortorrómbicos. De aquí que el aspecto chagrinado de la superficie sea común a los tres minerales y no sirva para distinguirlos. Tampoco sirve el método de Becke cuando los cristales de dialaga y enstatita están juntos en una preparación. Este chagrinado superficial se ve bien en las fotografías lámina X, figuras 2.^a y 3.^a, y en todos los trozos de la piroxenita, lámina IV, figura 1.^a

La birrefracción máxima $n_z - n_p$ es bastante alta. La cifra que dan los Sres. Michel Levy y Bergeron es de 0,0251, y concuerda exactamente con nuestras medidas. En cambio, la birrefracción mínima $n_m - n_p$ es débil, pues sólo llega a 0,0035. De aquí que los colores de polarización varíen mucho, según la dirección de la sección que se observe. Esta variación comprende desde el gris del primer orden hasta el verde del mismo, como puede verse en la fotografía lámina IV, figura 1.^a, y es mucho más alto que en los piroxenos ortorrómbicos, cuyo color de polarización más elevado no pasa del amarillo. Esta diferencia de las birrefracciones es útil (como en el caso del olivino) para determinar la dirección de las secciones, a cuya determinación, en el caso de la dialaga, ayuda no poco la disposición de los cruceros. Así, por ejemplo, la sección fotografiada en la lámina X, figura 4.^a, diremos que es de la zona ph^1 , o próxima a ella, porque su color de polarización es bajo (amarillo), y esto corresponde a una sección próxima a la de birrefracción mínima, que, como después veremos, está en este

Dialaga.-
Color.

Índice.

Birrefrac-
ción.

mineral en la dicha zona ph^1 . Pero vemos además que los cruceros mm , muy visibles en esta fotografía, se cortan bajo ángulos casi rectos, lo que nos dice, a su vez, que estamos ante una sección basal o casi perpendicular al eje vertical. Otro ejemplo: La sección fotografiada en la lámina X, figura 2.^a, tiene un tono de polarización alto y debe estar próxima al plano de birrefracción máximo, que en el caso de la dialaga es la cara g^1 . Los cruceros mm se cortan en ángulo agudo, lo cual viene a comprobar lo anterior. Por último, la sección representada en la lámina X, figura 1.^a, pertenece a la zona ph^1 , como la del primer ejemplo, porque su tono de polarización es bajo; pero está más alejada de la base, y debe coincidir con la cara h^1 o estar cerca de ella, dado el paralelismo que se observa en los cruceros mm .

El ángulo de los ejes ópticos es de 48 grados, según medidas directas nuestras. La opinión de los Sres. Michel Levy y Bergeron es esta misma, pues, aunque no lo han medido directamente, creen que no excede de 50 grados.

Los ejes ópticos están situados en un plano paralelo a g^1 , y la bisectriz aguda forma un ángulo de 40 a 42 grados con el eje vertical, o sea la arista h^1g^1 . Esta bisectriz está situada en el ángulo obtuso del prisma monoclinico. La figura 2.^a representa la sección g^1 de la dialaga y la posición de las diversas líneas que acabamos de enumerar. Son éstas: $n_g n_g$, bisectriz aguda, dirección del índice mayor, o sea dirección de elasticidad mínima; $n_p n_p$, bisectriz obtusa, dirección del índice menor, o sea de elasticidad máxima; n_m , proyección de la normal óptica, dirección del índice medio, perpendicular al plano g^1 de la figura. Los ejes ópticos forman entre sí un ángulo $2v = 48$ grados. La bisectriz aguda n_g forma con el eje vertical un ángulo de 42 grados, y, como se ve, está situada en el ángulo obtuso del prisma.

Esta figura puede servirnos para facilitar la explicación que vamos a hacer sobre la determinación de las diversas caras y los caracteres ópticos de cada una de ellas. Como dijimos en la introducción a las rocas hipogénicas, la dialaga se presta bien a este estudio, y la hemos elegido expreso para el caso. Al lector le será fácil aplicar a otros

Dialaga. -
Ángulo de
los ejes óp-
ticos. - Posi-
ción.

minerales las explicaciones y procedimientos que consignamos para éste.

Propongámonos, en primer lugar, el estudio de una cara perpendicular a la bisectriz aguda n_g . Lo primero es buscar dicha cara. Para esto, elijamos preparaciones como la de lerzolita (lám. II, fig. 2.^a) o la de dialaguita (lám. IV, fig. 1.^a)

Dialaga. -
Cara perpen-
dicular a n_g .

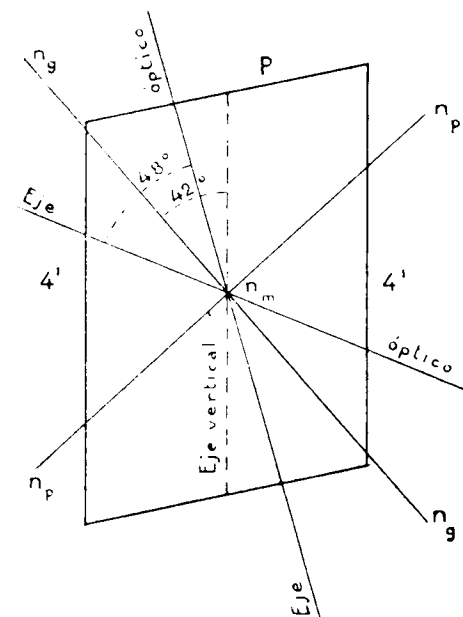


Fig. 2.^a - Sección g^1 .

que contengan muchas secciones de dialaga diferentemente orientadas. Entre estas secciones, seleccionemos una cuyo color de polarización sea bajo (gris o amarillo) (1), que se

(1) Recuérdese que el dato aportado por el color de polarización no tiene valor, a menos que la preparación sea de espesor conveniente; esto es, de *dos centésimas* de milímetro a *dos y media*. En cuanto la preparación excede de este grueso, el color *sube* rápidamente en la escala de Newton; y como todos los autores de petrografía basan sus descripciones y datos en el espesor dicho, resultarán contradicciones y dudas difíciles de resolver. Por esto, advertimos en la introducción, y recordamos ahora, la necesidad de trabajar con preparaciones del espe-

aproximará más o menos a la que vamos buscando, pues, como se ve en la figura, el plano perpendicular a n_g es el de birrefracción mínima, porque es el que contiene a n_p y a n_m . En esta sección los cruceros mm se cortarán bajo ángulos más agudos que los característicos de la dialaga, porque dicha sección dista bastante de ser perpendicular a las caras del prisma. Para cerciorarnos mejor, examinémosla con luz convergente y un objetivo de bastante apertura numérica (1,20 a 1,40). Si, efectivamente, la sección es perpendicular a n_g , veremos la figura característica de los minerales biáxicos, y la veremos completa, con la barra que une a los polos de los dos ejes ópticos, y en posición simétrica y centrada con

sor antedicho, que podemos llamar *espesor normal*. En los autores de petrografía se citan varios medios para averiguar el espesor exacto de una preparación. Entre todos ellos, nos parecen los más prácticos los siguientes:

1.º Tomar al cuarzo como testigo. Este mineral es muy sensible a las variaciones de espesor. A 2 ó 2,5 centésimas de milímetro su color de polarización es gris o amarillo muy claro; pero en cuanto se pasa de este espesor, polariza en rojo o en azul muy vivos. Si preparamos nosotros la roca, y ésta tiene cuarzo, debe seguirse el desgaste con el esmeril fino hasta que el cuarzo polarice en gris, para cerciorarse de lo cual se observa la roca de vez en cuando en el microscopio, cubriéndola previamente con una gota de bálsamo del Canadá disuelto en xilol, o con una gota de aceite de cedro. Si la roca no contiene cuarzo, como sucede con las peridotitas, tómese como tipo al olivino, que en preparaciones de espesor normal polariza en tonos de primer orden, y prosigase el desgaste hasta llegar a ellos.

2.º Si la preparación está hecha ya, y queremos saber su espesor, pongamos en el microscopio un objetivo de mediano aumento (seis a ocho milímetros de distancia focal), enfoquemos la cara superior de la roca con el tornillo de movimiento micrométrico del microscopio, y anotemos la división que la cabeza de este tornillo marca. Enfoquemos después la cara inferior de la roca, y anotemos también la división. Tomemos la diferencia d de ambas lecturas. El espesor E será $E = nd$, siendo n el índice de refracción de la roca. Como éste, o no lo conocemos, o varía mucho, vale más colocar en el campo del microscopio el borde de la roca y valemos para las dos operaciones, enfocado superior e inferior, de alguno de los granitos que siempre hay pegados a la cara superior del portaobjeto e inferior del cubreobjeto. Puede entonces tomarse con bastante aproximación un valor de $n = 1,52$, que es el del bálsamo del Canadá que envuelve a la roca tallada.

los hilos del retículo (1). Si se ve uno de los polos de los ejes ópticos, la sección estará inclinada hacia p o hacia h^1 , y los ángulos de los cruceros, casi rectos en el primer caso (lám. X, figura 4.^a), y muy agudos en el segundo, nos servirán para determinar hacia cuál de los dos se inclina.

Si se trata, por el contrario, de estudiar una cara de la zona pg^1 , o, precisando más, la cara g^1 , debemos empezar por seleccionar secciones con colores de polarización muy altos (azules o verdes) y, dentro de ellas, buscar una en la que los cruceros mm sean paralelos. Las figuras de interferencia con luz convergente no nos pueden aportar en este caso datos interesantes, porque la cara g^1 contiene precisamente a los ejes ópticos. Podrían servirnos para determinar el sistema cristalino, porque en la clinopinacoide g^1 del sistema monoclinico el centro del sistema de curvas coincide con el del campo visual, cualquiera que sea la posición de la platina.

En cambio, el ángulo de extinción es particularmente interesante en este caso, porque será el mayor de los que en secciones diferentemente orientadas pueden medirse; dicho de otro modo: el ángulo de extinción en la sección g^1 será el característico de la dialaga, y nos podría ayudar a su identificación en los casos dudosos. Este ángulo es el que forma las direcciones n_g y n_p de índice máximo y mínimo (menor y mayor elasticidad óptica, respectivamente) con el eje vertical, o sea con la traza sobre g^1 de los planos de los cruceros mm , paralelos a las caras del prisma. Mediremos, pues, este ángulo en varias secciones, previamente seleccionadas, como antes se ha dicho. Para ello, haremos girar la platina hasta que el mineral esté extinguido, en cuya posición los hilos del retículo coincidirán con las direcciones n_g y n_p (2) de la sección. Hagamos girar la platina hasta que uno de los hilos del retículo coincida con las trazas de los cruceros mm ,

(1) No entramos en detalles sobre el manejo de la luz convergente, ni describimos la figura de interferencia, porque sería entrar en demasiados detalles y repetir lo que todos los libros de petrografía explican minuciosamente, dibujando o reproduciendo fotográficamente dicha figura y las demás relativas a estos fenómenos.

(2) No olvidemos que los hilos del retículo deben coincidir siempre

y el ángulo de giro será el de extinción. Cuando este ángulo sea de 42 grados, podremos afirmar que la sección que estamos estudiando es exactamente paralela a g^1 .

Estudiemos ahora la extinción en la zona ph^1 (1) del primer caso. Sobre todas ellas se proyecta la dirección n_g según una línea que será la bisectriz de los ángulos agudos de los cruceros mm , y la de dirección n_m se proyectará, a su vez, perpendicularmente a la anterior, o sea bisectando a los ángulos obtusos de mm . En la lámina X, figura 4.^a, esta última dirección está indicada por las hileras de inclusiones (plano h^1). La extinción se verificará, pues, cuando los hilos del retículo coincidan con las bisectrices de los ángulos mm ; y si la diferencia entre estos ángulos, a causa de la oblicuidad de la sección sobre el eje vertical, es bastante grande para que podamos apreciarla, podremos averiguar a primera vista cuál bisectriz corresponde a n_g y cuál a n_m .

A medida que la sección se va inclinando hacia la cara h^1 , los ángulos de los cruceros mm se van haciendo más agudos, y la dirección de extinción n_g que los bisecta, va formando ángulos cada vez más pequeños con los cruceros dichos. En el límite, cuando la sección coincida con el plano h^1 , la extinción será *recta* respecto a los cruceros; esto es, la dirección n_g será paralela a los cruceros mm .

El signo óptico lo podemos determinar fácilmente en cualquiera de las dos zonas estudiadas. La dialaga es un mineral positivo; esto es, su bisectriz aguda coincide con el eje de menor elasticidad óptica, o, lo que es lo mismo, con la dirección de índice máximo. Como tanto en las secciones de la zona pg^1 como en la de ph^1 sabemos ya determinar la direc-

con los planos de vibración de los nicoles. Estos planos corresponden, a su vez, con las diagonales del rombo base de aquéllos. Los microscopios petrográficos llevan muescas que fijan las posiciones respectivas de los nicoles y el ocular con retículo. Hay medios de verificar y rectificar estas posiciones (oculares de Bertrand y Calderón, lámina de Klein, etc.), que están descriptos en los libros de petrografía.

(1) Son secciones de una zona todas las paralelas a la arista que sirve para designar dicha zona. En este caso serán las comprendidas entre la base p y la ortopinacoide h^1 .

Dialaga.—
Caras de la
zona ph^1 .

Signo óptico.

ción n_g de este último, bastará comprobar con la lámina de yeso o de mica un cuarto de onda (1) que dicha dirección es efectivamente positiva. El método de la luz convergente puede aplicarse con fruto en las secciones de la zona ph^1 .

Las explicaciones que acabamos de hacer nos pueden servir también para comprender la posición de las curiosas maclas de dialaga y enstatita. Abundan tanto en las rocas de la Serranía, que es raro encontrar una lertzolita o una norita que no las contenga. Estas maclas han sido minuciosamente descriptas por los Sres. Michel Levy y Bergeron en su estudio sobre la Serranía de Ronda, acompañando a su descripción varias figuras, de las que reproducimos dos. Completaremos la explicación con las tres fotografías de la lámina IX, figuras 3.^a, 4.^a y 5.^a

Estas maclas se verifican uniéndose la cara g^1 de la enstatita a la h^1 de la dialaga. Son múltiples, contándose a veces en un trozo diez o doce láminas de cada mineral. Se destacan en seguida en las preparaciones, porque el tono de polarización tan distinto de la enstatita y la dialaga cubre a los trozos maclados de bandas paralelas cuyo respectivo tono contrasta grandemente (véanse las fotografías de la lámina IX). Estudiemos las diversas secciones siguiendo el mismo orden que los Sres. Michel Levy y Bergeron.

Sección g^1 de la dialaga (fig. 3.^a).—Los caracteres de este mineral son los que ya hemos descripto antes, y que están resumidos en la figura 2.^a Las líneas de trazas de los planos de macla son paralelas a los cruceros mm , y la dirección de extinción en las laminillas de dialaga forma un ángulo de 42 grados con dichas líneas. El tono de polarización de la dialaga es azul o verde, puesto que estamos en una sección de birrefracción máxima (2). Las laminillas de enstatita polarizan

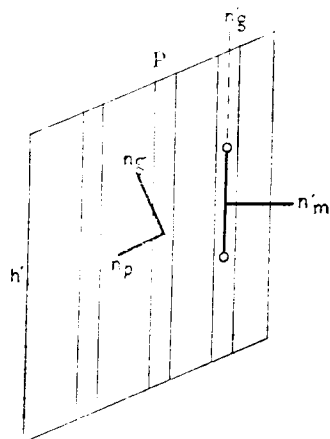
(1) Todos los libros de petrografía explican el manejo de estos aparatos. No merece, pues, la pena reproducir aquí esa explicación.

(2) Los Sres. Michel Levy y Bergeron dicen *verde de segundo orden*; pero se refieren a placas de 0,03 milímetros de espesor, y así lo expresan. Para nuestras fotografías nos hemos valido de preparaciones de 0,02, y por eso el color de la dialaga es azul del primer orden. (Lámina IX, figs. 3.^a y 4.^a)

Maclas con
la enstatita.

Maclas de
enstatita y
dialaga.—
Sección g^1 .

en gris o amarillo, son perpendiculares a la sección, y las líneas de intersección de las maclas aparecen rectilíneas, finas y limpias. Se extinguen paralelamente al plano de macla, o sea paralelamente a su longitud, pues la dirección n_g de este mineral ya dijimos que está contenida en el plano paralelo a la línea de macla. La figura 3.^a, reproducción de la 7.^a de los

Fig. 3.^a

autores citados, muestra bien lo que antecede. Las laminillas más anchas son las de dialaga. Compárese con nuestra figura 2.^a, y se verá que las direcciones n_g y n_p son las mismas, salvo la pequeña diferencia de dos grados entre el ángulo de extinción (40 grados) medido por ellos y el de 42 medido por nosotros.

Las figuras 3.^a y 4.^a de la lámina IX muestran secciones aproximadamente paralelas al plano g^1 de la dialaga. Se han fotografiado colocándolas en tal posición, que ninguno de los dos minerales está extinguido. Nótese el distinto tono de polarización de ellos y los demás caracteres que hemos enumerado. Por cierto que el trozo representado en la figura 4.^a ha sufrido una torsión muy marcada en forma de S, y con la particularidad de que las dos series de laminillas han seguido el movimiento de torsión, conservando sus respectivas posiciones y sin que se modifiquen sus caracteres ópticos. Sólo se observa una rotura transversal en el vértice de una de las ramas de la S.

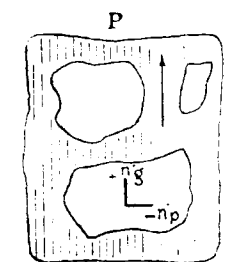
No es este trozo un caso único. Semejantes a él abundan bastante, sobre todo en los bordes de los asomos eruptivos. Dan idea de las grandes presiones que han sufrido estas rocas después de su consolidación, o tal vez antes de que ésta fuese total, pues ese encorvamiento tan marcado se compagina mal con la poca flexibilidad de una masa cristalina fría.

Las figuras 3.^a y 4.^a de la lámina IX muestran secciones aproximadamente paralelas al plano g^1 de la dialaga. Se han fotografiado colocándolas en tal posición, que ninguno de los dos minerales está extinguido. Nótese el distinto tono de polarización de ellos y los demás caracteres que hemos enumerado. Por cierto que el trozo representado en la figura 4.^a ha sufrido una torsión muy marcada en forma de S, y con la particularidad de que las dos series de laminillas han seguido el movimiento de torsión, conservando sus respectivas posiciones y sin que se modifiquen sus caracteres ópticos. Sólo se observa una rotura transversal en el vértice de una de las ramas de la S.

Las figuras 3.^a y 4.^a de la lámina IX muestran secciones aproximadamente paralelas al plano g^1 de la dialaga. Se han fotografiado colocándolas en tal posición, que ninguno de los dos minerales está extinguido. Nótese el distinto tono de polarización de ellos y los demás caracteres que hemos enumerado. Por cierto que el trozo representado en la figura 4.^a ha sufrido una torsión muy marcada en forma de S, y con la particularidad de que las dos series de laminillas han seguido el movimiento de torsión, conservando sus respectivas posiciones y sin que se modifiquen sus caracteres ópticos. Sólo se observa una rotura transversal en el vértice de una de las ramas de la S.

Sección h^1 de la dialaga.—Está representada en la figura 4.^a, copia de la 8.^a del libro de los Sres. Michel Levy y Bergeron, y en la fotografía de la lámina IX, figura 5.^a Es la sección más interesante y la que demuestra mejor la posición respectiva de las dos series de maclas. Hemos hecho la fotografía en tal posición, que ni la una ni la otra resulten extinguidas.

Desde luego se ve por la fotografía que ambos minerales están cortados paralelamente al eje vertical, pues los cruces mm son paralelos en las dos series de maclas. El color de polarización de la dialaga es bajo (rojo de primer orden), como corresponde a esa cara. El de la enstatita, en cambio, es alto (gris amarillento), por estar cortado según la cara g^1 , que es en ella la de birrefracción máxima. Las laminillas de este último mineral son anchas, de contorno irregular y con los bordes desvanecidos, todo lo cual indica que están cortadas paralelamente, o casi paralelamente, a su plano de unión.

Fig. 4.^a

La extinción de la dialaga es recta respecto a los cruces mm , por las razones que expusimos al describir los caracteres de la cara h^1 . La de la enstatita es también recta, por serlo en ella todas las secciones paralelas al eje vertical. Resulta, pues, que los dos minerales se extinguen a un tiempo.

Las demás secciones no son tan demostrativas como estas dos, por lo cual prescindimos de su descripción. Además, basta lo expuesto para poner de manifiesto la respectiva posición de las maclas (1).

Las inclusiones de talco de la dialaga las hemos descrito ya al tratar de la enstatita. Son iguales en ambas, salvo que en la dialaga se sitúan en h^1 en vez de en g^1 . Esto se demuestra bien en la fotografía lámina X, figura 2.^a, en la que se ve que la dirección de las laminillas bisecta al ángulo obtuso de los cruces mm ; y ya sabemos que esta

(1) Para más detalles, véase el estudio de los Sres. Michel Levy y Bergeron, ya citado.

Maclas de enstatita y dialaga. — Sección h^1 .

Dialaga. — Inclusiones.

bisectriz coincide, a su vez, con la traza del plano h^1 (véase figura 2.^a).

Existe en la dialaga otro tipo de inclusiones localizadas también en el plano h^1 . Nos referimos a las feldespáticas en rosario, representadas en las fotografías 3.^a y 4.^a de la lámina X. No las describimos ahora, porque no se producen en las lertzolitas, y sí especialmente en los gabros, y nos ocuparemos de ellas al tratar de estas rocas.

En las arenas de los ríos que se alimentan en cuencas lertzolíticas o noríticas abundan mucho los trozos grandes de dialaga, que pueden seleccionarse con facilidad y permiten ser tallados en secciones gruesas orientadas, facilitándose así mucho el estudio de las figuras de interferencia con luz convergente. Por medio de estos trozos hemos medido la densidad de la dialaga, que es 3,42.

Quedan ya descritos los cuatro minerales dominantes en las peridotitas de la Serranía: olivino, enstatita, broncita y dialaga. Resumamos ahora los principales caracteres que sirven para diferenciarlos. El olivino se presenta con colores de polarización más brillantes que los de la dialaga, aun cuando del mismo orden, y mucho más que los de la enstatita y broncita. Rara vez muestra cruceros. Sus trozos son casi siempre más pequeños que los de los otros tres minerales. Cuando hay cruceros, la extinción es recta respecto a ellos. Son características las pseudomaclas. La enstatita y la broncita se diferencian entre sí por el dicroísmo de la última y por el tono de polarización algo más elevado de la broncita. En una y otra este tono es siempre bajo (amarillo, a lo sumo), y este carácter las distingue del olivino y dialaga. Sólo en las secciones basales del olivino y en las perpendiculares a n_g de la dialaga puede haber confusión. La dialaga se diferencia del olivino en la presencia casi constante de cruceros y en la extinción oblicua respecto a ellos. Sólo la cara h^1 , con su especial extinción recta, podría inducir a dudas; pero los cruceros tienen siempre el aspecto de líneas interrumpidas, característico de los piroxenos, y este carácter es útil para la diferenciación.

Densidad.

Caracteres
diferenciales
de los cuatro
minerales.

PIROXENITAS DEL SEGUNDO TIPO

DIALAGUITAS Y WEBSTERITAS

Las estudiamos juntas porque vienen constantemente asociadas en la Serranía y porque ambas son rocas derivadas de las lertzolitas. Su composición petrográfica es:

Dialaguita = dialaga y picotita.

Websterita = dialaga, enstatita y picotita.

Ninguna de las dos contiene olivino. La fotografía figura 1.^a, lámina IV, representa una dialaguita. Las websteritas sólo se diferencian de éstas en que entre los cristales de dialaga se intercalan algunos de enstatita.

Ambas rocas parecen proceder de una concentración de los piroxenos dentro de las masas de lertzolitas. El tránsito a estas últimas se verifica por una disminución progresiva del olivino, hasta que éste llega a desaparecer por completo. Sobre el terreno se comprueba esto. Cada vez que hemos encontrado una piroxenita de esta clase, hemos visto próximos a ella crestones de rocas de tránsito, o sea de lertzolitas con menos olivino que las normales, y poco después estas últimas. Se presentan, pues, ambas piroxenitas como riñones o nidos de pocos metros de diámetro dentro de las lertzolitas, rodeadas por una faja estrecha de rocas intermedias entre aquéllas y éstas. El riñón mayor que hemos visto está a corta distancia hacia el Norte de la cumbre de los Reales de Gernalguacil, en el extremo del llamado *pinsapal* (1) *grande*. Las piroxenitas puras, que aquí son websteritas, forman un lentejón de unos veinte metros de longitud por seis a ocho de ancho, y la aureola de websterita con algo de olivino que lo rodea, escasamente mide tres metros. En la vertiente Nordeste de esta misma montaña hemos visto algunos otros manchoncillos de websteritas y dialaguitas; pero muy pequeños. En la falda Sur de Sierra de Aguas hemos visto uno de dialaguita de forma circular y cosa de diez a doce metros de diámetro;

Composi-
ción.

Dialaguitas.
Situación.

(1) Bosque de pinsapos.

otro de la misma roca al pie del cerro que se eleva al Sur del puerto del Robledal. Seguramente las habrá también en otros parajes de la masa hipogénica; pero son, de todos modos, rocas raras, que sólo aparecen accidentalmente.

El aspecto de ambas rocas es el mismo: cristalinas, de elementos grandes entrecruzados, con un color verde esmeralda obscuro y brillante, debido a los muchos planos de crucero que siempre hay en las fracturas. Son rocas muy tenaces, muy difíciles de partir con el martillo. Son también las más pesadas de todas las peridotitas de la Serranía, pues su densidad se eleva a 3,4.

Examinadas al microscopio, se ve su textura uniformemente cristalina, y compuestas, en el caso de la dialaguita, de dialaga (20) y picotita (21) (lám. IV, fig. 1.^a), y en el de la websterita (1), añadiéndose a ellas algunos cristales de ensatita, pero siempre con marcado predominio de la dialaga. Los trozos de piroxeno tienen sus contornos muy irregulares, pero no corroidos, como en las rocas en que hay olivino. A veces están bordeados por gránulos pequeños, procedentes de la rotura de los trozos grandes al comprimirse unos con otros. La espinela es siempre la picotita, y se presenta en la misma forma y en la misma proporción que en las lertzolitas. Abundan mucho las inclusiones de talco; pero en ningún caso las hay de feldespatos.

Como los caracteres de los tres minerales son los mismos que en las rocas que anteceden, prescindimos de repetir su descripción.

Esta similitud de caracteres, y el hecho ya apuntado de que estas rocas pasen sobre el terreno por tránsitos insensibles a las lertzolitas que las envuelven, nos ha llevado a considerarlas como concentraciones locales del piroxeno a expensas del olivino, como ya dijimos antes. Confesamos, sin embargo, que nos quedan ciertas dudas respecto a su origen. ¿Serán filonianas? Su relativa escasez; la ausencia en ellas de un mineral como el olivino, constituyente principal de estas

(1) Esta última roca no la hemos fotografiado, por lo poco que difiere de la dialaguita.

**Caracteres
en masa.—
Densidad.**

**Caracteres
ópticos.**

**Dialaguitas.
Su origen.**

masas hipogénicas; la forma, casi siempre alargada, de los manchones, y una cierta vaga tendencia que tienen estas piroxenitas a laminarse en el sentido de la mayor longitud de dichos manchones, son caracteres que inclinan a pensar en un origen filoniano. Si se aceptase esta hipótesis, habría que admitir un metamorfismo de contacto, no muy intenso, por cierto, entre la roca filoniana y las lertzolitas de su caja. Éstas prestarían a aquéllas parte de su olivino, a expensas de un enriquecimiento en piroxeno. Algo parecido a esto sucede en los filones de rocas ácidas que atraviesan a las peridotitas.

Emitimos esto sólo a título de hipótesis, como una cosa posible, pero que, hoy por hoy, ni puede demostrarse, ni hay siquiera datos positivos en que fundarlo. Repetidas veces hemos buscado estos datos sobre el terreno, sin haber podido encontrar más que los ya apuntados.

En los macizos peridóticos de los Urales, tal vez los más minuciosamente estudiados hoy día, existen filones de dos clases: de rocas ácidas muy semejantes, por no decir iguales, a las que atraviesan a las peridotitas de la Serranía, y otros de rocas básicas, ricas en piroxeno, muy semejantes en su aspecto externo y en su composición petrográfica a las que acabamos de describir y a las piroxenitas del primer grupo, descritas antes. La semejanza que repetidas veces hemos señalado entre las masas hipogénicas de la Serranía y las de los Urales nos lleva también a pensar si esta semejanza llegará hasta la identidad de origen de las piroxenitas de una y otra localidad.

Hoy por hoy, no nos atrevemos a decidir entre las dos hipótesis, sino en la forma un tanto incierta en que lo hemos hecho en favor de la primera. Lo visto allí hasta ahora concuerda algo mejor con una concentración local del piroxeno que con filones que atraviesen a las peridotitas; pero es muy posible que los que vengan detrás de nosotros consigan comprobar nuevos hechos que destruyan la anterior idea.

ROCAS DEL TERCER TIPO

NORITAS

Rocas compuestas de *olivino*, *enstatita*, *dialaga*, una *espinela*, que a veces es la *picotita*, pero más frecuentemente el *pleonasto*, y un feldespato calcosódico, que casi siempre es la *anortita*, y raras veces el *labrador*. Como mineral accidental (no siempre presente), la *biotita*. El mineral dominante es unas veces el *olivino* y otras la *enstatita*. Esta última predomina sobre la *dialaga*, cuyo carácter, en unión de la textura y de la constante ausencia del cuarzo, diferencia a las noritas de los gabros y les da una composición algo más básica que la de éstos.

Composición.

Son las noritas rocas de facies y textura muy diversos, dentro de la composición petrográfica arriba indicada. Distan mucho de esa uniformidad de tipo y de ese tránsito paulatino de un tipo a otro que hemos visto como carácter constante de las rocas estudiadas hasta ahora. Cierto es que entre las *lerzolitas* y las que llamaremos *noritas normales* puede señalarse un tránsito gradual, marcado por la presencia en las primeras de algunos cristales de feldespato, cuya proporción en la roca va aumentando progresivamente; pero aquí cesa la analogía, y ya dentro del grupo norítico, nos encontramos con rocas que sólo tienen de común la composición petrográfica, y difieren sensiblemente unas de otras en los demás caracteres esenciales, como son la textura, el tamaño de los elementos y, lo que es más importante todavía, la mutua relación de éstos en correspondencia indudable con su origen y orden de cristalización.

Caracteres en masa.

Sería tarea larga y un tanto superflua la de describir tipo por tipo los innumerables de noritas que hemos encontrado en los bordes de las masas hipogénicas. Nos ceñiremos a tres de ellos, los más característicos y al mismo tiempo los más frecuentes, indicando de paso las variaciones más notables que en ellos se observan y que los relacionan con los demás. Son estos tipos los siguientes:

1.º El que podemos llamar *norita normal* (lám. III, fig. 1.^a), en el que los minerales han cristalizado con relativa independencia y en el orden habitual de consolidación. Corresponde este tipo al que los Sres. Michel Levy y Bergeron describen con el título "norita anórtica con peridoto", y que está representado en las láminas XL, figura 1.^a, y XLI, figura 1.^a, de la obra ya citada de dichos autores sobre la Serranía de Ronda.

Clasificación.

2.º El que llamaremos "norita porfiroide", (lám. II, fig. 3.^a), caracterizado por el enorme desarrollo de los cristales de *dialaga* maclada con *enstatita* y por un facies especial del feldespato.

3.º La "norita metamórfica", (lám. III, figs. 2.^a y 3.^a), que llamamos así por ofrecer signos evidentes de un metamorfismo posterior a la consolidación de los minerales primitivos, y que ha aportado además a la roca ciertos minerales accesorios.

Norita normal (lám. III, fig. 1.^a).—Es este tipo el más común y el que mejor muestra el tránsito entre estas rocas y las *lerzolitas*. Los caracteres de los minerales comunes a ambas son los mismos, y el orden de consolidación también el mismo. Son estos minerales: *olivino*, *enstatita* o *broncita*, *dialaga*, trozos maclados de esta última con la *dialaga*, *picotita* o *pleonasto*, y *anortita*, substituída a veces por el *labrador*. Si se compara esta composición con la de las *lerzolitas normales*, se ve que la *norita* de que nos ocupamos pudiera definirse como *una lerzolita con feldespato*, y esta definición concordaría con lo que las rocas mismas nos muestran sobre el terreno, pues siempre que en él se encuentra una de estas *noritas* bien caracterizada, puede afirmarse de antemano que entre ella y las *lerzolitas* se encontrarán, a su vez, tipos de tránsito con proporciones regularmente decrecientes de feldespato. Continúa, pues, en estas *noritas* la serie peridótica de basicidad decreciente con la misma regularidad que entre las de los grupos anteriores, y casi nos atreveríamos a decir que en ellas termina; pues si bien los gabros, menos básicos aún que las *noritas*, pueden considerarse como el último término de dicha serie, son, en cambio, en la Serranía, rocas tan raras y de tan especial estructura, que tal vez fuera mejor considerarlas como aisladas e independientes del extenso grupo peridótico.

Caracteres. Composición.

Respecto a esto de la posición que deben ocupar las noritas con relación a las lerzolititas, debemos consignar que no nos parece exacta la afirmación de los Sres. Michel Levy y Bergeron sobre este punto. Según estos autores, las lerzolititas son *un caso particular de las noritas*, y más bien nos parece cierto lo contrario, si se tiene presente la enorme desproporción con que aparecen ambas. Ya hemos dicho que la lerzolitita es una de las tres rocas fundamentales de las masas hipogénicas de la región, y se encuentra abundantemente representada en toda ella. En cambio, la norita sólo aparece en determinados y relativamente escasos parajes de la zona marginal que envuelve a dichas masas, y entra, por consiguiente, en la composición de éstas en proporción incomparablemente menor que la lerzolitita. Se explica esta apreciación de los citados autores, porque es una consecuencia lógica de su opinión sobre la composición general de la masa eruptiva, a la que consideran esencialmente compuesta de noritas (1).

Los mejores parajes para estudiar las rocas de este tipo son: la zona marginal Sur de los Reales de Genalguacil, en los valles superiores de los ríos Castor y Padrón; el borde meridional de la prolongación que forma el curso inferior del Guadalmanza; el río Alfraguara o de los Horcajos, paraje llamado Los Peñones, al Nornoroeste de Tolox (2); el borde septentrional del cerro de Abanto. Hemos encontrado también noritas de este tipo, pero bastante descompuestas, en el borde Norte y en el Sur (río de Ojén) de la Sierra de la Alpujata y cerca de Bombichar, en la falda oriental de la Sierra de Aguas.

Las noritas normales difieren bastante en su aspecto de las rocas que hemos estudiado hasta ahora. Su textura es siempre algo porfiroide; pero los cristales de piroxeno son bastante mayores que los de olivino; el color es marcadamente amarillo, con visos verdosos, y no el verde oscuro intenso de las rocas más básicas; el brillo tiende a ser vítreo,

(1) Véanse, respecto de esta opinión, los argumentos expuestos en la primera parte de este capítulo y en las notas bibliográficas.

(2) De aquí proceden los ejemplares descritos por los Sres. Michel Levy y Bergeron.

Noritas normales.- Situación.

Textura.

debido a la pequeñez de los granos de la pasta, y la fractura es muy irregular. Son rocas muy frágiles, que se desmenuzan fácilmente a los golpes del martillo. Su densidad oscila entre 2,95 y 3,10, según la proporción de piroxeno.

Examinada al microscopio una sección transparente (lámina III, fig. 1.^a), se destaca en primer término la textura un tanto granitoide de esta roca. Como en las lerzolititas, pero en mayor grado, los granos de olivino (23) envuelven a los cristales de enstatita (21) y a los maclados de ésta y de dialaga (20-21). La corrosión de los bordes de los trozos de piroxeno se acentúa más todavía que en las lerzolititas, y es frecuente la intromisión del olivino y del feldespatito dentro de la enstatita, como se ve en la parte inferior izquierda de la fotografía. Hay cierta tendencia a la división en cristales grandes y pasta envolvente, con visos a la textura porfiroide, textura que se acentúa mucho más en las noritas del segundo grupo, pero que ya se inicia en éstas. Los cristales grandes son aquí los piroxenos, y la pasta el conjunto, siempre cristalino, formado por la mezcla de trozos pequeños de olivino y anortita (8), consolidados con independencia unos de otros. Compárese esta fotografía con las de dunitas, harzburgitas y lerzolititas, y se notarán las diferencias de textura.

El olivino no se presenta nunca en trozos grandes, y si en granos pequeños, más o menos redondeados, que tienden a localizarse en la pasta envolvente, pero que a veces penetran en el interior de los piroxenos, formando a modo de nidos de bastante tamaño. Sus propiedades ópticas son las mismas que en las rocas más básicas ya estudiadas.

La enstatita, la broncita, cuando existe, y las maclas de dialaga y enstatita, no se diferencian tampoco ópticamente de las que entran a formar parte de las lerzolititas. La dialaga en trozos aislados es rara; pero se encuentra a veces con sus constantes ópticas características y sus inclusiones de talco según h^1 , tales y como las hemos ya descrito. No quedan, pues, como minerales a describir ahora, más que la anortita, el labrador, que se presenta a veces, y el pleonasto. La biotita, que aparece accidentalmente en estas rocas, la describiremos en el tipo siguiente.

Noritas normales.- Caracteres ópticos.

Olivino.

Enstatita y broncita.- Dialaga.

Anortita (lám. III, fig. 1.^a) (8), $\text{Ca}^2\text{Al}^1\text{SiO}^4\text{O}^{16}$. — Silicato doble de alúmina y cal; el feldespato triclinico (plagioclasa) más básico de la serie que empieza en la albita.

Norita normal. Anortita.

Se presenta en estas noritas en cristales aislados, independientes de los demás minerales (uno de los caracteres que diferencian a estas noritas de las del tipo siguiente), sin caras cristalinas bien marcadas, con contornos irregulares y con los caracteres propios de la especie bien acentuados. En sección transparente, con luz natural, es perfectamente incolora. La superficie es lisa, sin granulaciones ni chagrinado, lo cual sirve para distinguirla en seguida del olivino y los piroxenos. Los trozos, siempre muy pequeños, recogidos en las arenas de los ríos son también irregulares, incoloros y semitransparentes. Nunca es dicroica.

El índice de refracción mayor que hemos medido no excede de la cifra 1,561, que, como se ve, es bastante inferior a los del olivino y piroxenos. Esto trae como consecuencia la diferencia del aspecto superficial que acabamos de señalar. El método de Becke es perfectamente aplicable en este caso para la determinación aproximada del índice.

Anortita. Índice.

La birrefracción máxima $n_z - n_p$ que hemos medido, ha sido 0,013, un poco mayor que la 0,012 medida por los señores Michel Levy y Bergeron, pero muy pequeña de todos modos. Los tonos de polarización son, pues, bajos, comprendidos entre el gris claro y el amarillo tenue del primer orden (véase la fig. 1.^a de la lám. III). Este último tono es, sin embargo, el más alto que hemos tenido ocasión de observar en los feldespatos de la Serranía. La ortosa, oligoclasa y labrador, que estudiaremos después, nunca pasan del gris claro.

Birrefracción.

Los cruceros fáciles según p y g^1 se encuentran algunas veces, pero no siempre. En cristales cortados según p , que presentaban bien claras las trazas de los cruceros g^1 , hemos podido medir el ángulo de la dirección de extinción con dichas trazas. Las cifras obtenidas oscilan entre 37 y 36 grados, que es el correspondiente a la anortita (1).

Cruceros.

(1) La diferenciación óptica de las diversas plagioclasas entre sí es uno de los problemas más difíciles de la petrografía. Monsieur A. Mi-

Pero el mejor carácter para la identificación de este feldespato y de los demás que se encuentran en las rocas de la Serranía, es el de la medida del ángulo que forman las direcciones de extinción de las dos series de laminillas hemitrópicas de la macla por la ley de la albita, y los caracteres especiales que esta macla y la de la periclina presentan en cada feldespato. Sabido es que los feldespatos triclinicos se maclan de muchas maneras, pero principalmente de dos: por la ley de la albita y por la ley de la periclina. En la primera los cristales individuales se unen entre sí por la clinopinacoide g^1 , después de haber girado uno de ellos 180 grados alrededor de un eje perpendicular a dicha cara. En la macla de la periclina la cara de unión es la sección romboidal del prisma triclinico, sección que se aproxima mucho en su posición a la de la cara p , pues sabido es que el ángulo entre p y g^1 en los feldespatos triclinicos, si bien no es recto (en cuyo caso serian monoclinicos), se aproxima bastante a un recto, pues oscila entre 93 y 94 grados. Cada cristal ha girado respecto a sus contiguos un ángulo de 180 grados alrededor de un eje perpendicular a g^1 , lo mismo que en la macla por la ley de la albita. Se diferencian, pues, una de otra solamente en la cara de asociación, que en la ley de la albita es g^1 , y en la

Ángulo de extinción de las maclas.

Michel Levy desarrolla este problema en un libro titulado *Détermination des feldespaths*. Todos los autores de petrografía dedican a él capítulos extensos. Desgraciadamente, en el estudio de la Serranía se tropieza con la dificultad de que sólo en pocas y determinadas rocas se encuentran cristales de feldespatos triclinicos lo suficientemente grandes y bien terminados para que los procedimientos de determinación sean aplicables. No se puede echar mano en la generalidad de los casos sino de muy pocos caracteres ópticos, el principal de los cuales se basa en la extinción de las maclas. Buena prueba de ello es que el mismo Michel Levy, al estudiar las rocas de la Serranía, se vale siempre de este carácter, y a veces de él sólo, para la identificación del feldespato. Esto mismo hemos tenido que hacer nosotros. No citaremos aquí un método especial que se nos ha ocurrido, basado en la acción de la luz ultravioleta sobre las substancias ricas en cal, porque su aplicación exige una instalación complicada y muy cara y una técnica nada fácil. El lector puede verlo someramente descrito al final de nuestra conferencia *Aplicaciones de la luz ultravioleta a la investigación micrográfica*, dada en el Instituto de Ingenieros Civiles en febrero de 1914.

de la periclina, aproximadamente, *p*. Ambas maclas son *polisintéticas*; esto es, compuestas de varios individuos cristalinos superpuestos, con el cambio de posición indicado. Resulta así que si cortamos un trozo de feldespato triclinico en dirección aproximadamente perpendicular al plano de macla (secciones de la zona ph^1 para la ley de la albita, y secciones de la zona g^1h^1 para la de la periclina), dicho trozo aparecerá compuesto de dos series de laminillas paralelas, una más clara y otra más oscura, puesto que la una estará más lejos y la otra más cerca de su posición de extinción. (Lám. III, figura 1.^a Véanse también, para éste y otros feldespatos, las figuras 2.^a y 3.^a de esta misma lámina, y lám. VII, fig. 1.^a) Esta diferencia en la posición de extinción es característica de cada feldespato y sirve bien para determinarlos. Para ello podemos valernos tanto de un sistema de maclas como del otro; pero en el caso especial de la Serranía es preferible el de la ley de la albita, porque se encuentra con más frecuencia. Hay además aspectos *sui generis* de estas maclas peculiares a cada especie de feldespato, que, aunque no tan fijos y constantes como el ángulo de extinción, pueden servir para determinar la especie.

Concretémonos, pues, a las maclas por la ley de la albita, y veamos el procedimiento más rápido para sacar partido de ellas. Si el feldespato en cuestión presenta un solo sistema de maclas, se sabrá cuál de los dos es por los caracteres siguientes: Las maclas por la ley de la albita son más anchas y menos numerosas que las de la periclina; las primeras forman lo que podíamos llamar un *sistema de bandas*, y las segundas un *sistema de rayas*; mas cuando se encuentran los dos en un mismo trozo, se forma una cuadrícula de bandas y rayas cuyo ángulo difiere poco de un recto en las secciones de la zona ph^1 . En las secciones que coincidan con la cara g^1 , o estén muy próximas a ella, no se verá cuadrícula, y si sólo las líneas estrechas de la macla por la ley de la periclina.

Habitados ya a distinguirlas, nos fijaremos especialmente en la macla albita, y elegiremos en la preparación varias secciones que sean perpendiculares al plano de macla g^1 . La mejor manera, al menos la más práctica y más rápida, para con-

Diferencias entre las maclas por albita con las de la periclina.

Cara normal al plano de macla.

seguir esto, es fijarse en que en estas secciones la línea que separa a una macla de otra debe ser limpia, y no borrosa, y en que cuando una de las series esté extinguida, debe haber un paso brusco de obscuridad a luz entre una serie y otra, sin interposición de una banda de penumbra. Véanse, a título de ejemplo, los cristales de anortita de la figura 1.^a de la lámina III, ninguno de los cuales está cortado perpendicularmente al plano de macla, y compárense con el cristal grande, casi central, de la figura 3.^a de la misma lámina, que está cortado casi perpendicularmente a dicho plano.

Obtenidas estas secciones, midase el ángulo de extinción entre las dos series de laminillas hemitrópicas, para lo cual se llevará una de ellas a su posición de extinción, se anotará el ángulo que marque el círculo graduado de la platina, se llevará el otro sistema a su posición de extinción haciendo girar la platina, se volverá a leer el ángulo, y la diferencia de las dos lecturas nos dará el que buscamos. El mayor encontrado es el que debemos tomar como base para la determinación. Nótese que para esta operación no nos hace falta el retículo del ocular, porque no medimos ángulos con las direcciones de vibración de los nicoles, sino ángulos entre dos direcciones de vibración, contenidos ambos en el trozo de feldespato que estudiamos (1).

Este ángulo de extinción entre las dos series de laminillas hemitrópicas por la ley de la albita es característico de cada especie de plagioclasa, porque oscila para cada una de ellas entre límites muy restringidos. Los valores de estos ángulos son:

Albita.....	36	grados.
Oligoclasa.....	24	—
Andesina.....	42	—
Labrador.....	64	—
Anortita.....	90	o más.

Basándonos en lo que antecede, podemos ya definir los caracteres de las maclas de la anortita en las rocas que estamos estudiando. La macla por la ley de la albita es muy

Medida del ángulo.

Valor del ángulo en los diversos feldespatos.

Caracteres de las maclas en la anortita.

(1) Hay un medio práctico y fácil de aplicar para cerciorarnos de si

frecuente; en cambio, la de la periclina es rara, y cuando se encuentra, no suele afectar a todo el cristal, sino solamente a una de las dos series de maclas por albita; resultando así que una de las series de bandas está cuadrículada, y la otra no (1). Las láminas macladas por albita son medianamente anchas; de igual ancho en sus dos extremos unas veces, y otras estrechándose y terminando en punta en uno de ellos. El principal carácter es el ángulo de extinción entre las dos series, ángulo que excede siempre de 90 grados.

El ángulo de los ejes ópticos no lo hemos podido medir, por no haber encontrado trozos suficientemente gruesos y transparentes para el caso. Hemos podido cerciorarnos, sin embargo, de que es muy grande. Max Schuster da el valor de 110 grados para el que bisecta la dirección de índice máximo n_g . Los ejes ópticos están situados en un plano próximo a p , y la bisectriz n_g es casi paralela a la arista pg^1 . Como el ángulo que bisecta esta dirección es de 90 grados, dicho se está que es la bisectriz obtusa, y, por tanto, el mineral es de signo óptico negativo. En las secciones g^1 puede verse, en luz convergente, uno de los polos de los ejes ópticos (2).

Las extinciones respecto a los cruceros, cuando éstos son visibles, pueden aportar datos para la identificación de este feldespato. En la cara p las trazas del crucero g^1 forman con la dirección de extinción un ángulo de 37 grados, y en la cara g^1 un ángulo también de 37 grados con las trazas del crucero p . La cara más a propósito es la g^1 , porque se determina

la sección que examinamos es, efectivamente, normal al plano de macla. Si tal es el caso, la traza de este plano, o sea la línea que separa a dos laminillas, debe ser simétrica con las posiciones de extinción de éstas; en otros términos: debe ser la bisectriz del ángulo de extinción entre las dos series, cosa que puede comprobarse por medio del círculo graduado de la platina.

(1) Los Sres. Michel Levy y Bergeron hacen notar que este hecho se ha señalado ya en los gabros de Noruega.

(2) Para más detalles sobre la posición de dichos ejes en las diversas plagioclasas, véanse Iddings, *Rocks minerals*, o Michel Levy y Lacroix, *Les minéraux des roches*. No insistimos en dichos detalles, porque, por las razones antes expuestas, los feldespatos de la Serranía no se prestan bien a su observación.

Anortita.
Ejes ópticos.
Signo.

Extinción.

fácilmente por no aparecer en ella las maclas por la ley de la albita, debido a que el plano de unión de éstas es precisamente la cara g^1 .

En la norita normal los cristales de anortita no tienen inclusiones. Son limpios y aislados de los demás minerales, como se ve en la figura 1.^a de la lámina III.

La anortita se recoge con relativa facilidad, en trozos de cierto tamaño, en las arenas de los ríos de cuenca norítica, o moliendo y tamizando fragmentos de norita. Así se ha determinado su densidad, que es de 2,74.

Labrador.—En algunas noritas, muy pocas, hemos visto un feldespato cuyos caracteres difieren un tanto de la anortita. Polariza siempre en tonos grises, que no llegan nunca al amarillo claro. Las maclas por la ley de la albita son de desigual ancho, y el ángulo de extinción entre las dos series de laminillas hemitrópicas oscila entre 65 y 68 grados. Estos caracteres parecen corresponder al labrador.

Pleonasto (Mg, Fe) OAl^2O^3 .—Óxido doble, en el que uno de los radicales es aluminio, y el otro el magnesio y el hierro.

Este mineral se distingue en seguida en las noritas por su color, que en masa es negro con reflejos verdes, y también porque al partir la roca suele quedar en relieve, en forma de granitos negros, sobre los demás minerales. En sección delgada es poco trasparente (lám. IX, fig. 2.^a), y de un color verde botella obscuro en luz natural, y extinguido siempre, o sea negro y opaco, en luz polarizada, pues, como todas las espinelas, cristaliza en el sistema cúbico y es isótropo.

Se presenta en las noritas en la misma forma que la picotita, repartido irregularmente, en granos que rara vez tienen forma cristalina, y en proporción que no excede del 2 al 3 por 100 del de los demás minerales componentes. Lo hemos visto a veces asociado con la picotita en la misma preparación.

Son frecuentes en los fragmentos de pleonasto las trazas de los cruceros octaédricos rellenos de una substancia negra y opaca (lám. IX, fig. 2.^a): algo semejante a lo ya observado en la picotita. Ambos minerales se distinguen bien entre si

Densidad.

Composición
y caracteres.

por su color, y también por la diferencia de su aspecto superficial, mucho más granudo (achagrinado) en la picotita que en el pleonasto, como se ve comparando las figuras 1.^a y 2.^a de la lámina IX. Corresponde esta diferencia de aspecto a la de los índices de refracción. El del pleonasto es 1,70, y el de la picotita 1,76, como ya se ha dicho. Este carácter puede servir para separar los granos de uno y otro mineral que quedan como residuo del lavado de las arenas en el fondo de la batea, y que, por ser casi opacos ambos, no se diferencian bien por el color. Además, los granos de pleonasto no tienen nunca ese ligero brillo metálico que tienen los de picotita y cromita. Nunca es magnético. Su densidad es de 3,66.

Hay en la Serranía, como después veremos, otra espinela muy semejante a ésta, que debe considerarse también como pleonasto, que abunda mucho en las calizas metamórficas. Dicen los autores franceses haber encontrado a veces en la misma roca asociaciones de cromita y picotita de una parte, y de pleonasto y hercinita de otra. Respecto a la primera, ya hemos señalado su existencia en las harzburgitas; pero nunca hemos encontrado cromita asociada con la picotita, ni en las lertzolitas ni en las noritas. En cuanto a la hercinita (FeOAl^2O^3), no podemos afirmar si existe o no, porque en sección delgada es también de color verde oscuro, y su densidad (1) difiere poco de la del pleonasto. Basándonos en el índice de refracción, que, según los autores, es de 1,749, hemos buscado en las noritas la presencia de un mineral verde de mayor índice que el pleonasto (casi igual al de la picotita), para, una vez encontrado, poderlo aislar y estudiar. No lo hemos conseguido: al contrario, todas las espinelas verdes halladas en las noritas se caracterizan por un índice de refracción excepcionalmente bajo dentro del grupo espinélicas, y, como consecuencia, por el aspecto superficial ya indicado y representado en la fotografía lámina IV, figura 2.^a

Hemos comprobado en el pleonasto de las noritas las inclusiones gaseosas en forma de poros octaédricos señaladas por los Sres. Michel Levy y Bergeron. También hemos tenido

(1) Según Michel Levy y Lacroix, esta densidad es 3,94.

Otras espinelas.

ocasión de ver algunos trozos redondos de olivino encerrados en los cristales de pleonasto.

Segundo tipo. *Norita porfiroide* (lám. II, fig. 3.^a).—Los mismos minerales que componen a las noritas normales, salvo que la espinela es siempre el pleonasto, nunca la picotita, y que a veces hay algo de biotita como mineral accesorio. Enorme desarrollo de los cristales de piroxenos maclados. Forma especial de los feldespatos.

Sobre el terreno se distinguen en seguida estas noritas de las normales por su aspecto exageradamente porfiroide. El color de la pasta o magma es pardo amarillento, su brillo vítreo muy marcado, y está salpicada de puntitos negros de pleonasto, cuyo mineral entra en estas noritas en proporción bastante mayor que en las normales. Esta pasta engloba grandes cristales (algunos de más de un centímetro) de dialaga maclada con enstatita y de dialaga y enstatita aisladas, que resaltan sobre la pasta por su color verde o verde amarillento.

Estos caracteres, sin embargo, no serían suficientes para separar a estas rocas de las anteriores, a no ser porque a ellos se suma otro muy particular referente al feldespato. Si se examina la fotografía (lám. II, fig. 3.^a), se verá que todos los trozos de pleonasto (28) que en ella existen están rodeados de una aureola de color blanco o agrisado, formada por un mosaico de cristales pequeños de feldespato. Este hecho es general: puede afirmarse que no se encontrará en las rocas de este tipo un solo trozo de pleonasto sin su correspondiente aureola feldespástica. Unas veces tiene ésta tan poco espesor, que apenas dibuja un borde blanco difuso alrededor de la espinela; otras, por el contrario, es muy ancha, con sus trozos cristalinos bien visibles, y el grano de pleonasto que envuelven es pequeño y un tanto redondeado en sus ángulos. Son frecuentes también los trozos de feldespato de esa forma irregular que recuerda a la del pleonasto, en cuyo centro no se ve grano ninguno de este último. Parece entonces como si el trozo de espinela entero se hubiese transformado en feldespato. El marcado (8) en la fotografía es de esta clase.

Composición y caracteres.

Norita porfiroide.—Carácter del feldespato.

Todo esto, unido al aspecto mismo del fenómeno, parece indicar una epigenesis del pleonasto en feldespato. Cabe perfectamente suponerlo así. Los elementos alúmina y cal de este último puede suministrarlos el pleonasto sometido a la acción de un agente hidrotermal enérgico. Esto nos llevaría a admitir la preexistencia de la espinela al feldespato, hecho que concuerda con el orden de consolidación de los minerales de las peridotitas, y también con la posición siempre marginal que estas noritas ocupan en las masas eruptivas, pues la emergencia de mineralizadores se debe verificar de preferencia por las soluciones de continuidad de dichas masas, y es más probable que las haya en los bordes, en el contacto con las rocas de la caja, que en el centro macizo y compacto de la masa hipogénica. Por otra parte, es cosa harto sabida que la composición química de un mineralizador debe estar y está en relación con la de las rocas que atraviesa, y no debemos olvidar que las de la caja que envuelve a la roca hipogénica son rocas estratocristalinas ricas en feldespatos, y, por consiguiente, en alúmina y cal. Así como los gneises y micacitas estratocristalinas se cargan de minerales ferromagnesianos en las proximidades de las peridotitas, éstas deben cargarse, a su vez, de minerales más ácidos procedentes de aquéllos, y la reacción mutua de unas y otros debe manifestarse de alguna manera.

La coincidencia de esta epigenesis con la exageración del tipo porfiroide no debe extrañarnos sobremedida. En primer lugar, esta textura es consecuencia lógica del orden general de distribución de las peridotitas. Ya hemos dicho repetidas veces que las rocas ricas en piroxeno tienden a concentrarse en el borde de las masas eruptivas, y natural es, por tanto, que éstas, tan ricas en aquél, estén situadas en el extremo mismo de este borde. Así sucede, en efecto: el ejemplar fotografiado en la lámina II, figura 3.^a, procede de un punto situado a 85 metros del contacto entre las peridotitas de Sierra Parda y el estratocristalino (gneis) del arroyo de Gaimón. Ejemplares idénticos se han recogido en la cuenca superior del Guadalmanza, en el contacto con los gneises y micacitas de las lomas de Haldón, y en otros parajes del borde Norte de la

Hipótesis
sobre la epi-
genesis.

masa principal, situados siempre, o en el contacto mismo, o a pocos metros de él. En segundo lugar, una roca como ésta, de textura tan porfiroide y cuya pasta no es vítrea, sino finamente granuda, es siempre una roca de poca cohesión, susceptible de dar paso fácilmente a mineralizadores líquidos o gaseosos. Hay, pues, dos causas, la posición sobre el terreno y la textura, que contribuyen a explicar este curioso fenómeno de epigenesis entre dos minerales tan diferentes como el pleonasto y el feldespato (1).

Este último es la anortita, y presenta todos los caracteres ópticos que hemos descrito al tratar de ella. Además de los cristales envolventes del pleonasto, existen otros muchos, siempre pequeños, sin relación alguna con éste, que, en unión de los granos de olivino y de algunos de piroxeno, forman lo que hemos llamado *pasta* de la roca.

En los grandes cristales de piroxeno se nota una corrosión de los bordes mayor que la observada en las rocas anteriores, y cierta tendencia en los minerales de la pasta a penetrar por los planos de crucero de la dialaga; hechos que vamos a ver confirmados y considerablemente acentuados en la roca siguiente.

La biotita (mica ferromagnesianas) se encuentra algunas veces en las preparaciones de esta roca; pero siempre en cantidad muy pequeña y a título de mineral accesorio. Se localiza en la pasta, mezclándose en forma de laminillas aisladas con los cristales de olivino, de los que se distingue en seguida por su índice de refracción menor (superficie lisa, no achagrinada) y por su marcado dicroísmo. La pequeñez de sus trozos en esta roca ha dificultado el estudio de sus caracteres

(1) Don José Mac-Pherson ha encontrado esta roca en un canto aislado (no *in situ*) procedente de las proximidades del puerto del Pino, en el camino de Igualeja a Estepona. Guiados por este dato, hemos tenido la suerte de encontrar el crestón de donde probablemente procedería el canto hallado por Mac-Pherson. Está situado en la ladera Norte del cerro de la Cebada (véase el mapa), y, como siempre, muy cerca del contacto con el gneis. Mac-Pherson describe muy bien esta roca (*Rocas de la Serranía de Ronda*, pág. 27), y se fija (pág. 30) en el curioso fenómeno de epigenesis del pleonasto, atribuyéndolo a una reacción mutua entre éste y el piroxeno.

Norita porfiroide -- Anortita.

Piroxenos.

Biotita.

ópticos, que hemos hecho valiéndonos de las noritas del tercer tipo, en las que abunda mucho este mineral.

Norita metamórfica (lám. III, figs. 2.^a y 3.^a).—Compuesta de piroxeno ortorrómbico, labrador, biotita y espinela; y como minerales accesorios, cuarzo, silimanita, esfena, un mineral cloritoso, zircón y magnetita. Sin olivino. Esto último nos ha hecho dudar sobre si debíamos incluir esa roca en la sección de las peridotitas; pero su indudable analogía con las anteriores y su situación sobre el terreno nos han decidido por la afirmativa, siguiendo el mismo criterio que con las piroxenitas de los dos primeros grupos, que a veces tampoco contienen olivino.

La característica de esta roca es presentar signos evidentes de un metamorfismo enérgico. Los minerales están entremezclados unos con otros, corroyéndose mutuamente, con numerosísimas inclusiones, en las que a primera vista no parece notarse orden de prioridad. La textura especialísima de esta roca concuerda en todo con la que Sauer y Salomon llaman *de contacto*, en su variedad *alveolar*. Los minerales dominantes están redondeados, descompuestos en sus bordes, esponjosos, perforados a modo de una criba, y llenos de grandes inclusiones de otros minerales. Los granos que forman la pasta se agrupan en mosaicos irregulares que envuelven a cristales mayores, penetrando en ellos por muchos puntos. El nombre de *textura en alvéolos o en panal* se adapta, pues, muy bien a lo que muestra esta roca.

Se localiza en los bordes de las masas peridóticas, y sólo en aquellos parajes donde los fenómenos de metamorfismo han sido excepcionalmente enérgicos. Por ejemplo: en los alrededores del puerto de Ojén, en el contacto de las peridotitas con las calizas dolomíticas del cerro de la Fonfría, y entre las rocas de la caja de la bolsa de magnetita de Estepona. Parecen estar estas noritas en cierta relación con las calizas dolomíticas y dolomías estratocristalinas que alternan con los gneíses, pues nunca las hemos encontrado en los contactos, donde sólo había gneis y faltaba la dolomía; pero este dato no debe considerarse como definitivo, pues tal vez un recorrido más minucioso de los contactos exclusi-

Composición.

Caracteres.

Norita metamórfica —
Situación
Aspecto.
Densidad.

vamente gnéisicos daría por resultado encontrarlas también en ellos.

La roca en masa tiene un aspecto abigarrado distinto de las estudiadas hasta ahora. Es de fractura muy irregular, blanda, de color gris oscuro salpicado de puntos rojizos. Su densidad es de 2,7 a 2,8.

En sección transparente (lám. III, figs. 2.^a y 3.^a) muestra la textura ya descrita y la original agrupación de los minerales, cada uno de los cuales merece descripción separada.

Piroxeno ortorrómbico (22). - Pertenece a la variedad *broncita*. Polariza en tonos más altos que la enstatita, es ligeramente dicróico, y muestra cierta tendencia a transformarse en fibroso. La extinción es rigurosamente recta respecto a la dirección de estas fibras. Se ven casi siempre fracturas transversales irregulares y próximamente paralelas. Los trozos de broncita son grandes (uno a tres milímetros), sin caras cristalinias, con los bordes muy festoneados, y rellenos parcialmente por minerales varios. Predomina en ellos una orientación regular, y es frecuente el caso de que todos los de cada preparación estén orientados de la misma manera. En las secciones basales los cruceros *mm* se cortan bajo ángulos casi rectos, formándose esa cuadrícula tan característica de los piroxenos; esto, y la extinción siempre paralela al eje vertical, son los dos caracteres que nos han llevado a clasificarlo como broncita.

Posteriormente a su consolidación, han sufrido los trozos de broncita dos modificaciones intensas. La primera ha sido su parcial destrucción y epigenización por la biotita; la segunda es un comienzo de transformación en el anfíbol monoclinico, verde y fibroso, llamado uralita, dando lugar al fenómeno conocido con el nombre de *uralitización*.

La primera modificación aludida se ve en la figura 3.^a, lámina III. El cristal de piroxeno está transformado en parte en biotita, la cual lo ha epigenizado, de preferencia a lo largo de los cruceros y en los bordes. Este fenómeno se ve mejor separando al analizador del microscopio, porque entonces resaltan fácilmente sobre la masa incolora del piroxeno el tono pardo rojizo de la biotita y su fuerte dicroismo. Hay si-

Caracteres ópticos.

Norita metamórfica.
Epigenesis del piroxeno en biotita

tios donde la epigenesis puede seguirse paso a paso desde un trozo de biotita pura a uno de broncita, por el intermedio de una aureola de transformación progresiva. En otros sitios la epigenesis es casi total, y se ve un trozo de biotita englobando a uno pequeño de piroxeno semidescompuesto, resto del cristal primitivo. Por último, hay también trozos grandes de biotita, con todos sus caracteres ópticos y mineralógicos bien marcados, que no parecen ser de segunda formación, sino más bien representantes de los que primitivamente componían esta roca.

La uralitización del piroxeno se pone de manifiesto por los colores de polarización elevados que a veces toma (lámina III, fig. 2.^a, 22), y que llegan en ocasiones hasta el azul intenso. También por la acentuación de la textura fibrosa. Son fáciles de observar todos los tránsitos entre la broncita y la uralita: desde cristales parcialmente uralitizados, como el de la figura 2.^a, en cuyo interior quedan todavía fibras de broncita, hasta otros de uralita pura, formados de delgadísimas hebras de este mineral, como los fotografiados en la figura 5.^a de la lámina X (1). Es curioso el hecho de que la extinción recta de la broncita no cambia hasta tanto que la transformación no es completa. Así, pues, el trozo de color de polarización azul de la figura 2.^a, lámina III, se extingue todavía paralelamente al eje vertical, a pesar de sus evidentes signos de uralitización. El ángulo de extinción con dicho eje va acentuándose progresivamente hasta llegar al típico de la uralita, que es de 15 a 16 grados, cuando la transformación es total.

En este caso las agrupaciones de piroxeno presentan el aspecto reproducido en la figura 5.^a de la lámina X. La textura fibrosa fina es característica, y sus fibras se alinean a veces dentro del primitivo cristal de broncita con marcado paralelismo, conservándose casi intacta la forma original de dicho cristal y viéndose todavía la traza sinuosa de los cruces *mm*. Otras veces se esparcen a través de la roca, entre-

(1) Para observar este último proceso de la epigenesis es preciso tallar los trozos más descompuestos de la roca, los más deleznales, en los que al mismo tiempo se acentúa el color rojizo.

Uralitiza-
ción.

cruzándose en todos sentidos. Otras, por último, toman cierta orientación radial, agrupándose en unas a modo de rosetas que recuerdan a la actinolita (1). En la citada fotografía pueden verse ejemplos de estas varias agrupaciones.

La uralita es ligeramente dicroica. Su índice de refracción es más bajo que el de la broncita (estimado por el método de Becke), y polariza en colores muy vivos, comprendidos entre el amarillo rojizo y el verde del segundo orden. La extinción, como ya hemos dicho, se verifica en un ángulo de 15 a 16 grados, con la dirección de las fibras, o sea con la del eje vertical.

Nos encontramos aquí con una duda que creemos deber señalar. Los autores de petrografía hablan de la uralitización como de una epigenesis peculiar a los piroxenos monoclinicos (augita, dialaga, etc.); pero no indican si existe o no en los ortorrómbicos, como la broncita. Ante esto, hemos hecho lo posible por identificar bien el piroxeno de nuestra roca, y sólo después de haber comprobado muchas veces que en ninguna de nuestras preparaciones existen piroxenos cuya extinción no sea recta, nos hemos atrevido a afirmar que el tal piroxeno es ortorrómbico. Media también la coincidencia, por cierto extraña, de no haber encontrado en estas noritas esos trozos maclados de enstatita y dialaga, tan frecuentes en los dos tipos anteriores. No era, pues, fácil la confusión. Por otra parte, el mineral resultante de la metamorfosis no hay duda es la uralita, o por lo menos uno de esos anfíboles monoclinicos fibrosos (actinolita, libiolita, etc.), casi imposibles de diferenciar en rocas tan complejas como éstas, pero cuyos caracteres ópticos y composición química difieren poco. Resulta, pues, de nuestras observaciones que puede, efectivamente, darse el caso de que un piroxeno ortorrómbico ferromagnésico sin alúmina se transforme en un anfíbol monoclinico, en cuya composición es muy probable que tampoco entre este álcali (2), pues la fórmula de la uralita es $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe})^{2+}(\text{SiO}_3)^{-1}$,

Duda sobre
la uralitiza-
ción de la
broncita

(1) Otra variedad de anfíbol monoclinico, que describiremos más adelante.

(2) No hemos podido extraer de la roca trozos de uralita lo bastante grandes y puros para poder hacer de ellos un análisis.

y el calcio, cuerpo no contenido en el piroxeno, puede haber sido aportado por el agente mineralizador que indudablemente ha actuado sobre esta roca. Emitimos, sin embargo, esta opinión con cierta reserva.

Biotita.—La mica ferromagnésiana de este nombre tiene por fórmula $(\text{H}^2, \text{K}^2)\text{O}, (\text{Al}^2, \text{Fe}^2)\text{O}^3, 2(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}, 3\text{SiO}^2$. Es, pues, un silicato hidratado de alúmina y potasa, con magnesia y hierro. Es la más importante, por su abundancia, en el grupo llamado de las *micas negras*, para distinguirlo del que tiene por representante a la *muscovita*, y que está exento de hierro y magnesia. Como es la primera vez que encontramos este mineral, y como sus caracteres pueden estudiarse muy bien en esta roca, expondremos ahora cuáles son éstos, adelantando que en las demás rocas en que se encuentra (granulitas, gneises, etc.) presenta los mismos. El lector podrá ayudarse en esta descripción examinando las figuras 1.^a y 6.^a de la lámina XIV y la 2.^a de la lámina XV, en las cuales hay trozos de este mineral. La última muestra bien algunos de estos caracteres. También las dos fotografías de anfibolitas de la lámina V pueden servir para estudiar la biotita, porque en ellas abunda mucho este mineral; y como la una está tomada con luz natural y la otra con polarizada, pueden verse las diferencias, teniendo en cuenta, sobre todo, que los planos de vibración de los nicoles son paralelos a los lados de la fotografía. La figura 2.^a de la lámina XV representa también biotita con inclusiones de rutilo.

La biotita es un mineral muy fácil de distinguir. Es monoclínica; pero se aproxima mucho a la forma ortorrómbica, pues el ángulo de la base p con la cara m del prisma primitivo es de $81^\circ 17'$, y difiere, por consiguiente, poco de un recto; el de p con la clinopinacoide g^1 es rigurosamente recto. Tiene un crucero muy marcado según p , y presenta en él un brillo micáceo característico que hace a las laminillas de mica, hendidas según este crucero, inconfundibles con cualquier otro mineral, salvo el talco. Suele maclarse la biotita según este mismo plano p , apilándose las láminas unas sobre otras, con penetración mutua.

En esta roca y en las demás que la contienen se presenta

Composición.

Caracteres cristalográficos.

en láminas delgadas, brillantes, de color negro o pardo muy obscuro, unas veces orientadas con arreglo a ciertas direcciones (gneises), otras distribuidas irregularmente, o agrupándose con preferencia alrededor de otros minerales, como en las noritas que estamos estudiando.

En sección transparente se distingue en seguida por su forma y por su dicroísmo. La forma, cuando la sección es basal o próximamente basal, es redondeada o vagamente exagonal, debida esta última a la combinación de las caras mm con la clinopinacoide g^1 . En las secciones inclinadas sobre la base se ven siempre muy marcadas las trazas de los cruceros según ésta; trazas que serán más o menos finas y limpias, según que la inclinación sea mayor o menor. El color en luz natural es ligeramente amarillo, y varia, si la luz incidente está polarizada, desde el amarillo rosado al pardo rojizo intenso. Para observar este dicroísmo tan marcado, quítese el analizador, y hágase girar la platina de manera que el plano de vibración del polarizador coincida sucesivamente con las dos direcciones principales del trozo de biotita. En todas las secciones se verá el dicroísmo; pero son preferibles, por ser éste más enérgico, las cortadas perpendicularmente a la base, o sea las que muestran muy limpias las trazas de los cruceros p . Estas secciones son de color pardo rojizo intenso cuando el plano de vibración de la luz incidente es paralelo a los cruceros p , y de color amarillo claro, casi incoloras, cuando es perpendicular.

El índice de refracción máximo que hemos medido es 1,586, o sea un poco mayor que el del cuarzo, y sensiblemente menor que el del olivino y los piroxenos. La superficie es lisa, sin achagrinado, y, por tanto, se distingue fácilmente de la de los dos minerales citados.

La birrefracción $n_g - n_p$ es bastante elevada, pues alcanza la cifra 0,058 en algunas de las procedentes de los gneises. En la de la roca que nos ocupa es, próximamente, 0,05. Los colores de polarización son, por tanto, muy altos; pero están parcialmente enmascarados por el color propio de la biotita y por su dicroísmo. Así, pues, cuando se hace girar la platina entre los nicoles cruzados, el tono de polarización oscila en-

Biotita. Caracteres ópticos

Índice.

Birrefracción.

tre el pardo claro y el obscuro, y esto en las secciones de birefracción máxima, que son las paralelas a g^1 ; carácter que distingue a la biotita de la muscovita (mica blanca), como veremos al estudiar ésta. Las secciones basales están extinguidas, o casi extinguidas, en todas las posiciones de la platina, y esto depende de que la biotita de todas las rocas de la Serranía pertenece a la variedad en la que los ejes ópticos están en el plano g^1 (1). Además, el ángulo de estos ejes es muy pequeño (el mayor que hemos medido ha sido tan sólo de ocho grados); y como la bisectriz es perpendicular a la base, resulta que las secciones paralelas a ésta se comportan entre los nicoles cruzados casi del mismo modo que las de los minerales uniáxicos, que están constantemente extinguidos en todas las posiciones de la platina (2). Esta situación de los ejes ópticos y su pequeño ángulo se comprueban bien alumbrando una de estas secciones basales con luz convergente. Se ve entonces en el centro del campo una cruz negra casi perfecta, que sólo se diferencia de la de los minerales uniáxicos en que sus dos brazos se separan un poco en el centro. Alrededor de esta cruz se ve una figura de interferencia completa y muy bella.

La bisectriz aguda, casi perpendicular a la base, como acabamos de decir, es de signo óptico negativo; esto es, coincide con la dirección de menor índice n_p , o sea de mayor elasticidad óptica.

De lo que antecede se deduce que en las secciones perpendiculares a la base, que muestran bien claras las trazas de los cruceros p , la extinción se verificará cuando los hilos del retículo (secciones de los nicoles) coincidan con dichas trazas.

La biotita se suele alterar de un modo *sui géneris*, que

(1) Hay otra variedad de biotita, llamada *anomita*, en la que los ejes ópticos están en un plano perpendicular a g^1 . Esta variedad no la hemos encontrado en la Serranía.

(2) En las micas es muy fácil obtener una sección basal. Si no la hay en la preparación, se busca en la roca misma una laminilla brillante, y se la separa con la punta de un cortaplumas. El crucero p es tan fácil, que en la inmensa mayoría de los casos el mineral se rompe por él.

Biotita.
Ejes ópticos.

Signo óptico.

Extinción

Alteración.

consiste en una decoloración que comienza en los bordes y avanza hacia el centro, acompañada de disminución progresiva del dicroísmo. Cuando la alteración es total, el trozo incoloro y no dicroico que resulta puede confundirse con la muscovita. Se diferencia, sin embargo, de ésta en sus colores de polarización menos intensos, y en la proximidad de los ejes ópticos, que subsiste, a pesar de la alteración. Cuando ésta es mayor todavía, se forma clorita, con sus caracteres ópticos propios y su tendencia a formar palmas y esferolitos. Otras veces se descompone en un agregado confuso de clorita y carbonatos, en el que se ven algunas agujas de rutilo. Estos últimos los describiremos al tratar de los minerales accesorios de los gneises.

En las rocas de la Serranía contiene la biotita inclusiones sólidas de diversa índole, que corresponden a la composición mineralógica de la roca. Las iremos enumerando a medida que estudiemos éstas. En la norita que nos ocupa ya hemos dicho que hay biotita de dos clases: una con todos los caracteres descritos bien marcados; la otra con estos caracteres un tanto atenuados por su mezcla con el piroxeno. Esta última contiene siempre inclusiones de éste, lo cual prueba una vez más la epigenesis de que procede. Contiene además la biotita inclusiones de anortita, esfena y zircón.

La circunstancia de envolver la mica a los cristales de piroxeno, y la de haber penetrado a veces por sus planos de crucero, nos confirma también en la idea de un aporte posterior a la formación del piroxeno, cuando éste estaba ya consolidado, hecho por un mineralizador líquido o gaseoso que contenía parte de los elementos alcalinos existentes en la roca actual. Esto lo vemos confirmado por la manera de presentarse de los demás minerales que vamos a describir.

Labrador (lám. III, figs. 2.^a y 3.^a) (7).—Se presenta en grandes trazos maclados por la ley de la albita, y tan limpios y bien caracterizados, que tal vez sean estas noritas las rocas que mejor se prestan, dentro de la Serranía, al estudio de este feldespató.

Sus caracteres han sido ya descritos al tratar del pri-

Biotita.—Inclusiones.

mer tipo de noritas. A ellos añadiremos dos peculiares a esta roca.

Es el primero su manera de asociarse al piroxeno, que se verifica por medio de una verdadera penetración del labrador en este último y rellenando sus huecos, pero conservando su orientación óptica, cual si el piroxeno no hubiese influido para nada en el feldespato. Si se examinan las dos fotografías citadas, se verá que los trozos de labrador, que a primera vista parecen como fraccionados por los de piroxeno, no lo están en realidad, y que las maclas, las direcciones de extinción y la orientación general se conservan las mismas de un extremo a otro del trozo. Este hecho es general. El piroxeno ha obrado aquí como un cuerpo inerte preexistente a la cristalización del labrador, que no ha influido sensiblemente en ésta; sin epigenesis mutua, como en el caso de la biotita.

El segundo carácter especial que el feldespato presenta en esta roca es la textura marcadamente zonar de algunos de sus trozos. Consiste ésta en mostrar zonas concéntricas con distintas orientaciones ópticas unas de otras. Estas diferencias son a veces tan bruscas, que la sección de labrador parece formada de bandas poligonales paralelas de distinto tono de polarización; algo así como los trozos de ágata cuando se los pulimenta. Otras veces la orientación óptica va cambiando gradualmente de la periferia al centro, y, al girar la platina, se ve una banda poligonal de sombra que camina del exterior al interior, o viceversa. Depende este fenómeno de una diferencia de composición química entre las partes centrales del trozo y las marginales, siendo más cálcicas las primeras que las segundas. Suele indicar una consolidación lenta: continua, cuando el cambio de orientación óptica es gradual; interrumpida, cuando es brusco.

Las maclas por la ley de la albita son limpias, regulares y de desigual ancho; más numerosas en un mismo cristal que las de la anortita. La macla de la periclina es poco frecuente. El color de polarización no pasa nunca del gris. El ángulo de extinción entre las dos series de laminillas hemitrópicas de la macla por la ley de la albita oscila entre 56 a 58 grados, lo

Labrador.—
Su penetración en el piroxeno.

Textura zonar.

Maclas.

que coloca a este feldespato entre la andesina y el labrador, pero muy cerca de este último (1).

Se ven dentro de los trozos grandes de feldespato inclusiones de diversas clases: desde luego, las de piroxeno, ya citadas; algunas de mica en laminillas regulares, que parecen indicar una consolidación simultánea, porque los bordes respectivos están intactos y limpios, sin señal de corrosión o metamorfosis; trozos pequeños de cuarzo, granos de magnetita y algunas agujas largas que parecen rutilo.

Cuarzo.—Se presenta en manchas de tamaño grande (0,5 a 0,8 milímetros), de contornos irregulares, en mosaicos granitoides de segunda consolidación, envolviendo a los demás minerales, a los que corroe en parte. Presenta con frecuencia el fenómeno de extinción irregular, y contiene muchas inclusiones líquidas con burbuja móvil y algunas sólidas en forma de agujas y con fracturas transversales, que se extinguen simultáneamente con el cristal de cuarzo y que parecen ser de silimanita. Los colores de polarización son bajos y no pasan nunca de los tonos grises. El índice de refracción, que es también bajo (1,545), trae como consecuencia una superficie muy lisa, que distingue en seguida al cuarzo de los demás minerales. En los casos de duda, como, por ejemplo, cuando un trozo de cuarzo está contiguo a uno de labrador sin maclas, o cortado en tal dirección que éstas no se vean, el método de Becke sirve para distinguirlos con facilidad (2).

Espinela.—Es siempre la picotita, y no el pleonasto, como en los dos tipos anteriores. Escasa, y en granos irregulares pardo rojizos. Sin aureolas de feldespato.

Zircón ($ZrSiO_4$).—Silicato de óxido de zirconio. Se presenta en granos redondeados de un índice de refracción tan alto (1,95), que la luz, al atravesarlos, forma alrededor de ellos una aureola negra. Esto, y la birrefracción, también muy

(1) Véase el cuadro de extinciones (pág. 209).

(2) Tanto el cuarzo como el zircón y la esfena, la silimanita y la clorita, están mal caracterizados en esta roca, y por eso no hacemos ahora su descripción detallada, aplazándola para cuando tratemos de los gneises, granulitas y demás rocas en las que dichos minerales se presentan en abundancia.

Inclusiones.

Minerales
accesorios
de las noritas
metamórficas.

alta (0,06), que se traduce en tonos de polarización irisados en rojo y verde del cuarto orden, nos lleva a considerarlos como zircón. Su pequeñez y su escasez nos han impedido clasificarlos con certeza.

Silimanita ($\text{Al}^2\text{O}^3\text{SiO}^2$).—Suponemos sean de silimanita las agujas largas, incoloras, con fractura transversal, que hemos señalado en el cuarzo y que se encuentran también en el feldespato. Mal caracterizadas.

Esfena. CaO (SiO^2TiO^2).—En masas globulosas de color pardo, casi opacas, y sin reacción óptica entre los nicoles cruzados. Su elevado índice de refracción y su semejanza con la esfena semidescompuesta de las rocas metamórficas nos llevan a considerarla como tal. Dudosa.

Clorita.—Silicato hidratado de alúmina, hierro y magnesia. Atribuimos a la clorita, o a un producto cloritoso similar, unos esferulitos pequeños, con cruz de polarización negra, que aparecen de vez en cuando rellenando los intersticios de los minerales ya descritos. Son de color amarillo verdoso en luz natural, y polarizan en tonos azulados.

Magnetita.—En los ejemplares de esta norita recogidos cerca de la bolsada de magnetita de Estepona aparecen los minerales como salpicados de granitos negros, opacos, de este mineral. En las noritas de otras procedencias es escasa.

Los caracteres mineralógicos que anteceden, en unión de lo dicho al comienzo de la descripción de estas noritas, conduce a considerarlas como metamórficas. Es muy probable que la roca primitiva fuese una piroxenita (broncítita) con poco o ningún olivino y tal vez algo de biotita; por más que, como nunca hemos encontrado en la Serranía piroxenitas sin alterar que contuviesen este último mineral, nos inclinamos más bien a creer que toda la mica es de segunda formación. Esta broncítita, por radicar en zonas de fractura (contactos y fallas), ha sido sometida posteriormente a su consolidación a la acción de un agente mineralizador que llevaba disueltos elementos más ácidos que los de la roca misma, bien por aportarlos de las zonas profundas, bien por haberse cargado de ellos a expensas de las rocas ácidas de la caja. La reacción de este mineralizador sobre el piroxeno y el olivino ha

Hipótesis sobre la formación de las noritas metamórficas.

podido producir la biotita, y el feldespato labrador, menos básico que la anortita, debe de haber cristalizado el último. Los minerales accesorios zircón y esfena entran casi siempre en las rocas que han sufrido metamorfismo, y su presencia en éstas se explica fácilmente. La roca se ha transformado así en una norita.

Repetimos una vez más que emitimos esta hipótesis con todo género de reservas.

Gabros.—El Comité Francés de Petrografía los define así: "Rocas compuestas de feldespatos calcosódicos y de piroxeno monoclinico, con o sin olivino o biotita. Estas rocas son, por consiguiente, menos básicas que las noritas, por substituirse en ellas el piroxeno ortorrómbico, sin alúmina, por el clinorrómbico, que la contiene. Textura holocristalina (1) granuda.," En la Serranía hay tres rocas que corresponden a esta definición: el *gabro normal* (lám. VI, fig. 1.^a), el *gabro con gabarros* (2) (lám. VI, fig. 2.^a) y el *gabro filoniano con granates* (lám. XIV, fig. 3.^a). Las tres tienen la misma composición mineralógica, que es: *dialaga*, asociada a veces con algo, muy poco, de broncita; un feldespato calcosódico, *anortita* o *labrador*; poco o ningún *olivino*, y *picotita*. En algunos gabros aparecen englobados en la pasta grandes cristales de granate con curiosas epigenesis en sus bordes (lám. XIV, fig. 3.^a), y simultáneamente algunos minerales accesorios, como la clorita. Hay otra porción de variedades comprendidas entre las dos primeras; pero, por la misma razón que invocamos al tratar de las noritas, nos ceñiremos ahora a describir las tres principales variedades:

Clasificación.

(1) Traducción de la palabra *holocrystalline*. Significa cristales individuales, consolidados independientemente unos de otros.

(2) El Diccionario de la Lengua define a *gabarro* como "nódulo de composición distinta a la de la masa de la piedra en que se encuentra encerrado.," Empleamos la palabra en este mismo sentido, salvo que por *composición* no entendemos la petrográfica, que puede ser la misma (lo es en los gabros) en el gabarro y en la roca, sino la manera de agruparse los minerales dentro de aquél. Esta palabra la empleó Mac-Person para designar esas aglomeraciones redondeadas, negras, que se ven en el granito del Guadarrama, y que abundan tanto en el pavimento de Madrid y en los zócalos de sus edificios.

“gabro normal”, “gabro con gabarros”, y “gabro filoniano con granates”.

Los gabros, sea cual fuere la variedad a que pertenezcan, se presentan asociados a las noritas, y se localizan, como éstas, en los bordes de las masas hipogénicas. Los mejores sitios para recoger ejemplares de estas rocas son: la vertiente Suroeste de Sierra Parda, en la que ambas rocas forman una aureola bien determinada de unos 200 metros de anchura; la bajada desde el puerto de la Laguna al del Estercal, en el borde Noroeste de la masa principal, donde se presentan en asomos redondeados de 15 a 20 metros de diámetro; y la cuenca del pequeño arroyo de la Ovejera, en la vertiente Oeste del cerro del Porrejón. En general, este cerro y la inmediata Sierra de Jubrique son ricos en gabros y noritas, sobre todo en las proximidades de las rocas estratocristalinas de la caja.

Gabro normal (lám. VI, fig. 1.^a).—El de la Serranía se compone de dialaga (20), labrador (7), picotita (27) y algo de olivino (23).

La roca en masa se confunde con las noritas normales. Su color tiende a ser amarillo o pardo amarillento, que contrasta con el verde de las rocas de los dos primeros grupos; el brillo es un tanto vítreo, más en los gabros con gabarros que en los normales; y la fractura es muy irregular. Se encuentran fácilmente rocas de tránsito entre noritas y gabros, en las cuales se asocia a la dialaga algo de broncita.

La densidad es próximamente la misma en ambas rocas.

Examinadas al microscopio, resalta la textura cristalina, con los elementos próximamente iguales unos a otros, sin esa tendencia que muestran las noritas hacia la textura porfiroide. Los minerales se agrupan en un mosaico de granos irregulares, sin caras cristalinas, pero bien individualizados, en los que pueden estudiarse los caracteres ópticos de cada uno.

La *dialaga* ofrece la particularidad de no presentarse maclada con la enstatita, sino en casos muy contados. Sus caracteres ópticos son los mismos que los descritos para la dialaga de las lerzolititas. A ellos podemos añadir los dos siguientes:

Situación.

Caracteres de la roca.

Caracteres ópticos.

1.º Cierta tendencia a orientarse paralelamente unos a otros, como puede observarse en la fotografía, en la que predominan con grande exceso las secciones paralelas al eje vertical, y son muy escasas las oblicuas a él.

2.º Las inclusiones de feldespato por los planos de los cruceros h^1 de la dialaga que bisectan el ángulo obtuso de los cruceros mm . Estas inclusiones están representadas en las figuras 3.^a y 4.^a de la lámina X. La figura 4.^a es una sección de la zona ph^1 , próxima a la base; la figura 3.^a es una sección también de la misma zona, pero un poco inclinada hacia g^1 . Las inclusiones en cuestión son del mismo feldespato que entra como mineral constituyente de la roca: labrador en la mayoría de los casos, y anortita por excepción en algunos. Al feldespato se asocia a veces el olivino, como se ve en uno de los ángulos de la figura 4.^a; pero este mineral rara vez penetra muy adentro, y tiende a localizarse en los bordes. Las inclusiones feldespáticas tienen siempre forma de rosario, con ensanchamientos y estrechamientos bastante regulares dentro de cada plano de crucero. En las que podríamos llamar *cuentas del rosario* el feldespato cristaliza y se macla como en los trozos grandes exteriores a la dialaga, y unos y otros tienen los mismos caracteres ópticos, salvo que los incluidos suelen presentar a veces sus bordes un tanto opacos y amorfos, debido a que se han transformado parcialmente en caolín. Esto se ve bien en la figura 3.^a Otras veces ha habido algo de epigenesis entre el feldespato y la dialaga, y los trozos de aquél se rodean de una aureola irisada, formada probablemente por una mezcla de ambos minerales. La figura 3.^a muestra este fenómeno en el punto marcado 7. El aspecto general de la roca, que no ofrece signos de un metamorfismo posterior a su formación, y los caracteres que acabamos de enumerar para el feldespato incluido, nos inducen a pensar que estas inclusiones han sido simultáneas con la consolidación primitiva de la roca, lo cual no impide que haya podido haber algo de reacción entre unos y otros minerales.

El *labrador* (lám. VI, fig. 1.^a) se presenta en estos gabros bien caracterizado, en trozos limpios, maclados por la ley de la albita, combinada muy rara vez con la de la periclina. Las

Dialaga de los gabros. Inclusiones.

Gabros normales. — Labrador.



laminillas macladas son de anchura muy desigual, pero uniformes en esta anchura de un extremo a otro del cristal, no viéndose esas terminaciones en punta, en forma de peine, tan frecuentes en la anortita. El ángulo de extinción entre las dos series de laminillas hemitrópicas es de 62 grados como máximo (secciones perpendiculares al plano de macla), y corresponde, por consiguiente, con sólo una diferencia de dos grados, con el característico del labrador. El índice de refracción máximo que hemos podido medir ha sido de 1,56, y la birrefracción $n_z - n_p$ está representada por la cifra 0,012, algo menor que la correspondiente a la anortita. Así, en preparaciones de espesor normal (0,02 a 0,025 milímetros) los colores de polarización son siempre grises, y nunca llegan al tono amarillo claro de la anortita. La predominancia de un feldespato menos cálcico y más sódico que la anortita contribuye también a dar a esta roca una composición más ácida que la de la norita.

El *olivino*, siempre muy escaso, aparece en granos pequeños, irregulares, que envuelven, en unión de los de feldespato, a los trozos de piroxeno. Sus caracteres ópticos concuerdan en todo con los del olivino de las rocas más básicas (1).

Olivino.

La *picotita* se presenta, como siempre, en pequeños trozos intercalados entre los de olivino y feldespato, y repartidos por toda la roca. Es relativamente escasa, y sus caracteres son los mismos que en las demás rocas de la serie.

Picotita.

No hemos encontrado pleonasto en los gabros.

En algunas preparaciones hemos visto algunos granos pequeños de cuarzo; pero tan escasos, que sólo podemos considerarlo como un mineral accidental, pero desde luego de primera consolidación; esto es, formado al mismo tiempo que los demás elementos, y no producido por metamorfismo posterior, como en el caso de las noritas del tercer tipo.

Gabro con gabarros (lám. VI, fig. 2.^a).—Se presentan estas rocas en forma de lentejones pequeños dentro de los ga-

Caracteres y textura.

(1) Véanse estos caracteres en la descripción del olivino de las dunitas.

bros normales, y parece como si a su vez fueran gabarros de éstos. La composición mineralógica es la misma, y sólo es distinta la textura. Es ésta la de un agregado de finísimos granos cristalinos, de tamaño uniforme, totalmente independientes unos de otros, sin magma vítreo alguno que los trabee, y que se orientan en todos sentidos. Dentro de esta masa hay concentraciones o gabarros formados por los mismos minerales que aquélla, pero de dimensiones mucho más pequeñas todavía. Tienen estos gabarros una forma muy particular que recuerda a los dibujos topográficos que se hacen para representar las montañas en los mapas (1), y la agrupación de los minerales dentro de ellos parece obedecer a un orden que contribuye a dar la forma dicha. Lo que podríamos llamar *cumbre* y *aristas* de las montañas, es de color más claro y más brillante, porque allí predomina el olivino y el feldespato; lo que dentro del gabarro equivale a las *vertientes*, es de tono más oscuro, por la mayor abundancia del piroxeno y la espinela. Todos los gabarros tienen, más o menos, esta forma y esta distribución de minerales. Los hay que apenas se señala en ellos la concentración; otros, en cambio, son casi opacos, a causa de lo muy juntos que están los granitos, y tan grandes, que llenan ellos solos el campo de la preparación.

Estos gabarros son frecuentes en los gabros de diversas localidades y en otras varias rocas, como los granitos, dioritas, etc. La estructura especial que así resulta, ha sido designada por los petrógrafos alemanes con el nombre genérico de *Schlierige Struktur*, que los franceses traducen *structure de ségrégation* o *différentiation en amas*. Parece ser uno de los resultados del proceso general de consolidación y diferenciación de los magmas, y para explicarlo se han emitido varias hipótesis, de las cuales las dos más verosímiles son:

Primera. La que supone que dentro del magma fundido se originan corrientes que conducen a la concentración local de determinados minerales que por su menor fusibilidad, o por causas externas, cristalizan con más rapidez que el resto,

Gabros con gabarros. Hipótesis sobre su textura.

(1) No encontramos comparación más exacta. El gabarro marcado *g* en la figura 2.^a de la lámina VI da idea de lo que queremos decir.

dando lugar a nódulos sólidos dentro de una masa fundida o pastosa todavía, la cual se solidifica con más lentitud. Esta hipótesis encaja bien en el proceso general de consolidación de las masas hipogénicas de la Serranía. Así como en el conjunto de éstas las rocas menos básicas se concentran en los bordes y las más básicas en el centro, y aun dentro de cada grupo hay concentraciones locales de minerales dados, como las piroxenitas, por ejemplo, puede haber también concentraciones locales mucho más pequeñas dentro de cada tipo de rocas. Admitiendo esto, los gabros de grano fino representarían un centro de concentración y consolidación rápida dentro de la masa de gabros normales, y los gabarros, un centro mucho más pequeño y de la misma naturaleza dentro de los gabros de grano fino.

La segunda hipótesis estriba en suponer dos tiempos de consolidación. El primero da lugar a la roca representada por los gabarros. Una elevación posterior de temperatura trae como consecuencia la fusión parcial de esta roca, quedando sin fundir múltiples trozos de ella. La parte fundida se consolida de nuevo cuando cesa la causa que produjo la elevación de temperatura, y al consolidarse engloba en su seno los dichos trozos sólidos. Es preciso admitir, en el caso concreto que nos ocupa, que la segunda consolidación se ha debido de verificar con más lentitud que la primera, porque los gabarros envueltos son de grano más fino que la masa envolvente (1).

No nos atrevemos a decidir categóricamente entre las dos hipótesis; pero sí repetiremos que la observación directa de lo que muestran las rocas de la Serranía inclina a optar por la primera. Véanse, por ejemplo, los dos gabarros de la figura 2.^a, lámina VI. Entre ellos y la masa cristalina que forma

(1) No detallamos más estas hipótesis, porque sería salirnos del cuadro de este libro. Por otra parte, todos los autores de petrografía las exponen por extenso, y a ellos debe acudir el lector. El tratado del profesor F. Rinne, cuya traducción francesa *Étude pratique des roches* es muy conocida en los centros de enseñanza de España, describe minuciosamente estas hipótesis y las demás relativas a la consolidación de los magmas fundidos.

el cuerpo de la roca hay una zona en la que el tamaño de los elementos va aumentando progresivamente desde los casi individualmente invisibles del gabarro hasta los del tamaño corriente en la roca, que son los de los bordes de la fotografía. Este hecho concuerda bien con la hipótesis de un centro de concentración y consolidación rápida, porque los efectos de la causa que produce ese centro no deben disminuir bruscamente a cierta distancia de él, sino irse atenuando a medida que se alejan del centro; y esto es, efectivamente, lo que se observa en la fotografía. En cambio, la hipótesis de que el gabarro sea un núcleo sólido rodeado de una masa fundida, consolidada después, traería como consecuencia un borde agudo en el gabarro, un paso brusco de sus cristales pequesísimos a los relativamente grandes del cuerpo de la roca; y esto no es lo que la fotografía muestra.

Este tránsito gradual del gabarro al cuerpo de la roca es la representación *en pequeño* de lo que en el conjunto entero de las masas hipogénicas se comprueba *en grande*, y que hemos repetido varias veces. Los gabros con gabarros se presentan en lentejones dentro de los gabros normales; y si reconocemos por medio de preparaciones sucesivas, y por el examen directo de las rocas al mismo tiempo, el borde de uno de esos lentejones, nos encontramos con el mismo tránsito gradual del grano fino de los primeros al grano grueso de los segundos. Y ya hemos dicho que en los lentejones de piroxenitas sucede lo mismo, y lo mismo también en las rocas cuyas masas no pueden ya llamarse lentejones por su enorme tamaño, como son las lertzolitas. El tránsito gradual, tanto en la composición mineralógica como en el tamaño del grano, es regla general en la Serranía. Las rocas de textura marcadamente porfiroide son excepciones raras, y cuando se presentan, vienen acompañadas de signos evidentes de la causa local que los ha producido. Buen ejemplo de ello son las noritas porfiroide y metamórfica, ya estudiadas, y la variedad granatífera de estos mismos gabros, que describiremos a continuación.

Los gabros con gabarros se distinguen en seguida, por su aspecto externo, de los gabros normales. Son rocas muy com-

pactas y de grano tan fino, que no se ve ni aun con el auxilio de la lente de bolsillo. Esto les da textura aparentemente vítrea y una fractura que tiende a concóidea. Su color es pardo rojizo, a veces tan oscuro, que parece negro. Cuando están descompuestos, toman un tono gris con manchas verdosas que corresponden a los gabarros, que dan productos cloritosos al descomponerse.

Gabro filoniano con granates.—En el arroyo de la Ovejera, del cerro del Porrejón, y en el de Rancho Frío, que nace en el puerto de la Laguna, hemos encontrado una curiosísima roca que por su composición mineralógica es un gabro, pero cuya textura difiere sensiblemente de las dos variedades anteriores (1). La dialaga es el mineral dominante, y se presenta en cristales de tamaño uniforme y algo más pequeños que los de los gabros normales; pero de vez en cuando hay un trozo grande de dialaga englobado por los demás, con los bordes corroídos y festoneados. El feldespatolabrador es escaso y se presenta en granos pequeños entremezclados con los de dialaga en la pasta de la roca. La espinela es la picotita, distribuída en la forma habitual. El olivino existe en esta roca en proporción un tanto mayor que en los gabros normales. Aparece en granos redondeados, limpios, de tamaño un poco menor que los de piroxeno, y mezclados con éstos. Hay de vez en cuando manchas semitransparentes que polarizan en tonos azulados, que corresponden a la clorita, que se forma frecuentemente en estas rocas a expensas del feldespatolabrador. Pero lo que más llama la atención en ella es la profusión de grandes cristales de granate, algunos de más de un centímetro de diámetro, que están englobados en la masa. Son notables también las aureolas que siempre los envuelven y el curioso hecho de que los cristales grandes de dialaga estén localizados inmediatamente al lado de los de granate. Es, pues, ésta una roca marcadamente porfiroide. Ofrece todavía otra particularidad en cuanto a su manera de presentarse. Es filoniana, y la

Caracteres y situación.

Su origen filoniano.

(1) Esta roca fué encontrada por primera vez por mi compañero y colaborador D. Pablo Fernández Iruegas, en el punto en que la vereda de Genalguacil al puerto de Piedras Blancas corta al arroyo de la Ovejera.

única, dentro del tipo básico, que hemos encontrado a la que pueda asignársele este origen con certeza. Dudamos en un principio de ello; pero en reconocimientos posteriores conseguimos encontrar el filón, bien caracterizado. Parte de la falda Noroeste del cerro del Porrejón, corta al arroyo de la Ovejera a 150 metros sobre la vereda que va desde Genalguacil al puerto de Peñas Blancas, pasa cerca del puerto de la Laguna, y termina en la cuenca superior del arroyo de Rancho Frío. Su dirección es de Suroeste a Nordeste, o sea próximamente paralela a la de los filones de rocas ácidas, que estudiaremos después. Es bastante sinuoso, y su anchura variable entre dos y cuatro metros. La caja la forman las harzburgitas, dunitas, lertzolitas y noritas de esa parte de la Serranía, que, como son algo más fácilmente alterables por los agentes atmosféricos que la roca filoniana, dejan a ésta frecuentemente en relieve, o sea en forma de dique, con sus hastiales de manifiesto. Aquí el tránsito de esta roca a las de la caja es brusco, como en todos los filones (1). Un sistema muy marcado de diaclasas, paralelo a los hastiales, divide a esta roca en lajas de 0,08 a 0,10 metros de espesor.

Esta roca es muy tenaz, difícil de romper, y su densidad alcanza la cifra 3,22. Es, pues, una de las rocas más densas de la serie peridótica; casi tanto como las piroxenitas.

Gabros con granates. Densidad.

En sección transparente no es incolora, o ligeramente verdosa, como casi todas las peridotitas, sino que tiene un tono violeta que conserva aun en las preparaciones más delgadas.

Como el granate se estudia bien en esta roca, y es además el mineral que más particularidades ofrece, haremos aquí su descripción general, sin perjuicio de completarla des-

(1) Pensamos en un principio establecer un grupo de rocas filonianas básicas, análogo al que hemos establecido de rocas filonianas ácidas; pero, en vista de que no hemos encontrado más roca que ésta del grupo en cuestión, hemos desistido de hacerlo por no introducir más divisiones. Es muy probable, sin embargo, que un reconocimiento muy minucioso de la Serranía diese por resultado encontrar en ella más rocas filonianas básicas. Ya hemos dicho nuestras sospechas sobre la existencia de filones de piroxenitas.

pués en las rocas estratocristalinas metamórficas, que también lo contienen, añadiendo los especiales caracteres con que en estas últimas se presenta.

Granate.—Este nombre no es patrimonio de un mineral dado, sino de un grupo de minerales que forma una serie isomorfa de éstos, con composición química muy diferente. La fórmula general de esta serie es $R_n R_m (SiO_4)_3$, en la cual el término $R_n = Ca, Mg, Fe, Mn$, y el $R_m = Al, Fe, Cr, Ti$. Son, pues, ortosilicatos complejos. Los caracteres ópticos son bastante uniformes en todas las variedades de granates, que se diferencian entre sí tan sólo por el color y por la composición química que revela el análisis, al cual hay que acudir siempre que se trata de una clasificación precisa (1). En la Serranía hemos encontrado dos variedades de granate: el *piropo* y la *almandina*. El de la roca que nos ocupa es el *piropo*, $Mg^3 Al^2 (SiO_4)_3$.

Todos los granates cristalizan en el sistema regular, y, por tanto, sus secciones están constantemente extinguidas entre los nicoles cruzados. Por esto, y para poder describir mejor los caracteres de este mineral, al tomar la fotografía 3.^a de la lámina XIV hemos hecho girar al polarizador del microscopio de modo que el ángulo de los planos principales de los nicoles sea de 82 grados en vez de 90. El granate (25) no está, por consiguiente, extinguido del todo, y los colores de polarización de la dialaga (20) son algo más claros de lo que serían con nicoles cruzados.

En luz natural este granate es incoloro o ligeramente rosado. En el gabro que lo contiene es de color amarillo rojizo claro, transparente y muy brillante. Es fácil separar trozos de él para examinarlos en el microscopio biocular, hallar su densidad, etc.

Los trozos de *piropo* tienen sus bordes redondeados, a causa de la epigenesis que todos ellos han sufrido. No se ven, pues, las caras cristalinas; pero sí algunas veces las trazas de los cruceros, que son paralelas a las caras del dode-

(1) Los nombres y composición química de estas variedades puede verlos el lector en cualquier tratado de mineralogía.

Composi-
ción. - Ca-
racteres.

Piropo.
Caracteres
cristalográ-
ficos.

caedro rombale. En todos los trozos de granate hay fracturas irregulares que se cruzan en distintas direcciones.

El índice de refracción es muy alto ($n = 1,75$), y, por consiguiente, la superficie aparece muy granuda, o sea muy achagrinada, como se ve en la fotografía. Basta este carácter para distinguir en seguida al granate del olivino y los piroxenos; y si a él se añade el de la extinción constante entre los nicoles cruzados, resulta este mineral inconfundible con los que lo suelen acompañar, salvo con la espinela común, que tiene casi el mismo índice y cristaliza también en el sistema cúbico. La diferenciación de los dos ha sido un problema difícil en las calizas metamórficas; pero como en las peridotitas y en los gneises no existe esta espinela, el granate resulta inconfundible. La única dificultad es determinar la especie de granate de que se trata, y para esto lo mejor es acudir al análisis químico (cuando el color propio del mineral no basta), fácil aquí, por ser también fácil separar de la roca trozos grandes de granate, bien con un cincel pequeño, bien moliéndola en granos gruesos y seleccionando aquél con unas pinzas.

La densidad de este granate es 3,6.

La curiosa epigenesis a que nos hemos referido está representada en la figura 3.^a de la lámina XIV. Es un fenómeno que ha llamado la atención de los petrógrafos desde hace tiempo, y que desgraciadamente es raro. Michel Levy lo ha descrito en la variotita de la Durance (*Minéralogie micrographique*, lám. XXIV, fig. 2.^a) y en la diorita auricular o cortita de la isla de Córcega, que en realidad es un gabro. G. H. Williams, en sus estudios sobre los gabros de Baltimore (1), describe también ejemplos curiosísimos de este fenómeno. Rinne (2) lo señala en los gabros con olivino de Noruega (fig. 300 de la obra citada). Pero el caso más parecido al nuestro lo encontramos en las rocas básicas del Pirineo. Lacroix lo ha estudiado minuciosamente en las dialaguitas de la vertiente Norte (3), rocas que, como nuestro gabro,

(1) Boletín núm. 28 del *United States Geological Survey*; 1886.

(2) Rinne, *Étude pratique des roches*, traducción francesa, 1912, páginas 522 y siguientes.

(3) M. A. Lacroix, *Les phénomènes de contact de la lherzolite et de*

Índice.

Piropo.—Epi-
genesis.

se intercalan en filones entre las lerzolitas de los Pirineos (estanque de Lherz, Moncaup, etc.), y que sólo se diferencian de las nuestras en que no contienen feldespato de primera consolidación, y sí sólo el secundario que se forma alrededor de los granates. Estas dialaguitas están compuestas de láminas de dialaga y de granos gruesos de granate, piropo ferro-cálcico como el de la Serranía, que están siempre rodeados de una zona verde de anfíbol, hornablenda o uralita fibrosa, mezclada con fibras paralelas de picotita y con bastante cantidad de anortita de origen secundario, maclada por la ley de la albita. Esta anortita es el mineral dominante en las aureolas (1). La figura 12 de la obra citada de Lacroix representa una sección de esta roca, que se diferencia de la nuestra en que la aureola es simple, y en la nuestra doble.

En efecto: en el gabro que estamos estudiando, entre el cristal de granate (25) y el de dialaga (20) (lám. XIV, fig. 3.^a) hay dos aureolas muy bien marcadas y con sus bordes bastante limpios. La más próxima al granate está formada por fibras vermiculares y normales a la superficie de éste, de un feldespato que no hemos podido identificar bien, a causa de la excesiva delgadez de las fibras, pero que nos parece ser el labrador. Polariza en gris claro, y no se ven maclas en él. Entre estas fibras se intercalan algunas, muy pocas, de una substancia roja en luz natural e isótropa en luz polarizada, que pudiera ser picotita, como en la roca de los Pirineos. El anfíbol no es fibroso, sino granudo, y no se mezcla con el feldespato y la picotita; al contrario, se localiza independientemente de éstos en una segunda aureola contigua a los cristales de dialaga que envuelve a la primera, pero sin confundirse con ella. Esta segunda aureola, en luz natural, es de color verde claro, dicroica y con ángulos de extinción de 18 a 22 grados con el eje vertical; caracteres que corresponden a la hornablenda. Incluidos en los grandes cristales de

quelques ophites des Pyrénées. (Bulletin des Services de la Carte Géologique de la France, núm. 42, tomo VI, 1894-1895, págs. 29 a 38.)

(1) Rosenbusch y Schrauf han llamado a estas aureolas *Kelyphite*. A la textura especial que de ellas resulta la llaman los petrógrafos franceses *texture kelyphitique* por analogía.

dialaga se ven algunos de granate, rodeados también de una envolvente feldespática. A veces el pequeño núcleo de granate ha desaparecido por completo, transformándose en feldespato. A lo largo de los cruceros h^1 de la dialaga penetran también regueros feldespásticos finos, subrayando las trazas de aquéllos. Son, sin embargo, menos frecuentes y mucho más estrechos que las inclusiones de labrador en rosario de los gabros normales. A veces la corrosión de los grandes trozos de granate ha sido total: este mineral ha desaparecido, quedando en su lugar un esferolito formado por fibras entrecruzadas de labrador y rodeado por la aureola externa de anfíbol. Hay sitios en la roca cubiertos totalmente por estos esferolitos, y como dice, con razón, Lacroix, sería imposible su identificación, a no poder seguirse paso a paso en otros sitios la evolución del granate al feldespato de segunda formación. El último término de la epigenesis parece ser la clorita, que aparece de vez en cuando entre el feldespato en esferolitos de cruz negra que polarizan en azul claro.

Todo esto viene en apoyo de la opinión de Lacroix, que supone son debidas estas aureolas a una a modo de reacción entre el granate y la dialaga, que da por resultado la formación del feldespato a expensas del granate y la del anfíbol a expensas del piroxeno. Estas transformaciones son regla general en las rocas de la Serranía. Ya hemos visto la tendencia de la dialaga a transformarse en uralita. Pronto veremos que las aureolas feldespáticas aparecen también en los granates de las rocas estratocristalinas con formación suplementaria de otros minerales.

El olivino se ha consolidado en esta roca antes que el granate, porque es frecuente ver grandes trozos de aquél incluidos dentro de los cristales de éste. El granate, a su vez, se ha consolidado antes que la dialaga, por la existencia de inclusiones de aquél en ésta, mencionadas antes. Parece haber habido dos tiempos de cristalización en la dialaga: el primero corresponde a la formación de los cristales grandes; el segundo, a la de los pequeños, que los envuelven y cementan.

* * *

Réstanos describir la magnetita, mineral muy abundante en las masas hipogénicas de la Serranía, que se presenta en ellas en dos estados: de primera consolidación, simultánea o anterior tal vez a la de los minerales constituyentes, y de formación secundaria, como producto derivado de la serpentización. Este último lo describiremos al tratar de las serpentinas. La magnetita que podíamos llamar hipogénica (sin juzgar ahora cuál sea el origen de las grandes bolsadas que de ella existen) se encuentra en mayor o menor cantidad en todas las rocas que hemos descripto. Es escasa en las ultrabásicas del primer grupo, bastante abundante en las lertzolitas y noritas, y muy rara en los gabros. Se presenta en granos negros, totalmente opacos (carácter que la distingue de la cromita y demás espinelas), con brillo semimetálico, casi siempre de forma irregular, y a veces con contornos octaédricos. Se reparte irregularmente por la roca, siendo frecuente verla en inclusiones en los piroxenos, y más todavía en los intersticios que quedan entre los minerales constituyentes. Es fácil separarla en cantidades apreciables lavando las arenas de los ríos y tratando por el imán los residuos negros del fondo de la batea. La magnetita es fuertemente magnética, la cromita poco, y la picotita nada. Con un poco de cuidado en el manejo del imán, se puede aislar casi puro el primero de los tres minerales de los otros dos. Esta magnetita es sesquióxido de hierro puro, o casi puro, de 5 a 5,2 de densidad.

La descripción de la magnetita en bolsadas, como mineral utilizable, la de las rocas que las acompañan, y las hipótesis relativas a su origen, las haremos en el capítulo especial dedicado a minerales de hierro.

SERPENTINAS

El término *serpentina* se presta a cierta confusión. Los autores de petrografía designan indistintamente con este nombre al mineral que por hidratación se deriva del olivino, los piroxenos y a veces también del anfíbol, y a la roca formada por dicho mineral. Llaman, pues, indistintamente *serpentina* a un mineral y a una roca. No alteraremos nosotros

Magnetita.

Definición.

este criterio; pero sería mejor tal vez emplear el término *serpentina* exclusivamente para designar la roca, y aplicar al mineral los nombres de las variedades que se conocen del mineral *serpentina*, las principales de las cuales son la *antigorita* y el *crisotilo*.

El mineral *serpentina* es un silicato hidratado de magnesia, cuya fórmula es $Mg^{\pm}H^{\pm}Si^{\pm}O^{\pm}$. Contiene hierro a veces, asociado con la magnesia. Según su textura, recibe los nombres de *antigorita*, cuando se presenta en láminas; *crisotilo*, cuando lo hace en fibras paralelas unas a otras; y *metaxita* o *picrolita*, cuando estas fibras irradian de un eje, formando a modo de un esferulito elíptico. Es frecuente encontrar asociadas las dos primeras variedades en las preparaciones de rocas serpentínicas. La tercera es más rara. Hay otra variedad fibrosa, la *bastita*, que procede de la hidratación de la enstatita o la broncita y la hiperstena. Por último, algunas serpentinas tienen la propiedad de ser coloides. Esta variedad no tiene nombre especial; la llamaremos *serpentina coloidal*. Todas las variedades citadas existen en la Serranía.

Los autores dan las cifras 2,5 a 2,7 para la densidad de la *serpentina*. Nuestras medidas directas en trozos muy puros de la Serranía dan 2,5. En cuanto la serpentización es incompleta, la densidad tiende a aumentar. Medidas hechas en la variedad *bastita* han dado la cifra 2,8.

El sistema cristalino de la *serpentina* no está bien determinado todavía. Se supone que es ortorrómbico o monoclinico, más bien lo primero. Es desde luego un mineral biáxico, con el ángulo de los ejes ópticos variable entre 20 y 90 grados, según Michel Levy y Lacroix (1); pequeño (20 a 30 grados) en el *crisotilo*; bastante mayor en la *antigorita* y la *bastita*. El plano de los ejes ópticos es paralelo a h^1 (100). El signo óptico es positivo en el *crisotilo*; sus fibras se extinguen paralelamente a la bisectriz n_g . En la *antigorita* laminar es negativo. El índice de refracción es 1,57, y la birrefracción $n_g - n_p$ oscila entre 0,009 y 0,03. Un crucero prismático según unos, pincoidal según otros.

(1) Michel Levy y Lacroix, *Les minéraux des roches*, pág. 297.

Serpentina.
Variedades.

Densidad.

Caracteres
ópticos.

Éstos son los caracteres que señalan los autores de petrografía para el mineral serpentina. Veamos ahora los que presenta la de la Serranía. Ya hemos dicho que en ella existen todas las variedades enumeradas. Están representadas en las fotografías siguientes:

Bastita.—Lámina XV, figura 1.^a (38). Cristal casi extinguido.

Antigorita.—Lámina XI, figura 2.^a

Crisotilo.—Lámina XI, figuras 3.^a, 4.^a, 5.^a y 6.^a Las fibras que aparecen con colores de polarización débiles.

Metaxita.—Lámina XIII, figura 4.^a (39).

Serpentina coloide.—Los centros extinguidos de las grandes fibras en la mayor parte de las figuras, especialmente en la figura 4.^a, lámina XI.

Bastita.—Variedad procedente de la hidratación de los piroxenos ortorrómbicos enstatita y broncita.

Se distingue en seguida en luz natural por su aspecto finamente fibroso, muy distinto del de los piroxenos de que procede. Es también algo menos transparente que éstos. En las secciones longitudinales se ven todavía las trazas de los cruceros *mm* del piroxeno. Las fibras son siempre paralelas a estas trazas. El color es gris verdoso, y sólo en muy contadas ocasiones hemos notado un ligero dicroísmo dentro de los tonos verdes. Cuando se parte una roca serpentinoso que contiene bastita, los planos g^1 de ésta muestran un brillo anacarado intenso.

El índice de refracción oscila entre 1,56 y 1,57, y la birrefracción es también variable entre 0,009 y 0,012, dando tonos de polarización siempre grises. Suponemos que estas variaciones están en relación con lo que podíamos llamar *grado de serpentización*, esto es, con la mayor o menor hidratación del piroxeno primitivo; pero es el caso que aparentemente, por el aspecto externo del mineral al microscopio, no es posible prejuzgar nada sobre dicho grado. Trozos de bastita idénticos en su color, fibras, etc., muestran sensibles diferencias en su birrefracción. Hay otro hecho que concuerda con nuestra suposición. El plano de los ejes ópticos en la enstatita y broncita es paralelo a g^1 , y en la bastita a h^1 . Hay,

Bastita.—Caracteres ópticos.

pues, un cambio de plano en el transcurso de la transformación. Ahora bien: en trozos de bastita de la misma preparación y cortados en la misma dirección y de idéntico aspecto, hemos podido comprobar que el plano de los ejes ópticos estaba en unos en g^1 y en otros en h^1 . Hemos repetido el experimento, con igual resultado, en trozos relativamente grandes de bastita separados de algunas serpentinas. Deducimos, pues, que el cambio de esta propiedad óptica y de las demás enumeradas antes, se verifica cuando el mineral ha llegado a un estado de transformación muy avanzado.

De todos modos, la bisectriz del ángulo agudo de los ejes ópticos (bisectriz aguda) es perpendicular a la base p del prisma ortorrómbico, tanto en la bastita como en la enstatita y broncita, y, por consiguiente, la extinción en los tres minerales es la misma: recta con relación al eje vertical. Esta bisectriz aguda coincide también en la bastita con la dirección n_z de índice máximo; por tanto, el mineral es de signo óptico positivo, lo mismo que los piroxenos de que procede. La bisectriz obtusa n_p , negativa, es perpendicular al plano g^1 . El ángulo de los ejes ópticos, siempre menor de 90 grados, oscila entre límites grandes, como ya observaron los Sres. Michel Levy y Bergeron.

Un trozo de bastita semiextinguido, como el representado en la fotografía, muestra casi siempre líneas luminosas brillantes paralelas a las fibras, unas veces seguidas, como en dicha fotografía, otras interrumpidas. Suponemos son las laminillas incluidas en el plano g^1 (1), que quedan inalteradas, o muy poco alteradas, al hidratarse el piroxeno.

El proceso de formación de la bastita y el tránsito de ésta a la serpentina lo describiremos más adelante, al tratar de la serpentización.

Antigorita (lám. XI, fig. 2.^a).—En la Serranía se encuentra esta variedad como producto derivado de la bastita. Puede decirse que es el último grado de hidratación de esta última. No la hemos visto derivarse del olivino, el cual sigue un pro-

Antigorita.—Caracteres.

(1) Véase la descripción de estas laminillas en la de la enstatita y broncita, que hicimos al tratar de las rocas del primer grupo.

ceso de serpentización bastante diferente del de los piroxenos ortorrómbicos. No podemos afirmar que los piroxenos monoclinicos no den lugar también a antigorita, porque cuando se llega a este estado de hidratación, es muy difícil averiguar si el trozo primitivo era de enstatita o de dialaga.

Aparece este mineral tan mezclado con restos de bastita y productos derivados de la serpentización, que no es posible fijar con exactitud sus caracteres ópticos. Tiene aspecto laminar, que contrasta con el fibroso de la bastita. La birrefracción es muy baja, comprendida entre 0,008 y 0,009. Los tonos de polarización no pasan del gris claro, y es frecuente el caso de que partes del trozo que se observa permanezcan constantemente extinguidas, debido a que son de serpentina coloide, formada también a expensas de la bastita. En realidad, el único carácter que distingue a esta variedad es su textura laminar o semilaminar.

Crisotilo (lám. XI, figs. 3.^a a 6.^a).—Es la variedad de serpentina que más abunda en la Serranía, y procede de la hidratación del olivino. Mac-Pherson primero, y Michel Levy y Bergeron después, han observado que hay dos clases de fibras de crisotilo: unas grandes, longitudinales, o sea dirigidas según las fracturas del olivino, y otras más cortas y más finas, que parecen derivarse de las primeras por irradiación, y que son las que rellenan los alvéolos de la red serpentinoso.

Las fibras longitudinales están fotografiadas en la figura 6.^a de la lámina XI: son las fuertemente amarillas que atraviesan la fotografía de lado a lado. Se ven también en la figura 4.^a de la misma lámina: son las que aparecen con su centro de color negro intenso, debido a que tienen en este caso una gruesa fibra central de serpentina coloide. En las demás fotografías se ven también, aun cuando no con tanta claridad como en estas dos. Son, en general, de birrefracción más alta que las fibras pequeñas y demás variedades de serpentina. Hemos medido algunos valores de $n_g - n_m$ que llegan a 0,035 y dan un tono de polarización amarillo fuerte, como se ve en la figura 6.^a Los Sres. Michel Levy y Bergeron han observado que estas fibras son siempre positivas según su longitud, y nosotros hemos comprobado repetidas veces la

Crisotilo.—
Caracteres
ópticos.

exactitud de esta observación. Forman estas fibras las que podríamos llamar mallas primarias o principales de la red de serpentina. Las mallas más delgadas o secundarias están formadas unas veces por estas fibras y otras por las finas. Los alvéolos o huecos de la red están siempre formados por estas últimas. Es frecuente, sin embargo, ver a las fibras longitudinales de signo óptico positivo en forma de filoncillos independientes que atraviesan a la red de serpentina en direcciones arbitrarias. La figura 6.^a representa estos filoncillos.

Las fibras cortas parecen ser de formación posterior a las anteriores. Son mucho más finas, de birrefracción menor (0,009 a 0,011), polarizando siempre en tonos grises. Irradian de las fibras grandes, perpendicularmente a la dirección de éstas. Están representadas en las fotografías 5.^a y 6.^a de la lámina XI, y existen, aunque en menor cantidad, en todas las demás. Son de signo óptico negativo, y se extinguen según su longitud. Rellenan los alvéolos de la red, y son las que entran en mayor proporción en la constitución de las rocas serpentínicas. Los Sres. Michel Levy y Bergeron han comprobado la existencia en estas fibras de dos ejes ópticos, cuyo plano es paralelo al alargamiento de las mismas y cuya bisectriz aguda les es perpendicular.

En luz natural, el crisotilo de la Serranía es de un color verde amarillento claro, sin dicroísmo alguno. En la serpentina procedente de la hidratación por los agentes atmosféricos (costra superficial que recubre a las peridotitas), este color está alterado por el óxido férrico y pasa a ser amarillo rojizo, y este tono influye en el de polarización, que toma, a su vez, cierto tinte rojizo.

Metaxita (lám. XIII, fig. 4.^a [39]).—Esta variedad es rara; se presenta de preferencia en las dolomías metamorfoseadas; pero aparece también a veces entre las redes de serpentina procedentes de las peridotitas. Son esferolitos redondos o elípticos, formados por finísimas fibras radiales que se extinguen según su longitud, formándose, por consiguiente, la cruz negra, de posición fija, característica de esta clase de agrupaciones. La birrefracción es muy baja. Los tonos de polarización no pasan del gris. El signo óptico de las fibras es negativo.

Serpentina coloide (lám. XI, fig. 4.^a).—Abunda bastante, y se distingue fácilmente de las variedades anteriores. Se localiza en el alma o zona central de las fibras que forman la red; es incolora o ligeramente amarilla en luz natural, muy transparente, hialina, sin fibras ni gránulos, y totalmente isotropa, a consecuencia de lo cual se extingue entre los nicoles y permanece extinguida en todas las posiciones de la platina, como se ve en la fotografía.

Entre las redes y alvéolos de crisotilo y de bastita suelen verse regueros pequeños y manchitas de serpentina coloide, que se distinguen por su isotropía. Entre los nicoles cruzados suele esta propiedad producir confusiones entre esta serpentina y la magnetita, pues ambas son negras. Basta separar el polarizador para que la serpentina coloide se vea transparente e incolora, siguiendo negra y opaca la magnetita.

SERPENTINA (ROCA)

Ya hemos dicho que hay en la Serranía dos clases de serpentina: la que se origina por la acción de los agentes atmosféricos y la que se origina por la acción de agentes hidrotermales de origen interno.

La primera es la costra superficial, de color pardo rojizo, que recubre uniformemente a las peridotitas, con espesores variables entre pocos centímetros y un metro o más. La segunda forma la zona exterior de las grandes masas, zona que, por estar contigua a la caja, representa una solución de continuidad que facilitó la emergencia del agua o vapor a presión que hidrataron a los minerales de las peridotitas. Claro está que esta segunda categoría de serpentinas es la más importante, por la grande extensión que ocupa y por la energía con que en ella se ponen de manifiesto los fenómenos de serpentización. Se encuentra también en filones sinuosos de variable potencia en el seno mismo de las grandes masas eruptivas, filones que corresponden, aproximadamente, en dirección con los de los sistemas de grandes diaclasas que atraviesan a las peridotitas. Puede, pues, estudiarse la serpentina

Serpentina coloide.

Situación.

en muchos puntos de la Serranía; pero mejor que en cualesquiera otros, en los bordes mismos de las masas hipogénicas y en ambos extremos de la gran erupción que se extiende desde Casares al Chorro. La vertiente Suroeste de los Reales de Genalguacil, la Sierra de Aguas, la de la Robla, el borde Sureste entero de la masa principal, los dos bordes Norte y Sur de la Sierra de la Alpujata y el puerto de Gómez y sus alrededores, son los sitios donde de preferencia pueden comprobarse los caracteres de esta roca en masas grandes.

En el borde Noroeste de la masa principal la aureola de serpentina es excepcionalmente estrecha, y aun hay sitios en que falta por completo. En cambio, en otros puntos, como en el río Verde y sus inmediatos, penetra bastante adentro de las rocas peridóticas, y mide en algunos sitios hasta tres kilómetros de anchura.

Contrasta bastante el aspecto de las montañas de serpentina con las de peridotitas. La serpentina, por ser más blanda que éstas, se reduce a polvo con más facilidad, y las cumbres de los cerros por ella formados son marcadamente redondeadas y con tendencia a nivelarse con los puertos y valles inmediatos. No existen los crestones agudos y salientes de las cumbres noríticas, y, en cambio, son frecuentes las torronteras de detritus menudos, que se distinguen desde lejos por su color gris verdoso claro. Recorriendo estos cerros, es frecuente encontrar entre la serpentina grandes superficies lisas, pulimentadas y brillantes, que parecen indicar planos de resbalamiento de la roca. En ellas el mineral serpentina es sumamente puro, de textura asbestiforme, cual si la acción metamórfica hubiera sido excepcionalmente intensa. Son frecuentes también las cavidades grandes (1), a modo de geodas, tapizadas interiormente de fibras de amianto normales a sus paredes; los pequeños nidos o bolsadas de talco y masas bastante importantes de esteatita, algunas de las cuales se explotan en la actualidad. En una palabra: en las masas de serpentina es donde aparecen los minerales que representan

Serpentina. Caracteres de la roca en masa. Minerales que la acompañan.

(1) Hemos visto alguna de 60 centímetros de diámetro.

la última etapa de la hidratación del olivino y los piroxenos, así como también los que proceden del metamorfismo de contacto entre dichos minerales y las rocas de la caja; y es natural que unos y otros se encuentren en proporciones relativamente grandes, por serlo también las masas de rocas que entran en juego. En la Sierra de Aguas existen numerosos ejemplos de estas últimas transformaciones de los silicatos ferromagnesianos, y por esto dicha sierra se presta muy bien al estudio completo del proceso de serpentización. Media además la circunstancia de existir en ella una carretera que va desde Alora a Carratraca, y que es la única abierta en rocas peridóticas. Hay en ella grandes trincheras (el famoso Tajo Azul, entre otras), que muestran a la roca desnuda en grandes superficies.

Las rocas de serpentina se distinguen desde luego por el carácter que les da su nombre: por esa peculiar textura en mallas o en red, semejante a la piel de una serpiente. No citamos el color como carácter distintivo, porque si bien predomina el verde, las hay también amarillas, rojas, negras y de bellísimos colores abigarrados. Los que podríamos llamar hilos de la red son de color más oscuro que las mallas o huecos; y en cuanto a la proporción y tamaño de esta red, hay también infinitas variedades: desde aquellas en que las mallas miden dos y tres centímetros de anchura, hasta otras en que la red es tan fina, que casi desaparecen los huecos entre sus hilos, tomando entonces la roca un aspecto fibroso ondulado. La textura se manifiesta mucho mejor cuando se pulimenta la roca, apareciendo con admirable claridad destacándose sobre una superficie brillante. Debemos advertir que no hemos encontrado en la Serranía una sola variedad de serpentina que no sea susceptible de pulimento.

Es, pues, la serpentina de la Serranía una roca ornamental de primer orden. Para compararla con las rocas similares de Italia, tan empleadas hoy en la construcción de edificios lujosos y en objetos de adorno, hemos hecho pulimentar por un lapidario doce trozos de ella elegidos entre las variedades que nos han parecido más bellas, y ha resultado un muestrario admirable, cada uno de cuyos ejemplares resiste

Serpentina.
Su posible
empleo como
roca ornamental.

ventajosamente la comparación antedicha (1). Hay en él serpentinas verdes, negras, rojas y pardas con texturas variadísimas, que podrían suministrar elementos decorativos de grande efecto. Añádase a esto que la dureza de esta serpentina supera un poco a la de la italiana, pues la mayor parte de las variedades rayan a ésta, y, por tanto, las condiciones de resistencia son, por lo menos, iguales.

No acertamos a comprender cómo estas rocas, de tan excepcionales propiedades, no se han explotado nunca en la región aquella; y, sin embargo, así es. Nadie se ha preocupado allí de tal cosa, y hasta hay muchos que ignoran lo que pueda ser serpentina y el partido que de esta roca es dable sacar. Hay más. En un pueblo próximo a la masa eruptiva de la Alpujata, en Coin, existen algunas fábricas importantes de aserrar mármol, que explotan canteras de dolomía cristalina inmediatas al pueblo. Hacen allí tableros para mesas, bloques desbastados para estatuaria y, sobre todo, esas losas de variados tamaños que tanto se emplean en los pavimentos y en los zócalos interiores de las casas andaluzas. Pues bien: estas fábricas, que tan a mano tienen a la serpentina, no tengo noticia de que la hayan trabajado nunca, siendo así que podrían hacerlo sin instalaciones especiales, sin aumento de su capital, por consiguiente. Más todavía que en la Alpujata, existen hermosas variedades de serpentina en la cuenca inferior del río Verde y en toda la Sierra de Aguas. La primera región está próxima a la carretera de Málaga a Estepona y al mar; la segunda, al ferrocarril de Córdoba a Málaga. No serían, pues, difíciles ni la explotación ni el transporte. En cuanto a la abundancia, en cualquiera de los parajes citados es tal, que podrían abrirse canteras grandes en los sitios que más conviniese para el beneficio, pues las masas de serpentina se extienden allí por leguas, y el solo trabajo que habría que hacer consistiría en buscar la variedad tal o cual de preferencia a esta o a la otra.

Y lo más curioso es que en España la serpentina, como

(1) Este muestrario forma parte de la colección de rocas de la Serranía hecha en nuestras excursiones y hoy propiedad del Instituto Geológico de España.

roca ornamental, se emplea bastante, especialmente en zócalos y columnas. En Andalucía misma hemos visto muchas casas adornadas con ella. Esta serpentina viene en su mayoría de Italia, y algo de ella del barranco de San Juan (1), en Sierra Nevada, sitio donde su explotación es difícil, por estar lejos y cubierta de nieve buena parte del año.

Hay, pues, en la región de la Serranía motivos bastantes para que pueda crearse una industria seria de explotación industrial de la serpentina, o, por lo menos, para que merezca la pena hacer una investigación detenida en este sentido, cosa que no hemos hecho nosotros, porque nuestra misión era muy otra; pero si cae dentro de ella el señalar lo apuntado e indicar el camino a seguir diciendo lo que hemos dicho, aun a trueque de introducir un paréntesis en nuestro estudio.

La densidad de las serpentinas varía con el grado de hidratación. Está comprendida entre las cifras 2,5 a 3. Su fractura no es cristalina, como en las peridotitas, sino más bien terrosa y sin brillo. Éste sólo lo adquieren con el pulimento. Esta fractura es irregular en extremo y muestra a veces trozos a medio hidratar de los primitivos minerales, lo cual da a la roca cierta apariencia porfiroide. Esto se ve con mucha frecuencia en la serpentina superficial, de origen atmosférico, especialmente cuando procede de rocas ricas en piroxenos, que se hidratan con menos facilidad que el olivino, y quedan en relieve sobre la superficie, erizándola de puntas agudas (2).

El microscopio revela la textura interna de la roca, que se asemeja bastante a la que se ve a simple vista. En las *serpentinas completas*, esto es, en aquellas en que la serpentización es total (lám. XI, figs. 5.^a y 6.^a), tanto las mallas como los hilos de la red son de crisotilo o de serpentina coloide. La forma de las mallas varía muchísimo. Unas veces son cuadradas o triangulares, como en la figura 5.^a; otras, rectangu-

(1) Las columnas del templete del altar mayor de la Catedral de Málaga son de una serpentina verde que recuerda por su aspecto a la del barranco de San Juan.

(2) En el país comparan a estas rocas con los *trillos*. Efectivamente: se parecen a las tablas de éstos, cubiertas de esquirlas de pedernal embutidas en la madera.

Serpentina.
Densidad
Estructura.

Caracteres
microscópicos.

lares y alargadas, como en la figura 3.^a; otras, tienden a ser redondas o elípticas. El tamaño es también variable, desde redes con mallas casi invisibles hasta otras en que cada una ocupa casi la preparación entera. Sucede aquí lo que en todas las rocas de textura complicada: que esta textura es continua desde la roca en masa hasta sus más pequeñas partículas. Así, pues, la roca que presenta una textura en mallas visibles claramente a simple vista, la presenta de igual forma y proporciones dentro de cada una de estas mallas cuando se la examina al microscopio.

Hay muchas serpentinas que podríamos llamar incompletas, en las que quedan todavía restos de los minerales primitivos, pero que han adquirido ya la textura peculiar de la serpentina (lám. XI, figs. 3.^a y 4.^a). Son rocas algo más duras que las serpentinas completas, y que a veces revelan su composición íntima por la presencia de algunos cristales visibles de olivino, dialaga o enstatita que resaltan en relieve sobre su superficie. Esto, como ya hemos dicho antes, es más frecuente en las serpentinas de origen atmosférico que en las de origen interno.

Hay otras serpentinas, en cambio, en las que la serpentización ha avanzado tanto, que han pasado, por decirlo así, del estado de serpentina, y han llegado a componerse de minerales derivados de ésta, como la serpentina coloide, la clorita y el asbesto. El aspecto superficial revela este estado. En las serpentinas ricas en producto coloide la textura en mallas se vuelve confusa, y aun llega a desaparecer por completo, como sucede, por ejemplo, en algunas serpentinas de Sierra de Aguas, que son de color verde uniforme, de grano finísimo y de fractura un tanto concoidea. Vistas al microscopio, muestran una pasta unida, amorfa o casi amorfa, de color amarillo verdoso, bastante transparente, en la que se ven todavía restos de los hilos de la primitiva red. En las serpentinas ricas en clorita desaparece también la textura en mallas, su color es gris verdoso, y son más terrosas que las anteriores. Al microscopio revelan una textura palmeada muy regular, formada por esferolitos cloritosos de cruz negra entrecruzados en todos sentidos y polarizando en tonos azules intensos. Son fre-

Serpentinas.
Transformación en minerales varios.

cuentas estas serpentinas en el puerto de Gómez y en el nacimiento del río Fahala, en Alhaurín el Grande. Por último, las serpentinas en las que predomina el asbesto, recuerdan, por su aspecto fibroso, a este mineral. Tampoco en ellas se ve a simple vista la textura en mallas; pero con el microscopio se revela la existencia de una red de aquéllas, muy alargadas, con tendencia a llegar a ser fibras paralelas, y a veces con signos de metamorfismo de contacto. Estas rocas abundan bastante en Sierra Parda.

Hay otras muchas variedades de serpentinas en la Serranía, y es natural que así sea, por ser muy variada la composición de las rocas de que proceden y muy distinto también el grado de serpentización en que se encuentran. No merece la pena alargar este capítulo describiéndolas una por una, porque ni son notables por su textura, que entra siempre más o menos en la general y corriente de las serpentinas, ni tampoco por su composición mineralógica.

La que sí merece le dediquemos algunas palabras es la variedad superficial. Su color es siempre el pardo rojizo uniforme, sin manchas de distinto color ni textura aparente en forma de red. Ésta sólo se revela con el microscopio, y entonces se ve que las mallas son incomparablemente más pequeñas que las de la serpentina de origen interno, y que el color rojizo de la roca es debido a la presencia del óxido férrico, sumamente dividido en partículas muy tenues que se reparten por la roca entera, acumulándose de preferencia en los hilos de la red. Esto diferencia a esta serpentina de la de origen interno, en la que el óxido de hierro que queda libre por la hidratación es el sesquióxido, o sea la magnetita, la que además se esparce menos por la roca y se localiza en los hilos más todavía que el óxido férrico de la primera variedad.

En estas serpentinas superficiales la hidratación del olivino es bastante completa; pero no así las de los piroxenos, que casi siempre están en ellas, o intactos, o ligeramente alterados. Claro está que el grado de hidratación de aquél es menor a medida que se profundiza en la costra.

Variedades
superficial.

III.—Serpentinización.—Proceso de hidratación de los minerales de las peridotitas.

Este proceso ha sido descrito minuciosamente por Mac-Pherson en un folleto que hemos analizado en las notas bibliográficas con la atención que merece (1). Mac-Pherson se fija en él principalmente en el olivino, porque en la época en que lo escribió no había examinado todavía aquellas peridotitas con piroxenos de que habla después, considerándolas como restos de la primitiva masa (2). Posteriormente a Mac-Pherson, los Sres. Michel Levy y Bergeron describían someramente el proceso general de hidratación en su estudio sobre la Serranía (3), adoptando, respecto al origen de la roca, los puntos de vista de Mac-Pherson. Los geólogos italianos Sres. Taramelli y Mercalli exponen sobre la posición estratigráfica de la serpentina una opinión que difiere de la de los anteriores petrógrafos, que hemos procurado traducir literalmente en las notas bibliográficas (4), y que hemos discutido en la primera parte de este capítulo. Respecto a la formación de la serpentina por hidratación del olivino, no exponen teoría distinta de la ya consignada.

Para demostrar el origen secundario de la serpentina de la Serranía de Ronda, el mejor camino a seguir es observar bien el proceso de su formación a partir de los minerales primitivos. Este proceso, en su conjunto, es el siguiente: El olivino se transforma directamente en serpentina y es el mineral que más fácilmente se hidrata, y, por consiguiente, el primero que pierde su individualidad. Los piroxenos orto-

Historia.

Proceso general.

(1) *Breves apuntes acerca del origen peridotico de la serpentina de la Serranía de Ronda*; 1875. (Véanse las notas bibliográficas.)

(2) *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda*; 1879. (Véanse las notas bibliográficas.)

(3) *Étude géologique de la Serranía de Ronda. Mission d'Andalousie*, pág. 215.

(4) Taramelli y Mercalli, *Terremoti andalusi*; 1886. (Véanse las notas bibliográficas.)

silicato de hierro mezclado con el de magnesia (1). Al hidratarse el olivino, este silicato de hierro sufre también una transformación química que lo convierte en óxido férrico en el caso de la serpentina atmosférica, y en sesquióxido (magnetita) en la de origen interno. Hay, pues, en ambos casos una segregación de óxido de hierro libre, que permanece en la roca secundaria por ser insoluble e inalterable. Así, pues, en las serpentinas de origen interno hay con frecuencia dos clases de magnetita: la primitiva, que entraba en la roca peridótica como mineral constituyente, y la secundaria, formada durante el proceso de serpentización, que se localiza de preferencia en las almas o centros de los hilos de la red, asociándose, pero no combinándose, con la serpentina coloide o el crisotilo. Se reparte también, aunque en menos cantidad, por los alvéolos o mallas, afectando unas veces la forma de granulaciones esparcidas, y otras la de finísimos regueros (lám. XI, fig. 5.^a).

La serpentización del olivino comienza por las fracturas irregulares que siempre tienen sus cristales, y rara vez por los cruceros, los cuales, por otra parte, existen pocas veces en el olivino de la Serranía. Esta primera parte del proceso puede verse en la lámina VIII, figuras 1.^a y 3.^a (más avanzado en la 1.^a que en la 3.^a). La grieta comienza por acentuarse, y se va ensanchando progresivamente, cargándose de un producto intermedio entre la serpentina y el olivino, amarillo en luz natural y rojo vino en luz polarizada (fig. 3.^a) (2).

(1) Véase la fórmula de este olivino, deducida del análisis de las dunitas, hecho por el Sr. Piña de Rubies.

(2) Mac-Pherson (ob. cit., pág. 10) afirma lo contrario, diciendo que el contacto entre la serpentina nuevamente formada y el preexistente peridoto está siempre perfectamente determinado, y no se observa jamás transición alguna entre ambas sustancias. Opinamos en este punto de distinta manera que Mac-Pherson, y nos parece que al comenzar la hidratación se forma siempre un producto intermedio de tonos de polarización irisados, distintos de los del olivino y la serpentina. Hemos procurado representar esto en las dos figuras 1.^a y 3.^a de la lámina VIII. No afirmaremos que este producto sea olivino semihidratado, aun cuando nos parece lo más probable. Después, cuando la serpentización avanza, sucede, efectivamente, lo que dice Mac-Pherson (lám. XI, figuras 3.^a y 4.^a).

Serpentini-
zación del
olivino.
Proceso.

Cuando la hidratación ha avanzado más (fig. 1.^a), se distinguen en la fibra primaria dos zonas distintas: la central o alma, de crisotilo, positivo casi siempre según la dirección de la fibra, cargado de gránulos de magnetita que se alinean a lo largo de ésta, y acompañado con frecuencia por regueros de serpentina coloide; y la zona marginal, unas veces finamente fibrosa, con elementos de signo negativo perpendiculares a la fibra principal (lám. XI, fig. 3.^a), y otras de textura compacta y colores de polarización muy vivos (lám. VIII, figura 1.^a), pero que a la larga pasa a ser fibrosa también. Simultáneamente va extendiéndose el fenómeno a las pequeñas fracturas, a lo largo de las cuales va hidratándose el mineral, comenzando a formarse así la textura en mallas. Estas fracturas van a dar lugar a los hilos más finos de la red. La forma de esta última depende, por tanto, en gran parte de la que tienen las fracturas del mineral, y de aquí la diversidad de estas formas y la de los alvéolos o mallas que quedan entre ellas.

Las figuras 3.^a y 4.^a de la lámina XI representan un estado de serpentización más avanzado que el anterior, y muestran además ciertas diferencias en la textura de las fibras primarias. Éstas han engrosado, y son ya de crisotilo puro. El producto intermedio entre la serpentina y el olivino ha desaparecido de sus bordes, y sólo se le ve en los de algunas de las fibras pequeñas. El alma de las grandes es unas veces ancha y bien visible (fig. 4.^a) (1), y otras estrechísima, representada apenas por una línea negra de magnetita, como en la figura 3.^a Pero en unas y otras está ya bien formada la zona exterior fibrosa, normal a la dirección de que hablamos antes. Esta zona exterior, por el alargamiento progresivo de sus fibras, va a ir transformando poco a poco en serpentina a los alvéolos o mallas de olivino que se ven aún en las fotografías. En éstas un solo cristal de olivino llena toda su superfi-

(1) El alma de las fibras en esta figura es de serpentina coloide, que, por ser amorfa, aparece negra entre los nicols cruzados. Se asocia con regueros de gránulos de magnetita, que en luz natural se ven muy bien, pero no en luz polarizada, porque, siendo opacos e isotropos, resultan también negros, y se confunden con la serpentina coloide en cuyo seno están.

cie. Nótese que la orientación óptica de todos los alvéolos es la misma dentro de cada fotografía. Con las pequeñas fracturas sucede lo mismo, aun cuando con más lentitud. Las fibras normales a ellas interceden con las que emanan de las grandes fracturas, y el alvéolo queda transformado en una masa de crisotilo con sus fibras entrecruzadas en varias direcciones, que corresponden a las normales de los hilos de la red que limitan dicho alvéolo. Así, pues, cada uno de éstos no se extingue por igual entre los nicoles cruzados, quedan siempre dentro de él zonas extinguidas y zonas luminosas, como puede verse en las figuras 5.^a y 6.^a de la lámina XI, que representan serpentinas completas.

Cada cristal de olivino se divide, pues, en alvéolos, que corresponden a la red de fracturas preexistentes. Las grandes fracturas suelen afectar a muchos cristales a la vez, y se prolongan a veces varios centímetros. Las pequeñas, en cambio, suelen tener direcciones distintas en cada cristal, y no prolongarse de uno de ellos al inmediato.

Según sea el tamaño de las roturas grandes, así se conservará o no la traza de ellas cuando la serpentización sea total. En la figura 6.^a se ven muy bien estas fibras; en la 5.^a, en cambio, apenas queda señal de ellas. Siempre se ven, sin embargo, en luz natural sobre todo, los regueros de gránulos de magnetita, que subrayan la red de grandes fibras y permiten adivinar, aproximadamente, la forma y distribución de las fracturas en el olivino primitivo. Empleando aumentos superiores a 200 diámetros, se ven también regueros de finísimos gránulos paralelos a las fibras pequeñas normales a las grandes. A primera vista parecen estar estos gránulos uniformemente repartidos sobre la superficie del alvéolo; pero con aumentos suficientes se ve que están orientados como queda dicho.

Piroxenos ortorrómbicos.—La serpentización de la enstatita y la broncita se descompone en dos fases: la de su transformación en bastita y la de ésta en antigorita.

La primera se verifica a través de los cruceros, y, como es natural, de fuera adentro. Por esto, los cristales de piroxeno, en vías de transformarse en bastita, suelen tener todavía un núcleo central del mineral primitivo. Pero cuando los mine-

Formación
de bastita.

rales, además del crucero, tienen fracturas transversales, éstas hacen el papel de canales que facilitan la llegada del agua al centro, y entonces la transformación comienza por ellas. El trozo de piroxeno fotografiado en la figura 2.^a de la lámina VIII está en este caso, y lo presenta con tal claridad, que casi no necesita explicación. Las fracturas se han rellenado primero de bastita, y ésta empieza a extenderse a un lado y otro de las fracturas siguiendo la dirección de los cruceros *mm*, cuya traza se ve bien. La parte central de las fracturas mayores se ha rellenado en algunos sitios de serpentina coloide, debido, o a una hidratación más rápida, o a un aporte adicional de dicha serpentina.

La segunda etapa de la hidratación se verifica simultáneamente en toda la superficie del trozo. Las fibras de bastita van desapareciendo y transformándose gradualmente en antigorita. El estado final es el que representa la figura 2.^a de la lámina XI. La masa entera es ya de antigorita; pero aun se ven en ella indicios de los cruceros *mm*, así como también los primitivos contornos del trozo de piroxeno. Y como estos dos testigos se conservan en la mayoría de los casos, y como la antigorita, originada por la hidratación del piroxeno, se diferencia sensiblemente por su aspecto del crisotilo, procedente de la hidratación del olivino, resulta posible distinguir las serpentinas que provienen de las dunitas de las que proceden de las harzburgitas.

También en esta hidratación se origina magnetita, a expensas del silicato de hierro contenido en el piroxeno primitivo. Esta magnetita se reparte en la antigorita final más uniformemente que en el caso del olivino. Suele estar casi siempre en forma de polvo muy fino, distribuido por la superficie del cristal, al que presta cierto tinte azulado; pero a veces se concentra algo más en los planos de crucero, acentuando la traza de éstos.

Piroxeno monoclinico.—La dialaga, según Michel Levy y Bergeron, no se transforma en serpentina, sino en talco. Esto es cierto en la inmensa mayoría de los casos; pero a veces no. Hemos tenido ocasión de ver en serpentinas de Sierra de Aguas y Sierra de la Alpujata verdaderas antigoritas derivadas de la dialaga, puesto que aun quedaban restos de

Transformación de bastita en antigorita.

Serpentinización de la dialaga.

este mineral envueltos por aquél. Ésta es, sin embargo, una excepción. El comienzo de la transformación en talco ($H^2Mg^{2+}(SiO_3)^{2-}$) está representado en la figura 1.^a de la lámina XI. Tiene lugar a lo largo de los planos de crucero, que se van ensanchando gradualmente. El talco resultante se distingue al principio por su superficie lisa y sus colores de polarización vivos; pero luego va perdiendo estos últimos y se vuelve casi amorfo, tomando en luz natural un tono gris y perdiendo parte de su transparencia. Tal vez sea debido esto a que en la última etapa de la hidratación se carga de caolín. La magnetita secundaria se reparte sobre la superficie del trozo, como en los piroxenos ortorrómbicos.

En las grandes masas de serpentina, en Sierra de Aguas, por ejemplo, es frecuente encontrar nidos o riñones de 0,10 a 0,30 metros de diámetro de una substancia terrosa mezclada con trozos grandes de talco bastante puro, que se dividen en láminas con suma facilidad según los planos de crucero. Las paredes de estas bolsadas son de serpentina en un estado de hidratación muy avanzado, y muy ricas en talco. Probablemente, procederán de masas primitivas de lerzolita y dialaguita.

Como ya indicamos, se encuentran también en estas zonas de serpentización muy avanzada minerales como el asbesto, el amianto, la clorita y la esteatita, procedentes de la hidratación de los silicatos ferromagnesianos, con o sin alúmina.

El asbesto y el amianto se encuentran en Sierra de Aguas principalmente; también en la Sierra de la Alpujata (vertiente Sur) y en Sierra Parda. La parte central de los grandes filones de serpentina que atraviesan a las peridotitas suele ser de asbesto, o sea de una serpentina muy avanzada, de textura marcadamente fibrosa y de color gris verdoso. En estos mismos filones y en las grandes zonas marginales de serpentina son frecuentes las oquedades rellenas de fibras de amianto perpendiculares a las paredes (1).

La clorita aparece asociada al talco en las serpentinas procedentes de las lerzolititas. Se presenta en su forma habi-

(1) Hay también en la Serranía *asbesto anfibólico*, que estudiaremos después, al ocuparnos de las dolomías y anfibolitas metamórficas.

Formación de clorita.

tual esferolítica palmeada, con color verde claro en luz natural y azul oscuro en luz polarizada. Está impura y es escasa. En algunos sitios, sin embargo, como en el nacimiento del río Fahala, en Alhaurín el Grande, se encuentra en el borde mismo de la masa eruptiva una roca muy curiosa (1). Está compuesta en su totalidad de clorita palmeada de color verde intenso cuando está pura, y amarilla en los sitios donde la ha teñido el óxido de hierro. En luz polarizada, la clorita pura aparece de tono azul índigo, y la impura, de amarillo muy oscuro, casi pardo. Las palmas de esta clorita están formadas de fibras radiales finas que se extinguen según su longitud. Hemos encontrado ejemplares de esta misma roca en el puerto de Ojén, en el de Gómez, al Sur de Tolox y en Sierra de Aguas, en los cortes de la carretera de Alora a Carratraca; pero en ninguno de ellos se presenta tan pura y tan bien caracterizada como en el nacimiento del río Fahala (2).

La *esteatita* (3) se encuentra en bolsadas grandes en varios sitios. Las más importantes están en la vertiente Sur de la Sierra de la Alpujata, donde son objeto de beneficio, como veremos al tratar de las substancias útiles de la región. Es compacta, ligeramente translúcida, de color blanco verdoso y muy blanda. Su densidad es de 2,72, y sus reacciones ópticas corresponden a las del talco. Es curioso que este mineral se forme también en el seno de las dolomías metamórficas, con la misma composición química que la esteatita de la serpentina y textura un tanto diferente. Volveremos a ocuparnos de ella al tratar de aquellas rocas.

Formación de esteatita.

* * *

De lo que acabamos de exponer respecto a la serpentina se deducen las siguientes consecuencias:

Consecuencias de lo expuesto sobre serpentización.

Primera. Las serpentinas todas de la Serranía de Ronda,

(1) Su poca transparencia nos ha impedido fotografiarla.

(2) La clorita se puede estudiar mejor en las rocas metamórficas, y al ocuparnos de éstas haremos una descripción más detallada de este mineral.

(3) Variedad de talco de textura finamente granuda.

así como también los minerales accesorios que las acompañan, son de *segunda formación*, y han sido producidos por la hidratación de los minerales constituyentes de las peridotitas y en época posterior a la consolidación de éstas.

No quiere decir esto que en otras localidades del mundo no pueda haber serpentina de origen primario, hecho que parece comprobado por los estudios de Weinschenk en Stubach (distrito de Venediger, centro de los Alpes orientales), donde ha encontrado rocas en las que la serpentina se presenta como elemento original de las peridotitas, asociada con el olivino y en relación cristalográfica con éste. Nuestra afirmación se refiere concretamente al caso de la Serranía de Ronda, en la que, repetimos, todas las serpentinas son de origen secundario.

Segunda. La formación de la serpentina superficial, debida a la hidratación de la roca por los agentes atmosféricos, ha debido de comenzar en cuanto las peridotitas, bien por denudación de la cubierta del batolito, bien por movimientos orogénicos, hayan estado expuestas a dichos agentes. El proceso que comenzó entonces continúa hoy día. La serpentina superficial, muy deleznable, es arrastrada por las lluvias, la costra se adelgaza, y la acción de los agentes atmosféricos penetra más adentro. Esta acción es, pues, continua.

La época de formación de la serpentina que hemos llamado de origen interno por haber sido producida por emanaciones hidrotermales procedentes de regiones profundas, ha debido de ser poco posterior a la consolidación de las peridotitas. Lo prueba en primer lugar el hecho, ya revelado por Mac-Pherson, de la total ausencia de minerales metamórficos en las capas eocenas en contacto con la serpentina. Lo precisa más lo que hemos podido observar en las capas triásicas del Sur de la masa peridótica principal, y que ya hemos indicado al hablar de la edad de la erupción. En los conglomerados triásicos y en las areniscas de grano grueso superyacentes revela el microscopio la presencia de minerales peridóticos, y entre ellos, la de la *serpentina de origen interno*, perfectamente caracterizada, e inconfundible con la variedad de origen atmosférico. Así, pues, en la época triásica existía ya

la serpentina con idénticos caracteres que en la actualidad. Es lo más probable que la emanación hidrotermal haya sido una manifestación póstuma del fenómeno hipogénico que originó la erupción peridótica.

Tercera. La hidratación de las peridotitas trae como consecuencia un aumento de volumen en la masa; y una hidratación en tan enorme escala como la de la Serranía ha debido de producir esfuerzos mecánicos considerables, de los que debe de haber todavía algunos testigos. Tal vez sean éstos las grandes diaclasas en el seno de la masa eruptiva, el complicado plegamiento de los estratos de gneis y pizarras en los contactos, la verdadera trituración de los mismos en algunas regiones y la pseudoestratificación que en muchos puntos del contacto presenta la roca eruptiva (1).

ROCAS FILONIANAS ÁCIDAS QUE ATRAVIESAN A LAS PERIDOTITAS Y A LOS TERRENOS ESTRATO-CRISTALINO Y CAMBRIANO QUE LAS RODEAN

Ya hemos apuntado antes que abrigamos dudas acerca del origen filoniano de alguna de las rocas básicas que hemos descrito, y que, ante esta duda, nos hemos inclinado a considerarlas como rocas *en masa* derivadas de las peridotitas por metamorfismo. En cambio, es indiscutible la existencia de verdaderos filones de rocas ácidas atravesando a las peridotitas y a algunas de las rocas de su caja.

Están formados estos filones por dos clases de rocas, las granulitas y las plagiaplitas; categorías que tal vez puedan reducirse a una sola, considerando a las plagiaplitas como granulitas con muy poco cuarzo, o sin ninguno en algunos casos.

Por otra parte, hay también filones de granulita en los que la silíce libre domina tanto, y los feldespatos y la mica

Caracteres
de los filones
ácidos.

(1) Uno de los puntos en que mejor se observa este hecho es en la subida desde el puerto del Estercal al de la Laguna y en todo el contacto desde el primer puerto citado hasta el del Chaparral.

son tan escasos, que casi merecerían llamarse más bien *filones de cuarzo*. Se ve, pues, aquí la misma continuidad que en el caso de las rocas peridóticas, un tránsito progresivo de acidez decreciente desde el cuarzo casi puro a los feldespatos, y esto aporta una prueba más contra el criterio de considerar a las rocas como especies naturales fijas.

Son estos filones bastante numerosos y de dimensiones variables. Los hay desde cuatro a cinco kilómetros de longitud, y cuya anchura oscila entre 10 y más de 100 metros, hasta los que sólo miden 200 ó 300 metros y no pasan de tres a cuatro de potencia. Son siempre *filones en rosario*, que presentan alternativamente anchurones y estrechamientos, algunos de éstos tan acentuados, que casi hacen desaparecer al afloramiento. Son sinuosos; pero, comparando la dirección en conjunto de muchos de ellos, se ve que siguen una orientación general de Suroeste a Nordeste, aproximadamente paralela a la del eje mayor de la masa eruptiva principal. Esto se refiere a los que atraviesan a ésta, y es un hecho general desde los Reales de Genalguacil al Chorro. Los de la Sierra de la Alpujata y regiones próximas parecen seguir la dirección Oeste a Este de las cumbres de aquélla.

Los hastiales son de peridotitas, serpentinas o gneises, según la zona en que afloran; pero es un hecho general que dichos hastiales sean limpios; esto es, que se note bien la separación entre ellos y la roca del filón, sin tipos de tránsito, y, por consiguiente, sin reacciones marcadas entre ambas rocas. A lo sumo, en los filones anchos se ve a la granulita cargarse de turmalina o granate, y aparecer en la peridotita algunos indicios de feldespato. El metamorfismo de contacto es, pues, poco intenso en este caso.

Dos de estos filones se destacan por su importancia. El primero de ellos, ya descrito por Mac-Pherson (1), que lo

(1) *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda*, pág. 2. Por cierto que la indicación geográfica que de este filón da Mac-Pherson no hemos podido encontrarla. Dice que está "como a un par de kilómetros del cerro llamado la Cierva, en las Chapas de Marbella", y nadie en el país nos ha dado razón de un cerro que lleve este nombre. El anchurón mayor del filón está cerca del camino

llama de granito turmalinífero, está en la vertiente Sur de la cordillera gnéisica llamada Chapas de Marbella, y cerca de la Sierra de la Alpujata. Se orienta, aproximadamente, de Este a Oeste, y su afloramiento visible tiene la forma de un gran mogote que sobresale de los gneises estratocristalinos que lo rodean, y que mide 110 metros de anchura y unos 200 de longitud en sentido Este a Oeste. Es un gran anchurón del filón de algunos kilómetros, que se ve aflorar en pequeños mogotes en las vertientes de las Chapas. Su traza rara vez se pierde por completo; pero a veces se reduce a un filoncillo de granulita descompuesta de 0,10 a 0,20 metros de anchura.

El segundo filón atraviesa la masa principal de Suroeste a Noroeste, cerca de su borde Norte. Aflora en el puerto de Peñas Blancas (entre los Reales de Genalguacil y el Porrejón), que tal vez se llame así por el color blanco de la granulita, que contrasta mucho con el pardo rojizo de las peridotitas. Se prolonga poco trecho hacia el Suroeste, desapareciendo a cosa de un kilómetro del citado puerto en las cañadas que de los Reales bajan a Estepona. En cambio, hacia el Nordeste tiene una corrida que no baja de 10 kilómetros. Pasa por las faldas meridionales del Porrejón, atraviesa la divisoria cerca de la cumbre del cerro de Nicola, entrando en la cuenca superior del Guadalmanza, y desaparece cerca del puerto del Monte. Desde uno cualquiera de los altos de esta cuenca, desde el cerro de Doña Juana o el puerto de la Mora, por ejemplo, se ve con claridad este gran filón en casi todo su recorrido. Se revela por una traza blanca casi continua, con ensanchamientos de trecho en trecho, pero no tan pronunciados como en el filón de las Chapas, pues el mayor que hemos medido sólo tenía 22 metros de potencia, y el de las Chapas excede de 100, como hemos visto.

que va desde el cortijo de las Chapas, propiedad hoy de los Sres. Larios, al alto de las mismas, en que está la casa del guarda, y dista de esta casa de un kilómetro a kilómetro y medio. En el mismo contacto de la granulita con el gneis han construido los dueños de la finca una fuente con su portada y galería, muy conocida en la región, y esta fuente es tal vez la mejor guía para ir al filón de granulita sin perder tiempo en buscarlo.

Paralelamente a este gran filón del Guadalmanza hay otros de la misma roca, menos importantes en potencia y recorrido, pero orientados todos en la misma dirección Suroeste a Nordeste. En la subida del puerto del Estercal al de la Laguna, en la del Guadalmanza a su divisoria con el Guadalmina y en algunos otros parajes, todos próximos al borde Noroeste de la masa principal, pueden verse filones de granulitas y algunos de plagiaplitas de potencia variable entre 0,50 y dos metros. Esto concuerda, como después veremos, con la dirección y situación de las grandes roturas de esta parte de la Serranía.

Los filones todos son verticales, o con ligera inclinación hacia uno u otro lado de su dirección. Esto es lo que se ve en la superficie. En profundidad no hemos podido reconocerlos, por no haber ni cortes ni excavaciones en ninguno de ellos. Merece citarse, sin embargo, uno de diez metros de espesor que hay en la vertiente de Sierra Parda que mira al río Verde, muy cerca de la finca llamada Bornoque, propiedad de D. Jaime Parladé (1). Está cortado por uno de los caminos de la finca, y en él se ve bien el contacto con el gneis de la caja, perfectamente limpio y de paredes verticales.

La edad de estos filones es desde luego postcambriana, pues atraviesan a los estratos de este terreno, y es frecuente verlos ramificarse y penetrar entre los planos de estratificación de las pizarras y arcosas cambrianas (así como entre los gneis del estratocristalino), formando verdaderos filones capas. No hemos visto nunca a la granulita atravesando a las capas triásicas, ni aun en los parajes, como en las Chapas de Marbella, por ejemplo, en que tanto éstas como los filones de granulita son relativamente abundantes. Son, pues, pretriásicos y postcambrianos. Aseguran los Sres. Michel Levy y Bergeron (2) que la granulita es posterior a los filones de dioritas que cortan a las rocas cambrianas. Hemos podido comprobar este dato viendo filones de granulita cortando a los

(1) La fuente que surte de agua a la casa de esta finca brota en el contacto de este filón con el gneis.

(2) Obra citada, pág. 219.

de diorita, y nos parece muy verosímil lo que dichos geólogos aseguran. Podemos asegurar también que los filones de granulita son posteriores a la formación por metamorfismo endógeno de las noritas del borde de las masas hipogénicas, porque hemos visto repetidas veces a éstas cortadas por aquéllos. Hay que admitir, pues, que en esta región ha habido dos venidas o emanaciones de mineralizadores hipogénicos. La primera, la más antigua, de carácter básico, no ha llegado a formar filones bien caracterizados (1), y sus efectos se han limitado a la formación de minerales ferromagnesianos accesorios en los bordes de las primitivas rocas peridotíticas. La segunda, bastante posterior a la primera, ha emanado por fracturas que afectaban indistintamente a las peridotitas y a las rocas antiguas inmediatas, sin localizarse, por tanto, en regiones determinadas; ha sido de tipo francamente ácido, y ha rellenado las citadas fracturas, produciendo un metamorfismo poco sensible en las paredes de ellas. Ejemplos de estos dos tipos de emanaciones se ven frecuentemente en regiones peridotíticas de otras partes del mundo. En la de los Urales han sido minuciosamente descritas por Duparc y Pearce (2), y el fenómeno, en general, resulta allí lo mismo que aquí, y con semejanza manifiesta entre las rocas de las dos series.

Es digna de llamar la atención esta semejanza, y lo es también el dato que aporta la Serranía de Ronda al hecho ya conocido de manifestaciones periódicas de la actividad orogénica en épocas dadas, separadas por inmensos períodos de tiempo, durante los cuales esta actividad cesa o se manifiesta muy poco. La aparición de las peridotitas, la del mineralizador básico que las transforma parcialmente, la formación ahora de los filones de granulita, y la de los de diorita, como después veremos, son fenómenos que en la Serranía se localizan todos entre el final de la época cambriana y el co-

(1) Véase lo que exponemos sobre esto al describir las noritas metamórficas.

(2) *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève*, vol. XXXIV, 1902-1905.

Filones ácidos. -- Su edad.

mienzo de la triásica; y aun podríamos limitar más esta época aceptando el criterio de los Sres. Michel Levy y Bergeron, y considerando como permianos a los conglomerados y areniscas que hemos llamado triásicos. Diríamos entonces que en nuestra región se señala una enorme actividad hipogénica entre las épocas postcambriana y prepermiana. Después, en la secundaria y terciaria, esta actividad ha cesado. Sólo se manifiesta en las erupciones de ofitas, que, como ya hemos dicho, no existen en la Serranía; y, por otra parte, aun está por averiguar cuál es el verdadero origen de estas curiosas rocas (1).

Vamos ahora a describir por separado los dos tipos extremos de rocas ácidas: las granulitas propiamente dichas y las plagiaplitas, compuestas casi exclusivamente de feldespato; pero repitiendo la salvedad ya dicha de que éstas nos parecen derivadas de aquéllas y formando un solo grupo en su conjunto.

Granulita.—La roca dominante en estos filones es la granulita normal, a la que llamamos así por seguir el ejemplo de los Sres. Michel Levy y Bergeron, pues, en realidad, ni su textura ni su composición mineralógica concuerdan del todo con lo que el Comité Francés de Petrografía fija para las granulitas. Este Comité las define así: "Granitos en los que la mica blanca se añade a la negra, el feldespato plagioclasa es escaso o falta del todo, y los granos de cuarzo tienden a tomar formas cristalinas propias." Ahora bien: en las rocas de estos filones hay, efectivamente, dos clases de mica, la biotita y la muscovita; la primera del grupo de micas negras, y la segunda del de las blancas (2); pero aquí concluyen los caracteres propios de la granulita. El feldespato plagioclasa entra en la roca en tanta proporción como la ortosa; y en cuanto

(1) Véase Salvador Calderón, *La región epigénica de Andalucía y el origen de sus ofitas*, que hemos extractado en las notas bibliográficas, y lo que el autor opina en contra del origen hipogénico de estas rocas.

(2) Nos referimos a la muscovita de primera formación. Hay también en estas rocas, cuando están algo descompuestas, muscovita derivada de la biotita primitiva, como veremos luego.

Descripción
de las rocas
filonianas
ácidas.

Caracteres
y composición.

al cuarzo, podemos afirmar no haberlo visto nunca con formas cristalinas propias, sino, por el contrario, en granos de contornos muy irregulares, que se adaptan y mezclan a los demás minerales, dando a la roca textura francamente granitoide. Se comprende, pues, muy bien que Mac-Pherson llamase *granito* a estas rocas.

El aspecto exterior es el de un granito de grano fino. Son de color blanco puro, o ligeramente amarillo cuando el óxido de hierro las ha teñido. Cristalinas, con manchitas brillantes de cuarzo, poco brillantes de feldespato y negras de biotita, todas visibles a simple vista. En los hastiales suele cargarse la roca de cristales de turmalina de bastante tamaño, algunos hasta de un centímetro de longitud. Se distinguen en seguida por su forma alargada regular, su color negro azulado, y por cierta tendencia a agruparse en nidos radiales. En algunos casos hemos visto a toda la biotita substituida por la turmalina; en otros aparece el granate como elemento accesorio, tomando la roca textura porfiroide.

Son rocas muy duras y tenaces, con fractura irregular, y de una densidad de 2,60 a 2,64.

En la lámina VII, figura 3.^a, hemos representado una granulita turmalinífera del tipo más corriente. En ella se ve la textura granitoide de los granos de cuarzo (1) y la ausencia de caras cristalinas en ellos. La ortosa (3) y la oligoclasa (6) aparecen mezcladas en trozos mayores que los de cuarzo, y rodeadas por éstos. La biotita (19) está en láminas irregulares repartida uniformemente por toda la roca. En la fotografía en cuestión no se ve muscovita, por no haberla en ese punto; pero la hay en regiones inmediatas, repartida por la roca, como la biotita, o epigenizando a los feldespatos. Por último, la turmalina (24) se ve en cristales grandes próximos a los de biotita, con la que suele venir asociada, y tendiendo a dar a la roca textura porfiroide.

Esta disposición de los minerales constituyentes comprueba lo que dicen los Sres. Michel Levy y Bergeron sobre el orden que han seguido dichos minerales al consolidarse. Son de primera consolidación la biotita y los dos feldespatos, de segunda el cuarzo y la muscovita, y de tercera los mine-

Caracteres
de la granu-
lita en lámi-
na delgada

rales accesorios turmalina, granate y andalucita. Esta última no la hemos encontrado en la granulita propiamente dicha, y sí en el gneis de la caja del filón de las Chapas y en la de algunos otros que cortan a las rocas estratocristalinas. El granate aparece en los filones de granulita en su contacto mismo con las rocas peridóticas. Pertenece a la variedad piropo, y tiene los mismos caracteres que el que hemos descripto al tratar de las noritas granatíferas, salvo que en el de las granulitas falta la envolvente de feldespato. Es un mineral relativamente raro en estos filones.

La biotita la hemos descripto ya al tratar de las noritas, y como sus caracteres específicos son los mismos aquí que allí, no necesitamos añadir nada a lo dicho. La ortosa, la oligoclase, el cuarzo y la muscovita se pueden estudiar indistintamente en las granulitas y en los gneises, pues en ambas rocas se presentan con caracteres muy semejantes. Es, sin embargo, más fácil encontrar estos minerales en estado de pureza en las granulitas que en los gneises, porque en estos últimos los feldespatos suelen estar más o menos caolinizados, y la muscovita algún tanto cargada de clorita. Los estudiaremos, pues, ahora de una vez para todas, señalando las particularidades que ofrecen en unas y otras rocas. La turmalina, tan abundante en las granulitas, es más rara en los gneises, y por esto la estudiaremos también aquí. En cambio, con el granate sucede todo lo contrario; y por esto, la variedad *almandina*, que tanto abunda en los gneises, la describiremos al tratar de éstos. Estudiaremos, pues, aquí cinco minerales, y en el orden siguiente: cuarzo, ortosa, oligoclase, muscovita y turmalina.

Cuarzo (SiO_2).—La sílice libre se encuentra en la Serranía en tres formas: la de *cuarzo cristalizado*, abundantísima, puesto que, salvo en las peridotitas y en las calizas dolomíticas, no falta en ninguna otra roca de la región; la de *ópalo* o sílice hidratada, que se ve como mineral accesorio en algunas rocas metamórficas; y la de *silex* o *pedernal* (mezcla de sílice anhídrica cristalizada y amorfa con algo de ópalo), que abunda en las areniscas y conglomerados terciarios, y suele también presentarse en lechos delgados en algunas calizas

Formas en que se presenta.

secundarias. La forma *tridinita* no la hemos encontrado, ni creemos exista en la Serranía. Estudiaremos ahora el cuarzo de las granulitas y los gneises, que es donde se muestran mejor sus caracteres específicos.

El cuarzo cristaliza en el sistema exagonal, y es ópticamente uniáxico, por tanto; pero en las rocas de la Serranía no se presenta terminado por caras cristalinas. Salvo en algún que otro filón de granulita muy ácida, en las preparaciones de las cuales hemos visto a veces algunos granos cuyo contorno era vagamente exagonal o rectangular, la forma típica del cuarzo es la de granos de contornos muy irregulares, festoneados, y sin forma característica alguna (lám. VII, fig. 3.^a; lámina V, figs 1.^a y 2.^a; lám. VI, fig. 4.^a; lám. VII, fig. 1.^a; lámina XIV, figs. 1.^a y 4.^a). Está, sin embargo, cristalizado y con todos sus caracteres ópticos.

Caracteres cristalográficos.

Entre las pizarras cambrianas y las micacitas del tramo superior del estratocristalino suelen encontrarse capitas muy delgadas de cuarzo intercaladas en los planos de estratificación. En ellas suelen verse cristalitas diminutos de *crystal de roca* con su forma habitual de prisma exagonal apuntado. Éstos no pueden considerarse, sin embargo, como mineral constituyente de las rocas.

No presenta nunca cruceros, y sí con frecuencia grietas delgadas, sinuosas o quebradas, apenas visibles en luz natural, y que parecen haberse producido posteriormente a la formación de la roca.

El cuarzo en granos, recogido de las arenas de los ríos o separado de las rocas, y visto en secciones microscópicas, es siempre transparente y casi siempre incoloro. A veces, sin embargo, se tiñe de amarillo intenso (falso topacio), cuyo color conserva todavía un tanto en las preparaciones delgadas. La fractura es concoidea o irregular, y la densidad 2,65. Su acentuado brillo vítreo y su transparencia lo distinguen en seguida del feldespato en las granulitas y en los gneises.

En las preparaciones microscópicas (véanse las fotografías antes citadas) el cuarzo se destaca por su superficie lisa y limpia, sin granulaciones y sin chagrinado. Su índice de refracción bajo (1,55), casi igual al del bálsamo del Canadá,

Cuarzo. Caracteres ópticos.

hace que los contornos del cuarzo apenas se vean en los bordes de la preparación cuando están en contacto con el medio de montura. Otro tanto sucede cuando los trozos de cuarzo están contiguos a los de feldespato, caso muy frecuente en las granulitas y en los gneises, porque el índice de refracción de estos últimos minerales, sobre todo el de la ortosa (1,532), difiere muy poco del del cuarzo. Hay, pues, posibilidad de confusión, sobre todo cuando los feldespatos se presentan también en granos irregulares. El método de Becke está muy indicado en este caso para distinguirlos; pero se puede echar mano de otros caracteres, como la ausencia de cruceros en el cuarzo, y la presencia de ellos casi constante en la ortosa; las maclas, tan frecuentes en ésta y en los feldespatos triclinicos; la menor transparencia de los feldespatos, y su tendencia a cubrirse de *moscas de muscovita* (1) y de manchas y regueros de caolin.

Los granos de cuarzo en las secciones transparentes son en la mayoría de los casos completamente incoloros, y sólo en raras ocasiones se ve el ligerísimo tono amarillo de que hablábamos antes. Nunca es dicroico.

La birrefracción máxima que hemos medido es 0,009, que corresponde a la cifra que la mayoría de los autores dan. Los colores de polarización son, pues, muy bajos, blancos o grises, y varían bastante con la dirección de la sección; pero siempre dentro de los dichos dos tonos. Este color de polarización del cuarzo es un buen testigo para comprobar el espesor de la preparación. En cuanto éste excede de 0,03 milímetros, el cuarzo toma tonos de polarización amarillos, rojos y azules muy vivos, que se elevan rápidamente en la escala de Newton a poco que aumente el espesor. Así, pues, el cuarzo, por esta propiedad y por su presencia casi constante en las rocas, es un buen texto para averiguar cuándo se ha llegado

(1) La palabra *moscas* (traducción de la francesa *mouches*) expresa bien las manchas de mica blanca formadas por laminillas agrupadas en todos sentidos, que tan frecuentes son en los feldespatos en vías de epigenesis. Por esto nos hemos atrevido a emplearla. En la lámina VI, figura 4.^a, y en la VII, figura 1.^a, hay trozos de ortosa con moscas de muscovita.

Cuarzo. — Birrefracción.

en la talla al espesor conveniente. En cuanto el cuarzo polarice en gris, debe suspenderse el pulimento de la roca. Lo difícil es llegar a este límite.

En una sección de roca que contenga cuarzo es frecuente encontrar varios trozos que permanecen extinguidos en todas las posiciones de la platina. Indica esto que están cortados perpendicularmente al eje óptico, que coincide con el vertical cristalográfico. Esto se comprueba alumbrando la preparación con luz convergente y viendo la figura de interferencia, que resulta ser siempre la cruz negra, de posición invariable con la rotación de la platina, y rodeada de uno o dos círculos de colores irisados. En las secciones poco inclinadas sobre el eje los colores de polarización oscilan entre el gris oscuro y el negro, y la posición exacta de extinción se determina con dificultad. En las secciones paralelas o casi paralelas a dicho eje la birrefracción alcanza su máximo, y los tonos de polarización van desde el blanco agrisado al negro de la extinción, que en este caso se precisa bien.

Esta extinción se verifica siempre cuando los hilos del retículo (secciones principales de los nicoles) coinciden con el eje vertical y el plano de los ejes horizontales, y esto permite situar la posición de dichos ejes en la sección; pero como en ésta no suele haber caras cristalinas que permitan, refiriéndose a ellas, diferenciar las dos direcciones una de otra, es preciso apelar al signo óptico para llegar a este fin. Ahora bien: el signo óptico del cuarzo es positivo; la dirección n_z de índice máximo coincide con el eje cristalográfico principal (eje vertical), y, por consiguiente, determinando en la sección, por medio de la lámina de yeso rojo de primer orden o por la de mica de un cuarto de onda, cual es la dirección positiva, ésta será la proyección del eje vertical sobre la placa.

En algunos gneises y granulitas (más frecuentemente en aquéllos que en éstas) la extinción del cuarzo presenta anomalías de dos clases. Es la primera la llamada *extinción de agregado* o de mosaico, que consiste en que el trozo no se extingue uniformemente, sino que aparecen en él manchas irregulares del todo extinguidas, combinadas con otras que casi lo están, pero que dejan pasar todavía algo de luz. El ángulo

Cuarzo. Secciones normales y paralelas al eje óptico.

Extinción. Signo óptico.

Anomalías ópticas.

que debe girar la platina para que estas últimas se extingan por completo oscila entre tres y cinco grados. Queda, pues, dividido el trozo de cuarzo en un modo de mosaico o agregado de granos irregulares cuya respectiva orientación óptica difiere un tanto. Se supone que a causa de presiones la roca se ha fracturado; pero no lo bastante para que dichas fracturas sean visibles.

La segunda anomalía es una extinción ondulada o rodada, semejante a la que ya hemos descrito al hablar de la enstatita. Tampoco en este caso se extingue uniformemente el trozo de cuarzo. Se forma una banda de sombra, con sus bordes desvanecidos, que corre sobre la sección a medida que la platina gira, indicando así que las direcciones de vibración no son las mismas en todas las regiones del trozo. Se explica este fenómeno por distorsiones moleculares resultantes de esfuerzos sufridos por la roca. La figura 2.^a de la lámina V representa cristales de cuarzo con esta anomalía.

Es digno de mencionarse el hecho de que esta diferencia molecular de orientación óptica se traduzca en un comienzo de duplicación del eje óptico único en dos ejes. El cristal tiende a ser biáxico. Dicho de otro modo: en los trozos de cuarzo con esta anomalía, las secciones perpendiculares al eje vertical (eje óptico) no permanecen constantemente extinguidas en todas las posiciones de la platina, sino que ofrecen signos de una birrefracción poco acentuada, si se quiere, pero birrefracción al fin. Y esto se comprueba examinando estas secciones con luz convergente, y viendo que la figura de interferencia no es ya la cruz negra de posición fija que corresponde a los cristales uniáxicos, sino dos ramas de hipérbola con los vértices muy próximos, que cambian de posición al girar la platina, indicando así que el cristal es biáxico, si bien con un ángulo $2v$ muy pequeño.

El cuarzo de la Serranía contiene numerosas inclusiones, siendo las más frecuentes las líquidas de burbuja móvil, que unas veces están orientadas en hileras o regueros, y otras se agrupan en nidos, tan numerosos a veces, que llegan a alterar la transparencia del mineral. Las pequeñas cavidades de es-

Cuarzo. — Inclusiones.

tas inclusiones están rara vez llenas totalmente por el líquido, y frecuentemente falta éste por completo, y la inclusión está vacía, o llena de un gas cuya naturaleza nos ha sido imposible determinar. Existen también numerosas interpenetraciones de cuarzo y feldespatos, que describiremos al tratar de la ortosa. En los gneises descompuestos (lám. VI, fig. 4.^a) las fracturas del cuarzo se acentúan, y por ellas penetran las impurezas de la roca, rellenándolas de substancia amorfa o de pequeñísimos trozos de los demás minerales.

Ortosa (K^2O , Al^2O^3 , $6SiO^2$).—Silicato doble de alúmina y potasa. Feldespato potásico. Monoclínico.

Aun cuando pocas veces se ven en las secciones de rocas de la Serranía trozos de ortosa terminados por caras cristalinicas, es, sin embargo, relativamente fácil seleccionar con el microscopio biocular cristales bastante perfectos operando sobre arenas de ríos que atraviesen regiones gnéissicas. Estos cristales, cuando no están maclados, se componen de las caras m del prisma, de la base p , de la clinopinacoide g^1 y de dos domos difíciles de determinar por su pequeñez (1). Es frecuente encontrar también en las arenas cristales maclados por la ley de Carlsbad; pero tanto ésta como las demás maclas se estudian mejor en las secciones transparentes.

La ortosa, en las rocas, es de color blanco o ligeramente rosado (granulitas de las Chapas de Marbella), translúcida, de aspecto lechoso y con menos brillo que el cuarzo. No hemos encontrado, ni en las rocas ni en las arenas de los ríos, la variedad transparente y límpida *adularia*. Sus trozos son siempre mayores que los de cuarzo, salvo en las granulitas muy ácidas, en las que, al mismo tiempo que disminuye la proporción de ortosa, disminuye también el tamaño de sus granos.

En las preparaciones en láminas delgadas es incolora, o gris si empieza a descomponerse. Este color va acentuándose y tomando tonos amarillos a medida que la descomposición avanza y la ortosa va transformándose en caolín. Como casi siempre se forma muscovita al mismo tiempo, el tono gris

(1) No olvidemos que se trata de cristales microscópicos.

Caracteres
cristalográficos.

Caracteres
ópticos.

amarillento aparece salpicado de puntos o moscas irisados por colores muy vivos; pero esto no se ve sino con luz polarizada (lám. VI, fig. 4.^a). Este color, su superficie, en general menos brillante que la del cuarzo, y los demás caracteres propios de éste, que ya hemos descrito, permiten la distinción de ambos minerales (lám. VII, fig. 3.^a). Al microscopio, la ortosa se presenta en trozos grandes, de contornos irregulares, con cruceros visibles, y bastantes veces maclados de varios modos. Los cruceros son dos, perpendiculares entre sí: uno paralelo a la base p , y el otro a la clinopinacoide g^1 . Sus trazas son muy finas, perfectamente rectilíneas y no interrumpidas. En las secciones paralelas a la ortopinacoide h^1 las trazas se cortan en ángulo recto en forma de cuadrícula perfecta, y esto sirve para determinar esta cara. En algunos gneises hemos visto una forma especial de ortosa fibrosa que ofrece dudas respecto a su interpretación. La hemos fotografiado en la figura 3.^a de la lámina XVI. Como se ve, la superficie aparece cubierta de fibras paralelas muy finas y muy juntas, que a primera vista podrían tomarse como trazas de crucero, pero más que su extraordinario número y proximidad suscitan desde luego dudas. Pero lo que más las suscita es el curioso hecho de que, al extinguirse el trozo, quedan en él finísimas líneas, alumbradas, brillantes, coincidiendo con las fibras, que parecen indicar una serie de laminillas hemitrópicas macladas por la ley de la albita. Esto induce a pensar en la variedad *microclina* de ortosa; pero en ésta las maclas son dobles, y, por consiguiente, la superficie es reticulada, y no fibrosa en un solo sentido, como en la ortosa de nuestros gneises. No nos atrevemos, pues, a decidimos por una u otra interpretación, aun cuando nos inclinamos a creer que se trata de dos series de maclas por la ley de la albita extraordinariamente próximas. Nótese, sin embargo, que, aparte del caso especial de la microclina, no se conocen en la ortosa maclas polisintéticas. Añadiremos, por último, que la dirección de estas fibras coincide invariablemente con la de los cruceros g^1 , y que los trozos en cuestión son en realidad de ortosa, porque el análisis químico revela en ellos la presencia de la potasa.

Ortosa fibrosa.

La macla de Carlsbad es muy frecuente. A veces se ve el ángulo entrante en cada extremidad de la línea de macla. Cuando no es visible este ángulo, la macla se pone de manifiesto por la diferencia del ángulo de extinción en cada uno de los individuos, diferencia que llega hasta 90 grados en las secciones según la cara h^1 . Esta macla en las rocas de la

Ortosa. Maclas.

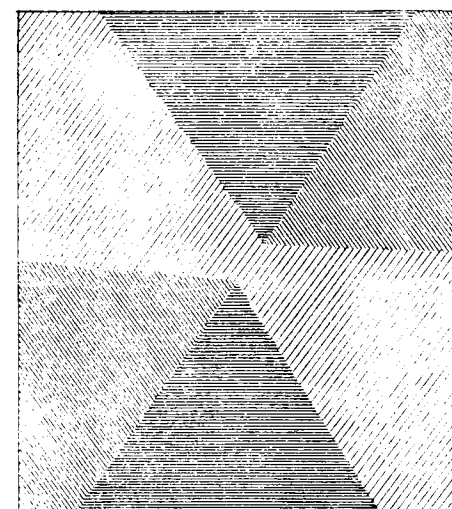


Fig. 5.^a

Serrania es *simple*, esto es, formada por dos individuos solamente. No hemos encontrado hasta ahora maclas múltiples de Carlsbad.

Otra macla muy curiosa es la representada en esquema en la figura 5.^a Cuando la sección coincide con el plano de simetría de dicha macla, aparece ésta formada por seis sectores triangulares, cuyas extinciones son simétricas dos a dos. Nos parece ser la combinación de la macla de Baveno con la de Carlsbad. Sólo la hemos encontrado en las granulitas del río de Ojén.

El índice de refracción máximo que hemos medido es $n_g = 1,532$, y la birrefracción máxima $n_g - n_p$ no excede de 0,008. Así, pues, en luz polarizada la ortosa toma tonos

Ortosa. Índice. Birrefracción.

comprendidos en los grises del primer orden, más bajos todavía que los del cuarzo (lám. VII, fig. 3.^a, y lám. XVI, fig. 3.^a). Por consiguiente, cuando en una preparación hay cuarzo y ortosa, ésta es *más gris* que aquél en luz polarizada. En luz natural la pequeña diferencia de índices entre ambos minerales sólo se manifiesta empleando el método de Becke; pero, por otra parte, la superficie de la ortosa rara vez es brillante y limpia como la del cuarzo, sino que está más o menos cubierta de puntos de caolín, y a veces de muscovita, que le dan cierto tono agrisado y disminuyen sensiblemente su transparencia. Éste es el mejor carácter para distinguir la ortosa del cuarzo en las rocas de la Serranía.

La posición de los ejes ópticos ofrece la particularidad de variar según la temperatura a que el cristal ha sido sometido, y esto aporta un dato importante sobre el origen de las rocas que contienen ortosa. En efecto: en la *ortosa normal*, en la que no ha sufrido temperaturas elevadas, los ejes ópticos están situados en un plano perpendicular a la clinopinacoide g^1 , la bisectriz aguda coincide con la dirección de menor índice n_p (el signo óptico es, por consiguiente, negativo), y el ángulo de los ejes ópticos es muy variable (1). Sometido el cristal a temperaturas progresivamente crecientes, el ángulo de los ejes ópticos va disminuyendo; llega un momento en que se confunden en uno solo, y el cristal es ópticamente uniáxico. Después vuelven a irse separando; pero ya el plano que los contiene no es perpendicular a g^1 , sino que coincide con esta cara. Si en este momento se deja enfriar al cristal, y siempre que la temperatura no haya pasado de 600 ó 1.000 (2) grados (según las variedades), los ejes ópticos van recobrando poco a poco su posición normal; pero si la temperatura ha excedido de dicho límite, la modificación subsiste al enfriarse la ortosa, y ésta se ha convertido en *ortosa deformada*, en la que el plano de los ejes ópticos es el g^1 , el ángulo de éstos es variable entre 42 y 64 grados, y el signo óptico

(1) Des Cloiseaux da en su *Mineralogía* ángulos variables entre 11° 51' y 69 grados para este ángulo.

(2) Este dato está tomado de F. Rinne. Otros autores dan cifras algo más elevadas.

Ortosa. —
Ejes ópticos.
Su cambio de
posición.

sigue siendo negativo. Así, pues, la posición del plano de los ejes ópticos nos dice la temperatura aproximada a que ha estado sometido el mineral.

Hemos procurado sacar partido de esta propiedad en las rocas de la Serranía. Para ello, hemos extraído trozos de ortosa de diversas rocas, y nos ha parecido notar lo siguiente: La ortosa de los gneises y granulitas es normal, con el plano de los ejes ópticos próximo al de la base p y perpendicular a g^1 . En los contactos mismos del gneis con las peridotitas, cuando los primeros se cargan de granates, y sobre todo en la roca que llamaremos *gneis tostado*, procedente de los lentejones que recubren a las masas hipogénicas, y que, a nuestro juicio, son restos de la primitiva bóveda del batolito, la ortosa es *deformada*, el plano de los ejes ópticos es el g^1 , y el ángulo $2v$ de estos ejes se aproxima a 60 grados, siendo así que en la ortosa normal no hemos podido medir ninguno que exceda de 40 grados (1). Basándose en estos resultados, se deduce que la temperatura inicial de la masa hipogénica era muy elevada, tal vez superior a 1.400 grados; que esta temperatura se ha transmitido en sentido vertical a bastante distancia del contacto con las rocas de la bóveda, y, en cambio, en sentido lateral el influjo de dicha temperatura ha sido sensiblemente menor.

Las direcciones de extinción en la ortosa normal de la Serranía son bastante constantes. En las secciones g^1 , que

Ortosa. — Ex-
tinción.

(1) Debemos advertir que damos estos datos con cierta reserva, y que, por consiguiente, están sujetos a posibles rectificaciones. En primer lugar, no es fácil separar ortosa de las rocas que la contienen, por estar muy mezclada con el cuarzo y ser sus granos bastante pequeños. (Aquí no puede apelarse a las arenas de los ríos, porque es preciso estar muy seguro de la procedencia del mineral que se estudia.) Esta dificultad es mayor todavía en los gneises tostados, en los que pocas veces se encuentran trozos de ortosa lo bastante puros para que el estudio de los ejes ópticos sea posible. En segundo lugar, no hemos dispuesto de tiempo suficiente para multiplicar nuestras observaciones y cerciorarnos de los resultados por repetidas comparaciones. El tallado de cristales aislados es operación larga y minuciosa, que exige mucho tiempo.

Es, pues, éste uno de tantos problemas interesantes de los muchos que quedan todavía sin resolver definitivamente en esta región.

sólo muestran la traza de los cruceros p , la extinción se verifica bajo un ángulo de cinco grados con estas trazas. En las secciones p , o próximas a este plano, y en la zona ph^1 , los cruceros se cortan en ángulo recto, y la extinción se verifica siempre cuando los hilos del retículo coinciden con las trazas de aquéllos (1).

La ortosa contiene numerosas inclusiones de los minerales que han cristalizado antes que ella y de productos de descomposición de la ortosa misma. Estas últimas son las más frecuentes. La transformación en caolín, con formación de muscovita secundaria, puede observarse, en grado mayor o menor, en todas las rocas que contienen ortosa. El mineral va perdiendo transparencia y brillo y va tomando un aspecto terroso y un color gris amarillento. A veces la transformación afecta al mismo tiempo a todas las zonas del cristal; otras se verifica preferentemente a lo largo de las roturas de éste (lámina VII, fig. 1.^a). Simultáneamente al caolín van apareciendo manchitas de muscovita, que se distinguen por sus colores de polarización muy vivos. En los gneises tostados muy descompuestos de los lentejones que recubren a las peridotitas, la ortosa está con frecuencia totalmente transformada en caolín y muscovita (lám. VI, fig. 4.^a), y el mineral es tan blando y terroso, que se deshace con los dedos.

En los gneises son frecuentes las interpenetraciones gráficas de cuarzo y ortosa (lám. XVI, figs. 5.^a y 6.^a). Afectan dos formas. La más frecuente es la representada en la figura 5.^a, en la que el feldespato penetra dentro del cuarzo, formando a modo de ramificaciones vermiculares compuestas de cristallitos de orientación óptica diferente. La representada en la

(1) Las extinciones de la ortosa y demás feldespatos en sus diferentes zonas han sido minuciosamente estudiadas por Fouqué, Michel Levy y Lacroix. Los demás autores reproducen, ampliándolos a veces, los trabajos de los autores citados. Consúltense los siguientes textos:

Fouque y Michel Levy, *Minéralogie micrographique*, págs. 211 y siguientes.

Michel Levy y Lacroix, *Les minéraux des roches*, págs. 188 y siguientes.

J. P. Iddings, *Rocks minerals*, págs. 222 a 238.

Michel Levy, *Détérmination des feldspaths*.

Ortosa.—Inclusiones y alteración.

Interpenetraciones.

figura 6.^a, aunque más rara que la anterior, puede observarse en bastantes gneises (rio de Ojén y de las Cañas de Carratraca). En ella el cuarzo afecta la forma de signos cuneiformes, y está incluido en toda la masa del cristal de ortosa, sin que se observen aureolas de epigenesis entre los signos y su matriz. Los autores de petrografía están conformes en explicar esta estructura por la cristalización simultánea de ambos minerales.

Oligoclasa.—Feldespato calcosódico. Triclinico, como todos los del grupo. El segundo de la serie de las plagioclasas, en el sentido de basicidad creciente. El primero es la albita, cuya fórmula es $\text{Na}^2\text{O}, \text{Al}^2\text{O}^3, 6\text{SiO}^2$, y, que, por tanto, no contiene cal. El último es la anortita, cuya fórmula ya hemos visto es $\text{CaO}, \text{Al}^2\text{O}^3, 2\text{SiO}^2$, y que, por tanto, no contiene sosa. La oligoclasa es uno de los términos intermedios, el que sigue a la albita; y se consideran como tales oligoclasas todos los feldespatos cuya composición oscila entre seis de albita por uno de anortita y dos de albita por uno de anortita (1).

Debemos advertir que entre estos términos hay otros de composición intermedia que reciben los nombres de oligoclasa—andesina, labrador—, bitownita, etc. En realidad, las plagioclasas, más que especies naturales, son mezclas en proporciones extraordinariamente variables de albita y anortita.

No nos atreveríamos a afirmar que en los gneises de la Serranía no existan otros feldespatos triclinicos además de la oligoclasa, que es el dominante, tanto en estas rocas como en las granulitas. En algunos gneises de la base del estratocristalino hemos encontrado trozos cuyos caracteres ópticos los aproximaban más a la andesina que a la oligoclasa. Pero, para poder cerciorarnos de ello, hubiera sido preciso hacer un estudio muy detenido de dichos feldespatos, que hubiera exi-

(1) Los restantes términos son, llamando Ab a la albita y An a la anortita:

Andesina.....	Ab_3An_3 a Ab_4An_3
Labrador.....	Ab_1An_1 a Ab_1An_2
Bitownita.....	Ab_1An_3 a Ab_1An_6

Todos son triclinicos.

Composición.

gido mucho tiempo y hubiera sido, hasta cierto punto, ajeno a la finalidad de este libro. Nos ceñiremos, pues, a describir al dominante, que es la oligoclasa.

En los trozos de rocas examinados con la lente es difícil distinguir este feldespatos de la ortosa. A veces, sin embargo, cuando los gneises están algo descompuestos, se ven trozos menos brillantes que el cuarzo y menos alterados que los de ortosa, de un color blanco lechoso, que son de oligoclasa. Es fácil entonces separarlos de la roca y estudiarlos aislados. De las arenas de los ríos pueden también seleccionarse con el microscopio trozos bastante puros de oligoclasa.

Rarisimas veces hemos visto a estos trozos con caras cristalinas. Lo habitual es que tengan sus contornos muy irregulares y más o menos redondeados. También es muy raro ver cristales sin maclas. Éstas son la de la albita y la periclina, o la combinación de las dos. Ejemplos de ellas cortadas en todas direcciones se encuentran en las preparaciones de granulitas y gneises que hemos examinado, y estas maclas son el carácter que a primera vista distingue a la oligoclasa de la ortosa en dichas preparaciones.

Las maclas por la ley de la albita (lám. VII, fig. 1.^a) son muy desiguales en su anchura, hasta tal punto, que a veces una de las series de láminas hemitrópicas se reduce a un sistema de líneas finas que sólo por su extinción se distinguen de los cruceros. Estas láminas conservan su espesor uniforme en toda la longitud del trozo, sin esas terminaciones en forma de peine tan frecuentes en las maclas de anortita. Las maclas por la ley de la periclina son más regulares y de casi el mismo ancho en las dos series. Forman con las de la albita ese enrejado tan característico de los feldespatos triclinicos, que los distingue en seguida de los demás minerales. La traza de las maclas por la periclina sobre el plano de la braquipinacóide g^1 forma un ángulo de dos a cuatro grados con la traza de los cruceros p sobre dicha cara g^1 (1), ángulo que está

(1) Esta cara se encuentra con facilidad en las preparaciones. En ella no se ven las maclas por la ley de la albita, porque su plano de asociación es precisamente el g^1 . A lo sumo, se ve una tenue sombra que se mueve sobre la sección cuando gira la platina, indicando que

Oligoclasa.—
Caracteres.

Maclas.

comprendido entre el típico de la oligoclasa, que es de cuatro grados, y el de la andesina, que es de cero grados.

Pero el carácter mejor para determinar este feldespatos es el del ángulo de extinción que forman entre si las dos series de láminas hemitrópicas de uno cualquiera de los dos sistemas de maclas; mejor aún el de la albita que el de la periclina. En las secciones normales al plano de macla g^1 (ley de la albita) el ángulo entre las extinciones de las dos series oscila entre 20 y 32 grados, cuyas cifras corresponden a la oligoclasa o a términos comprendidos entre ésta y la andesina (1).

Los dos cruceros según p y según g^1 son fácilmente observables en luz natural en casi todas las secciones. Son muy rectilíneos y finos, aun cuando a veces están subrayados por productos de descomposición. Los ángulos de extinción respecto a estos cruceros son para la oligoclasa los siguientes, según Des Cloiseaux:

En la cara p : ángulo de extinción con la traza del crucero $g^1 = 1$ grado.
— — g^1 — — — — — $p = 5$ grados.

Pero en las rocas de la Serranía tiene poco valor este dato, porque los dos sistemas de maclas se confunden con los cruceros en luz polarizada, y los hacen poco visibles.

Muchas secciones de oligoclasa presentan la *extinción zonal*, o sea una serie de zonas concéntricas, con distinta orientación óptica unas de otras, y que, por lo mismo, no se extinguen simultáneamente, sino sucesivamente. La extinción gradual de un extremo a otro, análoga a la que hemos descrito en los piroxenos, es rara en la oligoclasa. En cambio, es frecuente la diferenciación marcada de una zona a la inmediata, teniendo cada una de ellas contornos rectilíneos que corresponden a la forma cristalina del mineral. Resulta así el

esta sección no coincide del todo con g^1 , pero está muy cerca de coincidir.

(1) Respecto a la manera de averiguar cuáles son las secciones normales a g^1 y todo lo demás relativo a estas maclas, véase lo dicho al tratar de la anortita en las páginas 208 y siguientes.

Oligoclasa.—
Cruceros.

Extinción zo-
nar.

trozo de éste semejante al de un ágata pulimentada. Claro está que el fenómeno desaparece cuando se pasa de luz polarizada a luz natural. Indica esta clase de extinciones una cristalización lenta que ha permitido la formación de capas concéntricas con variables proporciones de sosa y cal, predominando casi siempre esta última en las zonas más próximas al centro.

No hemos podido medir con exactitud el índice de refracción. Sin embargo, aplicando el método de Becke a la comparación de la ortosa y el cuarzo con la oligoclasa, hemos llegado a la conclusión de que el índice de esta última es un poco mayor que el de la ortosa, y tal vez algo menor que el del cuarzo. La birrefracción máxima medida ha sido 0,009, menor que la de la anortita. Los tonos de polarización en preparaciones de espesor normal son siempre grises claros, sin llegar nunca a los amarillos.

En cristales seleccionados y tallados paralelamente a g^1 se ve una figura de interferencia bastante regular, de la que se puede deducir la posición de los ejes ópticos y su ángulo. La dirección de índice máximo n_z está situada en un plano que casi coincide con el perpendicular a la arista pg^1 , y la de índice mínimo n_p se confunde casi con la de dicha arista. El signo óptico es negativo, y el ángulo $2v$ de los ejes se aproxima a 90 grados.

Las inclusiones son menos frecuentes que en la ortosa. Algunas veces se ven interpenetraciones con ésta y con el cuarzo; pero se localizan en los bordes del trozo, y no llegan a formar las micropecmatitas que vimos en la ortosa. La descomposición es más lenta que en esta última, hecho general en todos los feldespatos calcosódicos, por lo cual es frecuente ver en los gneises a la ortosa completamente caolinizada, y entre ella, trozos de oligoclasa que aun conservan sus contornos y en los que aun se ven las maclas con bastante claridad. A la larga, sin embargo, concluye también la oligoclasa por transformarse en la mezcla de productos derivados llamada *sausurita*, en la que casi siempre parece predominar la zoisita, y a veces feldespatos menos cálcicos de formación secundaria. Es, sin embargo, difícil la determinación precisa de los

Oligoclasa. —
Índice. — Bi-
refracción.

Signo.

Inclusiones.

minerales en esta mezcla, porque su textura terrosa y opaca permite pocas veces individualizarlos.

Muscovita ($H^2KAl^3[SiO^4]$).—Tipo principal de las micas potásicas o micas blancas, sin magnesia ni hierro. Monoclínica, y con los mismos cruceros p que la biotita (véase la página 222).

Abunda mucho en la Serranía. Se encuentra en las granulitas, gneises, micacitas y pizarras. A veces también en otras rocas que contienen feldespatos, de los que se derivan por epigenesis, como ya hemos visto.

En la roca se distingue en seguida a simple vista o con la lente, por su aspecto especial en forma de escamas blancas, translúcidas, de marcado brillo nacarado, que se pueden separar fácilmente con la punta de un cortaplumas, sobre todo si la sección corresponde a los cruceros basales, como sucede casi siempre.

En las secciones transparentes afecta la forma de laminitas de contornos irregulares y festoneadas, aunque no tanto como las de biotita. Los cruceros p son visibles en todas las secciones que no sean paralelas a la base; son rectilíneos, finos y con sus trazas bastante separadas. Es completamente incolora, muy transparente, y no es dicroica; caracteres que la diferencian en seguida de la biotita.

El índice de refracción máximo medido ha sido de 1,602, y la birrefracción máxima de 0,044; cifra algo más alta que la que suelen consignar la mayoría de los textos. Esta elevada birrefracción se traduce en las secciones por colores de polarización muy vivos que oscilan entre el amarillo y el verde del tercer orden, llegando a veces hasta los primeros tonos del cuarto (lám. VI, fig. 4.^a, y lám. XVI, fig. 1.^a). Éste es otro carácter que la distingue de los demás minerales que suelen acompañarla.

El plano de los ejes ópticos es perpendicular a la clinopinacoide \tilde{g}^1 . Esta mica pertenece, por tanto, al grupo que Iddings llama de *primera clase* (1). El ángulo $2v$ de estos ejes es de 42 grados, bastante fácil de medir en las secciones

(1) En el de segunda clase el plano de los ejes ópticos es g^1 .

Composi-
ción.

Caracteres.

Índice. — Bi-
refracción.

Ejes ópticos.

basales. La bisectriz aguda es perpendicular a la base y coincide con la dirección de índice menor n_p ; por tanto, el signo óptico es negativo. Las figuras de interferencia en luz convergente se observan muy bien separando con un cortaplumas una laminilla de crucero p , y montándola en bálsamo del Canadá.

En cualquier sección que no sea basal se ven las trazas de los cruces p , y como estas trazas coinciden con una de las direcciones de elasticidad de la sección, ésta se extingue siempre paralelamente a aquéllos. En las secciones paralelas a la base las direcciones de extinción coinciden con las de la bisectriz obtusa y la normal óptica y sirven para determinarlas.

Las inclusiones más abundantes son de feldespato cuando la muscovita es de origen secundario y se deriva de aquél por epigenesis. A veces se ven también algunas agujas de rutilo; pero mucho menos frecuentes y menos abundantes que en la biotita.

En las rocas de la Serranía hay muscovita de dos clases: la de primera formación y la que se forma a expensas de la ortosa y otros minerales. La primera se muestra en trozos grandes, limpios e independientes de los otros constituyentes de la roca (lám. XVI, fig. 1.^a); la segunda lo hace en laminillas muy pequeñas, a veces agrupadas en forma radial (moscas), y entremezclada con el mineral de que procede (lámina VI, fig. 4.^a, y lám. VII, fig. 1.^a). Es siempre menos pura que la primera.

La densidad de la muscovita de la Serranía oscila entre 2,76 y 2,80. La hemos determinado por el método de inmersión en líquidos de densidad conocida.

Esta mica no se descompone ni da lugar, por consiguiente, a minerales derivados de ella. En las arenas de los ríos procedentes de gneises muy alterados hemos encontrado siempre a la muscovita pura y con los mismos caracteres que en las rocas de que procede.

Turmalina.—Borosilicato de alúmina con magnesia, hierro y álcalis, de composición compleja y de fórmula no bien determinada todavía. Iddings da la siguiente composición mo-

Muscovita —
Extinción.

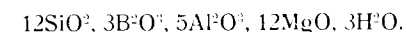
Inclusiones.

Sus dos ma-
neras de pre-
sentarse.

Densidad.

Composi-
ción.

lecular para las turmalinas magnesianas de tipo semejante a la Serranía:



Romboédrica, con formas antihermiédricas triangulares que se agrupan en prismas y romboedros. La forma más general es la que se encuentra en la Serranía y en otras muchas localidades. Es la de cristales alargados según la zona prismática, esto es, según las caras m y d^1 , terminados por un apuntamiento complejo. Cristales bien caracterizados de esta forma son fáciles de separar de las granulitas turmalíferas y de las arenas de los ríos en cuya cuenca existen estas rocas.

Se distingue bien de los demás minerales por su color negro o pardo muy obscuro y por la forma alargada de sus cristales, que están con frecuencia acanalados en el sentido de las aristas del prisma y con las caras un tanto curvadas. Estos dos últimos detalles se observan bien con la lente de bolsillo o con el microscopio biocular, y sólo rara vez a simple vista, cuando los cristales son muy grandes (12 a 15 milímetros).

La turmalina posee dos cruces imperfectos según p y d^1 ; pero en las de la Serranía no los hemos encontrado nunca con claridad suficiente para poderlos distinguir de las fracturas irregulares, tan frecuentes en este mineral. No deben tomarse por cruces las estriaciones finas y paralelas que se observan en algunas turmalinas, como, por ejemplo, en la fotografiada en la lámina VII, figura 3.^a, y que son las trazas de las agrupaciones de cristales muy delgados, orientados todos paralelamente a las caras del prisma. Esta estriación no se ve en luz natural, y sí en la polarizada: signo evidente de que no corresponde a cruces.

La turmalina de la Serranía, en luz natural, tiene un color característico que oscila entre el pardo azulado y el azul intenso. Es fuertemente dicroica, tanto como la biotita, y en sentido inverso de ésta. Cuando el plano principal del polarizador (diagonal menor de la base del nicol) es perpendicular

Turmalina.—
Caracteres
cristalográ-
ficos.

Cruces.

Color y di-
croísmo.

al eje del prisma, o sea a la dirección de las estriaciones citadas, la coloración alcanza su máximo y toma tonos azules o pardoazulados muy intensos. En la posición contraria, cuando el plano principal del polarizador es paralelo a las estriaciones, el color es azul claro, o pardo también claro, y a veces amarillo. Recuérdese que en la biotita suceden las cosas a la inversa respecto al eje del prisma. Después veremos que en la hornablenda ocurren también a la inversa; y esto, unido a los cruceros de estos dos últimos minerales, es un buen carácter para distinguirlos de la turmalina.

El índice de refracción mayor que hemos medido ha sido $n_g = 1,645$, bastante menor que el del olivino y los piroxenos, y, por consiguiente también, menor relieve y superficie menos achagrinada. (Compárense las fotografías de la lám. VII, fig. 3.^a, y lám. XVI, fig. 2.^a, con las de olivino y piroxenos.)

La birrefracción, en cambio, es bastante enérgica, y alcanza la cifra $n_g - n_p = 0,022$. Colores de polarización muy vivos, comprendidos entre el rojo y el verde del primer orden (lám. VII, fig. 3.^a, y lám. XVI, fig. 2.^a). A veces enmascarados por la coloración propia del mineral; pero siempre distintos y más intensos que ésta. Las secciones basales se distinguen porque, o están constantemente extinguidas en todas las posiciones de la platina, como las de todos los cristales uniáxicos (cuarzo, por ejemplo), o presentan cierta débil oscilación de luz a sombra, debido a deformaciones moleculares que tienden a hacer ligeramente biáxico al cristal. En estas secciones basales se ve con luz convergente la cruz negra perfecta en el primer caso, o con ligera separación en el punto de cruce de los brazos, en el segundo.

El signo óptico es siempre negativo; esto es, la dirección n_p coincide con el eje vertical. La extinción en las secciones longitudinales es paralela a la dirección de las estriaciones, o sea al eje vertical.

No hemos encontrado inclusiones en las turmalinas de las granulitas. A lo sumo, penetraciones de minerales descompuestos por las fracturas, que las subrayan en negro. En las de los gneises en contacto con la granulita las hay, en cam-

Turmalina.—
Índice.

Birrefrac-
ción.

Signo óptico.

Inclusiones.

bio, aunque raras veces, de los minerales constituyentes de la roca. Esto, y la manera de presentarse el mineral, inclina a pensar que existen dos categorías de turmalina en cuanto a su origen. La de las granulitas debe de ser de primera formación, porque aparece como la biotita, a la que substituye en todo o en parte, y, como ésta, envuelta por los granos de cuarzo (rara vez por los feldespatos), que la cementan, introduciéndose por sus intersticios (1). En cambio, en los gneises no aparece la turmalina sino en el contacto mismo de los filones de granulita; no altera la proporción en mica de la roca; suele contener inclusiones, como ya hemos dicho, y la posición y contorno de sus trozos indica se ha formado posteriormente a la consolidación de aquélla.

La densidad de la turmalina, medida en cristales aislados de las granulitas, es de 3,12.

PLAGIAPLITAS

Son estas rocas el término extremo de las granulitas, en las que el cuarzo, o ha desaparecido por completo, o es tan escaso, que su papel se reduce al de mineral accesorio.

Los filones de plagiaplitas son más raros que los de granulitas, de menor espesor que éstos (dos a seis metros), y van dirigidos también de Suroeste a Nordeste. Los mejores puntos para estudiarlos son: la Sierra de Aguas, en la que aparecen a veces descubiertos en los desmontes de la carretera de Alora a Carratraca; la vertiente Sur de la Sierra de la Alpujata y la Sierra Parda toda. En esta última, un kilómetro al Norte de puerto Verde, en el camino desde este puerto al de Coronas, hay un filón de unos cuatro metros de espesor en el que la roca está muy pura y puede estudiarse excepcionalmente bien.

La edad de estos filones debe de ser la misma que la de las granulitas, porque se presentan de igual modo y atravesando los mismos terrenos. Además, en dos casos (Alpujata y Sierra de Aguas) hemos visto filones mixtos que en su zona

Caracteres
de los filo-
nes.

(1) Véanse las dos fotografías de turmalina ya citadas.

central son lo bastante ricos en cuarzo para ser considerados como granulitas, y sus bordes son de plagioplititas típicas.

La roca se distingue bien de las granulitas por su grano más grueso, su color blanco lechoso mate y por ser más blanda, con tendencia a pulverizarse en la superficie expuesta a la acción de los agentes atmosféricos.

Petrográficamente, se componen de oligoclasa, ortosa, cuarzo y clorita.

La oligoclasa es el mineral dominante, y se presenta en cristales grandes, a veces bastante bien terminados, maclados, o por la ley de la albita solamente, o por la combinación de ésta con la de la periclina. Aparte de su abundancia y de la mejor terminación de sus cristales, los caracteres de la oligoclasa en las plagioplititas son los mismos que en las granulitas.

La ortosa abunda menos que el feldespato anterior, y, como éste, se presenta en cristales bastante bien terminados, maclados casi siempre por la ley de Carlsbad, y con extinción zonar muchos de ellos. Suelen estar caolinizados en parte.

La clorita no parece proceder de la descomposición de la biotita, sino más bien, por su facies especial, induce a pensar que se ha derivado de un primitivo cemento feldespático que cementase los trozos grandes de éstos. En efecto: la clorita forma en estas rocas regueros sinuosos estrechos que siguen el contorno de los grandes trozos de ortosa y oligoclasa, envolviéndolos y penetrando por los intersticios entre unos y otros. No se ven entre ella restos de biotita, y si algunos granos de feldespato y de cuarzo, estos últimos muy escasos. Es de color amarillo claro en luz natural, y verde amarillento intenso en luz polarizada. Forma esferolitos grandes con cruz negra perfectamente caracterizados.

Petrográficamente, se parece mucho esta roca a la que los Sres. Duparc y Pearce han encontrado en filones que atraviesan a las rocas peridóticas del Koswinsky Kamen, en la región septentrional de los montes Urales (1). Comparando ejemplares y preparaciones de una y otra, se comprueba la semejanza y hasta la casi identidad entre ellas.

(1) Duparc y Pearce, obra citada, pág. 134.

Composición
de las rocas.
Caracteres
de sus min-
erales.

Analogía con
los Urales.

FILONES DE DIORITAS Y DIABASAS EN EL ESTRATOCRISTALINO Y EL CAMBRIANO

Ante todo, importa definir bien los términos *diorita* y *diabasa*, pues también respecto de ellos hay cierta confusión en los tratados de petrografía. Según el Comité Francés de Petrografía, las dioritas son "rocas de textura granuda formadas por un feldespato plagioclasa, anfíbol o biotita, y a veces un piroxeno,,"; y las diabasas son "rocas de textura ofítica formadas por un feldespato plagioclasa y piroxeno, con o sin anfíbol y olivino,." Se ve, pues, que las principales diferencias estriban en la textura, que es granuda en las primeras y ofítica en las segundas, y en la predominancia del anfíbol en las dioritas y del piroxeno en las diabasas.

Mac-Pherson no señala las dioritas en su descripción de rocas de la Serranía. En cambio, describe minuciosamente (página 17) una diabasa que dice haber encontrado en el puerto del Robledal, interestratificada entre las pizarras que afloran por debajo de las calizas y dolomías del cerro del Alcohol. Está formada de *labrador* en cristales muy alargados y entrecruzados (textura ofítica) y un piroxeno semitransformado en anfíbol. Esta roca, tal y como la describe Mac-Pherson, entra, pues, de lleno en el tipo diabasa; pero nosotros no hemos tenido la suerte de encontrarla, por más que hemos registrado bien el puerto del Robledal y sus alrededores.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron, en su estudio sobre la Serranía, no hablan de diabasas, pero sí de dioritas, a las que describen en la página 218 como formadas por cristales de *labrador* alargados y *hornablenda* verde, ambos de segunda consolidación, englobando a pequeños cristales de *esfena* y *anortita* de primera consolidación. Este tipo de rocas lo hemos encontrado repetidas veces tal y como lo describen los citados autores, en los mismos sitios y en otros muchos; en ocasiones con ligeras variantes, la principal de las cuales es la presencia de un piroxeno ortorrómbico como mineral accesorio. Así, pues, aun cuando la textura de esta roca es más

bien ofítica que granuda, la consideraremos como diorita, siguiendo la nomenclatura de los petrógrafos franceses.

Se presenta esta roca en filones verticales o muy poco inclinados, de espesor variable entre 2 y 16 metros, y dirigidos con bastante constancia de Nordeste a Suroeste. Atraviesan a los gneises y micacitas estratocristalinos y a las pizarras cambrianas; nunca al triás superyacente a éstas, ni a las peridotitas. Los Sres. Michel Levy y Bergeron han visto en los alrededores de Benalmádena un filón de esta roca atravesado por otro de granulita turmalinífera, y deducen de esto, con razón, que los de diorita son anteriores a los de granulita. El mismo hecho lo hemos visto nosotros, no sólo en el paraje citado por los petrógrafos franceses, sino también en otros varios, como la cuenca superior del Guadalmanza, cuesta de Matagallos y valle del Genal. Dicen también estos petrógrafos que *se inclinan a pensar que la serpentina es anterior a estos filones*, aun cuando reconocen que ningún hecho les permite afirmar esta anterioridad. Nosotros opinamos, por el contrario, que los filones de dioritas son anteriores a la erupción peridótica, y nos basamos para ello en dos razones: la primera, que estos filones no cortan nunca a las peridotitas, y se detienen al llegar a los bordes de éstas; la segunda, que en algunos sitios, como en el borde Noroeste de la masa principal peridótica, se observan signos evidentes de metamorfismo en los contactos de las peridotitas y las dioritas; entre otros, el característico de aparecer olivino, a veces en proporción notable, en la masa de estos últimos. Creemos, pues, que, salvo nuevos datos que puedan descubrirse en lo futuro, los que poseemos hasta ahora permiten establecer la siguiente sucesión en los fenómenos eruptivos de la Serranía:

- 1.º Formación de los terrenos estratocristalino y cambriano.
- 2.º Erupción de los filones de dioritas.
- 3.º Erupción peridótica.
- 4.º Formación de los filones ácidos de granulitas y plagioplitas.

Los mejores sitios para estudiar los filones de diorita son: los alrededores de Benalmádena, y en ellos las trincheras de

Caracteres
de los filones.

Sucesión
cronológica
de las
erupciones.

Situación de
las dioritas.

la carretera de Málaga a Estepona, que corta a varios de ellos; el cambriano del valle del Genal, en las vertientes Noroeste y Oeste de este valle; los alrededores de Alora, y ya fuera de la Serranía, toda la gran masa de pizarras cambrianas que con el nombre de Montes de Málaga se extiende entre esta ciudad, el Guadalhorce, el río de Vélez y el límite Sur del afloramiento jurásico de la cordillera Bética.

Las dioritas son rocas cristalinas de grano fino y uniforme, de color verde claro salpicado de puntitos blancos, que corresponden a los feldepatos, en trozos un poco mayores que el tamaño medio. A veces estos puntos son lo bastante grandes para dar a la roca aspecto porfiroide. Cuando ésta se descompone, toma un color pardo claro, y se vuelve terrosa y fácilmente denudable por las lluvias. Es frecuente ver en la superficie de los filones de diorita denudarse la roca en capas concéntricas y tomar el aspecto de bolas. Cuando está pura, es muy tenaz y bastante dura, por lo cual la emplean, de preferencia a las serpentinas, para el afirmado de las carreteras.

La textura y la composición petrográfica corresponden a las de las dioritas normales descritas en los libros de petrografía (1), aparte la tendencia ya indicada hacia la textura ofítica.

El mineral dominante es el labrador, que se presenta en cristales grandes, muy alargados y bastante bien terminados. Salvo en las partes superficiales y en las salbandas de los filones, están estos cristales en perfecto estado de pureza, y sus caracteres se pueden estudiar bien (2). Están maclados casi siempre por la ley de la albita con laminillas anchas y uniformes, y a veces por la de Carlsbad, en cuyo caso la macla se compone de dos individuos tan sólo. No hemos encontrado la macla de Baveno, que los Sres. Michel Levy y Bergeron dicen se presenta a veces. En las secciones normales al plano de macla por la ley de la albita el ángulo de extin-

(1) Por esto, y por no multiplicar demasiado las figuras, nos hemos abstenido de publicar fotografías de ellas. Otro tanto hemos hecho con las plagioplitas.

(2) Elijanse ejemplares de roca de color verde puro, sin visos amarillos ni pardos.

Caracteres
de la roca.

Labrador.

ción entre las dos series de láminas hemitrópicas es de 63 grados, o sea el característico del labrador. Cuando los cristales son muy largos, se entrelazan, dando a la roca el aspecto ofítico de que antes hablamos. En bastantes de ellos se observa la extinción zonar.

Sigue al labrador, por su abundancia, el anfíbol, hornablenda que se presenta en cristales prismáticos alargados en el sentido del eje vertical y bastante descompuestos, por cuya razón aplazamos la descripción de este anfíbol hasta la de las anfíbolitas, en cuya roca se encuentra puro y con sus caracteres típicos. En los trozos mejor conservados se ve que es de color verde muy claro, poco dicroico y con un ángulo de extinción respecto a los cruceros *mm* que no excede de 18 grados; caracteres que bastan para identificarlo como anfíbol. Además, en algunas secciones paralelas a la base, o poco inclinadas sobre ésta, hemos visto el enrejado en forma de rombos, peculiar a este mineral. El producto en que se descompone es cloritoso, de color verde sucio, y en forma de fibras entrecruzadas, que se suelen agrupar radialmente, tendiendo a los esferulitos. Los tonos de polarización son los característicos de la clorita: oscilan entre el verde amarillento y el azul indigo. Se ve bien el tránsito del anfíbol a la clorita en trozos de aquél que, siendo ya cloritosos, conservan, sin embargo, todavía las trazas de los cruceros y un dicroísmo débil. En esta epigenesis queda siempre libre hidróxido de hierro, que es el que tiñe a la roca en pardo.

Otro producto de esta epigenesis puede ser el cuarzo, que se presenta a veces en granos poco transparentes. Es bastante escaso, y debe considerársele como mineral accesorio. Tienden estos granos a situarse en el borde externo de los trozos de anfíbol descompuesto.

La esfena abunda bastante (1). Se presenta unas veces en trozos de contorno romboidal, con los cruceros bien marcados, y otras en agredados de granos irregulares. Se distingue en seguida por su color pardo, por la aureola obscura que rodea

(1) Más adelante haremos la descripción completa de este mineral, al tratar de las rocas estratocristalinas metamórficas, en las que se presenta mejor caracterizado que en éstas.

Dioritas.
Hornablenda

a los trozos y por el aspecto superficial, fuertemente granudo y achagrinado; caracteres que dependen del alto índice de refracción de este mineral. Es también su carácter típico el de sus tonos de polarización, muy altos, e irisados en amarillo y rojo del tercer orden de Newton. Por las grietas irregulares e intersticios de la esfena penetra una substancia negra y amorfa, probablemente óxido de hierro, que en algunos trozos altera los tonos de polarización, sobre todo en las partes externas del trozo, cuya reacción óptica se debilita mucho por esta causa.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron señalan también la presencia de la anortita como mineral constituyente, si bien escaso, y que, como la esfena, es de primera consolidación. Hemos visto, efectivamente, en algunas dioritas pequeños trozos de un feldespató maclado por la ley de la albita, cuyas dos series de laminillas hemitrópicas se extinguían bajo un ángulo algo mayor que el de 63 grados de los grandes cristales de labrador. Aun cuando estos trozos pudieran ser de anortita, no nos atrevemos, sin embargo, a asegurarlo, porque su escasez y poco tamaño no nos han permitido estudiarlos bien.

Anortita.

Esfena.

CAPÍTULO V

Terreno estratocristalino.

El terreno estratocristalino (1) ocupa una extensión considerable en la Serranía de Ronda, y en la región de ésta que estudiamos es el terreno predominante. Examinando el mapa geológico, se destacan desde luego las dos enormes masas de dolomía cristalina que forman las Sierras Blanca y de Mijas, ambas bordeadas al Sur por la faja ancha de gneises y micacitas que se extiende casi sin interrupción desde el arroyo de la Miel hasta Marbella. Otra gran faja bordea a la masa principal de peridotitas desde San Pedro Alcántara hasta Casares, y penetra a veces dentro de dicha masa, recubriéndola en parte; penetraciones que parecen ser restos de la primitiva bóveda del batolito eruptivo. Esta faja gnéisica del Sur de la masa principal peridótica está cubierta, a su vez, en algunos parajes por mantos del terciario de la costa: así sucede, por ejemplo, entre San Pedro Alcántara y el río Guadalmansa. Pero cuando un accidente del terreno o un desmonte artificial cortan a las capas terciarias, aparecen bajo ellas los estratos de gneis, mostrando el poco espesor que tiene el primero de dichos terrenos en los bordes de la masa eruptiva. *

Descripción
y situación
de sus afloramientos.

Al Noroeste de esta masa se encuentra otra gran faja de

(1) Mac-Pherson llama *arcaico* a este terreno. Michel Levy y Bergeron lo designan unas veces con el nombre de *crystallophyllien*, y otras con el de *archeen*.

gneises, acompañados también a veces de dolomía cristalina, que cubre la casi totalidad de las laderas orientales del valle del Genal. Comienza esta faja en el puerto de los Guardas, divisoria entre el Genal y el arroyo Vaquero, y sigue paralelamente al curso del Genal, y casi limitada por él, hasta el pueblo de Igualeda, a partir del cual los gneises y pizarras desaparecen casi por completo, substituyéndolos la dolomía cristalina, que se extiende por parte de los Llanos de la Nava, forma el cerro del Alcohol, y termina al pie de la Torrecilla o cerro de las Plazoletas.

Pasado este cerro, vuelve a aparecer el gneis en un manchón con la misma orientación Suroeste a Nordeste de la faja del valle del Genal. Comienza en el río de los Peñones, pasa por el pueblo de Yunquera, y termina cerca del de Casarabonela. También contiene este manchón masas grandes de dolomía alternando con los gneises y micacitas.

Un manto numulítico cubre al terreno estratocristalino en una extensión de tres kilómetros, pasados los cuales vuelve a aflorar en forma de un potente macizo que rodea a las sierras peridóticas de la Robla y Aguas y se extiende hasta El Chorro, donde queda bruscamente cortado por la gran falla del Guadalhorce. Este macizo está constituido casi exclusivamente por gneises y micacitas. La dolomía sólo aparece en él en lechos delgados que alternan con las anteriores rocas.

La Sierra de la Alpujata está también rodeada por el Norte de una faja ancha de terreno estratocristalino en la cual están representadas todas las rocas de la serie, pero con marcada predominancia de las dolomías, al revés de lo que sucede en la zona de Sierra de Aguas. Esta faja se extiende desde las orillas del río Verde, en el borde mismo de la masa peridótica principal, hasta pasado el pueblo de Coín, y vuelve a aparecer en la Sierra de Cártama en forma de un gran mogote de dolomía rodeado por todos lados de terreno plioceno.

Otros varios asomos pequeños de terreno estratocristalino existen en la región, y siempre en las proximidades de los grandes manchones. Esto, unido a la casi total ausencia de terrenos secundarios en la parte Sureste de la Serranía, y a

Relación de este terreno con las fallas.

que los cortes naturales del terreno y las labores de pozos y de minas que en éste existen, ponen de manifiesto con frecuencia a las rocas antiguas, demuestra que si desapareciesen los mantos terciarios, la totalidad del suelo entre los valles del Genal y el Turón y el cauce del Guadalhorce estaría formada por terrenos antiguos estratocristalino y cambriano, por rocas eruptivas peridóticas y por algún que otro manchón triásico de facies litoral, únicos representantes de la serie secundaria en dicha zona. Y esta composición del suelo es consecuencia lógica de un fenómeno tectónico de grande importancia que afecta profundamente a la distribución de los terrenos geológicos en la Serranía de Ronda.

Observemos, en efecto, que los valles del Genal y del Turón, prolongación uno de otro y dirigidos de Suroeste a Nordeste, marcan una línea divisoria entre dos regiones que, geológicamente consideradas, son radicalmente distintas (véase el mapa). Al Sureste de esta línea están todas las erupciones peridóticas; al Noroeste de ella no hay ninguna. Todos los terrenos antiguos de la Serranía, estratocristalino, cambriano y tal vez siluriano, afloran al Sureste de los valles del Genal y del Turón, y no hay asomo alguno de ellos al Noroeste de dichos valles. En cambio, con los terrenos de la serie secundaria, liásico, jurásico y cretáceo, sucede precisamente lo contrario: se sitúan todos al Noroeste de la línea Genal-Turón, y faltan por completo entre esta línea y el cauce del Guadalhorce.

Esta notable diferencia geológica entre las dos regiones que componen la Serranía es susceptible de una interpretación tectónica, en la que entraremos al tratar de la historia geológica general. Por ahora basta con hacer constar que el terreno estratocristalino que nos ocupa se localiza exclusivamente en el triángulo que forman la línea Genal-Turón, el río Guadalhorce y la orilla del mar Mediterráneo; y añadiremos qué es preciso recorrer grandes distancias para volver a encontrar a este terreno. Hacia el Norte y el Noroeste, hay que pasar el valle del Guadalquivir, en cuya margen Norte afloran de nuevo las micacitas y los gneises; y en sentido Este, hay que atravesar toda la provincia de Málaga, y llegar

Diferencia entre las dos regiones a uno y otro lado de la falla Genal-Turón.

casi a su límite con la de Granada, para encontrar de nuevo al terreno estratocristalino de Sierra Almirajara, que se prolonga luego por Sierra Nevada y las Alpujarras. Debe, pues, considerarse al triángulo citado de la Serranía como una enorme mancha estratocristalina aislada en el Suroeste de Andalucía y rodeada por grandes extensiones de terrenos más modernos.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron afirman que sólo en la Serranía de Ronda aparecen las rocas más antiguas del estratocristalino (1). Mac-Pherson, basándose en la presencia del gneis glandular en las proximidades de Torrox (2), afirma que sólo en dos regiones de Andalucía, Serranía de Ronda y Sierra Almirajara, aparecen las rocas inferiores del estratocristalino. Aparte de esta diferencia, puramente de localidad, uno y otros están de acuerdo en que la serie entera estratocristalina existe sin interrupciones en la Serranía de Ronda, y en que el tramo más antiguo de esta serie es el formado por esta roca especial, que Mac-Pherson llama *gneis glandular*.

Se basa Mac-Pherson al afirmar esto: primero, en que no ha encontrado, ni en la Serranía ni en ningún otro paraje de la región andaluza, roca alguna que esté estratigráficamente debajo de dicho gneis; segundo, en que esta roca es idéntica a la que en la cordillera Carpetana se apoya directamente sobre el granito, y es allí la roca base del estratocristalino. Ambas afirmaciones son exactas, y las deducciones que de ellas saca Mac-Pherson son, a su vez, muy lógicas. Todo induce, pues, a pensar que esta roca es la más antigua de todas las que integran la serie estratocristalina; y estando, como está, ampliamente representada en la Serranía, y pudiéndose seguir, como se sigue, la formación entera, sin interrupciones ni discordancias, desde el gneis glandular hasta el cambriano, puede afirmarse que dicha formación está completa en la Serranía de Ronda.

(1) *Mission d'Andalousie*, pág. 176.

(2) Esta roca la encontramos nosotros en una excursión a Sierra Almirajara hecha en 1884. Véase Mac-Pherson, *Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España y Materiales arcaicos de Andalucía*.

Composición petrográfica de la serie estratocristalina, según Mac-Pherson.

Otra prueba de esto es el enorme espesor que alcanza. En las bases Sur y Norte de Sierra de Mijas, y entre Sierra Blanca y Sierra Parda, parajes en los que la serie se muestra completa, no baja este espesor de 2.000 metros; y esto aun haciendo restricciones prudentiales para tener en cuenta el aumento que en el espesor aparente introducen los complicados pliegues de los estratos.

La formación estratocristalina de la Serranía se compone, según Mac-Pherson, de los siguientes pisos: En la base, un gneis glandular (fig. 6.^a, 1) igual, o muy parecido, por lo menos, al que en Galicia y en la cordillera Carpetana ocupa idéntica posición. Este gneis lo ha encontrado el autor en las Chapas de Marbella, y salvo en el ya referido paraje, al Norte de

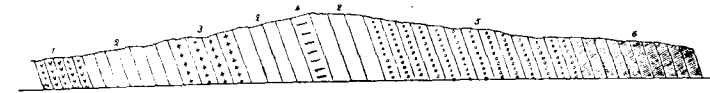


Fig. 6.^a

Torrox, muy lejano a la Serranía, no dice lo haya visto aflorar en ningún otro. Sobre el gneis glandular viene un piso de espesor considerable de *gneis micáceo* (2), con grandes intercalaciones de dolomías y calizas cristalinas (3) y bancos de anfíbolitas (4) localizadas, bien en contacto con el gneis, bien con la dolomía, pero situados siempre en la región superior del piso. Por último, encima del tramo anterior aparece otro, también de grande espesor, compuesto de micacitas (5) y pizarras micáceas que pasan por tránsitos insensibles y sin discordancia en la estratificación a las pizarras clásticas cambrianas (6). La figura 6.^a representa en esquema esta sucesión de los tres pisos. Como se ve en ella, Mac-Pherson sitúa a las dolomías y calizas cristalinas en el tramo medio, modificando su primera opinión de considerarlas como metamórficas.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron describen como sigue la serie estratocristalina:

"1.º En la base aparece una formación gnéisica en relación con numerosos filones de granulita turmalinífera, en

La composición de la serie, según Michel Levy y Bergeron.

los que el tipo ácido alterna con anfibolitas e intercalaciones de dolomías blancas muy cristalinas, con minerales metamórficos (1). Estas dolomías nos ha parecido que afectan forma lenticular, y su desarrollo, a veces enorme, da a la región uno de sus aspectos característicos. Creemos haber vuelto a encontrar aquí un representante del piso del monte Leone, en el corte clásico del Simplón, piso que se desarrolla en el vértice de los gneises y micacitas de Suiza.

„2.º Vienen después pizarras cloritosas y sericitosas, todavía muy cristalinas, en las que penetran los filones de granulita, despojándose de sus feldespatos y enriqueciéndose en andalucita. Estas pizarras se cargan a veces de numerosos minerales accesorios, tales como granate, turmalina, andalucita, distena, silimanita, estaurótida, etc.

„3.º Pasan por tránsitos insensibles a pizarras arcillosas menos cristalinas, siempre sericitosas y cloritosas, en las que hemos encontrado conglomerados, y en algunos parajes intercalaciones de dolomía negruzca. Nos parece que este piso representa, cuando menos en parte, a las pizarras de Saint-Lo. Muy recientemente, los miembros de la Comisión del Mapa Geológico han señalado cerca del Chorro impresiones de *Nereites Cambriensis*.

„Todo este conjunto de terreno cristalofídico está atravesado por filones Nordeste de dioritas y por filones y diques, a veces enormes, de norita y lerzolita pasando a serpentina. La granulita, en filones delgados, atraviesa todo este conjunto.

Como se ve, aparte de que estos autores no indican la presencia del gneis glandular en la base de la serie, asignan a ésta la misma composición y la misma sucesión estratigráfica que Mac-Pherson. Concuerdan también con éste en la posición de las dolomías cristalinas y en que el paso entre las rocas superiores de esta serie y las inferiores del cambriano se verifica por tránsitos insensibles y sin discordancias en la estratificación.

(1) Se refieren al curioso manchón del Juanar y a los más pequeños de los alrededores de Ojén.

Nuestras observaciones concuerdan en un todo con las de Mac-Pherson, Michel Levy y Bergeron. Como nuestro estudio ha sido más minucioso, podemos añadir algo a lo que los citados autores dicen.

El gneis glandular lo hemos encontrado en dos parajes de la Serranía, y siempre en la base de la formación estratocrystalina. Son estos parajes las Chapas de Marbella, vertiente del río de Ojén y el camino que va desde La Pizarra a Carratraca por las orillas del río de las Cañas, río que forma un corte natural muy a propósito para estudiar el tramo inferior de la formación que nos ocupa.

Es el gneis glandular una roca que se distingue en seguida, a primera vista, de todas las demás de la serie por los grandes nódulos o glándulas de feldespato ortosa, algunos de dos a tres centímetros de longitud máxima, que cubren su superficie. Estos nódulos, de forma elíptica, están envueltos por capas sinuosas de mica negra (biotita), entremezclada con granos pequeños de cuarzo (1). El color de la roca en bancos es pardo oscuro, con las grandes manchas grises de los nódulos; color que contrasta con el mucho más claro del gneis con cordierita (gneis micáceo de Mac-Pherson) que se superpone al glandular.

No hemos podido medir el espesor de este tramo, porque en ninguna parte lo hemos visto descubierto por completo. No sabemos, pues, sobre qué clase de roca reposa. En las Chapas de Marbella la parte descubierta de este gneis está en inmediato contacto con las peridotitas de la Sierra de la Alpujata, y muy plegada contra ellas, sin que sea posible afirmar si se trata de un contacto normal o de accidentes producidos por el esfuerzo hipogénico de la masa eruptiva. Nos inclinamos, sin embargo, a pensar esto último, por la poca amplitud de los pliegues, por el metamorfismo de contacto que se observa en los feldespatos de este gneis cuando se los examina con el microscopio, y por no existir relación alguna entre las plegaduras próximas al contacto y las mu-

(1) En el estudio petrográfico describiremos con más detalles tanto esta roca como las demás de la serie.

Composición de la serie, según nuestras observaciones. Tramo inferior.

cho más amplias que afectan a los estratos en cuanto nos separamos de aquél. Por otra parte, este plegamiento local y poco amplio de las capas es un fenómeno general en todos los contactos de la masa eruptiva con las rocas de su caja.

Teniendo en cuenta los accidentes anteriores, el espesor medido en la parte descubierta de gneis glandular en las Chapas es, aproximadamente, de 200 metros. Es algo menor en el río de las Cañas, donde se presenta esta roca con los mismos caracteres e idéntico aspecto que en las Chapas; pero no en contacto con la masa eruptiva, sino recubierta más o menos por el manto de terreno numulítico, tan extenso en esta parte de la Hoya de Málaga.

Sobre este piso reposa el que podemos llamar *tramo medio*, que equivale al del gneis micáceo de Mac-Pherson, o al del gneis con cordierita de Michel Levy y Bergeron, que lo designan a veces con este nombre por la curiosa roca cargada de cordierita que tanto abunda en la base del piso.

Sucede aquí como en todas las series naturales: que no puede fijarse un límite preciso entre un tramo y otro, porque las rocas pasan por tránsitos insensibles desde el tipo glandular al tipo sin glándulas, y porque los minerales característicos de este último van apareciendo paulatinamente: primero como minerales accidentales, y después, poco a poco, como característicos y constitutivos de la roca. Tal sucede en este caso, y hay bancos entre ambos pisos imposibles de clasificar con precisión.

El gneis con cordierita, cuya composición estudiaremos después en la parte petrográfica, es una roca de color gris claro, sin glándulas, o con glándulas muy pequeñas de feldespato, de textura gnéisica muy regular, con capas de mica delgadas y uniformemente orientadas; y cuando la roca no está alterada por la acción de los agentes atmosféricos o por otras causas, es una de las más duras y difíciles de romper de cuantos componen el tramo; razón por la cual se la emplea con frecuencia en las edificaciones, como sucede, por ejemplo, en el pueblo de Istán.

Ocupa esta roca la base del tramo medio, si bien se la encuentra también en la parte superior del mismo, intercalada

Tramo medio.—Gneis con cordierita.

con las anfibolitas y con las dolomías cristalinas, y aun a veces suele vérsela en vetas delgadas alternando con las micacitas del tramo superior, si bien en estos casos el estudio petrográfico muestra minerales accesorios distintos de los que aparecen en los ejemplares de la base. Es, pues, una roca muy abundante en el tramo medio, y hasta diríamos que es la predominante, a no ser por las enormes masas de dolomía cristalina que se intercalan entre las capas de este gneis en la región Sur de la Serranía. Pero en la parte Norte y Noroeste, en Alora, Carratraca y valle del Genal, donde la dolomía, o falta del todo, o escasea mucho, predomina de tal modo el gneis con cordierita, que casi él solo constituye todo el tramo. Su espesor en los parajes citados no baja de mil metros.

La dolomía cristalina es la roca más característica del tramo medio, y es tal el tamaño de las masas de ella, que en la región meridional, en que principalmente afloran, han afectado en modo extraordinario a la hidrología, al cultivo y al paisaje. Con razón dicen los Sres. Michel Levy y Bergeron que la enorme predominancia de esta roca ha dado un facies especial y *sui generis* a las regiones en que aflora. Mucho más difícil de denudar por los agentes atmosféricos que los gneises y micacitas, aparece casi invariablemente en forma de montañas grandes, elevadas, blancas, rodeadas en su base por rocas más deleznable de la misma formación, y en el contacto de ambas, las aguas de lluvia, que han penetrado por las innumerables grietas de la dolomía, brotan en forma de manantiales al llegar a capas más impermeables, por ser susceptibles de dar arcilla por su descomposición; y a esto se debe la fertilidad de las vegas de Coín, Alhaurin, Guaro y otros pueblos situados en las faldas de las Sierras de Mijas y Blanca, las dos mayores masas dolomíticas que existen en la Serranía.

Nótese también que la dolomía es estéril, que no da tierra vegetal al descomponerse, que no crece en ella árbol alguno, y que, además, es blanca, muy blanca, cristalina y brillante; cualidades todas que la hacen destacarse a distancias muy grandes entre las cumbres pardas de las peridotitas que la

rodean y entre las verdes y frondosas vegas de su base. Por esto el aspecto de Sierra Blanca y Sierra de Mijas es tan extraño y sorprende tanto la atención del que las contempla por primera vez.

La dolomía es de textura siempre cristalina. A veces sus cristales son grandes y se entrecruzan en todos sentidos, trabándose unos a otros de tal modo, que la roca resulta muy tenaz. Ejemplos excelentes de esta textura son los hermosos mármoles de Coín y de Mijas, tan empleados en Andalucía toda como piedras ornamentales y como pavimentos de patios de lujo, pasillos y habitaciones. Otras veces los cristales son pequeños, de forma romboédrica perfecta, de tamaño muy uniforme, y tan poco adheridos unos a otros, que la roca se desmenuza al menor esfuerzo, cubriendo de detritus las pendientes y arroyadas de las montañas. Las dos vertientes oriental y occidental de Sierra Blanca son un buen ejemplo de esto. Sobre todo, en la subida desde Ojén a los Llanos del Juanar la cantidad de arena blanca es tal, que en ciertas épocas del año resulta la ascensión difícilísima. Esta arena, mirada con la lente, muestra los perfectos romboedros de que está formada, y la roca de que procede tiene un aspecto sacaroideo muy marcado.

El color dominante en la dolomía es el blanco puro; pero a veces se encuentran bancos cuyo color es gris azulado claro. Estos bancos son siempre de la variedad compacta, y abundan más en la Sierra de Mijas que en Sierra Blanca y Sierra de Monda.

Los bancos de dolomía son, en general, de grande espesor: un metro a metro y medio; pero en la superficie están de tal modo corroídos, que el suelo de las montañas dolomíticas resulta muy áspero y está erizado de grandes cantos puntiagudos o de bordes cortantes, cosa que dificulta no poco el trazado de veredas y caminos a través de ellos.

La dolomía es siempre más o menos fétida; pero lo es en grado desigual, cosa que, como es sabido, depende de su proporción en carbonato de magnesia. Hay regiones, como Las Angosturas, cerca de Benahavis, y parte de las vertientes occidentales de Sierra Blanca, en que la proporción de mag-

nesia es tal, que la dolomía, calcinada en caleras, da una cal sensiblemente hidráulica. En otras regiones, en cambio, la roca es casi una caliza, por ser muy pequeña la cantidad de magnesia que contiene.

Suelen cortar a los bancos de dolomía filones de espato calizo de color pardo claro, que se mezclan con aquélla y originan una roca concrecionada, bellísima, de aspecto alabastrino, que se ha utilizado en bastantes casos como piedra ornamental. Se la llama en la localidad "mármol de almen-drilla", y son buena muestra de él las columnas y zócalos de la capilla de la Encarnación, en la Catedral de Málaga. Se encuentra este mármol principalmente en las vertientes meridionales de la Sierra de Mijas.

La formación entera estratocristalina está cortada por dos sistemas de diaclasas orientados algo oblicuamente uno de otro, y cuya dirección varía según las localidades. Estos dos sistemas, en unión de los planos de estratificación, dividen a las rocas de la serie en paralelepípedos oblicuángulos; y como a lo largo de los planos de división penetra el agua de lluvia, la denudación y descomposición de las rocas, sobre todo de las gnéisicas, se facilita sensiblemente, y esto, a su vez, trae como consecuencia la formación rápida de tierra vegetal rica en alúmina, procedente de los feldespatos, hecho que permite esos cultivos tan ricos propios de las colinas y llanos gnéisicos de esta parte de la provincia. En la dolomía existen las mismas diaclasas que en los gneises, pero la roca es más dura; su único elemento, aunque ligeramente soluble, no se descompone, y por esto las dolomías resaltan sobre los gneises, bien en forma de diques, si se trata de lechos de poco espesor, bien en la de verdaderas montañas, si se trata de grandes masas.

Las diaclasas en cuestión dificultan bastante la precisa determinación del buzamiento de las capas. En los gneises y micacitas la duda no es grande, porque sirve de guía la orientación de las capas de mica y cuarzo; pero en las dolomías sí lo es, porque los planos de contacto de las capas se confunden con los de las diaclasas, y hay sitios donde es de todo punto imposible decir con certeza hacia dónde buzan

aquéllas. Las canteras, bastante frecuentes, por fortuna, en las sierras dolomíticas, son buena ayuda en este caso, porque muestran la roca limpia, no denudada, y los planos de estratificación se acentúan entonces mucho más que los de las diaclasas.

La posición estratigráfica que la dolomía ocupa en la serie estratocristalina no es del todo precisa; pero puede decirse, en términos generales, que se la encuentra desde la mitad del tramo medio hasta el primer tercio del tramo superior. Aparece primero en lechos de 0,10 a 0,20 metros de espesor, intercalados entre los del gneis con cordierita y en perfecta concordancia con ellos. El espesor de estos bancos de dolomía va aumentando rápidamente; los de gneis se adelgazan, desaparecen, y la formación entera pasa a ser dolomítica. Hay sitios donde hemos podido medir espesores de mil metros de esta roca sin interposición de otra alguna. Después, a medida que se asciende en la formación, van apareciendo otra vez lechos de gneis con cordierita que, por regla general, está más cargado de cuarzo que el infrayacente a la dolomía, y que se va transformando poco a poco en micacitas. Los bancos de dolomía van disminuyendo de espesor, y desaparecen del todo en el primer tercio del tramo superior, como hemos dicho antes.

En su conjunto, las masas dolomíticas parecen afectar forma lenticular, como ya hicieron notar los Sres. Michel Levy y Bergeron. Obsérvese en el mapa la forma elíptica o casi elíptica que tienen las Sierras Blanca, de Mijas, de Coín y de Monda, hecho que se comprueba en los asomos al Suroeste de Yunquera, que parecen verdaderas cuñas, terminadas en punta en sus extremos. En éstas el gneis cordierítico va pasando por tránsitos paulatinos a las micacitas sin cordierita ni feldespatos, y también paulatinamente van apareciendo los minerales accesorios tan frecuentes en estas últimas. Suele observarse en algunos parajes que las dolomías faltan por completo en la serie, y entonces el cambriano reposa directamente sobre los gneises de grano fino o sobre micacitas, dando este nombre a rocas gnéisicas sin feldespato, pero con textura semejante a las de éstas. Tal sucede, por ejemplo, en

Posición de la dolomía en la serie.

Forma lenticular de las masas dolomíticas.

el curso medio e inferior del Genal, en el manchón estratocristalino entre Monda y Tolox, y en la región comprendida entre Sierra de Aguas y las mesas de Villaverde. Salvo los asomos de Yunquera, puede decirse, en términos generales, que las masas dolomíticas se localizan en la costa. En los cortes geológicos que acompañan al mapa pueden verse varios contactos de los indicados. El mapa mismo los representa también.

El piso superior del estratocristalino comienza en el nivel en que la dolomía empieza a alternar con los gneises y micacitas; sigue luego formado por estas últimas tan sólo, o alternando con lechos de anfibolitas, y termina cuando, por tránsitos insensibles, dichas micacitas han pasado a ser las rocas francamente clásticas de la base del cambriano. Este tercer piso tiene poco espesor en la Serranía: a lo sumo, 200 a 250 metros; y donde mejor se le puede estudiar, es en el valle del Genal, en los alrededores de Monda y en la base meridional de la Sierra de Mijas. En cambio, en Sierra Almirajara, límite oriental de la provincia de Málaga, adquiere este tramo considerable importancia, y es casi de tanto espesor en algunos parajes (vertiente occidental de la sierra) como la dolomía misma.

Las anfibolitas son otras rocas características del estratocristalino de la Serranía. Las describiremos en el estudio petrográfico; pero podemos adelantar que hay parajes, como el valle del Genal, en que abundan poco, y otros en los que son bastante raras, como, por ejemplo, en los manchones que rodean a Sierra de Aguas. Los sitios donde preferentemente pueden observarse son: los alrededores de la mina de hierro *El Peñoncillo*, cerca de Marbella, el camino de Istán a Monda, y la banda de dolomías y gneises que se extiende entre este pueblo y la Sierra de la Alpujata. No ocupan posición fija en la serie. Las hemos encontrado en lechos delgados, alternando con los gneises y dolomías del tramo medio, y bajo las grandes masas de este último (camino del puerto de Gómez a Mijas), entre las micacitas y gneises ricos en cuarzo de la base del tramo superior, y en algunas ocasiones en medio de las grandes masas de dolomía (Sierra Blanca),

Tramo superior.

si bien esto es muy raro y debe considerarse como un simple accidente.

Ocurre con frecuencia que el gneis, en contacto inmediato con la anfibolita, se carga de hornablenda y pasa a ser un *gneis anfibólico*. Esta roca es frecuente entre Monda y la Alpujata y rara en las demás localidades.

En resumen: aun cuando sin la pretensión de división precisa, creemos que en la formación estratocristalina de la Serranía pueden establecerse los tres siguientes pisos o tramos:

Tramo inferior.—Desde la base del gneis glandular hasta el gneis con cordierita franco. Espesor aproximado, 200 metros.

Tramo medio.—Desde el gneis con cordierita franco hasta el final de las grandes masas de dolomía; esto es, hasta los puntos en que vuelven a empezar las alternancias de esta roca con el gneis o con las micacitas. Espesor aproximado, 1.500 metros. La dolomía falta a veces, y entonces el tramo entero se compone de gneises que en su parte superior pasan a micacitas.

Tramo superior.—Desde el comienzo de las citadas alternancias hasta las pizarras clásicas cambrianas. Espesor aproximado, de 200 a 250 metros.

En el mapa geológico que acompaña a este estudio no hemos hecho esta división, porque es absolutamente imposible hacerla con precisión, dadas las razones ya expuestas, la principal de las cuales es que no existen límites precisos entre un tramo y otro. Por esto, buscando la mayor claridad posible, y tratando de traducir en el mapa los grandes rasgos que caracterizan a cada región, hemos designado por E_g , y coloreado en rosa claro (1), al conjunto del gneis glandular del tramo inferior y del gneis con cordierita, base del tramo medio, hasta la terminación de esta roca y comienzo de la dolomía pura; por E_d a esta última y a los gneises y micacitas suprayacentes; y por Ed_m a los dos asomos de dolomía metamórfica de Sierra Blanca, que, por sus caracteres y origen

(1) Algo más intenso, sin embargo, que el rosa pálido del cambriano Ca .

Resumen.—
División de
la serie.

Observación
sobre los co-
lores y sig-
nos del mapa
geológico.

especialísimos, estudiaremos en el capítulo dedicado a los fenómenos de metamorfismo.

El terreno estratocristalino, al igual que el cambriano, está extraordinariamente plegado, y esto, unido a los sistemas de fallas que cortan a ambos, constituye una de las mayores dificultades para su estudio tectónico. No se puede deducir nada útil para este estudio ateniéndose tan sólo a los buzamientos y direcciones de un paraje dado. Es preciso multiplicar las observaciones y sacar de su conjunto la ley general que rige para cada región de las varias en que aparece naturalmente dividida la Serranía de Ronda. Así lo hemos hecho, y como resumen podemos ofrecer los siguientes datos:

1.º La banda meridional, que va desde Estepona al arroyo de la Miel, forma una serie de pliegues que, en su conjunto, integran un grande anticlinal cuyo eje tiene la dirección Suroeste a Nordeste en la primera parte de su trayecto, o sea desde Estepona al río Verde, y la de Oestesuroeste a Estenordeste desde el río Verde a Churriana, donde queda abruptamente cortado por la falla del Guadalhorce. Describe, pues, este eje un arco muy abierto, y pasa, aproximadamente, por la cresta de Sierra de Mijas, los Llanos del Juanar, Sierra Blanca y el castillo de Montemayor. Los buzamientos oscilan entre 60 y 80 grados al Sursureste y al Sureste (cortes 1 a 4). La falda septentrional de este pliegue ocupa parte del valle del Genal y las Sierras de Monda y Coin. A partir de este último pueblo está parcialmente cubierta por el gran manto plioceno del valle inferior del Guadalhorce. Sierra Gorda y Sierra de Cártama son asomos dolomíticos pertenecientes a esta falda septentrional.

2.º Al Noroeste de este pliegue de la costa aflora otro anticlinal cuyo eje comienza a verse en Yunquera, y con dirección Suroeste a Nordeste sigue hasta El Chorro, donde, a semejanza del anterior, queda abruptamente cortado por la falla del Guadalhorce. La falda Noroeste de este pliegue está casi totalmente cubierta por el numulítico del valle del Turón. La meridional se extiende desde Yunquera hasta cerca de Alora, y está también parcialmente cubierta por el numulítico

y el plioceno, pero mucho menos que la otra. Los buzamientos dominantes son al Noroeste en ambas ramas. La pendiente rara vez baja de 80 grados. Está, pues, este pliegue ligeramente tumbado hacia el Sureste (corte núm. 4).

3.º Los ejes de ambos pliegues forman entre sí un ángulo muy agudo, y el punto de intersección comprende, aproximadamente, al valle inferior del Guadiaro. En la Hoya de Málaga se señala un sinclinal de gran amplitud, que es el trazo de unión entre los dos anticlinales descriptos.

4.º Las plegaduras parciales dentro de cada uno de estos pliegues son numerosísimas, y aun cuando a veces, por sinuosidades locales de los ejes, la dirección del buzamiento cambia, es sólo por corto trecho. Puede darse, pues, por sentido que la serie estratocristalina de la Serranía, en su conjunto, buza invariablemente hacia los cuadrantes segundo o cuarto, según sea la rama del pliegue que se considere (1).

5.º En los contactos con las masas peridóticas el plegamiento se acentúa y los estratos se rompen o se incurvan, mostrando que han sufrido una presión lateral enérgica. Estos efectos cesan, sin embargo, a poca distancia del contacto.

Tales son los principales rasgos tectónicos de la formación estratocristalina de la Serranía. De ellos sacaremos las consecuencias que procedan al ocuparnos de la historia geológica de la región.

Queda sin resolver, por no haber datos para ello, un punto de sumo interés: ¿sobre qué clase de rocas reposa la formación estratocristalina de la Serranía de Ronda? En la cordillera Carpetana y en Galicia vemos al gneis glandular apoyándose sobre el granito infrayacente, y por esto afirma MacPherson que el *substratum* de aquellas regiones es granítico, y que éste representa allí a la primera etapa de consolidación de la corteza terrestre. Algo semejante da a entender a veces este autor respecto a la Serranía. No puede substraerse a la idea de que en ésta debe ocurrir lo que en las otras regiones, y a este razonamiento por analogía lo robustece señalando la

Rocas infrayacentes a la serie.

(1) Veremos al tratar de la tectónica que hay indicios de otras plegaduras anteriores normales a éstas.

presencia de grandes masas de una roca que él clasifica como granito y que aflora a veces en masas bastante extensas, como sucede, por ejemplo, en las vertientes meridionales de las Chapas de Marbella. Pero el hecho es que esta roca ha sido clasificada después como granulita de origen filoniano por los Sres. Michel Levy y Bergeron, cuyo estudio petrográfico de ella resuelve la cuestión de plano y no deja lugar a duda alguna ni sobre su naturaleza ni sobre su origen (1). Por otra parte, la analogía entre el estratocristalino de la Serranía de Ronda y el de Galicia y la cordillera Carpetana es sólo relativa: las rocas son semejantes, pero no iguales; su distribución en la serie no es la misma, y la proporción relativa entre rocas similares varía considerablemente en las tres regiones. Pero aun cuando estas diferencias no existiesen, no hay razón para afirmar que por ser el granito la roca infrayacente en aquéllas, ha de serlo forzosamente también en ésta.

El problema queda en pie, por consiguiente. Hemos buscado con verdadero afán un paraje, un punto en que se viese al gneis glandular reposando en contacto normal sobre otra roca. Ya hemos dicho antes que no lo hemos encontrado.

Y aquí surge involuntariamente una idea que nos atrevemos a consignar sólo a título de hipótesis, y haciendo constar de antemano que no hemos observado hecho alguno que pueda servirle de base. Esta hipótesis es: ¿Será peridótica la roca infrayacente a la formación estratocristalina de la Serranía? ¿Será de peridotitas la primitiva costra de la corteza terrestre en esta región?

Sabida es la tendencia de algunos geólogos modernos, especialmente los americanos, a contestar afirmativamente a la segunda de las dos anteriores preguntas. Se basan en datos de sobra conocidos para tenerlos que repetir ahora, y es preciso confesar que, debido a ellos, la antigua idea de una corteza primitiva granítica va perdiendo terreno, y va ganándolo, en cambio, la de que esta corteza sea de peridotitas básicas y ultrabásicas. Y si esto aparece, si no como demostrado,

(1) Nuestras propias observaciones concuerdan en todo con las de estos autores. (Véase el capítulo *Rocas hipogénicas*, epígrafe *Granulitas*.)

al menos como muy verosímil, en localidades en que existen grandes masas de granito, no es de extrañar que la misma idea acuda a la imaginación en un paraje como la Serranía, donde el granito no aflora en ninguna parte, y donde, en cambio, las masas peridóticas muy básicas alcanzan tan considerable magnitud. Ciertamente es que estas masas son eruptivas, y que la época de su emergencia es posterior a las estratocristalina y cambriana; pero esto no quita valor a la hipótesis: al contrario, la robustece, porque es más probable que donde hay erupciones peridóticas haya también grandes masas infrayacentes que las hayan alimentado y servido de origen, que suponer la existencia de dichas masas en localidades donde su presencia no se revela por ningún indicio externo, y si tan sólo por conjeturas probables.

Sometemos, pues, nuestra hipótesis al juicio de los lectores, declarando una vez más que sólo los razonamientos que anteceden nos la han sugerido, y que no hemos encontrado hasta ahora dato alguno sobre el terreno que nos pueda servir para basarla con más certeza.

ESTUDIO PETROGRÁFICO

Las rocas estratocristalinas de la Serranía de Ronda pueden dividirse para su estudio petrográfico en los siguientes tipos: gneis glandular, gneis con cordierita, dolomía cristalina, micacitas y anfibolitas.

GNEIS GLANDULAR

Compuesto de cuarzo, ortosa y biotita. Como minerales accesorios, muscovita y apatita.

Esta roca, la más antigua de la serie, recibe este nombre y se caracteriza a primera vista por los nódulos o glándulas de feldespato que cubren su superficie y cuyo tamaño oscila entre uno y dos y medio centímetros. La mica negra entra en proporción grande en ella y contribuye a dar a la roca un color pardo rojizo, sobre el que se destacan las manchas blan-

Composición
y caracte-
res.

cas de los nódulos. Es deleznable, y resulta fácil aislar con el martillo trozos de feldespato bastante grandes.

El examen con el microscopio comprende dos partes: la de los nódulos y la de las capas de minerales en trozos pequeños que envuelven a aquéllos.

Los nódulos, por regla general, están compuestos por grandes cristales de feldespato ortosa puro, y por excepción, de este mineral entremezclado con granillos de cuarzo. En ambos casos los cristales de ortosa están poco alterados y pueden estudiarse bien en ellos los caracteres ópticos. Están maclados por la ley de Carlsbad, muestran bien señalados los cruceros, y a veces, aunque no siempre, pueden seguirse una a una las caras terminales de cada cristal. Otras veces se entrecruzan unos con otros en tal forma, que los contornos se borran por haber penetrado unos individuos en otros.

La mica pertenece a la variedad biotita, y ésta es la única que debe considerarse como mineral integrante de la roca, pues si bien se ven a veces laminillas irisadas de muscovita, éstas proceden de la epigenesis de la biotita, cuyas laminillas suelen también estar bordeadas por la mica blanca.

El cuarzo se entremezcla con la biotita, y forma, en unión de ésta, las capas que envuelven a las glándulas feldespáticas. Está en forma de granos irregulares, con los contornos festoneados, y, en general, estos granos son pequeños.

Señala Mac-Pherson en este gneis la presencia de numerosos cristales de un feldespato calcosódico que clasifica como oligoclasa. Hemos encontrado, efectivamente, este mineral en el gneis glandular de las Chapas y del río de las Cañas; pero en tan escasa proporción, que no vacilamos en considerarlo como mineral accesorio. Este es, precisamente, uno de los caracteres que diferencian a las preparaciones en láminas delgadas de esta roca de las del gneis con cordierita, en las que la oligoclasa es muy abundante y tiene el carácter de uno de los principales minerales constituyentes.

Suelen encontrarse prismas de apatita incluidos en los minerales del gneis glandular (1).

(1) No presentamos fotografías de preparaciones de esta roca, por-

Gneis glandular. -- Nódulos.

Minerales de la pasta.

GNEIS CON CORDIERITA

Compuesto de cuarzo, ortosa, oligoclasa, biotita y cordierita. Como minerales accesorios, muscovita, zircón, rutilo, silimanita, pinita, sericita, talco, limonita, y a veces magnetita y apatita. (Lám. VII, fig. 1.^a; lám. VI, fig. 4.^a; y lám. XIV, figuras 4.^a, 5.^a y 6.^a)

Esta roca es una de las más características de la Serranía por su composición petrográfica, por sus caracteres macroscópicos y por su abundancia. Uno de sus minerales componentes, la cordierita, ha sido admirablemente descrito por los Sres. Michel Levy y Bergeron, que establecieron su semejanza con el procedente de Mittweida.

El gneis con cordierita, cuya posición estratigráfica en la serie ya hemos descrito, es una roca de textura gnéisica regular, sin nódulos, o con nódulos muy pequeños y alargados, de color gris claro, ligeramente pardo cuando está descompuesta, muy dura y tenaz. El sitio más a propósito para estudiarla en estado inalterado, sin que sus minerales componentes hayan sufrido acciones metamórficas, es el gran manchón entre Istán, Monda y río Verde; pero se la encuentra también en casi todos los asomos estratocristalinos de la región.

Su composición petrográfica es muy uniforme. La ortosa (3) y la oligoclasa (6) (lám. VII, fig. 1.^a) se presentan en cristales grandes, de contornos irregulares, en general bastante limpios, y mezclándose entre sí en proporciones próximamente iguales para formar capas bastante gruesas. La ortosa suele, con frecuencia, estar maclada por la ley de Carlsbad; la oligoclasa lo está siempre por la ley de la albita, y a veces también por la de la periclina, en combinación con la anterior. El trozo 6 de la fotografía está maclado así. Las laminillas polisintéticas son finas, numerosas y muy regulares (1).

El cuarzo y la biotita se presentan asociados en las capas

que no enseñarían nada, siendo, como son, sus caracteres distintivos más bien *macroscópicos* que *microscópicos*.

(1) Para más detalles de estos minerales, así como para los del cuarzo, biotita y muscovita, véase la descripción que de ellos hemos hecho al tratar de las granulitas en el capítulo *Rocas hipogénicas*.

Composición
y caracteres.

que separan a las de feldespatos, a cuyos trozos envuelven a veces. El cuarzo no tiene jamás forma cristalina externa; se presenta siempre en granos irregulares pequeños, que casi siempre muestran la extinción en mosaico o agregado. La mica negra está en laminillas paralelas formando regueros delgados. A veces, sin embargo, se encuentran láminas mayores, orientadas paralelamente a la estratificación, y con los caracteres ópticos propios del mineral manifestándose muy bien. Otras veces, parte de estas láminas están epigenizadas en muscovita, y, quitando el analizador, se distinguen en seguida las dos micas, merced al color pardo y al dicroísmo de la biotita, que contrasta con la muscovita, incolora y no dicroica. En estos casos la epigenesis se ha hecho molécula a molécula, sin alteración alguna en la textura de la lámina; los contornos de ésta son uniformes, y las trazas de los cruceros se prolongan a través de los dos minerales en líneas perfectamente rectas. Otras veces la muscovita se forma a expensas de la alteración de los feldespatos, y tiende a cubrirlos de esas manchas irisadas llamadas *moscas*, que ya hemos descrito al tratar de las granulitas. La alteración comienza en los bordes y se acentúa a lo largo de las fracturas del trozo de feldespato, como puede verse en los dos de ortosa representados en la fotografía (lám. VII, fig. 1.^a).

La cordierita (15) se presenta en dos formas: en trozos pequeños entremezclados con los de cuarzo y mica, y en granos grandes de contornos rectangulares o exagonales más o menos desgastados, asociándose a los feldespatos. Esta última forma es la más frecuente. En secciones convenientemente orientadas, resalta en seguida por su color de polarización amarillo, que se destaca sobre el gris claro del cuarzo y los feldespatos y el pardo rojizo obscuro de la mica. Describiremos a continuación los caracteres de este mineral, así como los de los demás que a título de accesorios entran en esta roca, siguiendo, al hacerlo así, el mismo criterio adoptado al tratar de las rocas eruptivas.

Cordierita (lám. VII, fig. 1.^a; lám. XIV, figs. 4.^a, 5.^a y 6.^a; y lám. XVI, fig. 4.^a).—Silicato hidratado de magnesia, alúmina y óxido de hierro. La fórmula que los autores de petro-

Composición.
Caracteres
cristalográficos.

grafía dan para este mineral es: $H^2(Mg, Fe)^1Al^2Si^1O^{37}$. Es ortorrómbico, y suele presentarse, o en prismas de base romboidal, o en modificaciones de este prisma que dan formas cuya sección normal al eje tiende a ser exagonal. Otra manera de presentarse es la de tres individuos acoplados paralelamente al eje y penetrándose un tanto entre sí, lo que da por resultado una sección que también tiende a ser exagonal. En esta última forma no la hemos encontrado en la Serranía; pero en las dos primeras, sí; y registrando con cuidado los detritus gnéissicos, no es raro hallar cristales de dos a tres milímetros con las caras terminales medianamente conservadas, que permiten identificar la forma cristalina. En las preparaciones en láminas delgadas suelen encontrarse también algunas secciones rómbicas y exagonales; pero las más frecuentes son las redondeadas y ovaladas (lám. XIV, figs. 4.^a, 5.^a y 6.^a).

El color de los granos de cordierita es ligeramente agrisado; pocas veces se ven algunos incoloros y completamente transparentes. Más o menos translúcidos, lo son casi siempre. Fractura concoidea, con brillo vítreo. Raya al vidrio; pero no hemos encontrado ningún grano que raye al cuarzo, a pesar de que los autores de petrografía le asignan una dureza comprendida entre 7 y 7,5. Densidad, 2,65.

La cordierita de la Serranía, en secciones delgadas, no es dicroica. En granos lo es en desigual grado, pasando el color del azul pálido al gris amarillento. Este carácter, el mayor brillo y la dureza son los que permiten distinguir a los granos de cordierita de los de ortosa que los acompañan en los detritus.

No hemos encontrado ninguna sección con cruceros bien marcados; y nótese que en algunas de aquéllas se ha podido determinar con exactitud la cara g^1 , paralela a la dirección que los autores asignan a estos cruceros. Sólo en un caso, en el trozo redondeado fotografiado en la lámina XIV, figura 4.^a, se ven líneas finas paralelas que pudieran interpretarse como cruceros; pero como el ejemplar está epigenizado parcialmente en finísimas agujas de silimanita, cabe la duda de si se trata de éstas o de aquéllos.

El índice de refracción mayor que hemos podido medir ha sido de 1,552.

Cordierita.—
Color.—**Densidad.**—**Dureza.**

Cruceros.

Índice.

La birrefracción medida por nosotros ha sido $n_z - n_p = 0,011$. Los Sres. Michel Levy y Bergeron dan la cifra 0,008. En el cuadro de la obra de Michel Levy y Lacroix (1) el valor asignado a la cordierita es 0,01, casi igual al hallado por nosotros. Es un poco superior, por consiguiente, a la de la ortosa y el cuarzo, y así se ve, en efecto, en buena parte de las preparaciones a la cordierita polarizando en amarillo claro al lado de los otros dos minerales, que lo hacen en gris. Las fotografías lámina VII, figura 1.^a, y lámina XIV, figura 4.^a, son buen ejemplo de esto. Cuando tal sucede, puede afirmarse que la sección de cordierita está orientada paralela o casi paralelamente a su dirección de birrefracción máxima, que es h^1 . En los demás casos, esto es, cuando la sección no es paralela ni casi paralela a h^1 , el valor de la birrefracción disminuye, y el tono de polarización baja al gris (lám. XIV, figs. 5.^a y 6.^a). De todos modos, como en toda preparación de gneis con cordierita hay siempre algunas secciones de este mineral cortadas, aproximadamente, según h^1 , y que por lo mismo polarizan en amarillo, resulta éste un buen carácter para distinguir a primera vista este mineral de la ortosa y el cuarzo. La fotografía lámina VII, figura 1.^a, muestra bien esto.

Los ejes ópticos están situados en el plano h^1 , y hemos podido medir el ángulo que forman viendo que varía entre 58 y 64 grados. La bisectriz aguda es negativa y coincide con el eje vertical. El signo óptico es, por consiguiente, negativo. Cuando se encuentran cristales alargados, como este alargamiento se verifica constantemente según mm , esta dirección resulta siempre negativa.

Las direcciones de extinción, cuando hay caras visibles a que relacionarlas, son paralelas a las aristas g^1 , h^1 , y, en general, al alargamiento del cristal.

Pero el mejor carácter para determinar la cordierita es el que, con mucha razón, señalan los Sres. Michel Levy y Bergeron, relacionado con las inclusiones o, mejor dicho, productos de transformación por epigenesis que nunca o casi nunca faltan en este mineral cuando se examinan prepara-

Cordierita.—
Birrefracción.

Ejes ópticos.
Signo.

Extinción.

Inclusiones.

(1) Michel Levy y Lacroix, *Les minéraux des roches*, pág. 67.

ciones procedentes de la Serranía. Hemos podido comprobar la existencia de tres clases de inclusiones o epigenesis.

Una es la ya citada antes de agujas de *silimanita* (1), fotografiadas en la lámina XIV, figura 4.^a Estas agujas son largas, finísimas, sedosas, incurvadas a veces por sus extremos, y con fracturas transversales de trecho en trecho. Este último carácter es más visible en la fotografía de la lámina XVI, figura 4.^a, donde las agujas son algo más gruesas. Se extingue este mineral (ortorrómbico también, como la cordierita) paralelamente a las fibras, y su birrefracción (0,022, según Michel Levy y Bergeron) y su índice de refracción (1,67 a 1,68, según Iddings) son algo mayores que los de aquélla, por lo cual las agujas se destacan bien, tanto en luz polarizada como en luz natural. Son frecuentes en ellas los pequeños cristales de zircón, y también hemos encontrado las inclusiones de pleonasto verde y de picotita pardo rojiza de que hablan los señores Michel Levy y Bergeron.

La segunda clase de epigenesis (lám. XIV, fig. 6.^a) da por resultado la formación de un mineral muy curioso, de color ligeramente amarillo en luz natural y de hermoso amarillo dorado en luz polarizada. Comienza esta epigenesis por los bordes del trozo, donde se forma una aureola de anchura variable que rodea a aquél por todo su contorno. De esta envolvente parten ramificaciones finamente digitadas que penetran hasta el centro del cristal, y que se van ramificando y extendiendo hasta absorber por completo a la cordierita; y es de notar que estas prolongaciones de la envolvente externa no penetran a lo largo de las fracturas del mineral, como parece que debiera ocurrir, sino que lo hacen a través de la masa compacta de cordierita que separa a dichas fracturas, según se ve en la fotografía. Los caracteres ópticos de este mineral, aparte del color, son poco aparentes, y esto dificulta su determinación. Guiándonos, sin embargo, por lo que dicen los Sres. Michel Levy y Bergeron (2) e Iddings (3), no vacilamos en clasificarlo como *pinita*, fun-

- (1) Algunos autores llaman también *fibrolita* a este mineral.
- (2) *Mission d'Andalousie*, pág. 180.
- (3) *Rocks minerals*, pág. 412.

Silimanita.

Pinita.

dándonos en la ausencia del crucero basal y en sus caracteres en luz natural, que más bien recuerdan los de la mica que los de la clorita (1).

La tercera variedad de epigenesis está representada en la lámina XIV, figura 5.^a Consiste en regueros curvos, amorfos, de una substancia amarilla, que se extienden irregularmente por todo el trozo de cordierita. En luz polarizada estos regueros son negros, por ser isótropa la materia que los forma. La naturaleza de ésta no ha sido posible determinarla, por falta de caracteres ópticos. Nos parece uno de tantos productos derivados de reacciones mutuas entre la biotita y la cordierita. Tal vez una *sericita* hidratada, que por tal hecho es isótropa. Estas inclusiones no las señalan los Sres. Michel Levy y Bergeron.

La cordierita nos parece ser un mineral de primera consolidación en los gneises, contemporánea de los feldespatos. Se asocia a ellos, y sus trozos se entrecruzan mutuamente. No creemos sea producto de metamorfismo, porque se encuentra indistintamente en todos los manchones gnéisicos del tramo medio y cerca o lejos de las erupciones peridóticas. Hasta se da el caso que en los contactos con estos últimos muestra signos de descomposición ulterior, análogamente a lo que sucede con los feldespatos.

Zircón (ZrO_2 , SiO_2).—Silicato de óxido de zirconio. Cristaliza en el sistema cuadrático.

Este mineral abunda mucho en los gneises, y también en las micacitas del tramo superior. Se presenta constantemente en prismas cortos, con un apuntamiento en cada extremo lige-

(1) Iddings (ob. cit., pág. 412), al describir los diversos modos de epigenizarse la cordierita, considera cuatro variedades resultantes de ella, a saber: *pinita*, principalmente mica, sin crucero basal; *gigantolita*, la misma, con laminación basal; *prasiolita*, principalmente clorita, sin laminación basal; y *clorofilita*, como la anterior, pero con laminación basal. Ateniéndonos a esto, tal vez el trozo amarillo con cruceros basales que se ve en uno de los bordes del trozo de cordierita, y que parece mica, pudiera ser de *gigantolita*. Tiene la particularidad este trozo de no ser dicroico.

En realidad, es muy difícil distinguir entre sí a estos cuatro tipos de productos de epigenesis.

Sericita.

Cordierita.—
Tiempo de
consolidación.

Composición
y caracteres.

ramente redondeado, lo que tiende a dar al cristal entero una forma un tanto ovalada.

Los caracteres que lo distinguen en seguida de los demás minerales son su elevado índice de refracción y su alta birrefracción. No hemos podido medir el primero; pero se pone de manifiesto por la aureola negra que en luz natural rodea siempre a los cristales de zircón, y que si son pequeños, deja tan sólo un pequeño espacio transparente en el centro. Los autores de petrografía dan las cifras 1,92 a 1,99 para el índice de refracción máximo de este mineral. La birrefracción hemos podido medirla aproximadamente con el comparador, y resulta superior a 0,06. Esto se traduce en colores de polarización muy altos, verdes, rojos y azules del cuarto orden, y casi siempre irisados.

La extinción se verifica según el eje vertical del prisma, cuando el cristal tiene esta forma, o según el eje mayor de la elipse, cuando es ovalado. Es de signo óptico positivo. Algunos cristales son ligeramente dicroicos, pasando el color del verde al pardo claro, según que el plano de vibración del polarizador coincida con la dirección transversal o la longitudinal del cristal de zircón.

En las rocas de la Serranía es siempre un mineral de primera consolidación, anterior a todos los demás. Se le ve constantemente incluido en los feldespatos, en la cordierita y en los demás minerales que la acompañan.

Rutilo (lám. XV, fig. 2.^a).—Bióxido de titanio, cuya fórmula es TiO_2 . Cristaliza en el sistema cuadrático.

Abunda mucho en las rocas de la Serranía, casi siempre en inclusiones en la biotita de los gneises y micacitas del estratocristalino. También en las dolomías metamórficas (1) y en las pizarras de la base del cambriano.

Se presenta casi siempre en cristales pequeños, prismáticos, delgados y aciculares, que se cruzan con cierta regularidad, formando a modo de las mallas de una red. Otras veces

(1) Mac-Pherson, en su obra *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda*, describe y dibuja en la lámina V curiosísimas maclas de rutilo encontradas en las dolomías metamórficas de los Llanos del Juanar.

aparecen cristales geniculados en ángulos variables, compuestos de dos o más individuos maclados.

La pequeñez de los cristales no ha permitido determinar con precisión los caracteres ópticos del rutilo de los gneises. La mejor manera de estudiar este mineral es con luz natural. Se destaca en seguida por la forma especial de sus agujas, por la manera de agruparse éstas y por las maclas. Su elevado índice de refracción (2,7 a 2,8) hace que los cristales sean siempre negros, porque la aureola que la reflexión total origina en sus bordes, ocupa el cristal entero. El relieve es también altísimo, aun cuando este carácter sólo puede observarse en cristales excepcionalmente grandes. La birrefracción alcanza la cifra 0,29, y los tonos de polarización llegan a veces hasta el blanco de orden superior, estando comprendidos, por lo menos, en los del cuarto orden. Los tonos suelen ser irisados en rosa y verde pálido muy brillantes. La extinción se verifica constantemente según la dirección de alargamiento de las agujas. El signo óptico es positivo.

En los cristales de rutilo que se encuentran en las dolomías metamórficas, que son algo mayores que los de los gneises, hemos podido ver los cruceros prismáticos y el dicroísmo. Los tonos pasan del amarillo al amarillo pardo, según que el plano de vibración del polarizador coincida con la dirección de índice menor n_p , o la de índice mayor n_g , cuyas direcciones coinciden, a su vez, en el rutilo con los ejes horizontales y con el eje vertical. Las maclas geniculadas hemos podido observarlas también en el rutilo de las dolomías del Juanar.

El rutilo de los gneises y micacitas parece ser un producto de descomposición de la biotita que precede a los estados epigénicos más avanzados de ésta. En las dolomías metamórficas es seguramente uno de tantos minerales que origina este metamorfismo, pues jamás se le encuentra en las dolomías normales.

Hemos ensayado, con resultado satisfactorio, la separación del rutilo de los minerales que lo contienen, triturando éstos y tratando el polvo por el método de los líquidos densos. El peso específico del rutilo, que excede de 4, facilita la separa-

Composición
y caracte-
res.

ción. Resulta siempre mezclado con el zircón y el granate, cuya densidad se aproxima a la suya; pero luego es fácil separar los tres minerales bajo el microscopio biocular de preparación (1).

Apatita ($\text{Ca}^2[\text{Cl, Fl}][\text{PO}_4]^{3-}$).—Clorofluófosfato de cal. Cristaliza en el sistema exagonal.

Composición y caracteres.

Referimos a este mineral pequeños cristales de sección exagonal o rectangular que se ven con frecuencia incluidos en los feldespatos de los gneises, y aun en ocasiones, aunque raras, en el cuarzo de éstos y de las micacitas. Es incoloro y muy transparente; siempre limitado por trazas de caras cristalinias rectilíneas; no dicróico; de índice de refracción superior al del cuarzo y los feldespatos, y de birrefracción muy débil, pues polariza siempre en gris claro, aun en las preparaciones que, por ser un tanto gruesas, dan tonos de polarización ligeramente amarillos para el cuarzo y los feldespatos. Es de signo óptico negativo. Todos estos caracteres coinciden con los de la apatita, y por esto, aun cuando no nos ha sido posible medir mejor las constantes ópticas, debido a la pequeñez de los granos y a su escasez, no vacilamos en clasificarlo como tal.

Es mineral de primera consolidación, como lo prueba su manera de presentarse, siempre incluido en los demás minerales.

DOLOMÍA CRISTALINA

Ya hemos descrito en la primera parte de este capítulo los caracteres aparentes de las dos variedades de esta roca: la de cristales grandes fuertemente trabados entre sí, y la sacaroidea de romboedros pequeños, que se separan fácilmente unos de otros.

Caracteres cristalográficos.

Esta segunda variedad es tan deleznable, que no ha sido posible tallarla en láminas delgadas; pero examinando con el microscopio la arenilla blanca en que se desmenuza, se ve

(1) Tal vez algún día nos decidamos a hacer, valiéndonos de este método, un estudio detenido de los silicatos raros de la Serranía, que son muy numerosos en ella. Recomendamos el procedimiento a nuestros lectores, porque sus resultados son bastante precisos.

que está formada por pequeños romboedros perfectos en su forma, en los que rara vez se observan las laminillas macladas, tan frecuentes en los de calcita. Debemos advertir que ambos minerales se presentan en las grandes masas de la Serranía; que hay zonas en ellas de calizas cristalinias con poca o ninguna magnesia, y otras, en cambio, en que la proporción de esta última es muy grande (1).

La variedad compacta, tallada en lámina delgada, muestra grandes cristales de contornos irregulares penetrando unos en otros y formando un todo uniforme, sin interposición de ningún otro mineral. Los cruceros romboédricos son siempre visibles en forma de líneas finas regularmente espaciadas que dan la dirección de las caras primitivas. Las maclas son también visibles si se trata de caliza poco magnesiada, y raras si se trata de dolomía; y éste es un buen carácter para distinguir con el microscopio una variedad de otra. Estas maclas son bellísimas. Afectan la forma de láminas o bandas de colores irisados, que cubren paralelamente las caras del cristal y se extinguen en serie. Sus colores de polarización son distintos de una serie a otra, y siempre de tonos irisados muy altos, dentro del cuarto orden de Newton, y llegando a veces al blanco de orden superior.

Dolomía.—Caracteres que se revelan con el microscopio.

La densidad oscila entre 2,6 y 2,9, aumentando en proporción a la cantidad de carbonato de magnesia que contiene la roca.

Densidad.

El color varía del blanco puro al gris azulado más o menos intenso. En sección transparente todas las variedades son incoloras.

Color.

El índice de refracción mayor que hemos medido ha dado la cifra 1,695, y no parece haber diferencias sensibles en él

Índice y birrefracción.

(1) El análisis químico lo demuestra así; pero, sobre el terreno, los medios más prácticos para determinar si la roca es caliza o dolomía son:

a) La fetidez propia de la dolomía cuando se la golpea con el martillo.

b) Que una gota de ácido clorhídrico produce efervescencia en la caliza, y no en la dolomía.

Claro está que estas determinaciones no son más que aproximadas. La dureza puede ser también un carácter distintivo. La dolomía raya a la caliza y es difícilmente rayada por un alfiler.

entre las variedades más o menos magnesianas. La birrefracción es muy alta, pues alcanza la cifra 1,18.

Este mineral se presta admirablemente al estudio en luz convergente, y su figura de interferencia típica de los cristales uniáxicos se ve dibujada o fotografiada en todos los tratados de petrografía. Para observarla, basta buscar una sección normal al eje óptico (constantemente extinguida entre los nicoles cruzados) y mirarla en luz convergente, bien por el método de Von Lasaulx, bien con la lente de Bertrand. Con este mineral no es preciso echar mano de condensadores ni objetivos de inmersión: basta con que sean de mediana apertura para ver bien la cruz negra y los anillos.

Extinciones paralelas al eje vertical del prisma exagonal y al plano de los ejes horizontales. Difícil de observar por la abundancia de maclas.

El signo óptico es siempre negativo (1).

Su manera de presentarse y sus relaciones con las demás rocas de la serie ya las hemos descrito en la primera parte de este capítulo.

MICACITAS

Compuestas esencialmente de cuarzo y las dos micas biotita y muscovita. Como minerales accesorios, zircón, rutilo, estaurótida, distena, esfena, epidoto, grafito, y a veces andalucita en las zonas afectadas por acciones metamórficas. El anfíbol hornablenda se presenta también en las micacitas que están en contacto con capas de anfíbolitas.

No existen en la Serranía de Ronda esos grandes espesores de micacitas (rocas verdes de Mac-Pherson) tan frecuentes en las vertientes occidentales de Sierra Almirante, en las Alpujarras y en Sierra Nevada. El desarrollo de este tramo en la Serranía es mucho menor que en estas localidades; pero, sin embargo, en el río de las Cañas, en el camino de

(1) Este mineral es muy a propósito para ejercitarse en la determinación del signo óptico en luz convergente.

**Dolomía.—
Interferencias.**

**Composición.—
Situación.**

Alora al Chorro y al Sur de Monda pueden estudiarse con fruto estas rocas y recoger excelentes ejemplares de ellas con todos o parte de los minerales enumerados.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron dividen a las micacitas en dos grupos, el ácido y el básico; pero se refieren a las de Nerja y Almuñécar. En la Serranía no puede establecerse esta división, porque los minerales característicos de cada tipo aparecen mezclados entre sí, y siempre en proporciones pequeñas.

Las micacitas se distinguen a simple vista de los gneises:

1.º En su posición estratigráfica, siempre en el tramo superior.

2.º En que sus capas son bastante más delgadas que las del gneis.

3.º En la ausencia de textura gnéisica visible. Es preciso acudir a la lente para ver que la roca está, efectivamente, formada por capas delgadísimas de cuarzo y mica.

4.º En su color pardo verdoso o pardo rojizo, mucho más obscuro que el del gneis con cordierita. Son, además, más deleznable que éste.

Las preparaciones de estas rocas muestran las capas alternativas de cuarzo y mica, ambas en trozos pequeños que alternan con regularidad. Aquí la muscovita parece ser de primera formación, y no derivada por epigenesis de la biotita; por más que en las zonas próximas a las masas eruptivas sucede esto también. Los caracteres de los tres minerales son los ya descritos en rocas anteriores. Los del rutilo y el zircón son idénticos a los que acabamos de exponer para los gneises. Describiremos, pues, tan sólo los de los minerales accesorios restantes, dejando la esfena y la andalucita para cuando tratemos de las rocas metamórficas, porque en éstas se encuentran en mayor abundancia y mejor caracterizadas.

Estaurótida.—Silicato hidratado de hierro y de alúmina. Fórmula: $\text{HFeAl}^{\text{II}}\text{Si}^{\text{II}}\text{O}^{\text{II}}$. Cristaliza en el sistema ortorrómbico.

Se presenta en las micacitas en cristales alargados según las caras del prisma, pequeños, asociados con los trozos de cuarzo, y rara vez maclados. Las secciones longitudinales son

**Diferencias
con los gneises.**

**Caracteres
micrográficos.**

**Composición y
caracteres.**

rectangulares, y las transversales tienen forma exagonal, originada por la combinación de las caras m y g^1 .

La dureza y la densidad no las hemos determinado, por la dificultad de aislar cristales.

El color en luz natural es pardo amarillento claro. Es bastante dicróica. Cuando la sección principal coincide con la dirección del eje vertical, el color se acentúa y pasa a pardo rojizo. Cuando son perpendiculares a dicha dirección, el color descende a amarillo claro. Las secciones perpendiculares al eje vertical apenas son dicróicas.

Estaurótida.
Color y dicróismo.

El índice de refracción, determinado, aproximadamente, por el método de Becke, es de 1,73 a 1,75, y, por consiguiente, bastante elevado. De aquí el sensible relieve y el achagriado superficial, que, en unión del color, son los caracteres más aparentes de la estaurótida.

Índice.

La birrefracción máxima medida ha sido de 0,012, igual a la que los Sres. Michel Levy y Bergeron consignan para la estaurótida de Almuñécar. Los tonos de polarización, amarillos y rojizos, están siempre más o menos velados por el color propio del mineral.

Birrefracción.

Los ejes ópticos están situados en el plano h^1 , y su ángulo, según los autores citados, no excede de 70 grados. Nuestras medidas han dado valores comprendidos entre 73 y 75 grados; pero las consignamos con ciertas reservas, porque no las hemos podido comprobar por los métodos directos. El signo óptico es positivo; la bisectriz aguda, paralela al eje vertical, coincide con la dirección n_g .

Ejes ópticos.
Signo.

Las direcciones de extinción coinciden con las aristas verticales y las trazas de la base.

Distena (1).—Silicato de alúmina. Fórmula: Al_2O_3, SiO_2 . Cristaliza en el sistema triclinico.

Composición y caracteres.

Se presenta en agujas muy alargadas, con fracturas transversales que recuerdan a las de la silimanita. Es bastante rara en las micacitas de la Serranía. Sin embargo, por levigación, y empleando después líquidos densos y el microscopio biocular, hemos conseguido aislar algunas agujas del color azul

(1) Este mineral se designa también con el nombre de *cianita*.

característico de este mineral. En las preparaciones en láminas delgadas es incoloro y no dicróico. Los cruceros m y t son claramente visibles.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron describen las maclas de la distena de Almuñécar, y su descripción nos ha servido de guía en el estudio de la de nuestra región. Hemos podido comprobar la existencia de numerosas maclas según la cara m , que en las secciones perpendiculares al plano de unión se extinguen en ángulos variables entre 10 y 25 grados. La disposición zonar, y, como consecuencia, la irregularidad en la extinción, es también un hecho comprobado en las micacitas de la Serranía.

Distena. —
Maclas.

La dureza, variable según la dirección en que se mida, no hemos podido comprobarla, por la pequeñez de los trozos aislados.

El índice de refracción máximo que hemos medido es, aproximadamente, de 1,71. La birrefracción máxima es 0,02, cifra que también damos con cierta reserva. Los tonos de polarización son rojos y verdes; pero se observan mal, porque la aureola negra de reflexión total cubre casi del todo a las agujas de distena.

Índice. —
Birrefracción.

La bisectriz aguda es negativa y perpendicular a la cara m . Los petrógrafos franceses dan para el ángulo de los ejes ópticos un valor aproximado de 80 grados. No hemos podido comprobarlo.

Ejes y signo.

Contiene este mineral numerosas inclusiones líquidas con burbuja móvil, y este carácter, unido a la forma en agujas y a la ausencia de dicróismo, sirve para distinguirlo con facilidad de la estaurótida, que viene casi siempre asociada a la distena.

Inclusiones.

Epidoto.—Ortosilicato de cal y alúmina con algo de hierro. Fórmula: $Ca^2 (AlOH) (Al, Fe)^2 (SiO^1)^3$. Cristaliza en el sistema monoclinico.

Composición y caracteres.

Consignamos con ciertas reservas la presencia de este mineral en las micacitas. Nos parecen ser epidoto unos cristales alargados, prismáticos, de índice muy alto, que polarizan en tonos vivos rojos y verdes, y que se encuentran rara vez en estas rocas, asociándose a la mica de preferencia al cuarzo.

Los petrógrafos franceses han encontrado también este mineral en las micacitas de Sierra Nevada y entre Nerja y Almuñécar, y esto ha contribuido a que interpretemos como tales a los de las micacitas de la Serranía. La pequeñez y escasez de ellos nos han impedido estudiar los demás caracteres ópticos.

Grafito.—Carbono puro amorfo. Abunda mucho en las micacitas, sobre todo en las de los manchones próximos a Sierra de Aguas; hasta tal punto, que a veces el polvo de estas rocas tiñe al papel con tonos plomizos.

Se presenta en granulaciones y regueros entre los demás minerales, y con frecuencia también incluido en la andalucita, a la que transforma en la variedad llamada *quiasolita* o *macla*. Esto es muy frecuente en las zonas metamórficas próximas a las masas eruptivas.

En luz refleja se distingue bien el grafito de los demás minerales opacos que suelen acompañarlo (limonita, magnetita, etc.) por los reflejos de color gris de plomo de su superficie. Pulverizando las rocas y aplicando el método de los líquidos densos, se separa fácilmente el grafito de dichos minerales, merced a su poca densidad (2,2).

En las preparaciones microscópicas los regueros y manchas granulares de grafito pueden confundirse con la magnetita. Siempre hay, sin embargo, en ésta más compacidad que en el grafito y cierta tendencia a las formas cristalinas regulares, que nunca existe en aquél. En casos de duda, lo mejor es alumbrar la preparación con luz refleja y examinarla como objeto opaco. Entonces el fuerte brillo metálico y el color negro de la magnetita contrastan con el lustre poco perceptible y el color gris del grafito.

ANFIBOLITAS

El estudio que los petrógrafos franceses han hecho de estas rocas nos produce cierta confusión (1). Las dividen en tres tipos: ácido, básico y el asociado a las dolomías me-

(1) *Mission d'Andalousie*, págs. 182 a 184.

Composición
y caracte-
res.

Diferentes
tipos.



tamórficas. Consideran a los dos primeros como integrantes del terreno estratocristalino, y señalan su intercalación en concordancia estratigráfica con los bancos de dolomía y de gneis. Al tercero, aunque no lo dicen terminantemente, lo consideran como metamórfico, porque fijan su posición precisamente entre una roca y en un paraje cuales son las dolomías de la subida desde Ojén al Juanar, que es tal vez la parte de la Serranía donde los fenómenos de metamorfismo alcanzan su mayor pujanza. Ahora bien: al segundo tipo, al que llaman *básico*, igual o casi igual al tercero, no puede considerársele como una roca normal no metamórfica: en primer lugar, porque ni ellos ni nosotros lo hemos encontrado más que en la envolvente externa de la gran masa de magnetita de Marbella, con cuyo mineral se asocia de un modo especial digno de llamar la atención; en segundo lugar, porque el metamorfismo es manifiesto en toda la zona contigua a dicha masa magnética, y la roca en cuestión no es más que una de tantas originadas por la acción hipogénica; y en tercer lugar, porque el estudio petrográfico de la roca muestra esto mismo, y con él se señalan diferencias sensibles entre la anfibolita que se intercala normalmente entre las rocas estratocristalinas y la que sólo aparece en las zonas de metamorfismo. Creemos, pues, que en la Serranía existen tan sólo estos dos tipos de anfibolitas. Llamaremos al primero *normal*, y al segundo *metamórfico*. Los estudiaremos por separado: al primero ahora, y al segundo en el capítulo dedicado al metamorfismo.

Anfibolita normal (lám. IV, fig. 2.^a).—Compuesta de anfíbol hornablenda, cuarzo, un feldespato calcosódico que casi siempre es labrador y a veces se asocia con algo de oligoclasa; y como minerales accesorios, la magnetita y la biotita. La esfena y el hierro titanado de que hablan los petrógrafos franceses no los hemos encontrado en este tipo, y sí sólo en el metamórfico.

La composición petrográfica que acabamos de señalar, aun cuando es constante respecto a la clase de minerales, varía, sin embargo, bastante en cuanto a la proporción respectiva de los mismos. Hay capas en las que los tres mine-

Composición
y caracte-
res.

rales anfíbol, cuarzo y feldespato entran en la roca en proporciones próximamente iguales; otras en las que el anfíbol es tan escaso, que casi debería considerársele como mineral accesorio; y, en cambio, hay otras casi desprovistas de cuarzo y feldespato (la de la fotografía lám. IV, fig. 2.^a, es de éstas), y en las que el anfíbol predomina de modo extraordinario.

Pero, sea cual fuere la proporción mineralógica, la consolidación de los tres elementos principales sigue siempre el mismo orden. El mineral primeramente formado es el anfíbol, y desempeña en estas rocas papel análogo al de la biotita en los gneises. El cuarzo y el feldespato son posteriores; envuelven al anfíbol, dando a veces a la roca textura granitoide, y sus cristales no se desarrollan con independencia por impedirlo el mineral primeramente consolidado. La biotita y la magnetita, cuando las hay, son contemporáneas del anfíbol y se asocian con él. Las anfíbolitas normales son rocas de fondo blanco, sobre el que se destacan los cristales prismáticos alargados de color verde muy oscuro del anfíbol hornablenda. Se asemejan por su aspecto a las granulitas turmalíferas; pero son mucho más compactas y tenaces, y el anfíbol no tiene nunca las caras finamente acanaladas de la turmalina.

En el contacto entre las capas de anfíbolita y las de gneis y micacitas hay siempre rocas de tránsito entre unas y otras. En estas rocas de tránsito las capas que separan a las de feldespato y cuarzo no son de mica pura, sino de mica y anfíbol mezclados. Este último se asocia rara vez al cuarzo y al feldespato, y cuando lo hace, sus cristales más bien parecen detriticos que de primera formación.

En las intercalaciones de anfíbolitas y dolomías hay también rocas de tránsito, y son frecuentes las que están formadas por partes iguales de ambos minerales. Parece entonces como si los dos hubiesen cristalizado al mismo tiempo, es-torbándose mutuamente al hacerlo.

Las capas de anfíbolitas son, en general, de poco espesor: de 0,30 metros, a lo sumo. Comienzan a verse en la parte superior de los gneises con cordierita infrayacentes a las dolomías; siguen viéndose en éstas, aunque raras veces, y vuel-

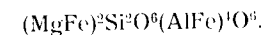
Anfíbolita.—
Orden de
consolidación de los
minerales.—
Aspecto.

Caracteres
de las capas
y su situa-
ción.

ven a abundar en los gneises y micacitas del piso superior. Las localidades mejores para estudiarlas son: el camino desde Ojén a Monda, los alrededores de este último pueblo, la zona gnéisica que bordea por el Norte a la Sierra de la Alpujata y el camino desde el puerto de Gómez a Benalmádena, que, como se ve en el mapa, va casi por el contacto entre el gneis y la gran masa dolomítica de Sierra de Mijas. En el valle del Genal y en los alrededores de Sierra de Aguas son bastante raras.

El cuarzo afecta en estas rocas su forma habitual en los gneises: la de granos de contornos irregulares, festoneados, que se extinguen en mosaico y que engloban al anfíbol, ocupando los huecos entre los cristales de éste. La misma disposición afectan el feldespato o los feldespatos, que no se presentan nunca en cristales bien terminados. El labrador y la oligoclasa, cuando la hay, están siempre maclados por la ley de la albita, y la segunda a veces también por la de la periclina. Aparte de la anchura y regularidad de las maclas, sirve para distinguir las diferencias del ángulo de extinción entre las dos series de laminillas hemitrópicas cuando se examinan secciones normales al plano de macla. Este ángulo, como hemos dicho ya, es de 64 a 66 grados para el labrador y de 24 grados para la oligoclasa. La magnetita se ve a veces en granos pequeños, negros y opacos, unas veces en los bordes de los cristales de anfíbol, y otras incluidos en ellos. La biotita se asocia al cuarzo y al feldespato en forma de laminillas pequeñas. La hornablenda, mineral dominante, lo describiremos a continuación por extenso, por ser ésta la primera roca en la que lo encontramos como tal.

Hornablenda.—Como todos los anfíboles, es un metasilicato en el que el hidrógeno del ácido metasilícico ha sido reemplazado por varios metales o radicales más complejos. En el caso concreto de este anfíbol la fórmula es:



Cristaliza en el sistema monoclinico, y es el anfíbol típico entre los de este grupo.

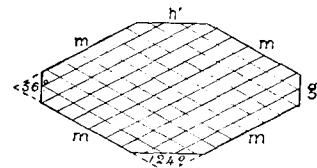
Anfíbolitas.
Caracteres
del cuarzo y
los feldespa-
tos.

Composi-
ción y caracte-
res cristalo-
gráficos.

La hornablenda se presenta en las anfibolitas de la Serranía con sus cristales bastante bien terminados, para que se conozcan fácilmente las distintas caras que los forman (lámina IV, fig. 2.^a). A simple vista, o con ayuda de la lente, se ven a veces estas caras; pero la mejor manera de estudiarlas es con el microscopio bicular, aislando previamente los cristales, o en láminas transparentes, valiéndose del microscopio petrográfico.

Los cristales en masa son de un color verde botella obscuro. En láminas delgadas, examinadas con luz natural, son incoloros, o con ligero tinte verdoso. Poniendo el polarizador, se ve en seguida el policromismo, que siempre existe, en mayor o menor grado, en la hornablenda de la Serranía. Cuando el plano de vibración de la luz (sección principal del polarizador) coincide con la dirección n_g de la hornablenda, el color es verde esmeralda; cuando coincide con n_m , es verde amarillento; y cuando lo hace con n_p , es amarillo claro con ligero tinte verdoso.

En los cristales cortados paralelamente al eje vertical se distinguen siempre las caras mm del prisma y la base p , combinadas algunas veces con las caras b^1 . Las secciones transversales muestran casi siempre las trazas de las caras m , h^1 y g^1 , que dan a dichas secciones la forma de un rombo con

Fig. 7.^a

los ángulos truncados. Los ángulos de las caras mm son en la hornablenda de 56 y 124 grados (figura 7.^a), carácter que sirve, entre otros, para distinguir este mineral del piroxeno (dialaga o augita), en el que los ángulos son de 87 y 93 grados (véase fig. 1.^a), y casi se confunden con un recto. Los cruceros son visibles en la mayoría de los cristales. Son paralelos a las caras mm , y, por consiguiente, en las secciones transversales sus ángulos son los arriba indicados, y siempre dividen en rombos a la sección. Las trazas de estos cruceros son finas y rectilíneas, carácter que también contrasta con las interrumpidas y de desigual grueso del piroxeno.

Hornablenda.—Color.

Caracteres cristalográficos.

Las diferentes secciones longitudinales se distinguen bien entre sí por la forma. Todas tienen la de un rectángulo apuntado por ambos lados menores; pero este apuntamiento es simétrico en las secciones paralelas o casi paralelas a h^1 , y disimétrico en las que lo son o casi lo son a g^1 . La razón de esto es que en el primer caso el apuntamiento lo forman los dos domos simétricos b^1 , y en el segundo, uno de estos domos y la base p (1). En estas secciones hay una sola serie de cruceros paralelos a las caras m . En la fotografía hay varios ejemplos de secciones de esta clase.

La densidad de la hornablenda de la Serranía es de 3,1, y la dureza está comprendida entre el 5 y el 6 de la escala de Mohs.

El índice de refracción máximo que hemos medido es 1,66; pero en algunas anfibolitas no pasa de 1,62. La birrefracción máxima es de $n_g - n_p = 0,026$, y los tonos de polarización varían desde el amarillo del primer orden al azul del segundo, según la dirección de la sección; y éste es también un buen carácter para tener una idea aproximada de dicha dirección. Las secciones de birrefracción máxima son las paralelas a g^1 , porque contienen a los dos índices n_g y n_p .

Estas secciones g^1 son particularmente interesantes, porque en ellas el ángulo de extinción de la dirección n_g con las trazas de los cruceros m alcanza su máximo, que en la hornablenda de la Serranía es de 16 grados. Éste es otro carácter distintivo entre el anfíbol y el piroxeno, pues en éste el citado ángulo baja rara vez de 37 grados.

Para diferenciar las direcciones g^1 y h^1 en las secciones basales de la dialaga (2) nos valíamos de la posición de las direcciones n_g y n_p respecto de los cruceros mm , y decíamos que la primera bisectaba al ángulo agudo del rombo casi cuadrado que forman las trazas de estos cruceros al cortarse, y que la dirección h^1 bisecta a su vez al ángulo obtuso. Allí era necesario, o por lo menos conveniente, apelar a las direc-

(1) Véanse, en caso de duda, las figuras 99 y 100 de la página 365 de la *Minéralogie micrographique* de Fouqué y Michel Levy.

(2) Véase la descripción de este mineral en el capítulo *Rocas hipogénicas, Lerzolitita*.

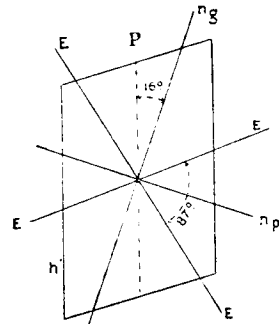
Hornablenda.—Densidad.

Índice y birrefracción.

Extinción.

Diferencia con el piroxeno.

ciones de extinción, porque, cortándose los cruceros en ángulos casi rectos, es difícil distinguir el agudo del obtuso. Aquí no es necesario, porque la diferencia angular es muy grande. En estas secciones basales de hornablenda la dirección g^1 bisecta al ángulo obtuso, y la h^1 al agudo, y, por tanto, con sólo mirar la sección se sabe cuál es la posición de las dos citadas caras, y la confusión es imposible.

Fig. 8.^a

El plano de los ejes ópticos está situado en la cara g^1 , y la bisectriz aguda es negativa (coincide con n_p). El eje de menor elasticidad n_g forma, como hemos dicho, un ángulo de 16 grados con las trazas de los cruceros m sobre la cara g_1 . La bisectriz aguda está situada en el lado del ángulo obtuso que forman las caras g^1 y p . La figura 8.^a representa estos datos. Es una sección según g^1 . Los ejes ópticos son EE . El ángulo que entre sí forman es de 82 grados.

Las direcciones de extinción en la base y en la cara g^1 ya hemos dicho cuáles son. En la cara h^1 , dada la posición del plano de los ejes ópticos, normal a esta cara, la extinción es recta respecto a las trazas de los cruceros.

La hornablenda de las anfíbolitas normales contiene raras veces inclusiones; esto puede servir para diferenciarla de la de las metamórficas, sobre todo de las próximas a las masas de hierro magnético, que siempre contienen algunas inclusiones de este último mineral, como veremos luego.

El plano de los ejes ópticos está situado en la cara g^1 , y la bisectriz aguda es negativa (coincide con n_p). El eje de menor elasticidad n_g forma, como hemos dicho, un ángulo de 16 grados con las trazas de los cruceros m sobre la cara g_1 . La bisectriz aguda está situada en el lado del ángulo obtuso que forman las caras g^1 y p . La figura 8.^a representa estos datos. Es una sección según g^1 . Los ejes ópticos son EE . El ángulo que entre sí forman es de 82 grados.

Ejes ópticos.

Extinción.

Inclusiones.

CAPÍTULO VI

Terreno cambriano.

La serie cambriana en la Serranía de Ronda cubre también bastante extensión superficial, aunque no tanta como la estratocristalina. Va asociada a ésta en todos los parajes en que se presenta. Son estos parajes:

Su extensión.—Situación.

Una zona grande en el valle del Genal, que comienza frente a Gaucín y asciende por dicho valle, formando la mayor parte de sus laderas occidentales, y pasa a veces a las opuestas. La faja cambriana se estrecha sensiblemente entre Parauta e Igualaja, volviendo después a ensancharse en los Llanos de la Nava y la Torrecilla, a partir de cuya sierra se ramifica en dos zonas: la Noroeste, que forma parte de la Sierra de la Nieve, y después las cumbres de las Prieta, Blanquilla y Caparain, que limitan por el Sureste al valle del Turón. Esta faja, al llegar a Ardales, experimenta la inflexión general de la región entera; su dirección tiende a ser Oeste a Este, y termina contra la gran falla del Chorro, donde está parcialmente cubierta por las capas miocenas. La otra rama, la Sureste, prolonga a la Sierra de Tolox, pasa entre este pueblo y Yunquera, y a pesar de que poco después la empiezan a recubrir los depósitos numulíticos y pliocenos, surge de vez en cuando, sin embargo, a través de éstos, en asomos como el de la Sierra de Gíbalgaya, cuya orientación prueba que también esta faja ha experimentado la inflexión general de la región indicada antes.

Otro manchón cambriano importante, en cierta relación con el anterior, existe en el borde occidental de la Hoya de Málaga, faldeando las cumbres que la limitan. Comienza en Tolox, pasa por Guaro, y termina cerca de Coin. Tiene una ramificación hacia el Suroeste que va desde Guaro hasta cerca del nacimiento del río Seco, y está intercalado casi en el centro del gran manchón estratocristalino que hay entre Sierra Parda y Sierra de la Alpujata.

Por último, en la gran faja de terrenos antiguos de la costa está también ampliamente representado el cambriano por tres grandes asomos: uno que va desde el puerto de los Guardas hasta el Nordeste de Estepona; otro que penetra en la cuenca del río Verde, rodea la base Sur de Sierra Blanca y forma más de la mitad de las Chapas de Marbella, terminando en la Punta de Calaburras; por último, el tercero comienza en Torre Blanca, y en dirección Sureste a Noroeste llega hasta la misma masa peridótica de la Sierra de la Alpujata.

Si examinamos sobre el mapa y cortes que lo acompañan los manchones descritos, veremos que, salvo raras excepciones, el cambriano se adosa siempre al estratocristalino, y, como se ve en los cortes, está en relación estratigráfica íntima con él. Y cuando se encuentra una de aquellas excepciones, por ejemplo, la de la Sierra de Gibalgaya, que parece ser un mogote cambriano aislado, estudiando los terrenos modernos que la rodean, se adivina fácilmente que el estratocristalino y el cambriano están en contacto directo por debajo de aquellos, y a no mucha profundidad, por cierto, pues nunca la distancia entre los dos terrenos antiguos es grande, y su manera de ocultarse bajo los mantos terciarios indica claramente que ambos se prolongan bajo ellos, sin haber sufrido trastornos que hayan alterado su mutua relación estratigráfica.

Esta relación se pone todavía más de manifiesto si se estudian los contactos entre los dos terrenos. Son tantos y de tanto desarrollo longitudinal, que cualquier paraje de los arriba descritos es a propósito para el caso. Este estudio nos muestra, ante todo, un hecho general, al que nunca hemos visto excepciones, salvo, naturalmente, cuando una falla altera la posición de las rocas; caso, por cierto, bastante raro en

Relación estratigráfica con el estratocristalino. Datos para fijar la edad.

estos contactos. El hecho en cuestión es: *que las dos series están en perfecta concordancia una con otra*. El buzamiento de los estratos es el mismo, la dirección la misma, y las plegaduras afectan indistintamente a las dos formaciones, cual si fuesen una sola. Este hecho tiene su importancia. Y la tiene, no sólo por lo que respecto a edad de las dislocaciones y demás fenómenos tectónicos pueda deducirse de él, sino más directa todavía, porque nos aporta el dato más fehaciente, quizás el único categórico, para clasificar al terreno en cuestión como cambriano. En efecto: en ninguna de las rocas de este terreno se han encontrado fósiles hasta ahora. Cuantos geólogos han pasado por la Serranía se han dedicado con afán a buscarlos, pero sin resultado positivo hasta el presente; porque si bien es cierto que algunos (1) dicen haber visto en las pizarras azules del Chorro impresiones de *Nereites Cambriensis*, son éstas tan vagas y están en tan mal estado de conservación, que ofrecen dudas, aun a los mismos geólogos que las encontraron, sobre si serán, efectivamente, orgánicas, o habrán sido originadas por una causa mecánica cualquiera. Falta, pues, el dato paleontológico, el fundamental, por decirlo así, para la clasificación de un terreno sedimentario, y es preciso echar mano de los demás que nos aporta el estudio del terreno en su conjunto y el de sus rocas. El hecho de que las cambrianas reposen en concordancia perfecta con las estratocristalinas es ya un dato para llamarlas *cambrianas*, porque, de no serlo, habrían de ser forzosamente estratocristalinas, pues no cabe pensar sean silurianas o de época más moderna todavía, y que no haya discordancia, grande o pequeña, entre ellas y las infrayacentes, en una región como ésta, tan afectada por movimientos orogénicos en aquellas épocas.

Otro dato nos lo aporta el examen microscópico de las rocas cambrianas. Son indiscutiblemente sedimentarias. Sus materiales están siempre rodados, entremezclados unos con otros, y con un cemento terroso envolviendo a los granos. Además, el paso desde las micaritas superiores del estrato-

(1) *Mission d'Andalousie*, pág. 200.

crystalino a las pizarras de la base del cambriano en contacto con ellas se verifica por tránsitos insensibles, y hay sitios en los que cuesta trabajo clasificar a la roca como micacita o como pizarra. Y esto no es un caso excepcional: al contrario, es general en toda la línea de contacto entre ambas.

También debe tenerse en cuenta el aspecto de la roca, esto es, su *facies especial*, muy semejante al de rocas indiscutiblemente cambrianas de otras regiones de Andalucía, que contienen numerosos fósiles pertenecientes a la característica fauna de la época. Comparando unas rocas con otras, resultan iguales o muy semejantes. Y no nos atreveríamos a dar valor a este dato si la comparación se refiriese sólo a trozos de roca unos con otros; pero la hemos hecho también entre las preparaciones microscópicas de ellos, y resultan iguales, con los mismos elementos, dispuestos del mismo modo y trabados por las mismas delgadísimas capas de cemento terroso. Esto ya nos parece tener algún valor.

Basándonos en todo lo expuesto, nos hemos decidido por la opinión, después de todo la más generalizada, que asigna a esta serie la edad cambriana; pero debemos advertir que si bien en los tramos inferiores de la formación parece bastante justificada esta opinión, en los superiores, sobre todo en el de las *calizas alabeadas*, no sucede lo mismo, como veremos al ocuparnos particularmente de ellas.

Esta cuestión de la edad de esta formación ha sido una de las que más discrepancias ha motivado en los estudios de la Serranía, y también en los de otras regiones de la provincia en las que la serie se presenta con iguales caracteres que aquí. A título de ejemplo, vamos a resumir la opinión de diversos autores: Orueta Aguirre, en su descripción de la Serranía (1), engloba en una sola a las dos formaciones estratocristalina y cambriana, y las llama "esquistos metamórficos". Mac-Pherson, en su primer estudio de la Serranía, llama "paleozoico" al conjunto de las dos formaciones; después separa a los gneises y dolomías de las pizarras y arcosas, y llama

Discusiones
sobre la
edad.

(1) Para más detalles sobre estas opiniones, véanse las notas bibliográficas.

"arcaicas" a las dos primeras rocas y "cambrianas" a las segundas. Michel Levy y Bergeron clasifican como cambriana a la gran faja que se extiende por el valle del Genal y llega hasta El Chorro, así como también a la de la costa; pero a las calizas de la Torrecilla las consideran en parte como estratocristalinas, en parte como cambrianas. Debemos decir, sin embargo, que, dados la pequeña escala del mapa de estos autores y los errores geográficos que contiene, no podemos afirmar si el manchón dolomítico que señalan entre el río de los Horcajos y Casarabonela comprende o no la base de la Torrecilla. Taramelli y Mercalli llaman *paleozoica, con predominancia de calizas sacaroides*, a la formación de la Torrecilla, y paleozoicas también, *con predominancia de pizarras*, a la del valle del Genal y a la de la costa. Por cierto que en el valle del Genal invierten la posición de estas pizarras respecto a los gneises, y las colocan en contacto con la masa eruptiva. Por último, en el Mapa Geológico de España se representa una faja *siluriana* que va desde Gaucín a Ardales y que comprende también el gran macizo calizo de la Torrecilla. No señala este mapa ningún manchón cambriano en la Serranía de Ronda (1).

La serie cambriana se divide con bastante precisión en los siguientes pisos, enumerados del inferior al superior: División en pisos.

Pizarras y arcosas tabulares, en lechos delgados, de color pardo oscuro, y con filones de cuarzo, brechas y tanitas.

Areniscas y pizarras color de humo, con bancos de pizarras satinadas.

Calizas alabeadas.

El piso inferior es el que nos ha llevado a clasificar a la serie como cambriana. Ya dijimos antes las razones. Una vez que se pasa de la zona de contacto, en la que las pizarras se confunden con las micacitas estratocristalinas, se entra de lleno en una formación de rocas indiscutiblemente clásticas, entre las cuales la más abundante y la más típica es la pizarra parda. Se presenta esta roca en capas de poco espesor, Piso inferior.

(1) Es de notar que la Comisión española para el estudio de los terremotos señala la presencia del cambriano en diversos parajes y describe las rocas de ellos con bastantes detalles. (*Informe*, pág. 26.)

de 0,12 metros a lo sumo, con buzamientos y plegaduras que constantemente corresponden con los de las micacitas y gneises estratocristalinos. Dos sistemas de diaclasas casi normales entre sí dividen a esta roca en tablas rectangulares o rombales y dificultan no poco la determinación del buzamiento. El color de la roca es pardo oscuro con visos rojizos. Es deleznable, y se transforma fácilmente en tierra vegetal muy fértil, a propósito, sobre todo, para el cultivo de viñedos.

Examinados al microscopio, se ve que los granillos redondeados de cuarzo están cementados por una pasta terrosa en la que se distinguen constantemente multitud de laminillas de clorita y de sericita. Se ven también granos de óxido de hierro, que, por hidratación, prestan a la roca su tinte rojizo. Abundan en el cemento las agujas finas de rutilo, fáciles de separar triturando la roca y seleccionándolas, o con líquidos densos, o bajo el microscopio biocular. Por último, hay bancos de pizarras en los que abunda extraordinariamente la chialtolita o macla, muy cargada de partículas carbonosas. En el cambriano del río Verde hemos visto pizarras que, a más de los minerales citados, contenían algunos trozos pequeños de turmalina.

Los bancos de arcosas que se intercalan entre los de pizarra son bastante raros. Los hemos visto en el valle del Gernal, en los alrededores de Benalmádena y cerca de Bombichar, entre Alora y El Chorro. La roca es más compacta que las pizarras, y sus capas suelen sobresalir de las de éstas por resistir más a la descomposición atmosférica. Miden estos bancos de 0,15 a 0,25 metros de espesor. Su color es también pardo rojizo, pero más claro que el de las pizarras, y a veces los planos de estratificación brillan mucho, debido a estar cubiertos de laminillas de mica.

Las preparaciones en lámina delgada muestran a la roca compuesta de los minerales estratocristalinos cuarzo, ortosa, oligoclasa y mica en trozos rodados y bastante mayores que los que componen a las pizarras. El cemento es de la misma naturaleza y composición que el de éstas; pero de elementos, en general, menos descompuestos.

Las tanitas son todavía más raras que las arcosas. Son rocas negras, compactas, duras, de grano muy fino, compuestas de silice pura y amorfa, con microscópicos nódulos de calcedonia, de cuyo mineral hay a veces también filoncillos muy finos que surcan la roca de blanco. Hemos encontrado estas tanitas intercaladas entre las pizarras en un arroyo pequeño (sin nombre geográfico) que hay inmediatamente al Este de Torre Blanca, al pie del antiguo camino de bajada desde este pueblo a la carretera de Málaga a Cádiz. También las hemos encontrado en el gran manchón cambriano que hay entre Estepona y el castillo de Nicio.

Las brechas que de vez en cuando cubren a las pizarras de este piso nos parecen de formación muy posterior. Están constantemente en marcada discordancia con las pizarras, y se componen de trozos de éstas bastante angulosos, envueltos por una pasta o cemento formado de detritus de las mismas pizarras.

Los filones de cuarzo son característicos de esta formación. Su espesor oscila entre 0,10 y 0,05 metros, y aunque lo general es que su dirección sea transversal a la de las capas, se orientan, sin embargo, algunas veces paralelamente a éstas, intercalándose entre ellas. En estos casos afectan forma lenticular muy alargada. El cuarzo que los forma está en granos bastante gruesos, con tendencia a tomar formas cristalinas. En las drusas o geodas pequeñas que son frecuentes en estos filones, las paredes están erizadas por prismas apuntados de cristal de roca admirablemente limpios y bien terminados. En los planos de junta, entre los trozos de cuarzo, ha penetrado el óxido de hierro, tiñéndolos de rojo amarillento. Las preparaciones microscópicas de este cuarzo muestran en él grande abundancia de inclusiones líquidas con burbuja móvil.

Con toda clase de reservas asignamos a este piso un espesor de 500 metros. No es posible precisar más, porque las capas están muy plegadas, y a veces con pequeñas cobijaduras locales que confunden y dificultan las medidas. Sin embargo, en parajes donde estos trastornos no son tan grandes, como, por ejemplo, en el corte natural que forma el valle del Guadalhorce, entre Alora y El Chorro, nos ha parecido que

el espesor total del tramo no debe de bajar ni exceder mucho de la cifra indicada.

El tramo superyacente a éste es el de las *pizarras color de humo*, llamado así por Mac-Pherson porque su roca característica es una pizarra muy deleznable, de hojas finas, de color azul oscuro, casi negro, pero cuyos detritus tiñen a las tierras inmediatas de un tono azul claro semejante al del humo. Esta roca alterna a veces con otra pizarra satinada, muy brillante, de color amarillo o rosa claro, también en las delgadas. Por último, en la parte superior del tramo entra además en alternancia con las dos rocas dichas una tercera que es una arenisca de grano fino, muy compacta, casi una cuarcita, que se presenta en bancos de 0,20 metros de espesor, y cuyo color es blanco o amarillo claro.

El color azul oscuro de las pizarras se debe a la gran proporción de sustancias carbonosas que contienen, en forma, por cierto, de partículas muy finas. La abundancia de clorita es también notable. Las pizarras satinadas de color claro están muy cargadas de mica blanca, debido tal vez a una epigenesis de la biotita. Por último, las areniscas están formadas por granos irregulares muy pequeños de cuarzo, entre los cuales apenas se percibe cemento.

Este tramo es de poco espesor: a lo sumo, de 200 metros. Falta muchas veces en la serie, y entonces las calizas alabeadas reposan directamente sobre las pizarras y arcosas del tramo inferior. Los mejores sitios para estudiarlo son: el puerco de los Guardas, debajo del triás que forma la base del peñón de Crestellina; en la subida desde el río Genal al pueblo de Benadalid, como cosa de un kilómetro antes de llegar a este pueblo; la estación del Chorro y el borde Sur de la cordillera Bética, a partir de esta estación.

El tramo superior, el de las calizas alabeadas, es el que más dudas ofrece respecto a su edad; y si no fuera por su concordancia con las pizarras subyacentes y porque a veces se intercalan entre éstas algunos bancos de caliza en todo iguales a los que vienen después, no nos hubiéramos atrevido a llamar cambrianas a estas rocas, aun a pesar de la opinión de los geólogos franceses y la de Mac-Pherson. Ha-

Tramo medio.

Tramo superior.

ce mos, pues, toda clase de salvedades respecto a este punto de la edad, y les asignamos la cambriana con todo género de reservas. Exponemos a continuación los caracteres de esta roca y su manera de presentarse, y lo hacemos con algún más detalle que las anteriores, porque, por lo mismo que hasta ahora son un enigma, hemos dedicado a ellas especial atención.

Les hemos dado el nombre de *calizas alabeadas* por la especialísima forma que a veces, no siempre, tienen sus capas y los trozos de roca desprendidos de ellas. Es esta forma la de una teja, tan curvada a veces, que el radio no excede de quince o veinte centímetros. Las plegaduras se reparten uniformemente sobre los lechos, cubriéndolos de ondulaciones paralelas cuya orientación es casi siempre normal al buzamiento. Se transmiten de banco a banco sin perder su paralelismo, en espesores que a veces pasan de cien metros.

Esta roca es característica de la base del tramo. Comienza por aparecer en lechos delgados que se intercalan entre los de pizarras pardas (cuesta de Parauta, carretera de Ronda a San Pedro y otros parajes) o entre los de las pizarras color de humo, como al Este de Algotocin, Benalauría y Benadalid. Rápidamente, conforme se asciende en la serie, va aumentando el espesor de los bancos, que pronto, por desaparición de las pizarras, entran en contacto unos con otros, y sigue la caliza sola, sin la menor intromisión de otra roca, constituyendo la totalidad de la formación y perdiendo gradualmente su estructura alabeada. Así sucede, por ejemplo, en la enorme mole de calizas de esta clase que forma el macizo de la Torrecilla, punto culminante de la Serranía de Ronda y el más a propósito tal vez para estudiar la roca que nos ocupa y el paso de las pizarras a ella. Subiendo desde Yunquera a la cumbre de la Torrecilla por el camino que pasa por el cerro del Cucø y el peñón de los Enamorados (véase el mapa), una vez que se sale de las rocas estratocristalinas (gneises y dolomías aquí), se entra en la formación de pizarras cambrianas pardas, que duran poco trecho, porque pronto comienzan a alternar con lechos de calizas, primero muy delgados y después sucesivamente más gruesos, en perfecta

concordancia con los de pizarra, y que se parecen tanto a los de ésta, que se necesita con frecuencia el tratamiento por una gota de ácido clorhídrico para saber si se trata de una u otra roca. Hay que advertir que no es sólo una semejanza aparente, sino que es real, porque el examen microscópico muestra que hay pizarras muy cargadas de partículas calizas, y calizas que contienen en su seno bastante proporción de los minerales de las pizarras. Pronto desaparecen éstas; la formación entera es de calizas que han perdido ya la estructura alabeada y se presentan en lajas perfectamente lisas y planas. En el puerto del Pilar, y, sobre todo, entre éste y la cumbre de la Torrecilla, estas lajas planas tienen un tamaño enorme y están horizontales o casi horizontales, porque por allí pasa el eje del gran pliegue anticlinal de la formación (véase el corte núm. 3); y tan característico es el aspecto que al suelo prestan, que de él se ha derivado el nombre de "Cerro de las Plazoletas," con el que también se designa a la Torrecilla.

Si desde la cumbre de esta montaña se baja al río Verde, desde poco antes de llegar al arroyo de los Pilonés, la estructura de la roca cambia. Aparecen en los bancos diaclasas paralelas que los dividen en prismas delgados y muy largos (1), estriados en su superficie, que cubren el suelo de agujas de caliza de curiosa forma. Después, ya cerca del nacimiento del río Verde, vuelve la estructura a ser alabeada, como en la subida por el lado Norte desde Yunquera. Lo mismo sucede si se asciende desde el nacimiento a los Llanos de la Nava por la llamada cuesta de la Laja, se atraviesan estos llanos, y se baja a Parauta por el borde Oeste desde el kilómetro 14 de la carretera de Ronda a San Pedro. Las calizas alabeadas ocupan la base, las prismáticas vienen después (2), y, sin embargo, lo único que varía es la estructura, pues la compo-

(1) En la colección de rocas de la Serranía que hemos entregado al Instituto Geológico de España hay uno de estos prismas que mide 0,25 metros de largo por 0,03 de grueso.

(2) Nótese que estas subidas y bajadas se hacen aquí por las dos faldas del pliegue anticlinal que forma a este gran macizo de caliza. (Véanse los cortes 2 y 3.)

sición de la roca sigue siendo la misma, su textura microscópica la misma también, y la concordancia entre las capas es completa en ambas faldas del pliegue. Se trata, pues, de una formación única, y lo que cuesta trabajo concebir y es difícil de explicar, al menos para nosotros, es este considerable cambio de estructura en una misma roca y dentro de un mismo tramo. Por esto desistimos de hacer hipótesis. Tal vez en lo futuro un estudio más minucioso de esta interesante región de la Torrecilla permitirá hacerlas con más base que ahora.

El piso superior que nos ocupa cesa en su contacto con rocas más modernas, y casi siempre por fallas, y con marcadísimas discordancias en la estratificación. Es difícil, pues, asignarle un espesor exacto; pero en el macizo de la Torrecilla no baja éste de 400 metros.

La caliza alabeada es, evidentemente, una roca clástica formada por pequeñísimos granos amorfos de carbonato de cal y por un cemento también calizo cuyos regueros son apenas perceptibles. Su color varía del gris amarillento al gris azulado, y, salvo en el contacto inmediato con las peridotitas, la proporción de magnesia es insignificante o nula. No es fétida, por consiguiente, y el ácido clorhídrico la ataca con facilidad en frío.

Esta caliza, al igual de la serie entera, no contiene fósiles, y esto, que veremos repetirse en los terrenos secundarios, es otra anomalía inexplicable y justifica, hasta cierto punto, la impresión de Mac-Pherson y Orueta Aguirre de que todas las rocas próximas a la masa eruptiva estaban profundamente metamorizadas, y por esto habían desaparecido de ellas los restos orgánicos. No hay, sin embargo, signo alguno de tal metamorfismo en las calizas que nos ocupan. La dolomitización en los contactos con las peridotitas no se extiende arriba de algunos metros de aquéllos. En seguida empieza la caliza perfectamente normal, y ni sus caracteres externos ni el examen microscópico revelan acción alguna de metamorfismo. Es éste, pues, otro enigma para el que no hemos encontrado explicación plausible.

A lo largo de la gran falla del Turón, y en los puntos donde la traza de ésta no la tapan los mantos terciarios, la

caliza cambriana intesta con la jurásica en contactos anormales que se complican por las plegaduras y roturas que el resbalamiento ha producido. En el valle del Genal el contacto es también por falla, prolongación de la del Turón; pero aquí la roca cambriana es pizarra del tramo inferior, y el contacto se estudia mejor, viéndose en muchos puntos cobijaduras de las rocas jurásicas sobre las cambrianas y otros varios accidentes producidos por esta gran quiebra longitudinal de la Serranía.

El tramo inferior del cambriano, el de las pizarras pardas, está atravesado por una serie de filones de diorita en dirección bastante uniforme de Suroeste a Nordeste. Los efectos metamórficos de estas rocas sobre las pizarras de su caja los estudiaremos en el capítulo dedicado a esta clase de fenómenos. Se detienen estos filones en la base del tramo superior. No hemos visto ninguno cortando a las calizas.

Filones de dioritas.

CAPÍTULO VII

Terreno triásico.

El trias es el terreno que menos extensión superficial ocupa en la Serranía. Se ven algunos retazos de él sirviendo de base a la serie secundaria y jalonando la traza de la falla Genal-Turón. Hay también pequeños manchones alineados paralelamente a la costa y a poca distancia de ella, y dos asomos independientes de los anteriores, también de poca extensión, el uno al Sursureste de Yunquera y el otro al Este de Tolox. Contrasta esta escasez del trias al Sur y al Sureste de la cordillera Bética con las grandes extensiones de este mismo terreno al Norte y Noroeste de la misma (véase el mapa geológico de España), en donde grandes fajas de trias bordean casi siempre a las cumbres, formando la base de ellas. Ambos terrenos ofrecen marcadas diferencias entre sí. El trias del Norte y del Noroeste de la cordillera Bética, compuesto de areniscas de grano fino, margas y calizas, parece haberse depositado en mares profundos. Grandes capas de yeso y multitud de asomos de ofitas son rasgos característicos de él (1). En cambio, el trias de la Serranía de Ronda

Extensión. —
Facies. —
Diferencias
con el de la
región septentrional.

(1) En la falla del Chorro (corte geológico núm. 4) aflora un retazo de este trias, muy plegado y roto, intercalado entre dos fallas transversales. Su composición es la misma que el del Norte de la cordillera. Hay en él grandes capas de yeso, cristales de anhidrita y otras rocas características de aquél. No hemos visto ofitas. Para encontrar erupciones de esta roca hay que llegar al valle de los Yesos, al Norte de Gómbates, y ya en la región bética septentrional, que está fuera de la Serranía de Ronda.

tiene marcado facies litoral; sus rocas dominantes son conglomerados rojos con grandes cantos, areniscas de grano grueso y algunas, muy pocas, calizas pizarreñas. Estas diferencias entre terrenos de igual época, al parecer, tienen cierto interés en la historia geológica de la región, como veremos más adelante.

Acabamos de decir que ambos terrenos *son de igual época, al parecer*, y esta opinión nuestra contradice a la de los Sres. Michel Levy y Bergeron, que afirman es permiano el terreno de la Serranía de Ronda que nosotros llamamos trias, y reservan esta última denominación al que aflora al Norte de la cordillera Bética. Basan su afirmación en los siguientes datos:

1.º Reconocen desde luego que no han encontrado ningún fósil ni el menor vestigio de resto orgánico en los manchones de la Serranía; pero, habiendo estudiado el permiano en Francia y en Sajonia, han podido hacer comparaciones entre ciertas rocas y su posición estratigráfica, y resultan semejanzas notables. Son estas rocas las areniscas y conglomerados de color rojo muy oscuro que, tanto aquí como allí, están formadas de elementos de las rocas próximas, angulosas, poco rodadas y de tamaño relativamente grande. Esto contrasta con la composición de la verdadera arenisca abigarrada triásica, en la que los elementos son más pequeños, están muy rodados y predomina mucho entre ellos el cuarzo, que, por su dureza, es el mineral que más resiste al desgaste por acarreo.

2.º La marcada discordancia que se observa entre estos depósitos de la Serranía y las areniscas francamente triásicas que los recubren. Aseguran que éste es un hecho general que se observa en muchas regiones y que explica el error que han cometido algunos autores al considerar como triásicas a estas areniscas rojas. En realidad, el piso de éstas pertenece, por su flora y por su fauna, a los terrenos paleozoicos; pero su distribución geográfica y sus caracteres petrográficos parecen aproximarlos al trias (1).

(1) *Mission d'Andalousie*, págs. 225 y 226.

Opinión de los geólogos franceses respecto a la edad.

Es muy posible que los Sres. Michel Levy y Bergeron tengan razón, y que todos los manchones que en nuestro mapa figuran como triásicos, deban considerarse como permianos. No hay, efectivamente, hecho alguno que permita basar una opinión contraria a la de estos autores. La carencia total de fósiles, tanto aquí como en la zona costera entre Málaga y Vélez, en la que también hay manchones de conglomerados y areniscas rojas, no permite echar mano del único dato que sería concluyente para resolver la duda.

Nos hemos decidido a llamarlo trias, sin embargo, por dos razones: la primera, porque, salvo los dos geólogos franceses citados, cuantos han escrito sobre la Serranía antes y después de ellos, llaman triásicos a estos conglomerados y a estas areniscas, y lo han hecho basándose en datos de no menor valor científico que los que aportan aquéllos; la segunda, porque en una caliza que está en estratificación concordante con las rocas en cuestión, *hemos encontrado fósiles* que si bien por su mal estado de conservación no han podido ser exactamente identificados, tienen cierta semejanza con otros *triásicos* de varias colecciones españolas y extranjeras. Merece la pena detallar un tanto este dato.

Datos que nos llevan a clasificarlo como trias.

La caliza a que nos referimos aflora en el borde Norte de los Llanos de la Nava, cerca del arroyo de las Carboneras, según se sube desde dichos llanos a las cumbres de la Sierra de la Nieve. Es una roca de color gris, amorfa, bastante compacta, que se presenta en lechos delgados que se apoyan en *estratificación concordante* sobre las areniscas rojas, y en la parte superior de éstas alternan lecho a lecho con los de arenisca, por lo cual debemos considerarlos como pertenecientes a la misma formación. Calizas idénticas a éstas las hemos encontrado en el manchón triásico del puerto de los Guardas, en Gaucín y en la faja que va desde Benadalid a Algatocín, y siempre con iguales caracteres y ocupando la misma posición estratigráfica respecto a las rocas inferiores. Fósiles no hemos encontrado, salvo en el paraje indicado.

Son estos fósiles unas conchas de uno a dos centímetros de diámetro, que cuantos paleontólogos españoles han visto, han clasificado como restos de gasterópodos de tipo triásico;

pero sin poder precisar más. Hemos enviado algunos ejemplares a dos Universidades alemanas, no para que los clasificasen, que ya comprendíamos que esto era punto menos que imposible, dado su mal estado de conservación, sino para que nos dijese si en sus colecciones había algo semejante. La respuesta de ambas ha sido que el facies de la roca y lo poco que de los fósiles podía deducirse, las inclinaba a pensar que pertenecían al triás inferior.

Éstos son los únicos datos que poseemos. Hemos registrado minuciosamente los manchones triásicos de la Sierra de la Nieve en busca de más fósiles, sin haber conseguido encontrar ningún otro. Llamamos, pues, triásico a este terreno con toda clase de reservas, confesando que puede muy bien ser permiano; pero sin atrevernos a darle esta denominación por las razones dichas.

La distribución de rocas en la serie es: en la base, un conglomerado en bancos de gran espesor, formado por cantos grandes, poco rodados y bastante angulosos de cuarzo, gneís, granulita y pizarras. En el asomo de Torre Blanca se ven también algunos cantos de dolomía cristalina. El cemento que los traba es de color rojo muy oscuro, y está compuesto de granillos de los mismos minerales y rocas que los cantos, mezclados con numerosos restos de serpentina y peridotitas (1). Su color es rojo, porque está enormemente cargado de óxido de hierro.

Este conglomerado pasa por tránsitos progresivos a una arenisca roja o amarillo rojiza de grano grueso. Los nódulos de ella son de la misma naturaleza que los del conglomerado infrayacente; pero en algunos parajes, como en el río Verde (véase el mapa), hay también bastantes cantos rodados de serpentina empotrados en el cemento. Éste es el mismo que el de los conglomerados.

Encima de esta arenisca, y en la forma ya explicada, viene la caliza con los fósiles dichos. Esta roca falta por completo en los manchones de la costa (Torre Blanca, Chapas de Mar-

(1) Al tratar de las rocas hipogénicas, hemos señalado la importancia de este hecho para fijar la edad de la erupción.

bella y río Verde), y, en cambio, se presenta siempre en los del interior, cuyos parajes quedan ya citados.

Algunas veces, como en el puerto de los Guardas y Algatocin, alternan con estas calizas, sobre todo en la parte superior de ellas, unas margas irisadas, deleznable, en lajas satinadas delgadas, que son las rocas superiores de la serie en la Serranía.

El espesor total de la formación no llega a 200 metros. Reposa invariablemente sobre el cambriano, unas veces por falla (Torre Blanca, arroyo de la Higuera y Sierra de la Nieve) y otras sin falla; pero en estratificación muy discordante, como sucede en las Chapas de Marbella y en el río Verde. También hay una transgresión ligeramente marcada entre las capas triásicas y las jurásicas, lo que prueba que los movimientos del suelo, que comenzaron en la época paleozoica, han continuado después de la triásica.

Tal vez pertenezca a este terreno una caliza de color negro con venillas blancas que se explota como piedra ornamental a corta distancia de Yunquera (1), en un pequeño corte artificial del terreno que, por desgracia, está rodeado de tierras de labor, y no ha sido posible por esto determinar la posición estratigráfica de la roca. Es semejante, sin embargo, a otra que aflora entre los túneles 8 y 9 en el ferrocarril de Gobantes al Chorro (véase el corte núm. 5), que ocupa la parte superior de un retazo triásico encajonado entre dos fallas transversales, cuyos facies y rocas pertenecen ya al tipo septentrional de la cordillera Bética, y no al de la Serranía. En esta caliza del túnel número 8 han encontrado los señores Bertrand y Kilian restos bien caracterizados de *Myophoria Vestita*, Alb., característicos del *keuper*. Sería muy interesante poder establecer una analogía entre estas calizas negras del Chorro y las semejantes de Yunquera.

Otro dato que nos parece también deber consignar, es que en el manchón triásico entre Tolox y Guaro y en los parajes próximos a río Grande las areniscas sacadas de cosa de me-

(1) Pertenece esta explotación al dueño del balneario de aguas azoadas de Tolox.

Composición
del terreno.

Caliza de
Yunquera.

Señales de
petróleo.

dio metro de profundidad daban marcado olor a petróleo. En el manchón al Sureste de Yunquera hemos observado también esto, aunque en menor grado.

Por último, examinando el extremo Noroeste del mapa geológico, se ve una gran mancha triásica que cubre la vertiente Norte de la Sierra del Pinar. Pertenece ya este triás a la provincia de Cádiz, y sus caracteres petrográficos, los volcanes de lodo que hay en él y los asomos de ofitas que contiene, están ampliamente descritos en la obra de D. José Mac-Pherson sobre la geología de dicha provincia (1). Está fuera de la Serranía de Ronda, y lo hemos incluido en nuestro mapa para poder mostrar después, al tratar de la historia geológica de la región, que la estructura general de la cordillera Bética no varía al cambiar su dirección Este a Oeste por la de Nordeste a Suroeste que toma a partir de la falla del Chorro.

(1) Véanse las notas bibliográficas.

Triás de la
provincia de
Cádiz.

CAPÍTULO VIII

Terreno liásico.

La existencia del liás en la Serranía de Ronda ha sido ne- Opiniones.
gada por algunos autores, entre ellos los de la Comisión fran-
cesa, que asignan la edad jurásica a todas las grandes masas
de calizas que corren a lo largo del borde Noroeste de la ro-
tura Genal-Turón. Los geólogos de la Comisión española
describen someramente este terreno en unión del jurásico;
pero no precisan si hay o no liás en la región que estudia-
mos. Mac-Pherson y Orueta Aguirre afirman, por el contra-
rio, su existencia y sitúan sus límites próximamente como
nosotros.

La dificultad estriba en la ausencia de fósiles, tanto en el
liás como en el jurásico y el cretáceo. Sucede en los tres
como en el cambriano y en el triásico, que no hay restos or-
gánicos en sus rocas dentro del perímetro de la Serranía, y
esto ya hubo de llamar la atención a los geólogos franceses,
que tropezaron para su clasificación con la misma dificultad
que nosotros. Pero precisamente en estos terrenos secunda-
rios, la falta de fósiles, además de la dificultad que crea para
la determinación de la edad, plantea una anomalía difícil de
explicar. En efecto: en todo el recorrido de la cordillera Bé-
tica, desde que entra en la provincia de Málaga hasta El
Chorro, las rocas liásicas, jurásicas y cretáceas son riquísimas
en fósiles, hasta tal punto, que en parajes como las Siete
Mesas, de la Sierra del Torcal, en Antequera, el suelo está ma-

Carencia de
fósiles. — Di-
ficultad de
explicar es-
ta anomalía.

terialmente cubierto de *Ammonites*. En la misma pared Nordeste de la falla del Chorro, representada en el corte número 5, y a pesar de lo trastornados que están los estratos en ella, se encuentran con relativa facilidad restos orgánicos de las tres faunas, que permiten separar al liásico del jurásico y del cretáceo, y hasta determinar el horizonte titónico en el segundo y el neocomiense en el tercero. Pasada esta falla, viene el cambio de dirección de la cordillera, y la serie secundaria forma las Sierras de Ortegicar, Burgo, Merinos, Gialda, Parauta, etc., hasta su terminación en el mogote aislado de Gaucin, y el asomo de Crestellina, al Este del Genal. En ninguna de estas sierras hay fósiles, salvo algunos restos de *Belemnites* y *Ammonites* mal conservados que dice Mac-Pherson haber visto en las Sierras de Parauta y Cartajima. Más al Oeste, en las del Endrinal y el Pinar, vuelve a haberlos, si bien no con tanta abundancia como antes de la falla del Chorro. Hay, pues, una zona extensa sin fósiles en medio de otras dos fosilíferas.

Esto no sería extraño si las rocas de las tres formaciones fuesen diferentes, o si para la zona central pudiera aceptarse aquella primera hipótesis de Mac-Pherson y Orueta Aguirre sobre la acción metamórfica de la serpentina; pero es el caso que ni una ni otra suposición se avienen con lo que muestra el examen del terreno mismo. En efecto: si se atraviesa la cordillera Bética por la Sierra de las Cabras, por El Torcal o por cualquier otro punto del Norte de la provincia de Málaga; si se hace lo mismo con la Sierra del Pinar, en la provincia de Cádiz, desde Benamahoma a Grazalema, y si después cortamos las Sierras de Cartajima, Parauta o Gialda desde la meseta de Ronda hasta su borde Sureste, nos resultarán cortes idénticos unos a otros, con series de rocas exactamente iguales y con la misma distribución estratigráfica. Y en cuanto al metamorfismo, volvemos a repetir lo ya dicho varias veces: que no hay signo alguno de él desde el cambriano para arriba.

Estamos, pues, ante una anomalía difícil de explicar. A nuestros antecesores les ha sucedido lo mismo. No es fácil esperar aquí que nuevas investigaciones den por resultado el

hallazgo de restos orgánicos, porque por cuantos nos han precedido y por nosotros mismos se ha reconocido el terreno minuciosamente, y no se han encontrado. Más presumible que encontrar fósiles es que un estudio detenido de la Serranía ponga de manifiesto causas que expliquen este curioso hecho.

Seguiremos, pues, el único camino posible, el mismo que siguieron los geólogos franceses: partir de la clasificación de las rocas, hecha sobre la base de los fósiles, en las Sierras de Chimeneas, Torcal y Abdalajís, que los contienen en abundancia, y considerar como de la misma edad a las rocas de la Serranía que sean iguales en aspecto, textura, color y composición petrográfica a los de aquellas sierras. Por fortuna, esto puede hacerse con bastante facilidad y con grandes probabilidades de acierto, porque las rocas de las tres formaciones son características y se pueden distinguir bien unas de otras, y, además, porque estando las tres series liásica, jurásica y cretácea en concordancia estratigráfica una con otra, y dispuestas en el mismo orden, tanto en el Norte de la provincia de Málaga como en la Serranía y en las Sierras del Pinar y del Endrinal, la identificación de un piso cualquiera es relativamente fácil. Describiremos, pues, cada serie, citando después los fósiles que se han encontrado en ella fuera de la Serranía.

El asomo mayor de terreno liásico, y el más próximo a nuestra región, es el de la cumbre de la Sierra del Pinar (1). Cubre una extensión de unos 25 kilómetros cuadrados, y se extiende más por la falda oriental de la Sierra que por la opuesta. Bordeando la meseta de Ronda por el Sureste y cubierta en parte por el numulítico, hay una faja liásica, larga y estrecha, que se prolonga después por la Sierra de la Gialda hasta más allá del puerto de Lifar. A partir de este paraje cesa el liásico de la Serranía, y no vuelve a aparecer hasta inmediatamente después de pasada la falla del Chorro, en la pared oriental del gran corte que allí forma ésta (véase el

Datos en que se basa la clasificación.

Sierras del Pinar, Cartajima y Parauta.

(1) Ya hemos dicho antes que incluimos esta sierra en nuestro mapa porque necesitamos hacerlo así para explicar la relación entre las dos secciones de la cordillera Bética.

mapa y los cortes números 1, 2, 3 y 5). En los pliegues de gran amplitud se ve al liás en la base misma de las sierras, como sucede, por ejemplo, en las de Cartajima y Parauta (corte núm. 2), que se prestan, por cierto, muy bien al estudio de los tres terrenos. Cuando los pliegues son más agudos, el liásico suele ocupar el eje de los anticlinales, como puede verse en las Sierras del Pinar y en la de la Gialda (cortes números 1 y 3). En la falla del Chorro (corte núm. 5) hay dos grandes asomos de él: uno a la entrada del túnel número 9 y el otro en la falda Norte del pliegue sinclinal que los tres terrenos forman sobre los túneles números 11 y 12 (1). En la falda Sur de este pliegue el liásico no aflora, debido al desnivel que origina la falla que lo separa del cambriano.

En el liásico de la Serranía se determinan bien dos pisos. El inferior, formado por una caliza hojosa en bancos muy delgados y deleznales, de color gris más o menos obscuro y con la superficie a veces satinada por la abundancia de laminillas microscópicas de mica. Este piso se ve en la Sierra del Pinar, en la de Cartajima y en la de la Gialda. Nos parece haber visto algunos retazos de él sobre el túnel número 11 de Gobantes al Chorro. En la parte superior de este piso comienzan a alternar con estas calizas otras de aspecto distinto. Son muy compactas, de color más obscuro, y se presentan en bancos gruesos que se elevan en forma de pequeños crestones sobre las capas del piso inferior, debido a su mayor resistencia a los agentes atmosféricos. En esta parte de la formación los fósiles son relativamente abundantes en la Sierra del Pinar. Se han identificado el *Ammonites Bifrons*, el *Ammonites Complanata*, el *A. Insignis* y el *A. Radians*.

Sigue después acentuándose el espesor de los bancos de caliza compacta, y paulatinamente van desapareciendo los de caliza hojosa, hasta que todo el piso queda formado por los primeros. Entre los bancos de esta caliza hay algunos con

(1) Este corte se parece al de los Sres. Bertrand y Kiliau (*Mission d'Andalousie*, pág. 539). Nos hemos guiado por él al recorrer el terreno, y hemos introducido algunas modificaciones en la distribución de las capas y en la interpretación de las posiciones de las mismas, deducidas de nuestras observaciones directas.

División en
dos pisos.

capas de pedernal de dos a cuatro centímetros de espesor, paralelas a los planos de estratificación. Los hemos visto en la Sierra de la Gialda y también en las cercanías del puerto del Chaparralejo, entre Yunquera y El Burgo; pero aquí la roca que los contenía debía considerarse como jurásica por estar intercalada entre lechos del *jaspón*, que luego describiremos.

El espesor del liás en la Sierra del Pinar no baja de 500 metros; pero en las de Cartajima, Parauta y Gialda apenas excede de 200.

Parece lógico que el liásico deba reposar sobre el trias en los puntos donde éste aflora; y, sin embargo, examinando el mapa geológico, se ve que no hemos representado esto en él, sino, por el contrario, al jurásico apoyándose directamente sobre el triásico, sin el intermedio del liás. Lo hemos hecho así por habernos propuesto consignar en nuestro mapa aquello que más fielmente traduzca lo que en el terreno se observa, prescindiendo de toda idea preconcebida. Y lo que la observación directa dice en este caso, es que las rocas en contacto con los manchones triásicos son jurásicas por sus caracteres externos y por su composición petrográfica.

Prescindiendo de los manchones de la costa, los sitios en que pueden verse contactos directos entre el trias y el jurásico son: los retazos alineados a lo largo de la falla del Turón, los de la base de las Sierras de Benadalid, Algatocin y Gaucín, y el puerto de los Guardas, próximo al peñón de Crestellina. Ahora bien: en el Turón es indudable que el contacto se hace por falla. Todo concuerda con esta afirmación: la posición del trias entre el cambriano y las rocas secundarias, las múltiples roturas de las tres formaciones y otros varios signos permiten seguir la traza de la falla, simple o múltiple, durante bastantes kilómetros a lo largo del contacto. Desde Benadalid a Gaucín la falla no está tan clara; pero puede afirmarse también su existencia. Y en cuanto al puerto de los Guardas, nótese que el afloramiento de rocas secundarias que desde el peñón de Crestellina se prolonga hacia el Sur, formando la Sierra de los Canutos, está en posición semejante a los asomos de Gaucín, Algatocin y Benadalid,

Anomalias
en los con-
tactos.

y ocupando el borde oriental de una zona de rotura, cual es el valle inferior del Genal. Hay, pues, muchas probabilidades de que este tercer asomo esté limitado por fallas como los otros dos, si bien aquí no puede afirmarse el hecho con certeza, porque el gran manto numulítico de la costa rodea casi por completo a las rocas secundarias y tapa las trazas de las fallas.

Nos explicamos, pues, la ausencia del lias en estos contactos por un movimiento de descenso análogo al que se observa en algunos parajes de la cordillera Bética; entre otros, en la rama Sur del pliegue sinclinal que hay sobre el túnel número 12, inmediato al Chorro (corte núm. 5), en cuya rama no aflora el lias por el movimiento de báscula hacia el Sur que ha experimentado el pliegue entero al deslizarse a lo largo de la falla que lo separa del cambriano.

De la lista de fósiles liásicos que los Sres. Bertrand y Kilian han encontrado en las provincias de Granada y Málaga, consignamos a continuación los que provienen de parajes próximos a la Serranía:

Natica Sp. Cortes del ferrocarril entre Gobantes y El Chorro. (Muy abundante.)

Nerinea Sp. Del mismo paraje. (Común.)

Semipecten (Hinnites) Velatus, D'Orb. Villanueva del Rosario.

Rhynchonella Bidens, Phil. Idem id.

Rhynchonella Bouchardi, Dav. Idem id.

Pentacrinus Sp. Idem id.

Explicación probable.

CAPÍTULO IX

Terreno jurásico.

Ocupa este terreno en la Serranía extensión bastante grande, como se ve en el mapa. En unión del cretáceo, forma las Sierras de Ortegicar, Espartosa, Merinos, Burgo, Gialda, Parauta, Cartajima, Castillejos, y a partir de ésta, la divisoria entre el Genal y el Guadiaro, hasta el Hacho de Gaucín. Hay además el manchón aislado que rodea a este último pueblo, el peñón de Crestellina y su prolongación hacia el Sur, llamada Sierra de los Canutos. Otra mancha muy importante de ambos terrenos es la de la Sierra de Libar y la prolongación de la del Endrinal, cuyo último asomo en dirección Sur es el peñón de Gibraltar; pero ambas están ya fuera de los límites de la Serranía de Ronda propiamente dicha, aun cuando su relación con las anteriores se ponga de manifiesto en múltiples caracteres, razón por la cual aludiremos a ellas con frecuencia.

Tampoco hay fósiles en el jurásico de la Serranía. En cambio, en la cordillera Bética, y aun en la pared del Chorro, son relativamente abundantes. Procederemos, pues, aquí como hemos hecho en el liásico: identificando las rocas jurásicas de la Serranía con otras similares fosilíferas procedentes de las regiones inmediatas. Esto mismo han hecho nuestros antecesores en el estudio de la región.

Ausencia de fósiles.

Orueta Aguirre (1) determina en la Sierra de Abdalajis y en las inmediatas de Chimeneas y Torcal cuatro series de rocas pertenecientes a la formación jurásica, que, en orden de más moderna a más antigua, son: calizas rojas, algo arcillosas, en lechos delgados, que contienen *Ammonites Achilles*; calizas compactas (*jaspón*), de color blanco amarillento o rojo, con *Ammonites Plicatilis*, *Ammonites Tatricus*, *Ammonites Perarmatus*, *Ammonites Fimbriatus* y restos de *Belemnites*, *Aptichus* y *Terebratulinas*; calizas blancas y cristalinas, y calizas oolíticas. A las dos series superiores las considera como *titónicas*, y en el mapa geológico que acompaña a su trabajo lo separa del *oxfordiense*, al que cree pertenecen los tramos inferiores, desde el *jaspón* a las calizas oolíticas.

Clasificación
de Orueta
Aguirre.

Mac-Pherson, en su trabajo sobre la Serranía de Ronda (2), asigna la edad jurásica a la gran masa de calizas que se extiende desde Gaucín al Chorro, confesando que lo hace con reservas por no haber encontrado fósiles, si bien las rocas son idénticas a las fosilíferas de las Sierras del Pinar y del Endriñal y a las de la cordillera Bética.

Clasificación
de Mac-Pherson.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron (3) dicen muy poco del jurásico de la Serranía, confesando que, por falta de fósiles, no han podido reconocer a qué niveles geológicos pertenecen las sierras calizas que como prolongación de la Sierra de Antequera (cordillera Bética) se extienden desde El Chorro hasta Gibraltar. Comparando sus rocas con las del corte entre Gobantes y El Chorro, atribuyen al jurásico superior y al titónico la mayor parte de la formación. Citan el paraje Cortijo del Valle, en el que han reconocido calizas blancas cristalinas, que pudieran ser *titónicas*, reposando sobre calizas margosas grises del jurásico superior. El conjunto de ambas forma un pliegue anticlinal cuyo vértice parece corresponder al puerto de Lifar, siguiendo después un sinclinal entre este puerto y el de Faro, rellenando el cual aparece el terreno cretáceo. La falda Sur de este pliegue sólo aflora en una banda estrecha,

Datos de Michel Levy y Bergeron.

- (1) *Bosquejo fisicogeológico de la provincia de Málaga.*
- (2) *Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda.*
- (3) *Mission d'Andalousie.*

por estar cortada por la falla que limita a la banda jurásica de Nordeste a Suroeste.

Los Sres. Bertrand y Kilian (1) han hecho un concienzudo estudio del jurásico de la cordillera Bética, llegando en él hasta la pared oriental de la falla del Chorro, que limita a la Sierra de Abdalajis. Es de sentir que estos dos geólogos no hayan completado su trabajo con el de las sierras del Norte de la Serranía, porque, aun cuando no hubiesen encontrado fósiles en ellas, la experiencia adquirida de las rocas jurásicas de la región les hubiera permitido seguramente clasificar con precisión a las otras, asignándoles su verdadero horizonte estratigráfico.

Datos de los
Sres. Ber-
trand y Ki-
lian.

Entre el liásico y el cretáceo de la cordillera Bética y regiones próximas han determinado cuatro niveles, valiéndose de la fauna fósil, bastante rica, que contienen. Son estos niveles:

1.º *El bathoniense* (2).—Calizas compactas amarillentas, con manchas azules, entremezcladas con margas grises o verdosas. Los fósiles que contienen son: *Heligmus Polytypus*, Desl.; *Terebratula Circumdata*, Desl.; *Rhynchonella Cf. Varians*, Schl. (abundante).

2.º *El dogger* (bajociense).—Calizas grises compactas en lechos bien determinados. Contienen *Harpoceras (Ludwigia) Murchisonii*, Sow.; *Harpoceras (Ludwigia) Sp.*; *Stephanoceras Humphiesi*, Sow.; *Posidonomya Alpina*, Gras.

3.º *El malm* (jurásico superior).—Formación potente de calizas blancas, compactas, en bancos gruesos. A veces brechoides. Se estudian bien en el Torcal de Antequera, del que forman la mayor parte del llamado Torcal Alto, con sus característicos callejones. En este paraje han encontrado los fósiles siguientes:

Belemnites (Hibolites) Sp.

Ammonites (Phylloceras) Sp.

Ammonites (Phylloceras) Off. Saxonicus, Neum.

(1) *Études sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga. (Mission d'Andalousie, pág. 377.)*

(2) Este tramo lo citan en la pared Este de la falla del Chorro, a la salida Sur del túnel número 11.

- Ammonites (Haploceras) Cf. Fialar*, Opp.
Ammonites (Rhacophyllites) Loryi, M.-Ch.
Ammonites (Perisphinctes) Navillei, Favre.
Ammonites (Perisphinctes) Airoidii, Gemm.
Ammonites (Simoceras) Torcalensis, Kilian.
Ammonites (Simoceras) Agrigentinus, Gemm.

4.º *El titónico*.—Calizas duras, compactas, marmóreas, a veces brechoides. Coloreadas con frecuencia en rojo por el óxido de hierro. Su semejanza con las calizas de otras localidades de Europa y de la misma edad es tal, que sería imposible distinguirlas unas de otras a no saberse la procedencia. Se presenta en muchos parajes. Los de más interés para nosotros son la Sierra de Abdalajis y la falla del Chorro, por ser los más próximos a la Serranía. Cerca del túnel número 7, y, sobre todo, en los derrubios del túnel número 9 y en la boca Sur del mismo, pueden recogerse bastantes fósiles titónicos bien conservados.

Los más abundantes en estos parajes y los más característicos son, según los Sres. Bertrand y Kilian, los siguientes:

- Lytoceras Sp.*
Phylloceras Calypso, D'Orb.
Haploceras Carachtheis, Zeuschn.
Rhacophyllites Loryi, M.-Ch.
Perisphinctes Colubrinus, Rein. (Bastante común.)
Perisphinctes Transitorius, Opp. (Común.)
Perisphinctes Geron, Zittel.
Perisphinctes Senex, Opp.
Simoceras Sp.

Este piso corresponde, aproximadamente, al que Orueta Aguirre llama también *titónico*; pero incluyendo en él la parte del cretáceo suprayacente. Esto, al menos, parece deducirse de la comparación entre el mapa geológico de este autor y el de la Comisión francesa. Los otros tres tramos, bathonienese, *dogger* y *malm*, corresponden al horizonte que Orueta Aguirre llama *oxfordiense*.

Nuestro estudio del jurásico de la Serranía lo hemos hecho comparando las rocas que afloran en ésta con las que acabamos de enumerar. Para ello hemos elegido como roca

Datos que
hemos utilizado.

tipo a la que, por su aspecto externo, su textura íntima y su manera de presentarse, es la más característica de todas: al *jaspón* (1), especial al tramo titónico, y que, al mismo tiempo, es una de las que más abundan. Es esta roca una caliza muy compacta, tenaz, de grano finísimo, nunca cristalina, de color amarillo claro o rojo, y de fractura concoidea. Se presenta bien estratificada, en bancos que rara vez miden menos de un decímetro de espesor, y llegan a veces hasta cerca de un metro. Se emplea mucho para labrar sillares y para piedra corriente de construcción en forma de mampuestos. Son, pues, frecuentes las canteras de ella. Hemos buscado esta roca en las sierras jurásicas de nuestra región, y cada vez que la hemos encontrado, hemos supuesto, con bastantes probabilidades de acertar, que estábamos ante el horizonte titónico. Esto lo hemos visto comprobado cada vez que en la misma sierra que el jaspón aparecen las margas cretáceas, pues éstas, invariablemente, reposan sobre aquél. Partiendo entonces del jaspón, hemos dado cortes transversalmente a la dirección de las capas, estudiando las sucesivas rocas que aparecen debajo de él. No trataremos ahora de las que hay encima, porque, como acabamos de decir, son siempre las margas cretáceas, que estudiaremos al tratar de este terreno.

Los cortes más a propósito para este estudio son: el de la Sierra de la Gialda, desde la meseta de Ronda al valle del Turón, y el de la Sierra de los Castillejos, desde Atajate al manto numulítico que cubre su base septentrional. En este último paraje los cortes de la carretera en construcción de Ronda a Gaucín son una buena ayuda. El corte de la Sierra de Libar, entre Benaoján y Jimena, es también bastante interesante; pero esta sierra está ya un tanto fuera de nuestra región (2).

(1) Es un nombre local muy bien adaptado a la roca, que se asemeja mucho a un jaspe.

(2) Debemos advertir que no hemos recorrido la Sierra de Libar con la suficiente detención para poder afirmar que en sus calizas no hay fósiles. Sólo nos interesaba en ella la línea de contacto de los terrenos y la dirección de los principales accidentes tectónicos. Por esto, es muy posible que un examen más atento de ella dé por resultado el hallazgo de fósiles.

El jaspón titónico aflora en el primero de los cortes citados en cuanto se sale del cambriano del valle del Turón, caminando hacia el Oeste, o sea hacia la meseta de Ronda. Vuelve a aflorar en el borde de ésta, al pie del cerro de Ribera, donde penetra bajo las capas del numulítico. Un poco más al Norte se vuelve a encontrar al jaspón sirviendo de apoyo a las margas neocomienses de Cuevas del Becerro. En sentido Nordeste aflora también, debajo de estas mismas margas, en las cumbres de la Sierra del Burgo, que son divisoria de aguas entre los ríos Turón y Serrato.

En todos estos parajes presenta el jaspón su facies característica, que lo hace inconfundible con las demás rocas de la serie. Es compacto o brechoide, pero siempre de grano finísimo, fractura concoidea y aspecto de jaspe. El color es casi siempre el rojo claro; algunas veces, aunque pocas, amarillo. Su posición estratigráfica lo caracteriza también como titónico. Está invariablemente en el piso superior de la serie jurásica, y las rocas que vienen inmediatamente sobre él son las margas cretáceas. Es, pues, el jaspón, como ya hemos dicho antes, un punto de partida excelente para la identificación de las demás rocas de la formación. Adelantaremos que lo mismo sucede en los demás cortes que hemos citado antes.

Inmediatamente debajo del jaspón titónico, y en concordancia estratigráfica con éste, aparecen bancos gruesos de una caliza blanca, grisácea a veces, con frecuencia oolítica, pero dominando la estructura compacta, que, por su aspecto, textura y posición, nos parece pertenecer al mismo horizonte que los del Torcal Alto, esto es, al del *Ammonites Acanthicus*, o tal vez al inmediatamente inferior, caracterizado por los *Ammonites Perarmatus*, *Ammonites Transversarius* y *Ammonites Bimammatus*. Este piso infratitónico se parece, pues, mucho por sus rocas al *malm*, que los citados autores de la Comisión francesa han podido determinar en diversos parajes de la cordillera Bética basándose en los fósiles encontrados. Su espesor es bastante considerable en la Sierra de la Gialda, pues en algunos sitios hemos podido medir cerca de 300 metros de calizas blancas oolíticas de aspecto y composición uniformes.

Situación del jaspón en la Sierra de la Gialda.

Caliza blanca oolítica. Malm.

Pero sobre esto del espesor debemos advertir que en todas o en casi todas las sierras jurásicas de nuestra región hemos comprobado la exactitud de la observación que hacen los Sres. Bertrand y Kilian, en su estudio citado, sobre la forma lenticular de las diversas formaciones. Efectivamente: esta masa de calizas del *malm* de la Sierra de la Gialda termina en punta en sus dos extremos, Sierra del Burgo y Sierra de Parauta, y afecta en su conjunto la forma de una elipse muy alargada. Lo mismo, aunque no con tanta regularidad, le sucede al titónico, y otro tanto al piso inferior del jurásico, que describiremos a continuación. Resulta de aquí que el relativo espesor de los horizontes cambia según el paraje en que los estudiemos, y así como en Sierra de la Gialda parece ser el *malm* el que domina, en otras, como en las de Parauta, Castillejos y Burgo, es el *dogger* (horizonte inferior) el que se presenta con mayor espesor. A la formación cretácea le sucede lo mismo; y como está representada en el mapa con color verde, que se destaca bien del azul claro del conjunto jurásico, puede observarse fácilmente la forma lenticular o elíptica especial a estos terrenos en la cordillera Bética, y que se reproduce en la Serranía de Ronda.

Debajo de los bancos gruesos de caliza del *malm* vienen otros de rocas muy distintas. Son delgados: a lo sumo, de 0,20 metros de espesor, y casi siempre menos. Están formados por una caliza margosa, dura, de color gris oscuro o pardo, entre los cuales se intercalan otros de caliza amarilla muy compacta, llena de riñones de sílex; mineral este último que no hemos encontrado en ninguna otra roca de la formación, y que nos parece, por lo mismo, característico del nivel inferior de ésta. Tales caracteres nos parece corresponden a los que el *dogger* presenta en las Sierras de Elvira y Loja, donde ha sido estudiado por los Sres. Bertrand y Kilian, que lo han clasificado como jurásico inferior (*dogger* o *bayocense*), merced a la presencia en él de los *Ammonites radians*, *Amm. subplanatus*, *Amm. Levisoni* y *Amm. Murchisonae*. Las rocas en cuestión se pueden ver bien caracterizadas en el puerto del Chaparralejo, entre Yunquera y El Burgo; en la Sierra de Ortegicar, cerca de Peñarubia, y en las laderas del arroyo de la Higuera, casi

Forma lenticular de los manchones.

Dogger.

en contacto con el trias, que separa allí al jurásico del cambriano; por más que en este punto la formación está bastante trastornada por la proximidad a la falla Genal-Turón.

Tenemos, pues, en las sierras del extremo Nordeste de nuestra región bastante completa a la formación jurásica entera; por lo menos, en lo que puede estimarse por la comparación de sus rocas con las de otras regiones de la cordillera Bética. Están mejor o peor representados en estas sierras, y especialmente en la de la Gialda, los tres horizontes jurásicos, *dogger*, *malm* y *titónico*, que los citados autores franceses han reconocido en aquélla.

El corte de la Sierra de los Castillejos se estudia bien en el trozo de la carretera en construcción de Ronda a Atajate y en el camino vecinal que une a Ronda con Cartajima, pasando por el puerto de Almola. Saliendo de Ronda por la primera carretera citada, en cuanto se pasa de los asperones numulíticos del borde de la meseta, se entra en calizas que ofrecen todos los caracteres del jurásico inferior o *dogger*. Al poco trecho surgen bajo ellas los bancos liásicos, cuyas propiedades y especial facies ya hemos descrito al tratar de este terreno. Vuelven a repetirse después los estratos del *dogger*, y por el cambio de buzamiento del conjunto, que es primero al Noroeste y luego al Sureste, se ve claro que los dos terrenos forman aquí un pliegue anticlinal cuyo vértice lo ocupa el lias y cuyo eje se orienta, aproximadamente, de Nordeste a Suroeste. La falda Noroeste de este pliegue está formada exclusivamente por el *dogger*; la falda Sureste lo está primero por el *dogger*; sobre éste viene un piso de muy poco espesor (50 ó 60 metros, a lo sumo), que parece ser el *malm*, y encima el jaspón titónico, sobre el cual, y poco antes del puerto de Arrebatacapas, vienen las margas neocomienses. Tenemos, pues, aquí otro ejemplo de la forma lenticular de los pisos jurásicos, pues el *malm* parece terminar en cuña entre el *dogger* y el titónico, muy cerca de la cumbre de la Sierra de los Castillejos, en la cual tanto él como el lias desaparecen del todo, y el jaspón titónico se apoya directamente sobre las calizas grises del *dogger*, quedando el lias oculto bajo éstas.

El hecho en cuestión se comprueba en el segundo de los

Sierra de los
Castillejos.

cortes citados, entre el arroyo de la Culebra (contacto entre el numulítico y el lias, cubierto aquí por el primero) y el puerto de Almola, entre las Sierras de Cartajima y Parauta. El pliegue anticlinal es el mismo, salvo que el *malm* alcanza espesor mayor, lo cual prueba que su elipse va ensanchándose en sentido Suroeste a Nordeste; pero la sucesión estratigráfica es idéntica, y las rocas de los tres tramos también.

Las margas neocomienses, tanto en el primer corte, de Ronda a Atajate, como en el segundo, de Ronda a Cartajima, experimentan un cambio de buzamiento que, aproximadamente, coincide con la línea que une al puerto de Almola con el de los Perdigonos, al Norte de Atajate. Esta línea es el eje de un pliegue sinclinal de ramas muy abiertas que estas margas forman, y que se extiende desde las orillas del Guadiaro hasta la Sierra de Parauta. En las faldas meridionales de este pliegue vuelven a aparecer los jaspones titónicos bajo las margas, y sucesivamente los estratos del *malm* y del *dogger* con iguales caracteres y relativo espesor que en la rama opuesta. La formación jurásica termina en el valle del Genal, en contacto por falla con el terreno cambriano, contacto que está muy festoneado entre Parauta y Atajate (véase el mapa), debido a saltos, cambios de dirección y ramificaciones múltiples que aquí tiene la gran falla Genal-Turón. Es este recorrido uno en los que mejor puede estudiarse el contacto entre calizas jurásicas y pizarras cambrianas, y ver en él el colosal desplazamiento originado por la antedicha falla. La bajada desde Alpendeire al arroyo de Gargote, y la subida desde éste a Atajate, son verdaderos modelos geológicos del borde de una falla grande.

Precisamente en Atajate y en la Sierra de los Castillejos, inmediata a este pueblo, se señala un cambio de dirección en las sierras jurásicas. Esta dirección ha sido, más o menos, la de Nordeste a Suroeste desde las Sierras de Ortega y los Merinos hasta la de Parauta. Desde ésta a la de los Castillejos la dirección se inclina sensiblemente hacia el Este, y viene a ser, aproximadamente, de Estenordeste a Oestesuroeste, y sigue invariable hasta el paraje citado entre Atajate y Sierra de los Castillejos, a partir del cual vuelve a ser otra vez la

Cambio de
dirección.

de Nordeste a Suroeste, con tendencia a Norte-Sur. Esta que podemos llamar tercera cordillera jurásica, forma la divisoria entre el Genal y el Guadiaro, cubriendo casi toda la ladera derecha del primero y pasando del cauce del segundo para formar la Sierra de Libar, y después la del Endrinal y su prolongación hacia Gibraltar. En la divisoria entre los dos ríos toma los nombres de *Sierra de Benadalid*, *Tajo de los Aviones* y *Hacho de Gaucín*. Aquí termina, y sólo vuelve a haber asomos jurásicos un poco más al Sureste, en el *peñón de Crestellina* y la *Sierra de los Canutos*, cerca de Casares; asomos rodeados por el numulítico y que deben considerarse como retazos de la gran formación jurásica, aislados entre dos ramificaciones de la falla Genal-Turón, tantas veces citada.

Resulta, pues, que el conjunto jurásico de la Serranía de Ronda parece a primera vista compuesto de dos cordilleras paralelas (Ortegicar-Merinos-Gialda y Benadalid-Libar-Gaucín) unidas por una cordillera transversal (Parauta-Cartajima) cuya dirección es casi perpendicular a la de aquéllas. Y esto es lo que, en efecto, sucede; pero entendiéndose bien que en los nudos o puntos de unión no ha habido roturas ni soluciones de continuidad, sino simplemente una inflexión, nada brusca por cierto, cuya traza puede seguirse con bastante facilidad por los paulatinos cambios de dirección y buzamiento de las capas, tanto jurásicas como cretáceas. Las dos formaciones afectan, pues, en su conjunto la forma de una S muy abierta, cuyos extremos son la Sierra de Ortegicar al Nordeste y el Hacho de Gaucín al Suroeste, soldándose el primero, bajo el manto terciario, con la cordillera Bética entre Peñarrubia y Gobantes, y desapareciendo el segundo en el borde meridional de la falla Genal-Turón, que lo separa del cambriano. Y puede observarse en el mapa que la banda estrecha de trias que bordea al jurásico y que allora en pequeños retazos a lo largo del contacto con el cambriano, sigue esta misma inflexión y afecta también la misma forma de S, pasando después a bordear por el Sur a la cordillera Bética, cuando ésta, a partir del Chorro, toma su dirección normal de Oeste a Este. Se trata, pues, de un movimiento general de conjunto que afecta del mismo modo a las tres for-

maciones triásica, jurásica y cretácea, dato que tiene su importancia en la interpretación tectónica de la Serranía.

El movimiento general de plegadura se ha verificado en el jurásico por una presión orientada de Noroeste a Sureste. Los buzamientos son en toda la región bastante constantes a uno u otro de estos dos sentidos. Los ejes de los pliegues, salvo pequeñas diferencias locales, se orientan de Suroeste a Nordeste, o sea paralelamente o casi paralelamente a las cumbres de las sierras, salvo en la parte comprendida entre la de Parauta y la de los Castillejos, en la que, por tener las cumbres dirección Este a Oeste, los ejes de los pliegues las cortan bajo ángulos que se aproximan a 45 grados.

Las faldas de las sierras jurásicas son bastante suaves en su pendiente cuando se las aborda por el Noroeste. Así, en la subida a los puertos del Viento, Lifar, Almola y Arrebatacapas desde la meseta de Ronda, son muy fáciles y no ofrecen escarpas ni tajos. Lo mismo sucede cuando se asciende desde el valle del Guadiaro a las Sierras de Benadalid, Benalauría y Algatocin. En cambio, el borde opuesto, el Sureste, es muy abrupto y está cortado casi a pico en los valles del Turón y del Genal. Depende esta diferencia de pendientes, a nuestro juicio, de la inclinación de los pliegues, que están un tanto tumbados hacia el Sureste, o sea hacia dichos valles.

Las capas de caliza han obedecido de modo desigual a las presiones que las han plegado. Los bancos gruesos y compactos se han doblado con regularidad y forman pliegues amplios de curvatura uniforme. En cambio, los de calizas delgadas y un tanto margosas se han plegado de una manera irregular y brusca, afectando forma sinusoidal, que se repite varias veces en trechos cortos. Este hecho ya lo había observado Mac-Pherson, y lo ha representado en su corte geológico de la cuesta de la Sardina (1), en el que aparecen los intrincados pliegues de las calizas margosas recubiertos por los más regulares de los bancos gruesos de caliza oolítica. Puede verse también en el puerto de los Perdigonos, en la subida de Cartajima al de Almola y en otros varios parajes.

Sentido de las plegaduras.

Contraste entre las dos vertientes.

Diferencias en las plegaduras.

(1) Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda.

Otro interesante fenómeno que ofrecen las sierras jurásicas de la Serranía, y en mayor grado que éstas las más occidentales de la cordillera Bética, es la formación de *torcales* (1). Se designan en el país con esta palabra a los profundos callejones que se producen cuando el agua de lluvia corta a las calizas en los puntos en que éstas están en bancos horizontales. Las paredes de estos callejones están formadas por restos de los primitivos estratos, apilados con gran regularidad unos sobre otros formando a modo de pirámides, en las que la base es muy grande y las sucesivas hiladas van disminuyendo en tamaño hacia arriba, hasta terminar en la cúspide por una simple piedra pequeña que forma una a modo de veleta o aguja terminal de la pirámide. Las formas de éstas y su manera de agruparse ofrecen todas las variedades imaginables, y el conjunto que resulta es extraordinariamente pintoresco y fantástico. Los callejones llegan a tener hasta 300 y 400 metros de longitud y una altura de 10 a 12 en sus paredes. Son unas veces rectos, otras tortuosos. Se sueldan entre sí y se ramifican, dando lugar a laberintos, para recorrer los cuales, sin perderse en ellos, hace falta un guía experto. Suelen desembocar en circos de considerable amplitud, con el suelo erizado de pequeñas pirámides que semejan colosales ruinas. En ocasiones la denudación ha dejado intactas grandes losas tabulares que se apoyan en mogotes de menos saliente que ellas. Otras, las tablas o mesas forman gigantes cas escaleras que terminan arriba en llanos amplios o en otros laberintos de callejones.

Pocos espectáculos podrá contemplar el turista que viaje por España comparables al que ofrece el famoso *Torcal de Antequera* (2), cuya superficie excede de ocho kilómetros cuadrados, y está cubierta en su totalidad por los callejones, mesas, circos, etc., que acabamos de describir. En él estos

(1) La palabra *torcal* está en el Diccionario de la Academia de la Lengua; pero con significación un tanto distinta de la que tiene en Andalucía.

(2) Ha sido minuciosamente descrito por Orueta Aguirre en su obra *On some points of the geology of the neighbourhood of Malaga*. (*Quarterly Journal of Geological Science*; London, 1871.)

fenómenos de denudación alcanzan su amplitud máxima; pero, sin llegar a la magnificencia de ellos, pueden verse otros similares en diversos puntos de la Serranía; entre otros, en la Sierra de los Castillejos, que toma su nombre precisamente porque las pirámides denudadas afectan la forma de castillos pequeños; en la Sierra de Cartajima, al Noroeste de este pueblo, y en el trayecto entre los Llanos de la Nava al puerto de Lifar, en el que a cada paso se encuentran torcales pequeños más o menos acentuados.

Inútil nos parece analizar aquí la teoría tan conocida sobre la formación de estos torcales. El lector podrá verla en la obra citada de Orueta Aguirre y en las varias que se han publicado sobre la *ciudad encantada de Cuenca*, que es un torcal semejante al de Antequera, aunque de forma un tanto distinta.

Formación de torcales.

CAPÍTULO X

Terreno cretáceo.

Los Sres. Bertrand y Kilian, en la historia que hacen de este terreno (1), olvidan citar la demarcación bastante exacta del mismo, hecha por Orueta Aguirre en su descripción de la parte Suroeste de la provincia de Málaga y en el bosquejo fisiogeológico de la región septentrional de la misma (2). En los mapas que acompañan a estas dos obras está muy claramente limitado el cretáceo, y por cierto que estos límites, en lo que a la Serranía de Ronda se refiere, coinciden con bastante exactitud con los que nosotros hemos podido trazar sobre el terreno, recorriendo el contacto entre los jaspones titónicos y las margas y pizarras margosas del *neocomiense*.

En lo que si tienen mucha razón los citados autores franceses, es en señalar el hecho, casi sin excepción en este terreno, de estar sus capas sensiblemente más laminadas y comprimidas que las jurásicas sobre que reposan; debiéndose probablemente a esto su marcada estructura pizarrea, que permite reconocerlas en seguida. Además, su notable proporción de arcilla trae como consecuencia cierta facilidad a que resbalen sobre las capas infrayacentes, trastornando aparentemente su posición estratigráfica y dando lugar a contactos anormales. Hay en la falla del Chorro (corte núm. 5) un ejem-

Límites que
le asigna
Orueta Aguirre.

Laminación
de sus capas.
El Viaducto.

(1) *Mission d'Andalousie*.

(2) Véanse los extractos de estas obras en las notas bibliográficas.

plo notable de esto, que trajo consecuencias sensibles, por cierto. Al construirse el ferrocarril de Córdoba a Málaga, se hubo de salvar la depresión que existe al Norte del Chorro por un gran puente de hierro llamado *El Viaducto*, cuyos estribos se apoyaban en una caliza consistente y dura, después de haber atravesado varios metros de margas arcillosas neocomienses (1). A los pocos años éstas empezaron a correrse (o continuaron corriéndose) hacia el lecho del Guadalhorce, los estribos del puente se desaplomaron, y hubo que desviar de él la vía practicando un túnel (el número 12 del corte) que atraviesa al jurásico de las dos ramas del pliegue, y también al cretáceo; pero a bastante profundidad para que el agua de lluvia no llegue hasta la roca y facilite su resbalamiento. Así se estimó, al menos, al proyectar este túnel.

En la cordillera Bética han determinado los Sres. Bertrand y Kilian tres pisos o tramos en el cretáceo. Enumerados de inferior a superior, son: primero, calizas margosas y margas; segundo, pizarras arcillosas con *Aptychus*; tercero, calizas con silix. Consideran indiscutible que los dos primeros son neocomienses, y respecto al tercero, creen posible pertenezca a un nivel más elevado. En nuestra región sólo existen los dos primeros, y, como siempre nos ha sucedido en la serie secundaria, no hemos encontrado fósiles en ellos. Su estudio lo hemos hecho por comparación de las rocas con las de la pared de la falla del Chorro, donde están bien caracterizadas y son fosilíferas.

El segundo tramo, el de las pizarras arcillosas con *Aptychus*, se estudia bien en la falla del Chorro, donde reposa sobre unos bancos de muy poco espesor (10 metros, a lo sumo) de calizas rojizas margosas, que probablemente pertenecen al tramo inferior, y que se apoyan a su vez sobre el titónico. Esta sucesión puede verse en la boca Sur del túnel número 7, en el cabezo que hay sobre el mismo, en el túnel número 10, y, sobre todo, en el pliegue sinclinal tan regular

(1) Son estas margas las que rellenan el pliegue sinclinal al Norte del Chorro en el corte número 5. El viaducto estaba en el borde occidental de este pliegue, en donde las margas tenían mucho menos espesor que el representado en el corte.

Tramos que señalan los autores franceses.

Tramo segundo.

que hay sobre el túnel número 12 (véase el corte núm. 5), si bien en este pliegue no hemos encontrado trozos del tramo inferior, y las pizarras grises y margosas parecen reposar directamente sobre el titónico. Los fósiles recogidos en estas pizarras han sido: *Ammonites Astieri*, *Aptychus Leranois*, *Aptychus Mortilleti* y otros varios restos indeterminables.

Procediendo por comparación, nos encontramos con rocas idénticas o muy parecidas a las calizas margosas del tramo inferior en cuanto se sale de Atajate por el camino que conduce a Ronda. Se presentan estas calizas en lechos delgados y muy plegados, de color rosa o rojo, que reposan en perfecta concordancia sobre el jaspón titónico. Se extienden a uno y otro lado del camino, y siguen hasta pasado el puerto de Arrebatacapas, después del cual vuelve a aparecer el titónico debajo de ellas y también en concordancia. Desviándose a uno y otro lado del camino, y ascendiendo a las cumbres de las Sierras de los Castillejos y de Cartajima, se ve que cubren en parte a dichas cumbres y que en sitios están a su vez recubiertas por pizarras grises arcillosas que recuerdan mucho a las del Chorro. La bóveda que unas y otras forman va estrechándose hacia el Este. Todavía puede verse, sin embargo, y con bastante desarrollo, en los desmontes de la carretera de Ronda a San Pedro Alcántara, pasada la cual termina la formación en punta en las vertientes occidentales de la Sierra de la Gialda.

Las mismas rocas y con igual disposición estratigráfica se ven cuando se sale del Burgo hacia Ronda por el camino que pasa por el puerto del Viento, salvo que aquí su contacto con el titónico está en parte recubierto por el manchón numulítico que rodea al citado pueblo. Forman aquí también un pliegue sinclinal sinuoso, que poco antes de llegar a la cumbre de la Sierra del Burgo muestra con toda claridad su falda Noroeste reposando en concordancia sobre el jaspón jurásico.

En la Sierra de Líbar, a juzgar por lo que hemos podido ver en nuestras rápidas excursiones por ella, sucede lo mismo. Las rocas son iguales y rellenan allí también los dos fondos sinclinales que en esta sierra se marcan.

Calizas de Atajate.

Corte del Burgo a Ronda.

Sierra de Líbar.

Todo esto nos lleva a clasificar este terreno como neocomiense, opinión que es también la de Orueta Aguirre, Mac-Pherson, Michel Levy y Bergeron. Ninguno de ellos encontró fósiles; tampoco nosotros, y sólo por analogía entre las rocas y por la posición estratigráfica de las mismas, se ha considerado y sigue considerándose a este terreno como tal neocomiense. En este supuesto, el desarrollo que alcanzan los tres tramos enumerados antes es distinto que el consignado para El Chorro. En las sierras de la Serranía predomina el tramo inferior; el tramo medio existe, aun cuando es de poco espesor; el tramo superior, que los Sres. Bertrand y Kilian consideran como algo posterior al neocomiense, no lo hemos hallado en nuestra región.

Las rocas cretáceas aparecen invariablemente en los fondos sinclinales jurásicos en el extremo superior de las faldas de los anticlinales (1). Sus estratos están siempre en concordancia con los jurásicos y han sufrido los mismos efectos de plegaduras y fallas que éstos.

(1) Véase la lámina de cortes geológicos.

Datos para clasificarlo.

CAPÍTULO XI

Terreno eoceno (numulítico).

La serie terciaria es tal vez la mejor estudiada en el Sur de Andalucía. Ha contribuido a ello, probablemente, la abundancia de fósiles en sus rocas, pues, al revés de lo que sucede en la serie secundaria, en la terciaria es raro el banco que no contiene algunos restos orgánicos. Célebres son de antiguo los barros azules de los Tejares de Málaga, por su riqueza en fósiles y por el excelente estado de conservación de los mismos. En el *bizeornil* de San Pedro Alcántara ha encontrado el paleontólogo Sr. Kilian una fauna pliocena riquísima. Las calizas y asperones eocenos de la costa permiten reunir una colección casi completa de fósiles de esta época, y otros muchos parajes hay en la región que están en igual caso.

Abundancia de fósiles en el terciario.

Como se ve por las notas bibliográficas, todos o casi todos los geólogos que han recorrido la Serranía y sus inmediaciones, han tratado del terreno numulítico. Ansted describió con detalle en 1857 los depósitos de esta edad que afloran en los alrededores de Málaga, y los representó en su mapa con la mayor exactitud. La caliza con alveolinas de la *Torre de San Telmo*, de *El Palo* y otros parajes constituye, según él, la base de la formación. Después de Ansted, Verneuil y Collomb, D'Archiac, Orueta Aguirre, Mac-Pherson y los geólogos de la Comisión francesa han completado el estudio de este terreno, coincidiendo casi siempre en las opiniones que emiten sobre él.

Historia.

Hay desde luego un hecho fundamental, que conviene dejar sentado desde ahora: la marcada discordancia que se para al eoceno del neocomiense y del jurásico, que experimentaron una serie de plegaduras antes que se depositasen las capas numulíticas. En nuestra región dichas plegaduras vinieron acompañadas de dislocaciones grandes, cuyos efectos no se han borrado todavía. Por esto, los grandes macizos antiguos, los secundarios y los peridóticos, aparecen en la Serranía rodeados de una faja eocena continua o casi continua, cubierta a veces por un manto terciario más moderno, lo cual indica que dichos macizos debieron ya de emerger en el mar eoceno en forma de islas, o tal vez de penínsulas unidas por istmos estrechos con el continente africano. La distribución de las rocas en la formación numulítica viene a corroborar esto mismo, como veremos después.

Pasada la época numulítica, vino otra serie de movimientos del suelo que originaron también plegaduras y dislocaciones, a consecuencia de las cuales grandes fajas de terreno eoceno se elevaron a considerable altura, emergiendo del mar. Debieron de cesar estos movimientos al comienzo del período mioceno, puesto que las capas de la formación helvética y todas las posteriores a ellas están horizontales o muy poco inclinadas y reposan con marcada discordancia sobre las numulíticas.

Hay, pues, dos transgresiones en la serie terciaria: una al final de la época cretácea, que produce la discordancia entre el neocomiense y el numulítico; otra al final de la eocena, que pliega los estratos depositados durante esta época y origina la discordancia entre ellos y los posteriores. Fácilmente se adivina el interés que estos dos hechos tienen en la historia geológica de la región.

Concretándonos al eoceno de la Serranía, vemos, al dirigir una ojeada sobre el mapa, que este terreno forma a modo de una faja muy festoneada alrededor de la región entera, faja que es continua en su borde Norte, se prolonga a partir de él hacia el valle del Guadalquivir, y está interrumpida en su borde Sur desde Estepona a Málaga, si bien esta interrupción es sólo aparente, pues en las zonas costeras, entre Este-

Discordancia entre el eoceno y la serie secundaria.

Distribución.

pona y Marbella y entre el arroyo de la Miel y Málaga, que en la superficie aparecen cubiertas por un manto plioceno, el subsuelo es, sin embargo, numulítico, como se comprueba en desmontes de carreteras, labores de minas, etc. En el valle del Guadalhorce, límite oriental de la Serranía, aflora también el numulítico en grandes manchones, que se prolongan valle arriba hasta el pie mismo de la cordillera Bética, y más al Norte todavía emerge también, jalonando la gran falla del Guadalhorce y la del río Turón, pasado el cual se une a los macizos septentrionales del eoceno. El mar de esta época rodeaba, pues, el perímetro entero de la región que estamos estudiando, y establecía una comunicación entre el Mediterráneo eoceno y el valle actual del Guadalquivir, ocupado entonces por un gran seno o golfo del Atlántico.

Los manchones eocenos del Norte de la Serranía dibujan en su conjunto a modo de bahías o senos que penetran en la región a lo largo de sus fracturas. La primera, empezando por el Oeste, es la elevada meseta que se extiende entre Grazalema y Montejaque, y que penetra bastante hacia el interior del macizo jurásico por el valle del río Campobuche, entre las Sierras de Libar y del Endrinal. Sigue después la meseta de Ronda, con sus bordes numulíticos y su centro mioceno, que también tiende a penetrar en el macizo central, a lo largo del valle del Guadiaro. Vienen, por último, los dos senos simétricos de los valles del Serrato y del Turón, en los que los estratos numulíticos llegan hasta la base de la Sierra de la Gialda en el primero y hasta cerca del puerto del Chapparralejo en el segundo. Nótese también la elevación relativamente enorme que han alcanzado estos manchones numulíticos del Norte de la Serranía. Entre Grazalema y Montejaque y en la meseta de Ronda no baja de 700 metros la altura media, pasando de 800 en algunos puntos; y en El Burgo, Ardales, Serrato y Carratraca está comprendida entre 400 y 500.

Las manchas numulíticas meridionales son menos festoneadas y más bajas que las del borde Norte. Están también menos plegadas, y esto mismo se observa en la provincia de Cádiz, cuyo suelo es en gran parte eoceno.

Forma de los manchones septentrionales.

Manchones meridionales

La composición petrográfica de las rocas eocenas es bastante uniforme en todo el perímetro de la Serranía. En la base de la formación aparece un conglomerado que indica la zona litoral del mar numulítico. Esta roca la ha estudiado MacPherson en los bordes de la meseta de Ronda. En ellos la hemos encontrado también nosotros, y, además, en los alrededores de Montejaque, valle del Gaduares, cuencas de los ríos Serrato y Turón, y en las inmediaciones de los pueblos de Tolox y Casarabonela. Este conglomerado más bien merece el nombre de brecha, porque sus cantos son grandes y poco rodados, conservando sus ángulos bastante vivos. Estos cantos son a veces de peridotitas y de gneises; pero más frecuentemente de calizas jurásicas. El cemento que los traba es de grano grueso y está compuesto de detritus de las formaciones anteriores, entre los cuales se intercalan regueros de arcilla endurecida. Entre Estepona y Manilva abundan los minerales peridóticos en este cemento.

Los Sres. Bertrand y Kilian afirman, y con razón, a nuestro juicio, que esta roca representa una brecha de playa; y se basan para ello, a más de su especial facies, en que muestra a menudo oquedades practicadas por moluscos y huellas de esponjarios perforantes. Han observado estos hechos al pie de las sierras jurásicas de Zafarraya. Nosotros hemos visto lo mismo en los bordes de la meseta de Ronda, en el valle del Turón y en otros sitios. La posición de la roca es también demostrativa: está siempre en los bordes de la formación, y nunca se la encuentra lejos de ellos. Su espesor es pequeño: no lo hemos visto exceder de 20 metros.

Además de los esponjarios y moluscos citados antes, hemos encontrado en esta brecha litoral numerosos restos de peces indeterminables y otros de gasterópodos que tampoco han podido clasificarse. Todos ellos están excesivamente desgastados, por el hecho mismo de tratarse de una formación litoral.

Inmediatamente encima del conglomerado anterior viene la roca que mejor caracteriza al numulítico en la región que estudiamos. Es una arenisca compacta, de grano fino y de color casi siempre amarillo, y a veces rojizo, que recibe en el

Composición
del terreno.
Conglomerado
litoral.

pais el nombre de *asperón*, y que se emplea para piedras de afilar. Cuando el color de esta roca es amarillo claro, no hay confusión posible entre el numulítico y el triás; pero cuando es roja y da tierras rojas al desmenuzarse, puede haber dudas sobre a cuál de los dos terrenos pertenece. Por fortuna, la arenisca eocena contiene muchos numulites, sobre todo en los planos de junta de los bancos, y esto permite clasificarla en seguida. Además, la arenisca en cuestión es más blanda que la triásica, sus bancos son más gruesos, y el color rojo, cuando lo tiene, es menos subido que el de la otra.

Este tramo de los asperones se puede estudiar en todos los manchones eocenos de la Serranía, pues no falta en ninguno. La Hoya de Málaga está en gran parte formada por ellos. Las vegas que se extienden desde Estepona al pie de Sierra Carbonera son también de asperones eocenos descompuestos; pero la roca sin alterar aflora a cada paso entre las tierras de labor.

La roca en cuestión es muy rica en arcilla, cosa que se comprueba fácilmente examinando con el microscopio una sección delgada de ella. Entonces se ve que el cemento arcilloso que traba a los granos silíceos predomina en la masa de la roca, al revés de lo que sucede en la arenisca triásica, en la que los granos ocupan la casi totalidad de la superficie y los regueros de cemento son muy delgados. Por esto, al descomponerse el asperón numulítico, da una tierra rica en alúmina, muy fértil y relativamente poco permeable, que se aprovecha en la región para variados cultivos, especialmente para los de cereales.

Los geólogos franceses señalan la presencia en algunos parajes de cantos silíceos oolíticos mezclados con derrubios de areniscas, y margas silíceas endurecidas que se intercalan y se mezclan con los asperones. No hemos encontrado en la Serranía estas rocas, ni tampoco los cristales de yeso que los citados autores señalan entre Periana y Alcaucín, en el extremo oriental de la provincia de Málaga. Nos atreveríamos a afirmar que en nuestra región el tramo de los asperones es uniforme y continuo, sin intercalaciones de rocas de otra clase, y sólo en la parte superior de él suelen verse algunos, muy

pocos, lechos de las margas abigarradas del tramo superior, que alternan poco trecho con los bancos de areniscas.

El tramo de los asperones es el mayor del numulítico en cuanto a su espesor. No es fácil medir éste, a causa de lo muy plegado que está todo el terreno; pero en los parajes en que lo está menos, como en la meseta de Ronda y entre Montejaque y Grazalema, hemos podido estimarlo en unos 150 metros, o algo más.

Sobre los asperones viene un tramo de muy poco espesor, que falta en muchos sitios y apenas es visible en otros, formado por unas margas irisadas y abigarradas, en lechos delgados, que comienzan alternando con las areniscas y terminan bajo las calizas oolíticas superiores. El espesor de este tramo sólo lo hemos podido medir en un sitio, en los alrededores del arroyo de Jaboneros, al Oeste del Palo, y alcanza de ocho a diez metros. Es también fosilífero, aunque menos que los asperones, y en las juntas de los bancos más que en el centro de éstos. También se pueden confundir estas margas con las irisadas del triás; pero con un poco de atención se ve que éstas son más satinadas, por tener sus planos de junta cubiertos de mica, y son además más duras que las eocenas. Los numulites son, sin embargo, el mejor carácter para distinguirlas.

Margas abigarradas.

El terreno eoceno termina por un tramo de calizas oolíticas que lo caracteriza casi tanto como el tramo de los asperones. Son estas calizas de color blanco amarillento, duras, de grano grueso uniforme, y están constantemente cargadas de *alveolinas*, que se reparten uniformemente en toda la masa, y no se concentran en los planos de junta, como sucede en los asperones. Se presentan en bancos gruesos que se explotan en ocasiones como piedras ornamentales y para sillares de construcción. Hemos encontrado estas calizas en los alrededores de Estepona, en el trayecto entre este pueblo y el puerto de los Guardas, cerca de Casarabonela, y, sobre todo, en la Torre de San Telmo, entre Málaga y El Palo, y en los cerros que hay entre dicha torre y el arroyo de Jaboneros. Aquí es donde hemos podido estudiarla mejor. Cerca de este paraje hay manchones triásicos con areniscas rojas y margas

Calizas con alveolinas.

abigarradas; y como la formación numulítica se muestra también completa allí, resultan la Torre de San Telmo y sus alrededores un lugar excelente para el estudio comparativo de ambos terrenos.

La caliza oolítica parece localizada en la zona litoral del eoceno. Los autores franceses la señalan en muchos puntos de la costa y en pocos del interior. A nosotros nos ha sucedido lo mismo. Al Norte de la cordillera Bética y al Noroeste de las sierras jurásicas de la Serranía no hemos conseguido encontrarla. No es, pues, esta roca constante en el eoceno, como es el asperón. Falta en muchos sitios, y en éstos se ve a la molasa helvética del mioceno reposando directamente sobre los asperones, o bien con algunos delgados lechos de margas intercalados entre ambos.

El terreno eoceno está siempre plegado; más en la zona litoral que en la septentrional. Los pliegues son de poca amplitud, intrincados y rotos. No es posible, o, al menos, para nosotros no lo ha sido, determinar en ellos una dirección general de plegadura como la que se observa en los terrenos más antiguos. En el eoceno parece como si el esfuerzo que indudablemente hubo de existir, que tendía a plegar las capas en una dirección dada, hubiese sido contrariado por multitud de resistencias de dirección varia, que produjeron los múltiples cambios de orientación que se observan en los ejes de los pliegues. Lo que sí puede afirmarse es que la erupción peridótica no ha ejercido influjo alguno, ni en la tectónica de este terreno, ni en su composición petrográfica. Esto ya hubo de observarlo Mac-Pherson en los alrededores de Carratraca, y dedujo de ello la anterioridad de la erupción a la época eocena. Es un hecho general en todos los puntos en que los contactos entre las peridotitas y los terrenos antiguos están cubiertos por el manto numulítico: éste reposa sobre la roca eruptiva sin que se modifique en nada su facies; exactamente lo mismo que cuando reposa sobre un terreno sedimentario cualquiera.

Plegaduras.

Los fósiles determinados en el eoceno son (1):

(1) Los marcados con un asterisco los hemos encontrado también nosotros, y hemos podido clasificarlos.

RECOGIDOS POR LOS SRES. BERTRAND Y KILIAN

- * *Lamna* (diente de).
- Serpula Spirulaea*, Lam.
- * Gasterópodos diversos.
- Bivalvas indeterminables.
- Pentacrinus Sp.*
- Fucoides* y *Cancellophycus*.
- * *Orbitoides Sp.*
- * *Vioa* (perforaciones).
- Assilina Sp.*
- * *Nummulites* (diversas especies).
- * *Alveolina Sp.*

CITADOS POR VERNEUIL Y COLLOMB

- Nummulites Perforata*, D'Orb., var. *C.*
- Nummulites Ramondi*, DeFr.
- Nummulites Biarritzensis*, D'Arch.
- Nummulites Spira*, De Roissy.

CONSERVADOS EN LA COLECCIÓN DE VERNEUIL

- Nummulites Lucasana*, DeFr.
- Nummulites Ramondi*, DeFr.
- * *Nummulites Granulosa*, D'Arch.
- Nummulites Placentula*, Desh.
- Nummulites Perforata*, D'Orb.
- Nummulites Verneuilli*, D'Arch.
- Serpula Spirulaea*, Lam.

CITADOS POR D'ARCHIAC

- Nummulites Ramondi*, DeFr.
- Nummulites Biarritzensis*, D'Arch., var. *Inflata*.
- Nummulites Biarritzensis*, D'Arch., var. *Moneta*.
- Nummulites Spira*, De Roissy.
- * *Operculina Roissyi*, D'Arch.
- * *Alveolina Elliptica*, D'Arch.
- Biloculina* indeterminable.

CAPÍTULO XII

Terreno mioceno.

Cuantos autores han estudiado la geología del Sur de España mencionan este terreno y lo describen con más o menos detalles; pero, al contrario de lo que sucede con el numulítico, hay en estas descripciones diferencias de apreciación fundamentales. Silvertop (1), que trata con bastante extensión de las cuencas terciarias del Sur de España, al describir los depósitos marinos de Antequera, Archidona y vega de Granada, señala en ellos la existencia de *Ostrea Longirostris*, que es una especie del mioceno medio, lo cual parece fijar la cuestión. Después, sin embargo, el notable geólogo Gonzalo Tarin estudia la provincia de Granada y describe en diversas localidades de ella depósitos terciarios marinos idénticos a los estudiados por Silvertop, y les asigna una edad más antigua. En cambio, von Drasche, al describir la molasa de Escúzar, cita al *Pecten Zitteli*, en el que se basa para considerar a esta roca como perteneciente al mioceno medio, coincidiendo, por tanto, con la opinión de Silvertop. Más adelante, Orueta Aguirre, Mac-Pherson y otros, al hablar del tajo de Ronda, las mesas de Villaverde y otros asomos miocenos, citan en ellos diversas especies fósiles, características unas de dicho terreno y otras del plioceno inferior; si bien debemos reconocer que a estas últimas las mencionan con cierta reserva, haciendo cons-

Historia.—
Opiniones
contradictorias.

(1) Véanse las notas bibliográficas.

tar que los ejemplares recogidos no están lo suficientemente bien conservados para poderlos clasificar con exactitud.

Afortunadamente, el geólogo M. Bertrand, en compañía del paleontólogo M. Kilian, al distribuirse los trabajos de la Comisión francesa para el estudio de los terremotos, recabaron para sí la tarea ardua y difícil de clasificar los terrenos terciarios de Granada y Málaga; y es preciso confesar que desempeñaron su misión a toda conciencia, aportando a la geología española datos valiosísimos que resuelven la cuestión de plano (1). Debemos advertir que gracias a estos autores hemos podido fijar con exactitud la posición estratigráfica del mioceno de la Serranía, en el cual hemos visto siempre comprobadas las afirmaciones que aquéllos hacen sobre el mismo terreno en otras localidades del Norte de la cordillera Bética.

Hay desde luego un hecho que más o menos vagamente afirman cuantos han estudiado este terreno, que los autores franceses han comprobado, y nosotros también. Es: que el mioceno inferior no existe en Andalucía, o, por lo menos, al Sur del valle del Guadalquivir. Al final de la época numulítica hubo, sin duda, un período en que el suelo emergió del mar, y las aguas no volvieron a cubrirlo hasta en el del mioceno medio, conocido con el nombre de *período helvético*. Bancos de rocas pertenecientes a este período son los más antiguos representantes del mioceno en la región que nos ocupa. Descansan unas veces sobre las hiladas del numulítico; otras, sobre las del jurásico y el cretáceo; otras, por último, sobre las de los terrenos más antiguos; pero nunca se ven bajo ellos capas pertenecientes al mioceno inferior. Hay, pues, una discordancia estratigráfica grande entre el numulítico y el helvético, probada por el hecho que antecede y también por la marcadísima diferencia entre la disposición de las capas del uno y del otro período: plegadas en todos sentidos las numulíticas, y horizontales o con ligeros buzamientos al Norte o al Sur las helvéticas.

(1) Bertrand y Kilian, *Estudio de los terrenos secundarios y terciarios de las provincias de Granada y Málaga*. En la traducción española el mioceno empieza en la página 447 y termina en la 479.

Ausencia del tramo inferior.

Los autores franceses señalan otra discordancia bien marcada entre el tramo helvético del mioceno medio y el *tortonés* y *sarmático* del mioceno superior. La han estudiado en diversos parajes de la provincia de Granada y del Norte de la cordillera Bética. En la Serranía de Ronda no están representados estos dos tramos, pues si bien al Sur de Ronda nos ha parecido ver algunos bancos que por su aspecto recuerdan a la *blockformation* de von Drasche, son tan escasos, y los fósiles encontrados en ellos están tan mal conservados, que no nos atrevemos a afirmarlo.

Otra tercera discordancia existe en el mioceno: la que se observa entre el final de esta época y el comienzo de la pliocena. Ésta la han señalado todos o casi todos los autores que han estudiado la región, y se manifiesta dondequiera que aflora el plioceno, sea en contacto con el mioceno medio, sea con otro terreno más antiguo. Ha debido de haber, pues, otra emergencia del suelo entre las dos épocas, emergencia que tal vez no habrá afectado a todo el Sur de Andalucía, y si tan sólo a las regiones comprendidas entre la cordillera Bética y la gran falla del Guadalquivir.

Otro hecho interesante que revela el estudio del mioceno de la Serranía y regiones próximas, es la evidente prueba de la antigua comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo a través de la cordillera Bética y a lo largo del valle del Guadalhorce. Las trazas de esta comunicación pueden seguirse paso a paso en el borde oriental de la Serranía. Examínese, en efecto, el mapa geológico que acompaña a este libro, y se verá que a lo largo de este borde afloran de trecho en trecho islotes helvéticos, restos de la continua formación primitiva, que van, por decirlo así, jalonando la traza del citado estrecho. Vienen primero los extensos depósitos de Antequera (1), al pie de las sierras jurásicas de Chimeneas y el Torcal, con numerosos restos de *Ostrea Longirostris*, Goldf., que llegan hasta cerca de Gobantes y se extienden hacia el valle del

(1) En nuestro mapa no están representados estos depósitos, porque no abarca la región en que yacen. Pueden verse en el de Orueta Aguirre de la región septentrional de la provincia de Málaga, o en la hoja correspondiente del Mapa Geológico de España.

Discordancia entre elortonés y el helvético.

Discordancia entre el mioceno y el plioceno.

Comunicación entre el Atlántico y el Mediterráneo.

Guadalquivir, del cual cubren gran parte. Siguen luego las mesas de Villaverde, entre Gobantes y El Chorro, que son tres mogotes cortados a pico por su cara oriental, que dibujan en su conjunto una faja de terreno orientada Norte a Sur, perteneciente al mismo periodo helvético que las formaciones de Antequera, pues las rocas y los fósiles que en ellos se encuentran son los mismos. Más al Sur todavía está el Hacho de Alora y la pequeña cordillera unida a él, idénticos en rocas, fósiles y manera de denudarse a las mesas de Villaverde. Y, por último, más al Sur todavía está el Hacho de la Pizarra, que reproduce exactamente lo que en los anteriores grupos se observa. Hay, pues, una serie de testigos escalonados entre la planicie del Guadalquivir y la Hoya de Málaga, todos de la misma edad, con igual fauna y con la misma especial forma de denudación; y como una serie así no existe en ningún otro paraje del litoral mediterráneo, y como no cabe suponer tampoco que hayan existido y la denudación los haya borrado, porque la estructura orográfica del país contradice tal suposición, llegamos inevitablemente a deducir que allí, y sólo por allí, por el valle del Guadalhorce, comunicaban los dos mares Atlántico y Mediterráneo de la época helvética (1).

Es, por cierto, muy interesante la contemplación de estos jalones miocenos desde una cumbre que permita abarcarlos a todos; por ejemplo, desde el vértice de la Sierra de Aguas. Su especial forma permite distinguirlos en seguida de las montañas de otras rocas que los rodean, y entonces se ve cómo se alinean a lo largo de la fractura del Guadalhorce, en correspondencia con la topografía del terreno, y dibujan, cual en un mapa en relieve, el trayecto de aquel canal que unía a los dos mares miocenos antes de que existiese el estrecho de Gibraltar, que no debió de abrirse hasta la época pliocena.

Las alturas de los tres islotes son progresivamente decrecientes de Norte a Sur, como debía ser, dado el movimiento de báscula que ha debido de producir su emergencia. Las mesas de Villaverde se elevan hasta 658 metros de altura, el

(1) Esta deducción no es exclusivamente nuestra. Cuantos autores han estudiado la cordillera Bética, o la han expuesto, o la han sospechado. Más adelante hablaremos de otros estrechos entre los dos mares.

Hacho de Alora a 561, y el de La Pizarra a 422, inclinándose sus faldas paulatinamente hacia el litoral mediterráneo.

La roca dominante en el mioceno medio es en la Serranía y localidades próximas un conglomerado cuyos cantos son bastante redondeados y de tamaño variable, y están trabados por un cemento arenoso de poca consistencia. La *molasa* que así resulta se denuda y se rompe con facilidad, y da lugar a esos grandes tajos cortados a pico que rodean a las mesetas tabulares de Ronda, Alhama, Villaverde, etc. Alternan con la molasa capas de arena gruesa medianamente consolidadas y ricas en fósiles. Estas capas de arena son más frecuentes en la base del tramo que en su parte superior, y se estudian bien en el fondo del Tajo de Ronda y en el contacto del Hacho de Alora con el cambriano subyacente.

El espesor total del helvético está comprendido entre 200 y 300 metros; tal vez llegue a 350 en la meseta de Ronda, que es uno de los parajes en que más desarrollo alcanza. Las capas son gruesas (0,80 a 2 metros), y están siempre horizontales o con buzamientos que apenas alcanzan 10 grados. Estos buzamientos tienden a ser hacia el Norte en la vertiente septentrional de la Serranía, y hacia el Sur en la meridional; pero la presión lateral que acusan ha debido de ser muy poco pronunciada, y más bien nos inclinamos a pensar que las inclinaciones dichas han sido debidas a resistencias opuestas por macizos infrayacentes al movimiento general de báscula que el Sur de Andalucía hubo de tomar al final del mioceno y que levantó a la región entera.

La forma *sui géneris* que este tramo toma por la denudación permite distinguirlo en seguida y a bastante distancia. Las *mesas* o montañas tabulares rodeadas de tajos son tan características y resaltan tanto de las sierras peridóticas, gnéísicas y secundarias, que una simple ojeada al paisaje revela su presencia. Las mesas de Villaverde, en el centro de la garganta del Chorro, son un buen ejemplo de esto; pero más típico y más demostrativo aún es el notabilísimo y celebrado Tajo de Ronda. Es éste una hendidura estrecha y sinuosa que han practicado las aguas del río Guadalquivir en uno de los extremos de la gran mesa helvética que se eleva en

Molasa.

**Espesor.—
Buzamientos.**

**Mesas características.—
Tajo de Ronda.**

el centro de la meseta de Ronda, y sobre la cual está edificada la ciudad de este nombre, que queda dividida en dos barrios (Ciudad y Mercadillo) por dicho tajo. Las aguas del río han ido desagregando y cortando a la molasa, abriéndose paso a través de ella, dejando en sus paredes esas oquedades y superficies pulimentadas características de la denudación fluvial. Pero al llegar a las capas de arena y conglomerado blandos que forman la base del tramo, el agua las ha socavado, y gran parte de los bancos que sobre ellas había se han derrumbado, rellenando de enormes bloques el fondo de la depresión; bloques que, a su vez, han sido parcialmente desgastados por la corriente del río, que se ha abierto paso a través de ellos, formando remolinos y cascadas del más pintoresco efecto. Este fenómeno es realmente grandioso en el tajo mismo, y más todavía en el extremo occidental de él, cuando el río emerge de la garganta y comienza su caída hacia el Guadiaro.

Todo el borde occidental de la mesa helvética está cortado a pico, y esta enorme escarpa, sobre la cual reposa la pintoresca ciudad de Ronda, es uno de los paisajes más bellos de nuestra Península, y ha sido justamente celebrado por poetas y escritores. La escarpa se eleva a más de 200 metros sobre el nivel de la meseta, y desde la ciudad se domina toda ésta, así como el extenso circo de montañas que la encierran. Las paredes son abordables por el Norte, por el Sur y por algunos puntos de su borde oriental; pero no por el occidental, que, como hemos dicho, está cortado a pico sobre el valle (1).

El Tajo de Alhama, en la provincia de Granada, es muy semejante al de Ronda, y de composición idéntica. Rodea también a la ciudad por tres de sus bordes. Su descripción puede verse en la obra citada de los Sres. Bertrand y Kilian (2).

(1) Los mejores parajes para estudiar el tajo son: el extremo occidental, sobre los molinos y fábrica de electricidad, y la escalera, tallada en la misma roca helvética, que parte de la *Casa del Rey Moro*, propiedad hoy de la Excm. Sra. Duquesa de Parcent, y desciende hasta el fondo del tajo.

(2) *Mission d'Andalousie*, traducción española, pág. 450.

Los fósiles encontrados en la molasa y demás rocas helvéticas son:

Squalus. (Varios dientes y algunas vértebras.)

Turritella Bicarinata, Eichw.

Panopaea Menardi, Desh.

Cardium Hians, Br.

Corbula Carinata, Duj.

Spondylus Crassicosta, Lam.

Pecten Scabriusculus, Lam.

Pecten Celestini, Font.

Pecten Zitteli, Fuchs. (Muy abundante.)

Pecten Tournali, De Serres.

Pecten Fuchsi, Font.

Pecten Holgeri, Gem.

Pecten Opercularis, L.

Pecten Subbenedictus, Font.

Pecten Substriatus, D'Orb.

Pecten Cristatus, Broc.

Ostrea Crassisima, Lam. (Muy abundante.)

Ostrea Gingensis, Schl.

Ostrea Virleti, Desh.

Ostrea Digitalina, Dub.

Ostrea Offeti, Kilian.

Ostrea Boblayei, Desh.

Ostrea Welschi, Kilian.

Ostrea Velcieni, Mun. (Abundante.)

Ostrea Chicaensis, Mun.

Terebratula Ampiella, Broc.

Terebratula Sinuosa, Broc. (Muy abundante.)

Rhychonella Bipartita, Broc.

Abundantes restos indeterminables de gasterópodos, briozoarios y coralarios.

CAPÍTULO XIII

Terreno plioceno.

El terreno plioceno es de los que mejor han sido estudiados en el Sur de Andalucía. Se presta especialmente a ello por la abundancia y admirable estado de conservación de sus fósiles, y también por su proximidad a ciudades como Málaga y pueblos como Vélez, Marbella y San Pedro Alcántara, que lo hacen fácilmente abordable a los geólogos. Está localizado en el litoral, y en nuestra región sólo penetra un tanto hacia el interior, a lo largo del valle del Guadalhorce. Los alrededores de Málaga y la banda que se extiende entre Estepona y Marbella son los mejores parajes para estudiarlo. Historia.

El primero que ha descrito el plioceno con cierto detalle ha sido Scharenberg, en 1854 (1), que señaló la semejanza de faunas entre los barros azules de los Tejares de Málaga y los depósitos de antiguo conocidos como pliocenos inferiores y designados con el nombre de *subapeninos*.

Poco después estudió Ansted los alrededores de Málaga, publicando su excelente mapa de los mismos, y en la nota que lo acompaña se citan con bastante extensión los depósitos de los Tejares, añadiendo la lista de fósiles recogidos en ellos por De Verneuil. Dedució de esta lista el profesor Ansted que, efectivamente, los tales depósitos pertenecen al plioceno infe-

(1) Véanse las notas bibliográficas, que contienen un extracto de esta obra y de las que se citan a continuación.

rior, o sea al tramo subapenino, como opinaba Scharemborg. Transcribe también la lista de foraminíferos hallados en los barros azules y clasificados por Rupert Jones y Parker.

En 1875 publicó Orueta Aguirre su monografía sobre los Tejares de Málaga, en la que analiza los trabajos de sus antecesores, expone determinadas consideraciones de orden paleontológico, enumera los fósiles encontrados por él, y llega a la conclusión de que los barros en cuestión pertenecen al período mioceno superior.

Por último, los geólogos de la Comisión francesa Sres. Michel Levy y Bergeron, auxiliados por el paleontólogo Sr. Kilian, hicieron un estudio muy minucioso de la faja litoral pliocena entre Málaga y Estepona; examinaron los fósiles de Orueta, De Verneuil y demás autores, y emprendieron una clasificación nueva de los mismos (1) que, a nuestro juicio, es la mejor y la más completa de todas. Basándose en ella, se adhieren a las opiniones de Scharemborg y Ansted, y consideran como subapeninos a los depósitos en cuestión.

No analizaremos los argumentos de unos y otros, porque su interés es ya puramente histórico, estando, como está, resuelta la cuestión de edad de estos depósitos. Nuevos estudios hechos en otras regiones del litoral mediterráneo han venido a confirmar los puntos de vista de los geólogos franceses, de Scharemborg y de Ansted, y hoy día debe admitirse sin reservas que el terreno de la costa andaluza es plioceno, y no mioceno, y están representados en él, no sólo el tramo subapenino, sino también otro del plioceno superior del que después nos ocuparemos. En cambio, nos parece interesante transcribir aquí un extracto de las deducciones tectónicas relacionadas con la historia geológica del Mediterráneo que los autores franceses han sacado de la fauna peculiar a estos depósitos, deducciones que luego han sido confirmadas por los trabajos de Suess y otros autores en la misma región.

De 59 especies de moluscos que consignan en su cuadro, hay 10 nuevas, tres que se conocen tan sólo en el océano Índico y 46 conocidas, entre las cuales hacen la división si-

(1) *Mission d'Andalousie*, traducción española, págs. 248 a 328.

guiente: 13 especies que, al parecer, no pasan del plioceno inferior, y 33 que son vivientes, pero que al mismo tiempo están representadas en los depósitos pliocenos. Siete de éstas habitan de preferencia el océano Atlántico, y tres sólo se conocen hasta ahora en el Mediterráneo (1). Hay, pues, en la fauna pliocena de los Tejares de Málaga y de San Pedro Alcántara una predominancia curiosa de la fauna atlántica sobre la mediterránea.

Dragados hechos recientemente en el Mediterráneo y en el Atlántico prueban que el yacimiento plioceno de la costa andaluza comprende 15 especies de mar profundo, esto es, que viven a más de 500 metros de hondura. Comparando a continuación la lista de moluscos vivientes que, según el doctor D. Joaquín González Hidalgo, se han recolectado en las costas de España, entre Cartagena y Cádiz, con los que proceden del yacimiento de San Pedro Alcántara, resultan 18 especies comunes, de las cuales 10 son de mar profundo, y cinco de ellas habitan de preferencia el Atlántico. Se afirma, pues, la conclusión anterior: que entre la fauna actual de las costas de Andalucía y la del yacimiento de San Pedro las analogías son muy grandes, pudiéndose deducir que las condiciones biológicas de la región en el período plioceno eran las mismas que hoy se observan, y que ya existía una comunicación entre el Mediterráneo y el Atlántico al formarse los depósitos de que hablamos.

Por otra parte, hace ya tiempo que Philippi reconoció en las inmediaciones de Palermo mezcla de especies pliocenas y de mares profundos, y el Marqués de Monterosato, que estudió de nuevo estos depósitos, principalmente los de Monte Pellegrino y Ficarazzi, dió una lista más completa de las es-

(1) Para ver el nombre de todas estas especies, debe acudir el lector a la obra original *Mission d'Andalousie*, traducción española, páginas 239 a 241. No las copiamos aquí por no alargar inútilmente el texto y porque lo que interesa son las deducciones, y no el nombre propio de los fósiles. Además, para guía del lector, hemos copiado al final de este capítulo los dos cuadros de fósiles (el de los Tejares de Málaga y el de San Pedro Alcántara) en los que los autores franceses resumen sus observaciones. Sobre ellos puede seguir el lector las explicaciones que contiene nuestro texto.

Piso subapenino y tramo superior.

Estudio de la fauna.

Comparación con la fauna de otras regiones mediterráneas.

pecies que en ellos se hallan. Comparando esta lista con la de los fósiles de San Pedro, se obtienen 21 especies comunes de Sicilia y Andalucía, de las cuales 11 son de mar profundo; lo cual demuestra que los depósitos de una y otra localidad han debido de constituirse bajo las mismas condiciones.

Además, la proporción por ciento de especies extinguidas y emigradas es en Sicilia de 18, mientras que en San Pedro llega a 42; en Tarento, donde los depósitos de la misma naturaleza se estudiaron por Philippi y por M. Kobelt, esa proporción apenas alcanza la del 3; en Cos es la de 8; en Chipre varía de 9 a 17 por 100, según los yacimientos; y en Rodas, que de todas estas localidades es la más alejada de Andalucía, la repetida proporción es de 17 por 100, con la circunstancia de que todavía se encuentran allí 19 especies de las de San Pedro, de las cuales 10 son características de mares profundos. La conclusión anterior puede, por tanto, generalizarse, pues parece ser que las condiciones que presidieron a la formación de los depósitos de que se trata desde el estrecho de Gibraltar hasta la extremidad oriental del Mediterráneo, fueron las mismas en todas partes.

Discuten a continuación la edad de estos depósitos, y como las deducciones pueden ser interesantes para nuestro objeto, seguimos transcribiendo lo que dicen:

“Respecto a cuál sea la edad de esos depósitos, se ha discutido mucho. En Palermo se apoyan sobre los dos niveles del tramo astiense; y aun cuando por el gran número de formas que contienen, comunes con las que actualmente viven en el Mediterráneo, hubieran podido clasificarse en el terreno cuaternario, como también abundan mucho en ellos las del plioceno, se ha hecho de los mismos el tramo superior de este sistema. Por otra parte, la presencia de numerosas especies del nivel inferior en el yacimiento de San Pedro induce a comprenderlo en ese mismo nivel, con tanto más motivo, cuanto que, además, descansa directamente sobre areniscas numulíticas, sin intercalación de ningún otro sedimento; resultando de todo lo expuesto que lo más racional es admitir que esos depósitos de las inmediaciones de Marbella se constituyeron en un mar profundo, a la par que en Málaga se

**Opiniones
sobre la
edad.**

acumulaban los elementos de los tramos plioceno inferior y medio, mientras que más a Levante corresponden al plioceno superior los depósitos similares al repetido de San Pedro. Si esto se admite, viénesse a parar a la hipótesis, ya emitida por los Sres. Tournonèr y Fischer, de que el fondo del Mediterráneo sufrió progresivamente un movimiento de descenso de Oeste a Este durante todo el periodo plioceno.

„Pero, cualquiera que sea la edad de esos depósitos, queda por explicar la mezcla de faunas en ellos. Lo que se sabe acerca de la distribución de los diversos organismos animales marinos, parece indicar que en la repartición de las especies influyen más las condiciones de temperatura que las de profundidad; es decir, que los organismos no descienden sino en busca de aguas menos cálidas. Esto supuesto, la aparición de especies de mar profundo o de agua fría entre una fauna que vive ordinariamente a una temperatura elevada, no puede comprenderse sino mediante una mezcla mecánica, o sea a causa de un transporte debido a corrientes submarinas.

„El predominio en el yacimiento de San Pedro de especies actualmente vivas en el Atlántico, y el gran número de estas últimas que se ofrecen en los demás yacimientos citados, hacen pensar en una corriente submarina procedente del Océano. Como la que hoy penetra en el Mediterráneo apenas se nota, fuera de las costas de Andalucía y de Marruecos, preciso es admitir que en el periodo plioceno era mucho más enérgica, y, desde luego, los accidentes geológicos que se observan en la región de Gibraltar explican cuáles fueron las circunstancias en que pudo producirse.

„En efecto: los sondeos acusan paralelamente a las costas de Argelia un aumento brusco en la profundidad, la cual pasa repentinamente de 50 metros a 400 y más; y si se traza una línea que, paralela a esas costas, se prolongue hacia el Nordeste, esa línea, que por una parte va a limitar la costa septentrional de Sicilia, y pasa por Tarento, tropezando entre Sicilia e Italia con los principales centros eruptivos de ese país, señala por la opuesta dirección, a que se acomodan los diferentes terrenos de la parte Norte de Argelia, la traza o arrumbamiento de una fractura.

**Deducciones
de la mezcla
de faunas.**

„Por otro lado, la mayor parte de los yacimientos pliocenos de la cuenca occidental del Mediterráneo, caracterizados por una mezcla de faunas, aparecen como otros tantos jalones colocados según la misma dirección; los sondeos indican una hondura que, pasando por el estrecho de Gibraltar y extendiéndose a lo largo de la costa de Andalucía, es paralela a la de Argelia; y, en fin, la Sierra Blanca, que limita por el Sur la Serranía de Ronda, se arrumba también en el mismo sentido. Todo, pues, corrobora la existencia en esa gran región de un sistema de fallas paralelas que debieron de actuar en el periodo plioceno, determinando con sus dislocaciones un descenso en el suelo de Gibraltar, y, en consecuencia, una invasión más fácil de las aguas del Océano en el Mediterráneo, las cuales producirían corrientes violentas que arrastrasen hacia Levante a los organismos del Atlántico, y aun a los que a este mar hubiesen ya llevado otras corrientes nacidas en las comarcas polares. Así es como puede explicarse la presencia de ciertas especies boreales hasta en los depósitos pliocenos de la cuenca oriental del Mediterráneo.

„Los isleos pliocenos que se hallan en España y en Sicilia demuestran que la dirección que esas corrientes llevaron era la misma que la de las fallas referidas; pero aquéllos no alcanzaron la altitud de 100 y más metros en que hoy aparecen sino al fin de la época terciaria, e inmediatamente después, durante la cuaternaria, esta parte occidental de la cuenca del Mediterráneo sufrió una serie de oscilaciones que dió por resultado la actual configuración del estrecho de Gibraltar.

„En cuanto a la parte oriental de la misma cuenca mediterránea, los fenómenos eruptivos han modificado de tal suerte su relieve submarino, que no es posible formular ninguna hipótesis acerca de la marcha que las corrientes siguieron en ella, por más de que los depósitos pliocenos de Cos, Chipre y Rodas debieron de constituirse bajo las mismas condiciones que los de la porción del Oeste.

Hemos transcritto literalmente estos párrafos del libro de los autores franceses, porque las conclusiones a que llegan nos parecen tan interesantes para la historia geológica de la región durante el final de la época terciaria y comienzos de

Opinión de
Suess.

la cuaternaria, que hemos querido pueda el lector juzgar por sí mismo sobre las referidas conclusiones, expuestas por hombres tan autorizados como los que las firman, y no por consideraciones personales nuestras, de mucho menor valor científico. Corrobora esto el que un autor de tan profundos conocimientos como E. Suess ha adoptado los mismos puntos de vista que los autores franceses, añadiendo en apoyo de ellos nuevos hechos y nuevas observaciones verificadas por él mismo en la cuenca del Mediterráneo occidental (1).

Resumiendo ahora las citadas conclusiones, tenemos:

Resumen de
conclusiones

Primera. En la época miocena superior, oscilaciones del suelo hacen emerger éste, y dan a la Serranía de Ronda, y, en general, al Sur de Andalucía, una configuración muy semejante a la que hoy día tiene.

Segunda. Al comienzo de la época pliocena vuelve a sumergirse parte del suelo, y en el fondo del mar plioceno se forman depósitos con fauna muy rica en especies. Entre éstas, las hay exclusivamente pliocenas, otras que viven todavía en el Mediterráneo, otras peculiares al Atlántico, y algunas que viven en otros mares.

Tercera. Simultáneamente a la inmersión del suelo que acabamos de señalar, se acentuaron las roturas arrumbadas de Suroeste a Nordeste o de Oestesuroeste a Estenordeste, que establecieron la actual comunicación entre el Mediterráneo y el Atlántico a través del estrecho de Gibraltar. Estas roturas las comprueban las líneas de mayor hondura del Mediterráneo y del estrecho, determinadas por los sondeos.

Cuarta. Al final de la época pliocena se inicia un levantamiento general de la costa andaluza, y, en general, de todo el Mediterráneo occidental, que hace emerger primero a los depósitos pliocenos, y los eleva después hasta la altura a que hoy se hallan. Este movimiento no produce dislocaciones perceptibles, porque no se notan discordancias entre las capas pliocenas y las cuaternarias y porque ni en unas ni en otras hay fallas ni pliegues. El levantamiento parece obedecer a un

(1) E. Suess, *Das Antlitz der Erde*, traducción de E. Margerie, tomo I, capítulo IV, *La Méditerranée*, págs. 358 a 453.

movimiento de báscula Este a Oeste, cuya mayor amplitud corresponde a la cuenca mediterránea occidental.

Queda, pues, bosquejada la historia geológica de la región durante los períodos plioceno y cuaternario. En el estudio tectónico insistiremos sobre estas conclusiones y las ampliaremos con nuevos datos. Las hemos adelantado aquí para formar con ellas el conjunto lógico que se deduce de lo que la fauna pliocena enseña.

En el plioceno de nuestra región se caracterizan los siguientes tramos:

1.º *Barro azul de los Tejares de Málaga.*—Como ya hemos dicho, pertenece este tramo por su fauna al plioceno inferior. Es el más antiguo de la formación, y en Málaga reposa indistintamente sobre el cambriano (Tejares) o sobre el trias (arroyo de los Ángeles), sin el intermedio de ninguna otra roca.

El barro azul, como su nombre lo indica, es una arcilla de color gris azulado, de composición uniforme en todo el espesor del tramo, que es de unos veinte metros a lo sumo, de grano finísimo, y en la cual los planos de estratificación sólo vienen indicados por la abundancia en ellos de los organismos fósiles. Afloran estos barros en el Norte de la ciudad de Málaga, donde forman un depósito que escasamente mide un kilómetro de diámetro. Otros dos manchoncillos de ellos se ven en el arroyo de los Ángeles, al Noroeste de la capital, y entre este arroyo y el barrio de la Trinidad, al final de la calle de Mármoles; pero en estos dos últimos parajes no están los barros tan puros ni miden tanto espesor como en el primero.

Desde la época de la dominación árabe se explotan estas arcillas para la fabricación de objetos de cerámica. La famosa alfarería granadina y malagueña, árabe y mudéjar, parece haber sido fabricada con ellas. Hoy día, a más de hacerse con los barros ladrillos y tejas, sirven para confeccionar las orzas, tinajas y demás vasijas, tan empleadas en la provincia. Esta continuada explotación ha dado lugar a que en los bancos existan grandes cortes o tajos artificiales que ponen de manifiesto a la formación entera y facilitan mucho la recolección

Tramo del barro azul.

de fósiles. Por esto, por la admirable conservación de los ejemplares entre una roca blanda y de grano fino, que no los rompe ni los deforma, y también por lo fácilmente abordables que son los yacimientos, es por lo que la fauna de los Tejares ha sido tan bien estudiada y ha llamado justamente la atención de cuantos geólogos y paleontólogos han pasado por Málaga. Por cierto que, a más de los moluscos que se citan en el cuadro al final de este capítulo, hay en estos barros multitud de dientes de escualos (*Oxyrhina*, *Lamna*, etc.), y, sobre todo, una fauna riquísima de foraminíferos, tan variada o más quizás que la tan celebrada de Viena, estudiada por D'Orbigny. No tenemos noticia de que esta fauna la haya estudiado nadie con la atención debida, y sólo conocemos respecto a ella la lista corta e incompleta que publica el profesor Ansted en su obra citada, refiriéndose a la clasificación hecha por Rupert Jones y Parker. Sería muy interesante que algún paleontólogo español se decidiese a emprender este estudio. Seguramente encontraría bastantes especies nuevas de foraminíferos en los barros de los Tejares, y el cuadro completo de las especies añadiría un dato valiosísimo a la paleontología de nuestro país (1).

Riqueza en foraminíferos.

2.º *Bizcornil de San Pedro Alcántara.*—Toda la mancha pliocena litoral entre Estepona y Marbella está formada por una roca especial llamada *bizcornil* en el país. Es una a modo de arenisca de grano grueso, que más bien debiera llamarse arena consolidada, en la que tanto el diámetro de los elementos como la compacidad y tenacidad de la roca que resulta de su aglomeración, varían entre ciertos límites. Hay bancos tan compactos, que pueden emplearse, y se emplean, como piedras de construcción, y bastantes casas de San Pedro Alcántara y buena parte de las losas de coronamiento de los pretilos de la carretera que va de este pueblo a Ronda, están

Tramo del bizcornil.

(1) En el año 1897 comenzó el autor este trabajo, ayudado por don Daniel de Cortázar, que puso a su disposición la biblioteca del Instituto Geológico. Hubo de interrumpirlo a poco de empezado, por falta de tiempo; pero conserva aún el material reunido y algunas carpetas con las primeras observaciones. Todo ello está a disposición del que quiera dedicarse a dicho estudio.

hechos con bizcornil de grano grueso, que es, por cierto, el más compacto. Pero con estos bancos alternan otros de arena apenas consolidada, que pueden desmenuzarse con la mano y que se emplean como tal arena, en los sitios en que la de río escasea, para mezclarla con la cal en la confección del mortero.

Los granos de esta roca son siempre muy rodados, y proceden de las formaciones próximas: peridotitas, dolomías, gneises o areniscas triásicas. El cemento es unas veces muy arcilloso, y otras, silíceo puro; pero siempre existe en la roca en proporción sensible. El espesor de los bancos rara vez excede de 0,60 metros, y suelen alternar los de roca dura con los de arena suelta o casi suelta. El tramo entero mide unos sesenta metros de espesor y reposa indistintamente sobre las areniscas numulíticas (Estepona), sobre las peridotitas (San Pedro) o sobre el gneis, sin el intermedio de ninguna otra roca (1). Se estudia mejor que en parte alguna en San Pedro Alcántara y en los alrededores de Estepona. En ambos parajes hay cortes y trincheras naturales y artificiales muy a propósito para la recolección de fósiles.

Estos yacimientos han sido minuciosamente estudiados por los Sres. Michel Levy, Bergeron y Kilian, que en su citada obra (2) han publicado una monografía muy completa de los moluscos hallados en ellos, entre los cuales hay bastantes especies nuevas, como puede verse por el cuadro que reproducimos al final. Basándose en esta fauna, han deducido dichos autores las interesantes conclusiones, ya expuestas antes, sobre los movimientos pliocenos del Mediterráneo, así como también la edad de los depósitos de San Pedro, que consideran contemporánea de la del barro azul de los Tejares.

(1) Los dos manchoncillos miocenos que se ven en el mapa, uno en el Guadalmina y otro en el Guadaiza, parecen serlo por algunas conchas genuinamente miocenas que en ellos se encuentran; pero la roca que las contiene se asemeja tanto al bizcornil, y las dos faunas, miocena superior y pliocena inferior, son tan semejantes, que dudamos mucho sean realmente miocenos esos dos manchones. Los indicamos como tales para que queden situados en el mapa y puedan servir de guía a los que vengan tras de nosotros a estudiar la región.

(2) *Mission d'Andalousie, Paléontologie*, págs. 247 a 328 de la traducción española. El cuadro de fósiles está en las páginas 238 y 239.

El bizcornil es bastante sensible a la acción de los agentes atmosféricos, que lo desmenuzan, produciendo tierra vegetal fértil y suelta. De ella son las vegas de San Pedro y parte de las de Estepona, Marbella y Colonia del Ángel (río Verde), tan famosas en la costa malagueña. Su único defecto como tales tierras vegetales parece radicar en su excesiva permeabilidad, que exige frecuentes riegos. Nos ha parecido notar que esta permeabilidad disminuye, y la dureza y resistencia de la roca aumentan, en el borde Norte de la faja pliocena. Tal vez sea debido esto, sin embargo, a que, siendo mayor la pendiente a medida que se avanza hacia el Norte, la denudación haya sido más enérgica, y los bancos de arena blanda hayan desaparecido.

Este borde septentrional de la faja pliocena de la costa presenta una particularidad digna de mención. Si se recorre el contacto entre el plioceno y los demás terrenos caminando por el borde mismo, se ve que la estructura de la roca difiere sensiblemente de la del bizcornil típico: los cantos redondeados de éste se vuelven angulosos y aumentan de tamaño, el cemento que los traba es también de grano más grueso que la arena del bizcornil, y éste se transforma en una brecha muy dura que no se destruye fácilmente y que, por lo mismo, suele quedar resaltando en forma de dique sobre los terrenos de su alrededor. Estos diques de brecha jaionan la línea de contacto, adaptándose, aproximadamente, a su sinuosidad. Están unas veces en el contacto mismo, y entonces, caminando hacia el Sur, puede seguirse paso a paso la transformación paulatina de la brecha en bizcornil. Otras veces no están en el contacto mismo, sino al Norte de éste, o sea un poco adentro de los terrenos antiguos, debido a que la denudación barrió las capas blandas de bizcornil, dejando restos de brecha, que resiste más. Esto puede verse con toda claridad siguiendo la línea de contacto entre los ríos Guadalmanza y Guadaiza, y viendo los muchos diques de brecha que hay al Norte de ella, dentro de las peridotitas o del gneis.

Tanto los cantos como el cemento de la brecha son siempre de la roca componente del terreno en que está aquella enclavada: de peridotitas o de gneis en la región que nos

Brecha litoral.

ocupa. Esto, unido a la estructura de la brecha y a su posición respecto al bizcornil, nos lleva a considerarla como una formación litoral que se originó en el borde de las escarpas que limitaban al mar plioceno.

3.º *Arenas amarillas y rojas*.—Sobre el barro azul de los Tejares de Málaga se extienden unas capas, apenas consolidadas, de arenas guijarrosas de grano muy grueso, de color amarillo o rojizo, bastante ricas en fósiles. Entre otros, se han encontrado en ellas *Pecten Latissimus*, *Janira Jacoboaea*, *Pectunculus Glycimeris*, *Terebratula Sinuata*, *Rhinoceros Etruscus* y una concha de tortuga bastante bien conservada. Los autores franceses consideran a este tramo como perteneciente al plioceno medio o *astiense*.

Tramo astiense.

Al Levante de Málaga, en los alrededores del Palo, y en algunos puntos de la costa, entre este pueblo y Vélez, vuelve a encontrarse en pequeños manchones con caracteres semejantes a los que ofrece en los Tejares y con la misma fauna. Pero al Poniente de Málaga no lo hemos podido encontrar en ninguna parte, así como tampoco en el gran manto plioceno que cubre a la mitad inferior de la Hoya de Málaga.

En los Tejares de Málaga mide este terreno de 10 a 15 metros de espesor, a lo sumo, y sus bancos superiores han sido el suelo de la ciudad de Málaga desde tiempos antiguos, como lo prueba el hecho de encontrarse enterrados en ellos numerosos restos de las épocas romana y árabe; entre otros, las tablas de bronce con las leyes del municipio Flavio Malacitano, descubiertas y descritas por el eminente arqueólogo don Manuel Berlanga.

4.º *Tobas, brechas y travertinas*.—Estas rocas, al menos en la Serranía de Ronda, plantean un problema de difícil solución. ¿Son pliocenas, o son cuaternarias? Ni nuestros antecesores se han atrevido a contestar categóricamente a esta pregunta, ni nosotros nos atrevemos tampoco, a pesar de que podemos apoyarnos en las observaciones y datos de ellos, a más de en los nuestros propios.

Discusión sobre la edad.

Cuantos han estudiado la geología del litoral andaluz, han fijado su atención en estos terrenos de emersión reciente. Hausmann los menciona ya en 1844; Ansted dibuja su posi-

ción en el mapa publicado en su estudio de 1859 (1), llamándolos *raised beaches*, o sea playas levantadas; Schimper los señala también, en el mismo año que Ansted, en el valle del Genil, y les atribuye origen glacial, considerándolos como morrenas de heleros; y de la misma opinión son los Sres. Taramelli y Mercalli, en su estudio sobre los terremotos andaluces de 1884. Esta última opinión la rechazan los geólogos de la Comisión francesa, diciendo que las formaciones que pudieran dar lugar a esta hipótesis contienen fósiles marinos, y no pueden ser, por tanto, de origen glacial. Se refieren, sin embargo, a depósitos de fuera de nuestra región, como son los del valle del Genil y vertientes meridionales de Sierra Nevada.

Con objeto de orientarnos lo mejor posible antes de emitir hipótesis, empezaremos describiendo estas rocas y sus condiciones de yacimiento, citando de paso la fauna encontrada en ellas; pero debemos advertir, de una vez para todas, que, aun cuando están representadas en nuestro mapa como pliocenas, lo hemos hecho así por no contradecir la opinión de los geólogos franceses, y también porque, aun en el supuesto de que no sean todas ellas pliocenas, era de todo punto imposible separar en el mapa éstas de las cuaternarias. Declaramos, pues, que hacemos toda clase de reservas respecto a la edad y, por consiguiente, al color que en el mapa designa a los manchones de estas rocas, los cuales son los siguientes:

1.º Yacimiento grande, que bordea por el Norte a la Sierra de Mijas, envuelve a la de Cártama y llega casi hasta el pie de la de Gíbalgaya, cubriendo, por consiguiente, buena parte de la mitad inferior de la Hoya de Málaga, y extendiéndose, por consiguiente, por la costa hasta cerca del arroyo de la Miel.

2.º Manchones de Carratraca, Alozaina, El Burgo, Yunquera, Istán y otros varios pueblos (2), que se escalonan en los bordes de las sierras de dolomias y calizas, o no muy le-

Situación de los yacimientos principales.

(1) Véanse las notas bibliográficas.

(2) Véase el mapa geológico que acompaña a este libro.

jos de ellos, y abundan mucho en la Serranía, habiendo no pocos (Cuevas del Moro, Gaimón, Los Peñones, etc.) que por su pequeña extensión no han podido ser representados en el mapa.

La roca dominante en la formación que nos ocupa es una brecha durísima, formada por cantos angulosos, grandes, de dolomía cristalina o de caliza, según sea la naturaleza de las montañas próximas, trabados por un cemento fino de carbonato de cal con numerosas vetas de este mineral cristalizado. No se distinguen planos de estratificación en esta roca, que, cuando no alterna con ninguna otra, que es lo más frecuente, se presenta en escarpas dentelladas, cuyo frente aparece lleno de grandes oquedades producidas por la denudación, pero sin líneas horizontales o inclinadas que indiquen las trazas de los planos de junta. Las pocas veces que esta roca alterna con otras, son éstas, brechas de formación más reciente, en general más blandas y deleznales que la primera, y que se intercalan irregularmente entre ésta, rellenando sus huecos.

La brecha calcárea o dolomítica que nos ocupa, tiene marcada tendencia a formarse en los bordes de las sierras de igual composición: una ojeada al mapa bastará para demostrarlo. Uno de los bordes del depósito brechoide se apoya en las vertientes de la sierra y se confunde con ellas; el otro, el opuesto a la sierra, aparece cortado a pico, a modo de un tajo de más o menos altura, según sea mayor o menor el espesor del depósito. Resultan así terrazas muy características, planas o casi planas en su cara superior, y rodeadas de tajos por una parte bastante grande de su perímetro; y esta especial forma contrasta tanto con la de los cerros y sierras que las rodean, que es muy fácil distinguirlas a lo lejos y seguir a distancia sus límites y contornos.

La denudación en las paredes de sus tajos es también característica y especial a esta roca. Como no es igualmente dura, el agua arrastra las partes más blandas y deja en relieve las más compactas; y como la relación de forma y tamaño de unas y otras es excesivamente irregular, las partes que quedan en relieve tienen formas rarísimas, y a veces fantásticas, como sucede, por ejemplo, en la cara de la terraza

**Descripción
de la roca.**

**Disposición
en terrazas.**

Forma especial de denudación.

de Istán que mira al río Verde, que es una escarpa de unos ochenta metros de altura, llena de pilares, cuevas, túneles y rocas caprichosamente cortadas, que forman uno de los conjuntos más extraños y más bellos de cuantos contiene la región. Otro caso notable y curioso es el de las Cuevas del Moro, en la cuenca superior del río Verde. Existen allí tres o cuatro pequeños manchones de brecha, que se han formado a expensas de las calizas de la Torrecilla, y cuya parte escarpada mira al río y está actualmente a bastante altura sobre él. El agua ha socavado profundamente a la escarpa, formando en ella cuevas grandes, que algunas familias han aprovechado para convertirlas en viviendas, cerrándolas con un muro de ladrillo en el que han practicado las necesarias ventanas y puertas. La cara plana superior de la roca ha dado excelente tierra vegetal al descomponerse, y en ella han plantado huertos con árboles frutales; y resulta así que, mirando de frente a las Cuevas del Moro, se ve una casa cubierta por una gran terraza plana de roca con un huerto muy frondoso encima; espectáculo, por cierto, bastante extraño.

Otro hecho curioso que se pone de manifiesto con sólo mirar al mapa, es el extraordinario número de pueblos que hay edificados sobre manchones de esta roca. Son estos pueblos Carratraca, El Burgo, Yunquera, Coín, Alhaurín el Grande, Ojén, Istán, Mijas, Benalmádena, Torremolinos y Manilva. Además de estos once, hay otros que, si bien no están precisamente sobre manchones de brecha, tienen en sus alrededores algunos de ellos: Arroyo de la Miel, Churriana, Alhaurín de la Torre y Alozaina están en este caso (1). Y, por último, hay otros muchos manchoncillos escalonados al pie de las Sierras de Mijas, Camucha, de Tolox, Yunquera, Casarabonela y Blanca, que, si bien no tienen pueblos sobre ellos,

Pueblos sobre manchones de brecha -- Explicación.

(1) Debemos advertir que si bien los dos Alhaurines y Churriana están rodeados de plioceno en el mapa, no podemos asegurar que todos sus alrededores sean de brecha, porque están cubiertos de grandes espesores de tierras de labor, que impiden en muchos casos el reconocimiento geológico del terreno. Puede, sin embargo, asegurarse que buena parte, al menos, de la roca del subsuelo es esta brecha, pues así lo revelan los numerosos afloramientos de ella que se encuentran.

están poblados de casas de campo, de huertos y de cultivos ricos de secano. Muchos no se han podido representar en el mapa, porque su exiguo tamaño no lo ha permitido; algunos sí lo han sido; por ejemplo: los que se alinean en el camino de Istán a Monda, al pie de Sierra Blanca, los dos que hay al Norte de Marbella y otros.

Esta situación de los pueblos y caseríos sobre los manchones de brecha no es una simple coincidencia, sino que obedece, por el contrario, a una causa perfectamente natural, que es, en resumen, la excelente tierra vegetal que da esta brecha al descomponerse, tierra especialmente adaptada a los cultivos intensivos de legumbres y árboles frutales que necesitan los pueblos para vivir. Pueblos y caseríos se han emplazado, pues, donde debían emplazarse, donde la experiencia anterior había dicho que podía haber riqueza agrícola. Ha habido, pues, aquí una *geología intuitiva* que ha guiado a los hombres, análoga a la que ha dado por resultado la delimitación precisa y exacta, por medio de plantaciones de alcornoques, de todos los manchones de gneis que hay enclavados en las peridotitas, cosa que ya mencionamos al tratar del terreno estratocristalino. Debe de haber contribuido también la abundancia de manantiales en estos manchones de brecha, y que depende, a nuestro juicio, de la manera misma de formarse esta roca por materiales aportados por corrientes de agua, trabados sólidamente después por el carbonato de cal que ésta deja al evaporarse; y como las corrientes de agua en cuestión siguen el mismo curso ahora que entonces, por no haber habido en la región movimientos tectónicos importantes a partir de la época pliocena, nada de particular tiene que las aguas broten donde hay estas brechas, o cerca de donde las hay.

Hemos dicho al hablar de las Cuevas del Moro, y acabamos de repetir ahora, que estas brechas dan al descomponerse una tierra vegetal muy fértil, y esto pudiera parecer extraño a primera vista, tratándose, como se trata, de rocas cuyos materiales son esencialmente calizas y dolomías. Nótese, sin embargo, que el carbonato de cal disuelto, y depositado después por evaporación en el cemento de la brecha,

es asimilable por los organismos vegetales en grado mucho mayor que el de la roca cristalizada de que procede. Y tengase también en cuenta que entre las dolomías hay siempre intercaladas otras rocas, como gneises y micacitas, cuyos detritus dan excelente tierra vegetal (1). Por esto tal vez estas tierras, procedentes de la descomposición de las brechas, tienen un color un tanto rojizo.

Otro hecho digno de llamar la atención es la altura a que están estos depósitos en nuestra región, y que difiere mucho de uno a otro, sin guardar relación, ni con la distancia que media entre ellos, ni con la que resultaría si fuesen de origen marino y hubiesen quedado al descubierto por una elevación progresiva y uniforme de la costa. La gran masa brechoide de Torremolinos, que se extiende hasta Churriana, está de 40 a 45 metros sobre el mar; mientras que la de Benalmádena, que dista de la anterior ocho kilómetros, está a 240, y la de Mijas, un poco más al Este, a 417. Hay algunos manchones de esta roca, como los de las Cuevas del Moro y los del río de los Horcajos, cuya cota no baja de 500 metros. No es posible admitir, pues, que se hayan formado en el fondo del mar, y hayan emergido después hasta esa altura, porque si bien la elevación progresiva de la costa andaluza desde la época pliocena a la fecha es un hecho demostrado, no se puede admitir, sin embargo, porque multitud de datos lo contradicen, que haya alcanzado amplitud tan grande en distancias tan cortas. Debemos consignar también que en ninguna de estas brechas hemos encontrado fósiles marinos, y sí bastantes terrestres entre las hiladas superiores de las formaciones. Entre otros, podemos citar: *Helix Gualteriana*, Lin.; *H. Hispanica*, Partsch.; *H. Elegans*, Gmelin; y *H. Balearica*, Ziegler.

De lo que antecede nos atrevemos a deducir la siguiente hipótesis sobre la formación de estas brechas: Derrubios de las sierras, arrastrados por corrientes de agua, se han aglomerado en la base de aquéllas y en los sitios en que la pendiente lo

(1) Examinando al microscopio el cemento de las brechas de Istán, Ojén y Benalmádena, hemos encontrado restos de biotita, de ortosa, y bastante caolín. En la de Ojén hay también detritus de los minerales metamórficos de Sierra Blanca.

Elevación de la brecha sobre el nivel del mar.

Hipótesis sobre la formación de las brechas.

permitía. Estos materiales se han trabado unos con otros merced a un cemento que el agua depositaba al evaporarse; y como esta evaporación es muy rápida en el Sur de Andalucía, la proporción de cemento en la roca forzosamente debe de ser grande, como así sucede, en efecto. A medida que el depósito de cemento va obstruyendo el paso del agua, ésta circula con más lentitud dentro de la masa de la brecha, y tiende a buscar su salida por debajo de ella. De aquí los manantiales que hay con tanta frecuencia en la base de estas brechas.

La roca se ha formado, pues, *in situ*, sin acarreo al mar y emergencia después. Es muy posible, y hasta probable, que el proceso de formación haya comenzado al final de la época pliocena, a raíz del más reciente levantamiento de la costa. Es posible también que haya comenzado mucho antes, porque hay manchones de brecha (Yunquera, Istán, Cuevas del Moro, etc.) que radican en parajes que seguramente estaban emergidos desde épocas más antiguas. Pero lo que sí puede asegurarse es que las brechas han continuado formándose en toda la época cuaternaria, y que aun hoy día se asiste a la consolidación progresiva de los materiales que las componen, viéndose circular las aguas por sus intersticios y depositar el carbonato de cal que llevan disuelto y otros materiales que arrastran en forma de lodos tenues. Tal es la hipótesis que se nos ha ocurrido ante el examen directo de estas brechas. No nos atrevemos a considerarla como exacta, y sí sólo como una a modo de interpretación provisional, a falta de otra mejor, que tal vez modifiquen y corrijan otros observadores que vengan tras de nosotros. No excluye esta hipótesis la posibilidad de que parte de estas formaciones sean glaciares, pues los heleros, si los hubo, debieron de seguir el mismo recorrido que las corrientes de agua que vinieron después a substituirlos. No hemos visto, sin embargo, en ninguna parte esos cantos pulimentados y estriados propios de esta clase de formaciones.

Abundan las cuevas en estas brechas, y ya hemos explicado su manera probable de formarse al tratar de las del Moro. Tal vez las más dignas de atención sean las de los alrededores de Torremolinos, una de las cuales, la llamada *del*

Cuevas prehistóricas.

Tesoro, ha sido minuciosamente explorada y descripta por el notable espeleólogo D. Eduardo Navarro (1), que ha encontrado en ella multitud de restos prehistóricos, y entre ellos, un cráneo admirablemente conservado.

Resumiendo lo expuesto sobre el terreno plioceno, vemos que en éste aparecen bien determinados los siguientes niveles de inferior a superior:

1.º Tramo de los barro azules de los Tejares de Málaga y del bizcornil de San Pedro Alcántara, que es la base de la formación, y que los autores franceses consideran como contemporáneo del *subapenino* o *plaisencien*.

2.º Tramo de las arenas que cubren a los barro azules de los Tejares de Málaga, que parecen corresponder al plioceno medio o *astiense*.

3.º Brechas que probablemente comenzaron a formarse en la época pliocena o antes, y cuya formación sigue durante la época cuaternaria y aun hoy día.

Copiamos a continuación los cuadros de fósiles que los geólogos franceses han encontrado y clasificado en los Tejares y en San Pedro Alcántara:

(1) Véanse las notas bibliográficas.

Resumen general.

	Los Talamas...	MIOCENO		PLIOCENO MEDITERRÁNEO			PLIOCENO DEL N-RTD		Cuaternario...	VIVIENTES			
		Inferior...	Medio...	Superior...	Inferior...	Medio...	Superior...	Iberia...		Medi...	ATLANTICO		Océano Índico
											Mediterrea...	Norte...	
<i>Conus Brocchii</i> , Bronn	r	*	*	*	*	*	*						
<i>Conus Antidiluvianus</i> , Brug	r	?	*	*	*	r							
<i>Pleurotoma Rotata</i> , Brocc	c	*	*	*	*	rr	*						
<i>Pleurotoma Turricula</i> , Brocc	ccc	*	*	*	*	*	*			?	*		
<i>Pleurotoma Dimidiata</i> , Brocc	ccc	*	*	*	*	r							
<i>Pleurotoma Allionii</i> , Bell	cc	*	*	*	*	*						*	
<i>Pleurotoma Cataphracta</i> , Brocc	cc	*	*	*	*	*				*			
<i>Pleurotoma Intorta</i> , Brocc	r	*	*	*	*	*	*						
<i>Mitra Scrobiculata</i> , Brocc	cc	*	*	*	*	*							
<i>Fusus Longiroster</i> , Brocc	c	*	*	*	*	*							
<i>Fusus Puschi</i> , Hörn	cc	*	*	*	*	*							
<i>Triton Nodiferum</i> , Lamk	r	r	r	*	*	*				*		*	
<i>Ranella Marginata</i> , Martini	r	*	*	*	*	*						*	
<i>Cassidaria Echinophora</i> , Linné	r	*	r	*	*	*				*			
<i>Chenopus Ultingerianus</i> , Risco	cc	*	*	*	*	*				*			
<i>Turritella Subangulata</i> , Brocc	r	*	*	*	*	*				?		*	
<i>Xenophora Crispa</i> , König	r	*	*	*	*	*				*		*	
<i>Natica Elicina</i> , Brocc	c	*	*	*	*	*	*		*	*	*	*	
<i>Natica Companyoni</i> , Font	c	*	*	*	*	*				*	*	*	
<i>Turbo Fimbriatus</i> , Bors	c	*	*	*	*	*				*	*	*	
<i>Arca Diluvii</i> , Lamk	ccc	*	*	*	*	*				*	*	*	
<i>Pleuromectia Cristata</i> , Bronn	cc	*	*	*	*	*							
<i>Pecten Scabrellus</i> , Lamk	rr	*	*	*	*	*							
<i>Flabellum Malayense</i> , nov. sp.	r					?							

CAPÍTULO XIV

Terrenos cuaternario y reciente.

Descartadas de estos terrenos las brechas que hemos descrito en el capítulo anterior, que comienzan a formarse en la época pliocena o antes, y continúan haciéndolo en la actualidad, sólo quedan como representantes de la época cuaternaria los aluviones de los ríos, que cubren gran parte de los valles de los mismos, y a veces se encuentran también en forma de terrazas bastante elevadas sobre aquéllos.

Tienen estos aluviones la forma y composición características de los depósitos fluviales: cantos rodados de tamaños variables entre un metro cúbico y menos de un decímetro, envueltos por grava y arena fina sin consolidar y, en general, muy suelta. Claro está que el tamaño de los cantos rodados va aumentando a medida que se asciende por la vaguada del río. En los que vierten directamente al mar desde Torremolinos a Estepona, y que por su limitado curso y fuerte pendiente más bien merecen el nombre de torrentes, el tamaño de los cantos rodados en las cuencas superiores y medias llega a ser extraordinario, y da idea de las colosales denudaciones y enormes desprendimientos de detritus que ha habido en la Serranía en épocas recientes. Los ríos Guadalmanza, Guadalmina y Guadaiza son ejemplos muy demostrativos de esto. Abundan en ellos también las terrazas de aluviones, casi todas ellas posterciarias, que ocupan a veces grandes superficies, y han sido cortadas después por el mis-

**Caracteres
generales de
los aluvio-
nes.**

mo río en forma de escarpas casi verticales. Hay algunas terrazas de éstas, como la de la vega de Tramores, en el Guadalmina, cuya superficie está actualmente a más de 20 metros de altura sobre el nivel medio del río.

Otras veces se encuentran depósitos fluviales en las divisorias mismas entre un río y otro, y a 50 ó 60 metros de altura sobre el nivel de aquéllos, lo que prueba que en tiempo relativamente escaso el río ha tenido fuerza bastante para profundizar su cauce los dichos 50 ó 60 metros. Buen ejemplo de esto son los aluviones peridóticos que se encuentran a tres o cuatro kilómetros de la costa, en la divisoria entre los ríos Castor y Padrón.

En ríos de curso más tranquilo y de valles más anchos, como el Guadalhorce, Guadiaro y Fuengirola, la capa de aluvión cuaternario alcanza anchuras de dos y más kilómetros, indicando así que en época posterior a la pliocena su caudal de agua era mucho mayor que el de ahora.

Y todo esto lo corrobora el estudio de los fenómenos de denudación en las montañas mismas, que muestran la extraordinaria intensidad de aquéllos. Valles enteros, como los de los ríos entre Estepona y Fuengirola y los afluentes del Genal, han sido formados en su totalidad por la denudación. Los torcales jurásicos de Antequera, Cartajima y Sierra de la Gialda, que ya hemos descripto, son otro ejemplo de la energía de aquélla. La garganta del Chorro, que, aunque coincide con una falla, ha sido labrada y ensanchada por las aguas del Guadalhorce en toda su altura; la casi total desaparición de las rocas estratocristalinas de la cubierta de la masa eruptiva, y otros muchos fenómenos que hemos enumerado en los capítulos anteriores, son otras tantas pruebas de un régimen de lluvias mucho más abundante que el de hoy, que, ayudado por la intensidad de los rayos solares en el Sur de Andalucía, que influyen no poco en la descomposición de las rocas, ha podido originar denudaciones tan enormes como las citadas.

Consecuencia también de éstas es el espesor, a veces considerable, que alcanzan los aluviones en los parajes en que la pendiente permite su depósito. Los sondeos hechos para la investigación del platino dan profundidades siempre gran-

Energía de la denudación.

des, relativamente a la anchura del cauce, pues rara vez bajan de 10 metros en el centro de éste, y llegan en ocasiones hasta 15 ó 16.

La composición de los aluviones varía, naturalmente, con la de las montañas de que proceden. En la vertiente Sur de la Serranía son casi siempre peridóticos, y lo mismo sucede en los del Genal, río Grande, Horcajos, etc. En la región Noroeste predominan los detritus calizos sobre las arenas numulíticas, debido a que aquellas resisten más que éstas a las acciones mecánicas del arrastre. Es un hecho general que, si se estudia en profundidad un depósito de aluvión, los cantos grandes se localizan en la superficie, y a partir de uno a dos metros de hondura desaparecen, y el depósito entero hasta su contacto con la roca *in situ* del fondo está formado por arena fina y cantos pequeños. Esta irregular distribución de tamaños no se explica fácilmente. Hojeando libros, hemos visto que también la han observado otros en diversas regiones, y precisamente en aquellas que se caracterizan por la frecuencia de movimientos sísmicos, análogamente a lo que sucede en nuestra región. Esto puede explicar el hecho: las imperceptibles sacudidas sísmicas que constantemente agitan el suelo, hacen que la arena fina descienda, penetrando por los intersticios entre en los cantos, y se vaya comprimiendo en las capas más profundas del aluvión, formando masas de cierta resistencia que se oponen al descenso de los trozos mayores. No afirmaremos que esta explicación sea exacta; pero sí que concuerda con el hecho constantemente observado en los ríos de la Serranía, y también con el comprobado repetidas veces sobre los movimientos sísmicos del suelo en toda la costa andaluza, y particularmente en la zona de ésta comprendida entre Nerja y Gibraltar.

En los aluviones de los ríos de cuenca peridótica se observa otro hecho que ya apuntamos al tratar de las rocas eruptivas, y que es la desigual composición media de los cantos según se asciende por el valle. En la desembocadura, o cerca de ella, la mayoría de los cantos son de serpentina; después, conforme se sube aguas arriba, van apareciendo los de noritas, gabros y lertzolitas; y por último, ya cerca del origen del

Composición de los aluviones.

rio, se empiezan a encontrar los de harzburgitas y dunitas. Depende esta distribución de la desigual resistencia de las rocas enumeradas a la acción de los agentes atmosféricos. La serpentina es la que más resiste, la dunita la que resiste menos, y la resistencia de las demás está comprendida entre las de estas dos; de donde resulta que los trozos de ellas se van descomponiendo a medida que descienden por el río, y al final de éste sólo quedan los que por su naturaleza misma son los más inalterables, o sean los de serpentina. Una excursión por el cauce de uno de estos ríos, sobre todo por los que tienen recorridos largos, como el río Verde o el Genal, es sumamente instructiva respecto a este particular, y más todavía por lo que se refiere al estudio de las rocas y minerales de las masas eruptivas, pues, como ya dijimos en la introducción al estudio de éstas, los aluviones de estos ríos son una fuente poco menos que inagotable de dichas rocas y minerales, que se encuentran en ellos en excepcional estado de pureza y permiten recolectar ejemplares espléndidos de unas y otros admirablemente adaptados para su estudio ulterior en el laboratorio.

Ya hemos hablado en el capítulo que antecede del levantamiento lento y progresivo de la costa andaluza a partir del final de la época terciaria. Este levantamiento ha continuado durante la cuaternaria, y continúa todavía, pues dentro de la época histórica misma hay recuerdos, tradiciones y pruebas de que el mar llegaba antes más tierra adentro que ahora. Las observaciones de Murchison en el litoral de Gibraltar son demostrativas de esto. La existencia de fósiles marinos cuaternarios bastante lejos de las actuales playas lo viene a confirmar también. En Málaga mismo hay la *puerta del Mar* de Atarazanas, que en la época árabe se abría sobre la playa, y hoy dista más de 200 metros de ella. Por último, no pocos acantilados pliocenos de la costa, con señales evidentes de haber sido batidos por las olas de aquel mar, tienen hoy delante extensiones grandes de arena que los separan de la orilla.

Levantamiento progresivo de la costa.

CAPÍTULO XV

Fenómenos de metamorfismo.

Pocas regiones habrá en España, y aun tal vez en Europa, ^{Historia.} sobre las que hayan recaído tantas hipótesis respecto a la acción de los fenómenos de metamorfismo, como la Serranía de Ronda.

Los primeros geólogos que la estudiaron, Ezquerro, Álvarez de Linera y Scharemborg, explicaban por la acción de aquéllos la formación de la mayor parte de las rocas, y aun la peculiar estructura orográfica de la región; pero como sus descripciones son sucintas, no podemos saber concretamente los fundamentos en que basaban sus asertos.

Mac-Pherson y Orueta Aguirre fueron más explícitos sobre este tan interesante punto. Daban ambos grande importancia a la acción metamórfica en general, y especialmente a la originada por las erupciones peridóticas. Y era natural que así fuese, dada la corriente científica que en aquella época imperaba en Europa sobre esta acción (1). Empezaban por decir que las grandes masas de dolomía cristalina de Sierra de Mijas, Sierra Blanca y otras eran calizas jurásicas, análogas a las que veían en la parte occidental de la Serranía (Sierra de Libar, Sierra del Pinar, etc.); pero que, por su proximidad a las masas eruptivas, se habían cargado de carbono.

(1) Para más detalles sobre la opinión de estos autores, véanse las notas bibliográficas.

nato de magnesia, transformándose, o en calizas dolomíticas, o en dolomías propiamente dichas, y habían adquirido al mismo tiempo y por la misma causa la textura cristalina que las caracteriza. Ya hemos dicho, al analizar las opiniones de estos autores, que en obras más recientes rectificaron su afirmación, ajustándola a la realidad; pero debemos añadir que ya cuando por primera vez estudiaron la Serranía, observaron en ella algunos hechos que no se compaginaban bien ni con la intensidad ni con la constancia de la acción metamórfica, y esto hubo de sorprenderlos, y así lo dicen, confesando a renglón seguido que no encuentran explicación satisfactoria para tales anomalías.

La más sorprendente para ellos fué la que observaron en el contacto de la masa peridótica principal con las calizas del cerro de las Plazoleas o Torrecilla. Tanto Mac-Pherson como Orueta consideraban a estas calizas como jurásicas: de la misma edad, por consiguiente, que las dolomías de Sierra Blanca y Sierra de Mijas; y, sin embargo, veían que las tales calizas no tenían textura cristalina ni eran magnesianas, sino en el contacto mismo de la roca eruptiva; y como ellos pensaban que esta última era postcretácea, no podían explicarse cómo había originado modificaciones tan profundas en las Sierras de Mijas y Blanca, y tan insignificantes, en cambio, en las calizas de la Torrecilla.

A los gneises y pizarras cristalinas del valle del Genal, del río de las Cañas y de la faja costera, entre Estepona y el arroyo de la Miel, los llaman en sus citadas obras "esquitos metamórficos", creyéndolos transformados en tales por la acción de la roca eruptiva.

Por último, a los grandes rasgos tectónicos del país, a la gran falla de los valles Genal y Turón, a la plegadura uniforme Nordeste-Suroeste de los estratos de la formación secundaria y a la desigual estructura de las dos regiones en que se divide la Serranía, los consideraban como otros tantos efectos del empuje lateral originado por la emergencia de la enorme masa eruptiva, cuya orientación coincide, efectivamente, con la de los grandes pliegues y fallas de la Serranía; pero no es la *causa determinante* de ellos, sino, por el con-

trario, *la consecuencia*, como más adelante veremos, de los grandes fenómenos tectónicos de la región.

Los geólogos de la Comisión francesa señalan, por el contrario, la sorpresa que les han producido los escasos efectos de acciones metamórficas de contacto que han tenido ocasión de observar. Los enumeran someramente, y hacen constar lo poco que se extienden dichos efectos a partir de la línea de contacto. En cuanto a modificaciones de carácter tectónico, no mencionan ninguna (1).

Los geólogos italianos (2) combaten la opinión de Mac-Pherson sobre los efectos intensos de la erupción, y emiten sobre el origen de ésta la hipótesis que ya hemos discutido en el capítulo *Rocas hipogénicas*. No describen ninguna roca de contacto.

En la actualidad las ideas científicas sobre el metamorfismo originado por las rocas hipogénicas han cambiado en dos sentidos de como eran cuando Mac-Pherson y Orueta publicaron sus primeros libros. Observaciones sistemáticamente repetidas y multitud de hechos comprobados han venido a demostrar que el efecto tectónico de las erupciones se había exagerado mucho, y que, en la mayoría de los casos, lo que se tomaba como causa, era en realidad efecto; esto es, las rocas eruptivas se elevan a través de la corteza terrestre por soluciones de continuidad, por fracturas y, en general, por zonas de menor resistencia preexistentes a la erupción y originadas por causas tectónicas de otra índole, como son la contracción general que por el enfriamiento sufre la Tierra, la formación de geosinclinales y la de cavidades originadas por la desigual flexibilidad de las rocas que integran la corteza de nuestro planeta. Las erupciones ocurren, pues, donde deben ocurrir y siguen una ruta que, por decirlo así, les ha sido trazada de antemano. Influyen después a su vez en la configuración orográfica, bien porque, una vez consolidadas, sean más resistentes que las rocas que las rodean, y los movimientos posteriores de la corteza terrestre, plegaduras, fallas y otros,

Opiniones
modernas
sobre el me-
tamorfismo.

(1) *Mission d'Andalousie*, pág. 217.

(2) Señores Taramelli y Mercalli. (Véanse las notas bibliográficas.)

se supediten parcialmente a esta mayor resistencia, bien porque sean más fácilmente denudables por los agentes atmosféricos que las demás formaciones de la región, o bien porque lo sean menos. Todo esto puede influir un tanto en el relieve orográfico y aun en el carácter tectónico de una parte, nunca muy grande, de la superficie terrestre. Ya hemos consignado varias veces que esto sucede, efectivamente, en la región que describimos. Pero de esto a hacer de las erupciones la causa dominante de la configuración geológica de un país o de una región, hay mucha distancia, y la demostración de este aserto ha sido precisamente una de las mayores conquistas de la geología moderna.

El papel que en el relieve de la Serranía haya podido desempeñar la gran erupción peridótica que en ella existe, lo hemos visto descrito en parte al ocuparnos de esta erupción (1), y lo detallaremos más al tratar de la tectónica y la historia geológica del país. Pero, aparte de estos efectos, hay otros de cuya descripción va a ser objeto el presente capítulo. Son los que los autores de geología y petrografía agrupan bajo el título *metamorfismo de contacto*; esto es, el producido por el contacto directo de los magmas fundidos a alta temperatura con las rocas ya existentes, y la alteración que originan al atravesar a estas rocas las soluciones y los vapores a alta temperatura y a gran presión que se escapan de los magmas subterráneos. Esta clase de metamorfismo es frecuente en la región que estudiamos, como no podía menos de suceder, dada la importancia de las erupciones en ella. Y en esto nos permitimos diferir un tanto del parecer de los geólogos de la Comisión francesa, que, salvo en el curioso manchón del Juanar, parecen dar poca importancia a estos fenómenos, pues se limitan a describir someramente algunos efectos locales, y afirman, como ya dijimos antes, que la erupción peridótica sólo origina un metamorfismo de contacto muy débil.

* * *

(1) Véase el capítulo *Rocas hipogénicas*.

El metamorfismo de contacto en la Serranía de Ronda afecta dos formas, las habituales en toda región eruptiva: son las llamadas *exomorfismo* y *endomorfismo*. Se entiende por exomorfismo la alteración que sufren las rocas atravesadas por el magma eruptivo o en contacto con éste. Endomorfismo es la alteración que sufre a su vez la roca eruptiva al ponerse en contacto con otra preexistente. Dicho se está que ambos fenómenos van aparejados, pues no se concibe la existencia del uno sin el otro; pero puede suceder que sus efectos sean desiguales, como sucede en la Serranía, donde el exomorfismo es mucho más intenso que el endomorfismo.

Para estudiarlos ordenadamente, podemos dividirlos del siguiente modo:

- 1.º Metamorfismo entre las peridotitas y los gneises y micacitas estratocristalinos.
- 2.º Metamorfismo entre las peridotitas y las dolomías estratocristalinas.
- 3.º Anfibolitas metamórficas.
- 4.º Metamorfismo entre las peridotitas y las pizarras y calizas cambrianas.
- 5.º Metamorfismo entre los filones de granulita y las rocas que atraviesan.
- 6.º Metamorfismo entre los filones de dioritas y las rocas que atraviesan.

Bajo la palabra genérica "metamorfismo," agrupamos las dos clases de éste, exomorfismo y endomorfismo, que describiremos al mismo tiempo dentro de cada epígrafe.

METAMORFISMO ENTRE LAS PERIDOTITAS Y LOS GNEISES Y MICACITAS ESTRATOCRISTALINOS

Si se examina el mapa geológico que acompaña a este libro, se verá que la mayor parte de la caja de las erupciones peridóticas está formada por gneises y micacitas. Natural es, por tanto, que el metamorfismo que vamos a describir sea el más extenso y el más fácil de estudiar, por la frecuencia con que se encuentran rocas originadas por él.

Sus efectos se notan invariablemente en toda la línea de

Formas del metamorfismo de contacto.

Caracteres de conjunto.

contacto entre la roca eruptiva y su caja; se extienden a una y otra parte de aquél a distancias variables, que nunca bajan de 50 metros y rara vez exceden de 200, y se acentúan considerablemente en los islotes gnéisicos empotrados entre las peridotitas, tan frecuentes y tan extensos en la vertiente Sur de la masa principal.

El efecto de las peridotitas sobre los gneises (exomorfismo) puede sintetizarse diciendo que tienden a cargarlos de minerales varios y a alterar y descomponer los feldespatos. Tienden también a hacer confusa la estratificación, si bien este efecto depende muchas veces de que el gneis, al perder dureza, rellena con sus detritus los planos de estratificación y los de las diaclasas; pero, en cambio, otras ocurre que los minerales nuevamente formados se entrelazan con los ya existentes y alteran un tanto la esquistosidad propia del gneis. En las micacitas sucede lo mismo que en éstos, salvo, naturalmente, lo relativo al feldespato.

La acción de las rocas de la caja sobre las peridotitas (endomorfismo) se traduce por una disminución de la basicidad. Las noritas metamórficas, descritas al final del capítulo *Rocas eruptivas*, nos parecen ser resultantes de reacciones entre los minerales propios de las noritas normales y los del gneis. En algunos parajes (Guadalmansa, Sierra de Aguas, río de Ojén y otros) hemos visto, en el contacto mismo, peridotitas con algún que otro cristal de feldespato plagioclasa, que es muy probable proceda de la acción endomórfica. Debemos consignar, sin embargo, que estas rocas son raras y accidentales, y que lo más frecuente es que las peridotitas estén inalteradas aun en el contacto mismo, y que, en cambio, los gneises estén seriamente influidos por ellas.

Otro efecto del endomorfismo es esa a modo de estratificación que se observa en las peridotitas de ciertos parajes en su contacto con los gneises o cerca de él. La subida desde el puerto del Estercal al de la Laguna, en la cuenca superior del río Almarçal, muestra un excelente ejemplo de esta pseudoestratificación. Las peridotitas se presentan allí en capas de 0,10 a 0,30 metros de espesor, perfectamente paralelas, con un constante buzamiento de 40 a 60 grados hacia el Nor-

oeste, o sea hacia el contacto, buzamiento que coincide con el general de las capas gnéisicas de la región. A medida que se sube al puerto de la Laguna, la pseudoestratificación va desvaneciéndose, y desaparece del todo en el puerto mismo, volviendo a tomar la roca su aspecto macizo habitual.

Los tipos de rocas exomórficas que merecen describirse son: el *gneis granatífero*, el *gneis con andalucita* y otro que nos hemos atrevido a bautizar con el nombre de *gneis tosado* por sus especiales caracteres.

Gneis granatífero.—Esta roca, característica del contacto con las peridotitas, se distingue en seguida por los bellísimos granates de color rojo vinoso y de gran brillo empotrados entre los elementos habituales del gneis, y que algunas veces miden hasta dos y más centímetros de diámetro. Están estos granates casi siempre muy puros y con fracturas limpias; pero otras veces se vuelven terrosos y blandos, perdiendo su color habitual y tomando el amarillo rojizo. Suele coincidir esto con la caolinización de los feldespatos, y entonces la roca pierde dureza y se desmenuza en trozos pequeños y en polvo con suma facilidad. En cualquier parte del contacto pueden recogerse ejemplares de gneis granatífero; pero tal vez los mejores parajes sean el río de Ojén y la vertiente Norte de las Chapas de Marbella, que caen hacia él. Lavando arenas de este río, es fácil recoger bastantes granates con su forma cristalina característica, que es aquí el dodecaedro romboidal.

Examinada esta roca al microscopio (lám. XIV, figs. 1.^a y 2.^a), se ve que el cuarzo no ha sufrido alteración; que sus caracteres y su forma son los habituales en los gneises. Los feldespatos, cuando la roca procede de cierta distancia del contacto, están también inalterados; pero en el contacto mismo, o cerca de él, se cargan de moscas de muscovita y se transforman más o menos en caolín, perdiendo transparencia y tomando un color amarillo ocre claro (fig. 2.^a).

El granate aparece unas veces con sus contornos rectilíneos, y otras con los bordes más o menos corroídos (figs. 1.^a y 2.^a), demostrando que ha habido reacción entre él y los minerales que lo rodean. Ya hemos descrito un fenómeno semejante (lám. XIV, fig. 3.^a) en los gabros con granates; pero

Caracteres
macroscópicos.

Caracteres
microscópicos.

como aquí se trata de otra variedad de granates, y como la epigenesis se verifica de otro modo y origina minerales distintos, vamos a hacer descripción separada de uno y otra.

La variedad de granate de los gneises es la llamada *almandina*, $\text{Fe}^3\text{Al}^2(\text{SiO}^4)_3$, por más que el análisis químico da siempre indicios de magnesia, y esto nos llevaría a considerarlo como *piropo*, a no ser por ciertos caracteres que lo diferencian del de los gabros. Son estos caracteres los siguientes:

El color más oscuro, más pardo que el del piropo. Es, además, menos transparente, y se vuelve opaco y terroso con más facilidad que éste.

La predominancia del dodecaedro romboidal como forma cristalina. La abundancia de las inclusiones.

A pesar de esto, y a pesar también de que los geólogos franceses y Mac-Pherson lo llaman *almandina*, le damos este nombre con cierta reserva. Sólo un minucioso análisis químico pudiera resolver la duda, y no hemos tenido hasta ahora ocasión de hacerlo.

Este mineral es de segunda formación en estos gneises, y lo prueba el sinnúmero de inclusiones que contiene de los minerales preexistentes; sobre todo, del feldespato. Estas inclusiones son redondeadas u ovals, rara vez terminadas por líneas rectas, lo que prueba que ha habido corrosión y asimilación mutua entre la inclusión y el granate. (Lám. XIV, figura 1.^a)

La epigenesis de que hemos hablado se verifica constantemente de fuera adentro. Se forma primero una envolvente de feldespato con sus cristales aciculares orientados normalmente a la superficie de contacto, y a veces bastante largos. Detrás de esta envolvente se aglomeran las laminillas de mica del gneis, que también están siempre más o menos epigenizadas. Este primer estado se ve en la lámina XIV, figura 1.^a

La figura 2.^a muestra otro más avanzado. El feldespato se ha descompuesto en caolín, muscovita y clorita, y esta descomposición penetra hasta las inclusiones que hay dentro del granate. Detrás de la zona feldespática, y en contacto con la mica, se forman en abundancia silicatos complejos del grupo

Almandina.—
Caracteres.

Epigenesis.

de las escapolitas, especialmente *wernerita*. Bastante frecuentes son también las laminillas de clorita azul y algunos granos pequeños de epidoto. En la lámina XIV, figura 2.^a, se ve un haz de escapolita con pequeños granos en su extremo del mineral que nos parece epidoto, pero que no es posible determinar bien por su escasez y por estar muy mezclado con los demás. Esta figura es un buen ejemplo del aspecto que más frecuentemente tiene esta epigenesis.

El último estado es cuando el trozo de granate ha desaparecido por completo, quedando en su lugar una mancha de feldespato caolinizado mezclado con clorita y rodeado de una aureola de escapolita, epidoto, muscovita y clorita, semejante a la de la figura 2.^a

Es frecuente ver todos los estados de epigenesis en una misma preparación, sobre todo si ésta corresponde a una roca en la que los granates sean algo opacos a simple vista, indicando con esto que la acción metamórfica se ha prolongado largo tiempo.

Gneis con andalucita.—Está caracterizado por la abundancia de la andalucita, por más que este mineral aparece siempre en proporción mayor o menor en el contacto con las peridotitas, y casi siempre asociado al granate de los que hemos llamado gneises granatíferos. Pero hay gneises en que la proporción de andalucita es tal, que viene a ser el mineral dominante; y como al aumentar la proporción de ella disminuye la de granates, y éstos disminuyen a su vez de tamaño, resulta una roca de aspecto y textura *sui generis*, que se distingue fácilmente de la anterior.

El carácter que resalta sobre todos es el color rosado, salpicado de manchas blancas, y la textura uniformemente granuda, que contrasta con la porfiroide del gneis granatífero; y esto depende de que los trozos de andalucita son de tamaño uniforme e igual, aproximadamente, al de los feldespatos, con los cuales se mezclan. La roca es dura y tenaz, y no se descompone con facilidad. Se encuentra en todos los contactos, asociada a la granatífera, y a veces también al gneis tostado. En las Chapas de Marbella, en el río Verde y en las vertientes orientales de Sierra de Aguas es muy abundante.

Caracteres
macroscópicos.



La andalucita, si bien se encuentra en los gneises metamórficos, parece como si se originase mejor en las micacitas, en las que, en cambio, es más raro el granate. Puede asegurarse que en todos los parajes donde estas rocas forman la caja de la erupción peridótica, es la andalucita el mineral dominante en ellas.

Andalucita.—Silicato de alúmina, cuya fórmula es Al_2SiO_5 . **Composición y caracteres.** Cristaliza en el sistema ortorrómbico.

Es fácil aislar trozos de andalucita, bien lavando arenas en sitios próximos a los contactos, bien triturando rocas que la contengan y empleando líquidos densos, porque su densidad, 3,2, es sensiblemente mayor que la del cuarzo y los feldspatos asociados a ella.

Los trozos de andalucita son de color rosa claro, casi siempre alargados según el eje del prisma, rayando a los feldspatos, y aun al cuarzo algunas veces, pues su dureza está comprendida entre 7 y 7,5 de la escala de Mohs. Es fácil encontrarlos terminados por las caras *p* y *mm*, y aun ver con el microscopio biocular las trazas finas y rectilíneas de los cruceros paralelos a estas últimas.

En sección delgada la andalucita es incolora; pero se distingue en seguida por el dicroísmo que rara vez falta en ella. Cuando el plano de vibración de la luz coincide con el eje vertical, el color es rosa claro; cuando es perpendicular a dicho eje, el color es blanco lechoso. Sucede muchas veces en la andalucita de la Serranía que no todo el cristal es policróico, y si sólo una parte de él; que unas veces es uno de sus extremos, y otras una mancha de contornos irregulares situada próximamente en el centro. En las secciones basales, que se distinguen por el enrejado de mallas muy pequeñas que forman los cruceros, el dicroísmo es apenas perceptible.

El índice de refracción máximo que hemos medido ha sido 1,65. Es un poco mayor que el del cuarzo y el feldspato, y da al mineral mayor relieve que el de éstos, lo cual es también un buen carácter para distinguirla a primera vista y sin tener que apelar al método de Becke. La forma casi siempre alargada de los cristales la diferencia también de los

trozos cortos de ortosa y oligoclasa y de los granos irregulares del cuarzo.

La birrefracción máxima medida ha sido 0,012, que, como se ve, es débil. Los colores de polarización son grises o, a lo sumo, ligeramente amarillos. En este respecto, es fácil confundirla con la ortosa.

Los ejes ópticos están situados en un plano paralelo a la braquipinacoides g^1 (010), y la bisectriz aguda coincide con el eje vertical. El ángulo de los ejes ópticos, medido por varios métodos, es de 82 grados. La bisectriz aguda es negativa, y por esto lo es también la dirección de alargamiento de los cristales, que ya hemos dicho se verifica en sentido del eje vertical, o sea en el de la bisectriz aguda.

En las secciones longitudinales la extinción es paralela a las caras del prisma (si son visibles), o a las trazas de los cruceros. En las secciones basales las direcciones de extinción bisectan a los ángulos del enrejado de mallas casi cuadradas que forman los cruceros. En estas secciones se ven buenas imágenes con luz convergente.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron señalan la frecuente presencia de anomalías ópticas en las secciones h^1 perpendiculares a la bisectriz obtusa positiva (1). Consisten estas anomalías en que la extinción no es simultánea en todo el cristal, sino que éste aparece dividido en zonas o individuos cristalinos terminados por líneas bastante rectas que coinciden con la arista h^1g^1 . El ángulo entre las extinciones extremas no pasa de algunos grados. Esta anomalía, que recuerda a la de la calcedonia, no puede explicarse por las maclas según *m* señaladas por M. Iremeieff, porque las caras h^1 de los varios individuos yuxtapuestos son sensiblemente paralelas entre sí.

Hemos estudiado detenidamente estas anomalías ópticas, y hemos visto comprobado parte de lo que afirman los petrógrafos franceses. Pero hay dos hechos que tal vez convenga tener en cuenta al tratar de explicar la causa de dichas anomalías. El primero, que si bien lo más frecuente es que las

**Andalucita.
Birrefrac-
ción.**

**Ejes ópticos.
Signo.**

Extinción.

**Anomalías
ópticas.**

**Caracteres
microscópi-
cos.**

Índice.

(1) *Mission d'Andalousie*, pág. 196. Los autores, siguiendo la costumbre ya criticada por nosotros, llaman a esta bisectriz *normal óptica*.

desiguales extinciones estén separadas por líneas rectas paralelas al alargamiento del trozo, sucede a veces, sin embargo, que la separación es una línea quebrada o mixta que encierra un espacio extinguido de forma irregular; y como esto se repite varias veces dentro de un mismo trozo, la extinción, más que la de una serie de maclas, recuerda a la de mosaico o agregado, tan frecuente en el cuarzo. El otro hecho es que estas anomalías de la extinción coinciden casi invariablemente con otras en el dicroísmo; esto es, que si en un trozo aparece una mancha que se extingue a diferente ángulo que el resto, quitando el analizador, se ve que dicha mancha es dicroica, y el resto del trozo no lo es, o lo es apenas. Ha habido, pues, una modificación íntima en el cristal cuya explicación no debe buscarse en una macla, sino más bien en una alteración de la composición química, en una epigenesis incipiente que afecta simultáneamente a las dos propiedades ópticas enunciadas.

Son muy frecuentes en la andalucita, sobre todo en la de las micacitas, las inclusiones carbonosas negras, que unas veces afectan disposición un tanto radial, y otras se reparten irregularmente por la superficie del trozo entero. Cuando estas inclusiones son tan numerosas que casi berran los caracteres ópticos, la andalucita recibe el nombre de *chiastolita* o *macla*. Esta variedad es muy frecuente en las micacitas de la caja de la masa eruptiva de Sierra de Aguas.

Gneis tostado.—Representa esta roca, a nuestro juicio, el estado más avanzado de exomorfismo en los gneises; y nos basamos al emitir esta opinión, no sólo en el aspecto y composición petrográfica de la roca, sino también en su situación respecto a las masas eruptivas, que es siempre, o el contacto mismo cuando se trata de la caja, o la base de los lentejones de gneis que recubren a las peridotitas en algunos sitios, y que tan frecuentes son en la vertiente Sur de la masa principal.

Esta roca apenas conserva su textura gnéssica. Más bien parece un pórfido, y por tal la hemos tomado en nuestro primer reconocimiento, cuando aun no la habíamos examinado con el microscopio. Se compone de una pasta finamente granulada, terrosa, sin brillo o con muy poco brillo, que de trecho en trecho engloba grandes aglomeraciones cristalinas de fel-

Andalucita.
Variedad
chiastolita.

Caracteres
macrográ-
ficos.

despato, también parcialmente descompuesto (1). El color de la pasta es gris amarillento, salpicado de diminutos puntos micáceos; y el de las aglomeraciones feldespáticas, un amarillo claro o un blanco lechoso. La roca es bastante blanda, y resulta fácil aislar con el martillo a las aglomeraciones para poder estudiarlas aparte.

La pasta (lám. VI, fig. 4.^a), examinada al microscopio, se muestra compuesta de una masa homogénea de feldespato caolinizado, cubierto de moscas de muscovita, y englobados en ella los trozos irregulares de cuarzo del primitivo gneis, a más de algunas laminillas de biotita, también restos de la de aquél, parcialmente transformados en muscovita y en clorita. Entre este conjunto se ven a veces partículas de minerales varios, entre los que hemos podido identificar escapolita, epidoto, y tal vez difiro. Hay siempre indicios de haber existido granates; pero nunca se encuentran éstos puros, sino epigenizados en feldespatos secundarios, caolín y los demás minerales ya descritos al tratar de los gneises granatíferos y de su epigenesis.

Todos estos signos indican un exomorfismo enérgico y muy avanzado, y, como hemos dicho antes, la posición estratigráfica de la roca concuerda con esto mismo. Si se estudia en detalle uno de los lentejones de gneis de la vertiente Sur, por ejemplo, los de las laderas del río Guadalmina o del Guadaiza, se ve que en la base del lentejón, en su contacto mismo con la roca eruptiva, se encuentra invariablemente el gneis tostado tal y como lo hemos descrito. A medida que se asciende en la serie, alejándonos del contacto, va perdiendo la roca su aspecto especial, va tomando textura gnéssica, y van apareciendo granates, turbios y descompuestos al principio, limpios y transparentes después. Si el lentejón es un poco grueso, las rocas superiores de él son ya gneises con cordierita francos.

El estudio de los nódulos de feldespato muestra una particularidad muy curiosa. Eligiendo algunos en los que la ortosa no está muy caolinizada, de modo que puedan estudiarse

(1) Al bajar de Tolox al río Alfraguara hay bancos de esta roca lavados por el río, tan característicos por su aspecto, que cuesta trabajo convencerse de que no sean pórfidos.

Gneis tostado.—Caracteres microscópicos.

Caracteres de los lentejones.

Deformación óptica de la ortosa.

sus caracteres ópticos, se ve que esta ortosa está *deformada*; esto es, que sus ejes ópticos están contenidos en el plano g^1 , en vez de estarlo en un plano próximo a p , como sucede en la *ortosa normal*. Sabido es que si se eleva progresivamente la temperatura de un cristal de ortosa normal, el ángulo de sus ejes ópticos va disminuyendo, sin que dichos ejes salgan del plano próximo a la base que los contiene. Llega un momento en que los ejes se juntan, se confunden en uno solo, y el cristal biáxico se transforma en uniáxico. Si se sigue elevando la temperatura, los ejes vuelven a separarse, pero situándose en el plano g^1 ; el ángulo va aumentando, y llega a un máximo de 62 a 64 grados. Si la temperatura no ha excedido de 1.000 grados (1) y se deja enfriar el cristal, las cosas se rehacen en sentido inverso, y aquél vuelve a tener sus propiedades normales; pero si la temperatura ha excedido de dicho límite, los ejes siguen en el plano g^1 , y el cristal queda convertido definitivamente en *ortosa deformada*.

Esto ocurre con la ortosa del gneis tostado. Es deformada, sus ejes están en g^1 , y su ángulo es de 60 a 62 grados, según nuestras medidas. Resulta, pues, que esta roca ha estado sometida a temperaturas relativamente elevadas; y para poder tener una idea aproximada de cuáles hayan podido ser éstas, hemos calentado en una mufla trozos de ortosa normal del gneis de la Serranía, midiendo los grados con un pirómetro Lechatelier, y hemos obtenido la deformación hacia los 850 grados. Ésta ha sido, pues, *por lo menos*, la temperatura que ha sufrido la roca en el contacto con las peridotitas; y decimos *por lo menos*, porque lógicamente debe suponerse que a medida que la distancia al contacto aumenta, la temperatura debe decrecer; y, sin embargo, la ortosa del gneis tostado está deformada hasta bastante lejos de dicho contacto. En éste, pues, debe de haber sido mayor de los 850 grados que como mínimo exige la deformación.

Si se comparan las ortosas de los gneises de los lentejones apoyados de plano sobre las peridotitas, que son casi

(1) Este límite oscila entre 400 y 1.000 grados, según las variedades. La cifra 1.000 grados es un máximo, por consiguiente.

todos los de la vertiente Sur, con las de los gneises de la caja que bordea esta masa y las demás, se ve que la deformación se extiende a mucho mayor distancia en las primeras que en las segundas; y lo mismo sucede, como ya dijimos, con los demás efectos del exomorfismo. Ahora bien: como por ley física la temperatura debe transmitirse mejor y más lejos de abajo arriba, esto es, a través de las rocas que cubren una masa eruptiva que lateralmente, o sea a través de las que la bordean por sus costados, parece lógico deducir que los tales lentejones son restos de la bóveda primitiva del batolito, y que, por serlo, han sufrido el máximo de la acción exomórfica. Por otra parte, también concurren a demostrar lo mismo las demás alteraciones exomórficas, que son más intensas en los lentejones que en los contactos laterales, y se extienden en los primeros hasta espesores bastante mayores.

Esta transformación de la ortosa nos ha inducido a llamar a esta roca *gneis tostado*, queriendo recordar con este nombre la causa que ha producido dicha transformación. No excluye ésta la acción de los gases y vapores a alta temperatura que todo parece indicar han contribuido con el calor a las alteraciones que hemos descrito.

El gneis tostado da por denudación una tierra muy rica en alúmina, y, por consiguiente, muy fértil. Los habitantes de la Serranía, sin ser geólogos, vieron esto de antiguo, y han aprovechado los lentejones gnéisicos repartidos sobre las peridotitas para plantar en ellos el árbol más estimado en el país, el alcornoque, cuyo corcho y cuyas bellotas dan pingües rendimientos. Y como las peridotitas no producen más que pinos, y el contraste entre este árbol y el otro es grande, la presencia del gneis tostado se señala desde lejos por la diferencia de vegetación.

Tierra que produce el gneis tostado.

METAMORFISMO ENTRE LAS PERIDOTITAS Y LAS DOLOMIAS ESTRATOCRISTALINAS

El exomorfismo en estas rocas es el más interesante y digno de estudio en esta región; y no por su magnitud superficial, pues se localiza en zonas relativamente reducidas, sino

Situación de las dolomías metamórficas.

por las raras y complicadas rocas que origina y por algunas particularidades extrañas, difíciles de explicar, que se observan en él. Respecto a su situación, puede decirse que la única localidad en que ocurre es en Sierra Blanca; pues si bien es cierto que en el puerto de Gómez, en el contacto de las dolomías de Sierra de Mijas con el extremo de la masa peridótica de la Alpujata, se encuentran algunas rocas con indicios de metamorfismo, son éstos tan débiles, que cuesta trabajo decidir si se trata de verdaderas rocas metamórficas o de anfibolitas con algunos minerales accesorios. En los demás asomos dolomíticos en contacto con las peridotitas, y en las calizas en igual situación, el único efecto de exomorfismo que se nota es el de acentuarse la proporción en magnesia; y aun este efecto es bastante débil, y cesa a los pocos metros del contacto. Buenos ejemplos de esto son: Sierra Gorda, al Este de Coin, donde existe un asomo peridótico rodeado de dolomías; las vertientes del Guadaiza, con sus pequeños manchones dolomíticos envueltos por la gran masa peridótica; y los llamados Llanos de la Plata, cerca de Coin, donde también hay una línea larga de contacto entre ambas rocas. En todos ellos el exomorfismo es nulo o casi nulo.

Muy otro es el caso de Sierra Blanca, y por lo mismo merece la pena de estudiarlo con atención. Casi en el centro de esta sierra, y a una cota que se aproxima a 1.000 metros, existe un a modo de circo o cubeta, de fondo casi plano, de unos dos kilómetros de longitud por uno de anchura, rodeado de altos picachos dolomíticos, que se llama el "Llano," o los "Llanos del Juanar,". Lo primero que llama la atención al llegar a estos llanos, es el contraste entre la vegetación de la parte plana, cubierta por un frondoso olivar, y la total desnudez de los cerros que la rodean. Sorprende después la diferencia de color y de textura de las rocas del fondo y las de las paredes del circo, pues las primeras son de un color pardo rojizo muy oscuro, pizarreñas, deleznable, y dando al desmenuzarse una tierra vegetal muy fértil y de espesor grande, puesto que crecen en ella olivos centenarios cuyas raíces alcanzan profundidades de tres y más metros; y, en cambio, las de las paredes son dolomías blancas, cristalinas, difícilmente

Sierra Blanca.—Juanar.

denudables, y desnudas de árboles. El contraste, pues, no puede ser mayor.

El primero que habló de estos curiosos contrastes fué Orueta Aguirre en su bosquejo de la Serranía (1). Ya Mac-Pherson había clasificado antes a estas rocas del Juanar como "esquistos metamórficos," considerándolas análogas a las del valle del Genal y a tantas otras de las formaciones antiguas. Orueta Aguirre es de la misma opinión; pero hace notar la dificultad de explicarse allí la presencia de estos esquistos y el aspecto extraño de las rocas, que no se parecen a las habituales cambrianas.

Más adelante, Mac-Pherson, en su libro descriptivo de rocas de la Serranía (2), estudia con minuciosidad una de las de los Llanos del Juanar, la *esteatita*, y describe con gran acierto sus diversos componentes; entre otros, los curiosos cristales maclados de rutilo que tanto abundan en ella. Pero sigue creyendo que se trata de "pizarras micáceas inferiores a las dolomías cristalinas," que afloran allí en virtud del gran pliegue de la formación, cuyo eje anticlinal pasa precisamente por este paraje, en opinión de este autor, y en la de Orueta Aguirre también (3).

La verdadera naturaleza de estas curiosísimas rocas del Juanar, su composición petrográfica y su origen metamórfico son otros tantos interesantes datos aportados a la geología española por los Sres. Michel Levy y Bergeron, que en su obra varias veces citada les dedican una descripción bastante extensa (ob. cit., págs. 184 a 190). Asimilan la asociación mineralógica de las rocas del Juanar a la de Pargas (Finlandia), y estudian uno a uno los minerales que la componen, asignándoles un origen metamórfico, aun cuando no explican su causa.

Lo extraño de este manchón metamórfico en el centro de

(1) *Bosquejo geológico de la parte Suroeste de la provincia de Málaga.* (Véanse las notas bibliográficas.)

(2) *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda; 1879.* (Véanse las notas bibliográficas.)

(3) En el corte geológico de Sierra Blanca que acompaña a la obra de este autor, está representado este pliegue.

una sierra de dolomía pura, la complicada composición mineralógica de sus rocas y la resonancia que tuvieron en el Extranjero las descripciones de los geólogos franceses, fueron otros tantos motivos que nos llevaron a estudiar con atención y minuciosidad este exomorfismo de las dolomías cristalinas, que, como ya hemos dicho, aparece aislado, lejos del contacto inmediato entre peridotitas y dolomías (1), y dándose el caso anómalo de que precisamente en los contactos las acciones metamórficas entre una y otra roca sean muy débiles.

Lo primero que sugieren estas anomalías es preguntarse: ¿Son, efectivamente, metamórficas estas rocas? Caso que lo sean, ¿qué agente ha producido su metamorfismo?

A la primera pregunta podemos contestar afirmativamente y con certeza, porque, por fortuna, las rocas del Juanar son un muestrario completo de todos los tránsitos imaginables entre las dolomías cristalinas puras, que bordean al fondo de la depresión, y el talco puro o casi puro, última etapa en este caso de la acción metamórfica. Hay ejemplares de dolomía con sólo algunos granos de los minerales aportados; otros en que aquélla y éstos están en proporciones iguales; y en todos ellos sólo queda algún que otro cristal de dolomía; y en todos ellos se ven palpablemente las reacciones mutuas, las epigenesis y la transformación de unos minerales en otros. Puede, pues, afirmarse que en una gran masa de dolomía cristalina preexistente ha venido una causa posterior a originar las rocas del Juanar, parte a expensas de la dolomía misma, parte con el aporte de elementos nuevos que han formado minerales también nuevos.

La segunda pregunta, sobre cuál haya sido la causa de este fenómeno, no es ya tan fácil de contestar. Hay, sin embargo, hechos suficientes en que basar la hipótesis de atribuir esta causa a la erupción peridótica, o, dicho con más precisión, a agentes mineralizadores emanados de ella. Examinemos estos hechos. El más demostrativo nos lo da la composición mineralógica de las rocas metamórficas del Juanar.

(1) Véase el mapa geológico, donde este asomo se marca *Edm* y con color rosa subido, en el centro casi de la masa dolomítica de Sierra Blanca.

Dolomías del Juanar. -- Su origen metamórfico.

Origen.

Las humitas, la pargasita, el pleonasto y el olivino (encontrado por nosotros en ellas) son minerales ferromagnesianos, que es difícil concebir emanen de magmas que no sean peridóticos; máxime no habiendo en la región, como no hay, asomos eruptivos similares a éstos, que pudieran haberlos originado. El segundo hecho nos lo aporta el estudio detallado de Sierra Blanca. Recorriendo sus cumbres en excursiones radiales partiendo del Juanar, se ve que el asomo de este paraje, si bien es el más extenso de la Sierra, no es el único, sin embargo. Pasando el puerto de Juan de la Graja, entre el Juanar y el cerro de Lastonar, se encuentra otro asomo elíptico de rocas metamórficas exactamente iguales a las del Juanar (1), y después, y de trecho en trecho, otros más pequeños, alineados todos de Oestenoeste a Estesureste. En la subida desde Ojén al Juanar, y en el trayecto desde la mina de magnetita de *El Peñoncillo* a Ojén, se ven también asomos de las mismas rocas; y examinando al microscopio preparaciones de la dolomía contigua a ellos, y que a simple vista parece pura, se ve que no lo es, que siempre contiene algunos granos de los minerales metamórficos ya citados. En la subida desde la mina de *El Peñoncillo* al Juanar, a través de la sierra, se cortan también asomos como los anteriores. En cambio, si se sube al Juanar directamente por el Sur desde Marbella, o directamente por el Norte desde el camino de Istán a Monda, no se encuentra ninguna roca metamórfica hasta el Juanar mismo; todo el recorrido se hace sobre dolomía pura. Reuniendo, pues, estos datos, se ve que el metamorfismo no se localiza en un punto central de la sierra (Llanos del Juanar), sino que se distribuye a lo largo de una zona no muy ancha, orientada de Oestenoeste a Estesureste, que atraviesa casi toda la montaña, desde Ojén mismo hasta cerca de Istán. Ahora bien: examinando el mapa, se ve que esta línea *es la distancia más corta entre las dos mayores masas peridóticas de la Serranía*: la masa que hemos llamado principal y la Sierra de la Alpujata.

(1) Este asomo está indicado en el mapa; los demás no, por ser pequeños y no permitirlo la escala.

Según nuestra hipótesis, estas dos masas eruptivas son continuas en profundidad. La Sierra Blanca sería entonces un enorme resto de la bóveda del batolito eruptivo, análogo, aunque mayor, a los retazos de gneis y dolomías de la vertiente Sur de la masa principal, que a trechos aparecen recubriendo a ésta. La localización de la acción metamórfica en una zona estrecha se explica bien, porque esta zona, como hemos dicho al tratar de la estratigrafía del estratocristalino, coincide con el eje del gran pliegue anticlinal de la costa, que pasa por los Llanos del Juanar, y es, por consiguiente, una línea de menor resistencia, fácilmente susceptible de romperse y de dar paso a los agentes mineralizadores que se desprendan del magma infrayacente. Y sucede entonces lo mismo que hemos visto en los gneises de la bóveda del batolito. La acción de estos mineralizadores se ejerce con excepcional intensidad, por lo mismo que viene de abajo arriba; el metamorfismo es mayor que en los contactos laterales, que en las paredes; se alteran mayores espesores de rocas, y la transformación es más honda.

Tal es nuestra hipótesis, que emitimos con todo género de reservas, y estamos dispuestos a rectificarla en cuanto algún hecho nuevo no se ajuste a ella. Podemos asegurar, sin embargo, que hasta ahora concuerda con todos los observados.

En el puerto de Gómez, en una pequeña zona en que las peridotitas del extremo oriental de la Alpujata están en contacto con las dolomías, se ven algunas de éstas con pargasita y olivino, en asociación que recuerda la de los asomos de Sierra Blanca. Se localizan, sin embargo, en un trecho muy corto, y la acción metamórfica es aquí poco intensa. Lo mismo sucede, como ya hemos dicho, en los demás contactos laterales entre las dos rocas, incluso en el muy largo que hay al Norte de la masa principal, entre la Sierra de Igualeja y la Torrecilla. En la gran masa dolomítica de Sierra de Mijas no existe ningún asomo metamórfico, debido, probablemente, a que bajo ella no hay peridotitas, pues la erupción, dada su forma en este extremo, parece haber hallado un obstáculo al llegar a la gran masa de Sierra de Mijas, y la ha bordeado

Otros asomos de dolomías metamórficas.

por el Sur, según se ve en el mapa, y tal vez también por el Norte, pues aunque el manto plioceno de la Hoya de Málaga cubra a sus asomos, hay, sin embargo, algunos, como el de Sierra Gorda, por ejemplo, que parecen indicarlo así.

El estudio petrográfico de las dolomías metamórficas es de los más interesantes de cuantos ofrece la Serranía; casi comparable al de la serie peridótica misma. Para hacerlo hemos elegido, como era natural, a los Llanos del Juanar, donde la serie se muestra más completa que en parte alguna. Hemos hecho un corte ideal a través de los Llanos, y en dirección Este a Oeste, y hemos tomado muestras de rocas a lo largo de todo este corte, procurando hacerlo a cierta profundidad por medio de calicatas, para obtener ejemplares no alterados por los agentes atmosféricos. Hemos conseguido así una colección de rocas y preparaciones microscópicas que comprende desde las dolomías inalteradas hasta el talco puro, que ya dijimos es la última etapa en el metamorfismo del Juanar. Hemos comparado estas rocas y preparaciones con otras procedentes de los demás asomos de Sierra Blanca, Ojén, mina de *El Peñoncillo* y puerto de Gómez. No nos lisonjamos, sin embargo, de haber hecho un estudio completo. No es fácil una labor como ésta, tratándose de rocas tan complejas y de minerales tan poco conocidos como son algunos de los que las integran. No tendría objeto tampoco tal estudio en un libro de carácter general como es éste (1).

El aspecto externo de las dolomías metamórficas varía mucho, según el grado de metamorfismo que hayan experimentado. Las dolomías ligeramente alteradas se diferencian tan sólo de las normales en que tienen algunos granos rojizos y verdosos repartidos por su superficie. Las rocas en las que ya predominan los minerales extraños sobre la dolomía, son abigarradas, de textura un tanto pizarreña, salpicadas de manchitas amarillas, rojas y verdes. Cuando abunda el talco,

(1) Nos proponemos hacer este estudio algún día. Caso de que tal propósito no se realice, invitamos a los petrógrafos españoles a que lo emprendan, pues tal vez en parte alguna de España encuentren rocas tan dignas de estudio, con tantos minerales raros, y cuya génesis probable lleve consigo problemas tan interesantes de abordar.

Dolomías metamórficas. - Estudio petrográfico.

las laminillas anacaradas de éste cubren parcialmente las superficies de fractura. Son más blandas que la dolomía pura, mucho más deleznable y algo más densas.

Los minerales que los petrógrafos franceses señalan en estas rocas son: pirita, hierro titanado, rutilo, esfena, pargasita, humita, clinohumita, pleonasto, anortita y talco. Enumeramos estos minerales, siguiendo el ejemplo de dichos autores, en el orden de su consolidación, de más antiguo a más moderno; pero entendiéndose bien que la dolomía, anterior a ellos, les ha servido de matriz; que se adaptan todos más o menos a sus contornos, salvo cuando la han corroido, asimilándose en todo o en parte. Los autores franceses señalan también como dudosos dos minerales accesorios, la wollastonita y la idocrasa, difíciles de determinar por su rareza. En las dolomías metamórficas de Ojén han encontrado también la tremolita, y en las de Benalmádena, la picotita.

A la lista anterior podemos añadir el olivino, la magnetita, el difiro y la serpentina, encontrados por nosotros; la clorita, como producto de descomposición del feldespato; la variedad de serpentina metaxita, y la biotita, que hemos visto en algunas de las rocas del Juanar y en casi todas las de la caja de la masa de magnetita de *El Peñoncillo* (1).

Pirita.—Sulfuro de hierro. FeS^2 . Cúbico. Se presenta en estas rocas en granos muy pequeños, en los que rara vez se ven contornos cristalinos. Como es opaca, se confunde con el hierro magnético en las preparaciones en lámina delgada; pero examinando un trocito de roca con el microscopio biocular, se distingue en seguida por su gran brillo metálico, sobre todo en las fracturas, y por su color amarillo dorado característico. De una vez para todas debemos advertir que este mé-

(1) Las láminas XII y XIII enteras y las figuras 3.^a, 5.^a y 6.^a de la lámina XV representan minerales de estas rocas. Una sección a poco aumento está fotografiada en la lámina VI, figura 3.^a; pero en ella no se ven todos los minerales reunidos, porque son tantos, que nunca o rara vez lo están en el campo del microscopio, a menos que no se empleen aumentos muy débiles. Por esto, y por tratarse de minerales interesantes por sí mismos y por su manera de presentarse, hemos preferido fotografiarlos por separado.

Dolomías metamórficas.—Minerales componentes.

todo de examinar trocitos con el microscopio biocular, alumbrándolos con luz refleja, es especialmente útil para el estudio de esta serie de rocas.

Es muy frecuente ver alrededor de los granos de pirita una envoltente amarillenta y amorfa de limonita que tiñe ligeramente a los minerales contiguos.

La pirita de estas rocas no es magnética, y este carácter sirve también para distinguirla y separarla de la magnetita.

Magnetita.—Se presenta en su forma habitual de granos informes, pequeños y muy opacos. Es poco abundante en las dolomías de los Llanos del Juanar, y mucho, por el contrario, en las de la caja de la mina de *El Peñoncillo*. Sin embargo, existe siempre en las primeras, y si se tritura un trozo de roca, pueden separarse con el imán algunos granos de ella.

Ilmenita (hierro titanado).—Tiene por fórmula $(\text{TiFe})^2\text{O}^3$. Romboédrica.

Se presenta en estas rocas en granos, en general mayores que los de pirita y magnetita, rodeados muchas veces de una envoltente de *leucoxena*, procedente de su descomposición. A veces casi todo el grano es de este último mineral, quedando en el centro sólo un pequeño trozo ovalado, negro y opaco de ilmenita. La *leucoxena* es una variedad de esfena, y se distingue en seguida por su color pardo claro, su elevado índice de refracción, que produce un reborde negro alrededor del grano, y sus colores de polarización, irisados y muy vivos. Los caracteres de la esfena, que describimos a continuación, son aplicables a la *leucoxena*, salvo que en ésta suele haber un resto de ilmenita en el centro, como acabamos de decir, y que su color en luz natural es un poco más claro.

Esfena.—Silicotitanato de cal, cuya fórmula es $\text{CaO}(\text{SiO}^2, \text{TiO}^2)$. Este mineral recibe también el nombre de titanita. (Lám. XV, fig. 6.^a [14].)

Cristaliza en el sistema monoclinico. En las dolomías, y también en las anfibolitas metamórficas, se suele ver a veces en forma de cristales apuntados cuya sección es un rombo con los ángulos agudos truncados; pero lo más frecuente es que se presente en agregados de granos irregulares, como el

Magnetita.

Leucoxena.

Composición.

Caracteres cristalográficos.

que se ve en la fotografía. Suelen verse también trazas de sus cruceros según las caras m del prisma.

En luz natural su color es pardo claro, y como su índice es muy alto, el reborde negro de los trozos es muy ancho. En granos de esfena separados de las rocas por medio de líquidos densos, hemos podido medir este índice, y la cifra máxima obtenida ha sido 1,88. El relieve y el achagrinado de la superficie son también muy grandes, sensiblemente mayores que los de la humita y demás minerales que la acompañan, lo cual es también un buen carácter para diferenciarla rápidamente.

La esfena de estas rocas es dicroica unas veces, y otras no. Cuando lo es, da un tono pardo rojizo si la dirección del plano de vibración del polarizador coincide con la de n_g de la esfena (1), y un tono pardo verdoso cuando coincide con n_p .

La birrefracción máxima que hemos medido ha sido $n_g - n_p = 0,123$, cifra que, como se ve, es muy elevada. De aquí que los colores de polarización sean muy altos, irisados en rojo y azul del tercer orden, y alcanzando a veces el blanco de orden superior. Sin embargo, como la esfena de la Serranía tiene un color pardo propio bastante acentuado, éste enmascara un tanto a los de polarización.

El plano de los ejes ópticos es paralelo al clinopinacoide g^1 , y el ángulo de estos ejes es de 53 grados con luz de la raya E del espectro (2). En las secciones perpendiculares a la bisectriz aguda se ven hermosas imágenes de los dos ejes en luz convergente. Estas secciones hay que buscarlas por tanteos o guiándose por las direcciones de extinción, pues rara vez hay caras cristalinas que permitan referirla a ellas.

La bisectriz aguda es positiva. La extinción máxima no la hemos podido medir sino en los pocos casos en que había caras bien determinadas o trazas de cruceros. El mayor ángulo encontrado ha sido de 43 grados.

La cantidad de inclusiones de este mineral es considera-

(1) Como el mineral es positivo, esta dirección será la *positiva* de la sección.

(2) Hacemos esta observación porque la dispersión de los ejes en este mineral es muy grande, y no puede despreciarse en las medidas.

Esfena. - Índice.

Dicroísmo.

Birrefracción.

Ejes ópticos

Signo. - Extinción.

ble. Abundan mucho las líquidas con burbuja móvil y las gaseosas.

Rutilo.—Aunque ya hemos descrito este mineral en los gneises, vamos a señalar algunas particularidades que ofrece el de estas rocas y que lo diferencian del de aquéllas.

Los cristales son más cortos y admirablemente terminados por caras planas, entre las cuales se distinguen bien las m , h^1 y b^1 . Mac-Pherson, en su excelente descripción de estos cristales (1), señala también la presencia de las caras $b^{1/2}$ y a^1 . Son fáciles de aislar por el lavado, partiendo de las rocas ricas en talco, que son muy deleznable, y una vez separados, aun cuando su tamaño rara vez llega a un milímetro, pueden estudiarse bien sus caracteres ópticos, gracias a la perfección de su forma cristalina. Estos caracteres ya los hemos descrito al tratar del rutilo incluido en la mica de los gneises estratocristalinos.

Pargasita.—Anfibol monoclinico de la misma composición y fórmula que la hornablenda (lám. XIII, figs. 1.^a, 2.^a y 4.^a). Clinorrómbico, como ésta.

La descripción nuestra ha de adaptarse forzosamente a la de los Sres. Michel Levy y Bergeron, que han descrito minuciosamente este mineral. Sólo podremos añadir algunas pequeñas particularidades que hemos observado.

Los cristales de pargasita se han desarrollado, en general, con bastante libertad, y muestran bien sus caras cristalinas principales, como se ve en las fotografías. Estos cristales se alargan sensiblemente según la zona del prisma mm . A veces se ve en ellos un apuntamiento formado por las caras p y $b^{1/2}$. El alargamiento llega a ser en algunos trozos de quince a veinte veces mayor que el ancho del cristal. Éste parece entonces como dividido en barras longitudinales que se agrupan unas a otras formando un haz; otras veces están macladas según la cara h^1 . En las secciones transversales se ven siempre las caras mm , y a veces indicios de la g^1 . Además de las maclas múltiples que acabamos de indicar, y que han sido

(1) Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda, págs. 32 y siguientes.

Caracteres de los cristales.

Composición.

Caracteres cristalográficos.

observadas por los petrógrafos franceses, hay también la macla simple según h^1 , y el cristal en las secciones normales o casi normales a dicha cara (lám. XIII, fig. 2.^a) se muestra dividido en dos zonas de desigual ángulo de extinción, separadas por una línea muy limpia paralela a h^1 (1).

Los cruceros fáciles mm se marcan bien. Son muy rectilíneos, y están uniformemente espaciados. Su ángulo en las secciones transversales es de $124^\circ 11'$, esto es, el normal para el anfíbol. Es un carácter constante la existencia de fracturas transversales, unas veces tan regulares que parecen cruceros, otras sinuosas e interrumpidas (lám. XIII, fig. 4.^a).

Su color en la masa de la roca es gris, rojizo unas veces, tirando a pardo y con visos rosados otras. Este último tono corresponde a los trozos completamente puros. En láminas delgadas es incoloro y ligeramente dicroico. Cuando el plano de vibración del polarizador coincide con la dirección n_g de la pargasita, el color es francamente rosado; cuando coincide con la dirección normal a n_g , es gris o blanco lechoso, distinguiéndose apenas del color propio del mineral.

El índice de refracción lo aprecian los petrógrafos franceses en 1,65, aproximadamente, basándose en la comparación con el del pleonasto y las condroditas (2) próximos. Nosotros, aplicando el método de Becke con la modificación de Wright, hemos llegado a cifras algo mayores. El relieve aparente es bastante grande; pero inferior al del pleonasto y las condroditas.

La birrefracción máxima que hemos medido ha sido 0,024. Corresponde a las secciones según g^1 , que contienen a los ejes ópticos. Los colores de polarización en ellas son vivos, llegando hasta el azul del segundo orden (lám. XIII, fig. 5.^a).

(1) Recordemos que en estas secciones la cara h^1 bisecta al ángulo agudo de las caras mm y al de los cruceros paralelos a éstas. Véase la figura 7.^a del texto, y compárese con la fotografía de la macla que estamos describiendo.

(2) El traductor de los trabajos de estos petrógrafos llama "condroditas", a este grupo de minerales, humita y clinohumita. Nosotros, siguiendo el ejemplo de Calderón y otros autores, escribimos "condroditas".

Pargasita.—
Color y dicroísmo.

Índice.

Birrefracción.

En las demás secciones rara vez pasan del rojo, siendo los más frecuentes los amarillos más o menos intensos (lám. XIII, figuras 1.^a, 2.^a y 4.^a). La medida de la birrefracción en las secciones normales a n_g da cifras comprendidas entre 0,006 y 0,007. De esta gran diferencia en la birrefracción deducen los autores franceses que la bisectriz aguda es n_z (positiva) y que el ángulo de los ejes ópticos es pequeño (1). Dichos autores lo estiman en menos de 60 grados, y nuestras medidas lo confirman así, pues nos han dado cifras de 58 grados como término medio. Estas medidas las hemos hecho en secciones de rocas. Directas, en cristales aislados, no las hemos podido hacer, porque los trozos de pargasita se desmenuzan al intentar separarlos de la roca, y en las arenas detríticas están en pequeños granos informes.

El plano de los ejes ópticos está situado en el clinopinacoide g^1 , que, como ya sabemos, bisecta al ángulo obtuso de los cruceros mm (fig. 10 del texto), y por eso en las secciones transversales esta dirección es siempre una de las de extinción. La bisectriz aguda es positiva, y en las secciones g^1 forma un ángulo de 18 a 21 grados con la arista h^1g^1 , ángulo que puede medirse fácilmente en este caso, porque dicha arista existe casi siempre en los cristales de pargasita. Nótese que la extinción recta ocurre en las secciones h^1 y en las próximas a ella, y coincide, por tanto, con la dirección de los cruceros mm . Esto podría llevar a considerar como pertenecientes a anfíboles ortorrómbicos a algunos de los trozos de pargasita, si no hubiera siempre en las preparaciones otros trozos orientados de distinto modo que permiten aclarar la duda.

Son frecuentes las inclusiones en forma de cristales negativos más o menos velados por productos de descomposición. También abundan las inclusiones de magnetita (lám. XIII, figura 5.^a), sobre todo en las dolomías próximas a la caja de

(1) Después de las explicaciones dadas al describir algunos minerales que anteceden, nos parece sería incurrir en repeticiones inútiles el entrar en la demostración de estos asertos. La consulta de la parte óptica de cualquier tratado de petrografía aclarará las dudas del lector, caso que las tuviese.

Pargasita.—
Ejes ópticos.
Extinción.

Inclusiones.

la mina de *El Peñoncillo*. Pero las inclusiones más frecuentes de la pargasita son las que se ven en esta fotografía (fig. 5.^a) con colores de polarización rojos, que tienden a alinearse a lo largo de las líneas de fractura y de los cruceros. El mineral que las forma, probablemente mezclado con un producto de descomposición del anfíbol, parece ser el talco. Compárese esta figura con la 6.^a, que está al lado, y que representa talco en condrodita, y se verá la semejanza entre ambos minerales. Los caracteres ópticos de estas inclusiones son sumamente variables, y esto, que ha impedido su determinación precisa, es prueba de que se trata de un cuerpo más o menos mezclado con productos extraños, y que tal vez proceda de una alteración de la pargasita, muy avanzada en unos casos, menos en otros.

Condroditas.—Las dos variedades de este grupo que se encuentran en las dolomías del Juanar son la *humita* y la *clinohumita*. Son fluosilicatos de magnesia, correspondientes a las fórmulas $Mg^{\cdot}(Mg[F, OH])^2(SiO^{\cdot})^3$ para la humita y $Mg^{\cdot}(Mg[F, OH])^2(SiO^{\cdot})^1$ para la clinohumita. La humita es ortorrómbica, y la clinohumita monoclinica (lám. VI, fig. 3.^a; lámina XII, figs. 1.^a, 3.^a, 4.^a, 5.^a y 6.^a; y lám. XIII, fig. 3.^a).

En las rocas se distinguen bien a simple vista o con la lente estos dos minerales, cuyos granos son bastante gruesos. La clinohumita resalta en seguida por su color amarillo dorado, y la humita, del mismo aspecto que la anterior, por su color ligeramente verdoso. La fractura de ambas es finamente granuda (sacaroidea, según los petrógrafos franceses), tendiendo a concoidea, y muy brillante. Es fácil obtener granos puros de ambos minerales, bien triturando la roca, bien seleccionándolos en los detritus bajo el microscopio biocular. Nunca hemos podido encontrar un trozo terminado por caras cristalinas. No hemos visto tampoco cruceros, ni en los granos enteros, ni en las secciones delgadas. (Los autores señalan un sistema paralelo a la base, que suele ser visible en la humita.) En cambio, son frecuentes las fracturas irregulares rellenas de productos serpentinosos de descomposición que cubren el mineral a modo de una red parecida a la del olivino en las peridotitas (lám. VI, fig. 3.^a, y lám. XII, figs. 3.^a y 4.^a).

Variedades.
Composición.

Caracteres
en trozos
grandes.

A veces parece como si los trozos de estos minerales tuviesen una o más caras cristalinas; pero pronto se ve que estas caras pertenecen, en realidad, a los minerales contiguos, especialmente a la dolomía, a los cuales envuelven la humita y la clinohumita (lám. XII, fig. 3.^a, y lám. XIII, fig. 2.^a).

En secciones transparentes se distinguen desde luego las condroditas por su mucho relieve, por lo muy granuda que es su superficie y por la aureola negra que rodea a los granos, caracteres debidos todos al alto índice de refracción. La humita es incolora y no dicroica; pero la clinohumita ofrece uno de los más bellos ejemplos de policroísmo que es dable observar en los minerales de la Serranía. Cuando el plano de vibración del polarizador coincide con la dirección n_p de la clinohumita, el color es amarillo de oro brillante; cuando coincide con n_m y n_g , es amarillo muy pálido, apenas perceptible. Este carácter permite distinguir a las dos condroditas cuando están repartidas en granos en la misma roca o cuando están macladas.

Hemos podido separar de las rocas granos bastante grandes de ambos minerales, y esto nos ha permitido medir directamente sus caracteres. La densidad es de 3,18 a 3,20, y la dureza excede de 6 y debe aproximarse a 6,5, porque todos los granos probados rayaban a la ortosa. La dureza y la densidad son las mismas en las dos condroditas. Respecto al índice de refracción, hemos hecho repetidas medidas, obteniendo para la clinohumita, como cifra máxima, la de 1,716, algo mayor que las consignadas en Iddings (1,67), Michel Levy y Lacroix (1,639) y Michel Levy y Bergeron (1,70). Para la humita, la máxima obtenida ha sido 1,70. Resulta de aquí que el índice de refracción de estos minerales es algo superior al del olivino de las peridotitas (1,698) medido por nosotros en los mismos aparatos y por iguales procedimientos, y esto da un medio de averiguar si en las dolomías metamórficas hay olivino; máxime habiéndonos parecido observar que el mineral que interpretamos como olivino en estas rocas tiene un índice de refracción algo menor que el de las peridotitas (1).

Humita y clinohumita.—
Caracteres
microscópicos.

Densidad.—
Dureza.—Índice.

(1) Véase más adelante lo que decimos del olivino en estas rocas.

La birrefracción máxima medida ha sido $n_g - n_p = 0,04$, tanto en uno como en otro mineral. Es bastante variable, pues otras medidas, también en secciones de birrefracción máxima (paralelas a p en la humita y normales a g^1 en la clinohumita), han dado la cifra 1,038. De todos modos, esta birrefracción es bastante alta, y los colores de polarización son vivos y comparables a los del olivino. Los tonos oscilan desde el rojo al verde del segundo orden de Newton (lám. VI, fig. 3.^a; lámina XII, figs. 2.^a, 3.^a, 4.^a, 5.^a y 6.^a; lám. XIII, figs. 2.^a y 3.^a). Tomando el conjunto de medidas hechas y el de observaciones de los tonos de polarización, parece resultar algo menor la birrefracción de la clinohumita que la de la humita.

El plano de los ejes ópticos de la humita está situado en la cara p , y el ángulo de dichos ejes es de 68 grados. La bisectriz aguda es perpendicular a la cara h^1 y coincide con la dirección n_g ; por tanto, el signo óptico es positivo. En estas caras h^1 se ven hermosas figuras de interferencia.

En la clinohumita el plano de los ejes ópticos es perpendicular a g^1 y forma con la cara p un ángulo de 11 grados. La bisectriz aguda normal a g^1 es también positiva, y, por consiguiente, coincide con n_g . El ángulo de los ejes ópticos es de 74 grados.

No habiendo caras cristalinas ni cruceros, faltan direcciones en relación a las cuales puedan medirse los ángulos de extinción. En cambio, las maclas dan medios de orientarse con exactitud dentro de cada uno.

Estas maclas son de dos clases. Las de la humita con la clinohumita, y las de esta última consigo misma. Las describen minuciosamente los Sres. Michel Levy y Bergeron (1).

Las primeras se ponen de manifiesto cuando, quitando el analizador, se ven dentro de los trozos incoloros de humita manchas o fáculas de color amarillo de oro de clinohumita. Intercalando el analizador, se ven las diferentes extinciones de

(1) *Mission d'Andalousie*, págs. 186 a 188. Esta descripción es un excelente ejemplo de un método óptico indirecto para determinar la posición de los ejes en los dos minerales maclados. Véase la figura de estos autores y las 118 y 119 (pág. 225) de la obra de Michel Levy y La Croix *Les minéraux des roches*.

Humita y clinohumita.—
Birrefracción.

Ejes ópticos.

Extinción.

Maclas.

ambos minerales, y a veces también la macla individual de la clinohumita, formada por dos series de laminillas hemitrópicas (lám. XII, figs. 5.^a y 6.^a).

Para estudiar bien estas maclas, debe buscarse una sección perpendicular o casi perpendicular a la bisectriz aguda positiva n_g de la humita; sección que, como hemos dicho antes, será la h^1 . Para buscar una sección de éstas, el método más seguro es el examen con luz convergente de varias secciones, hasta que se encuentre una que tenga, aproximadamente, la dirección que se desea. La figura de interferencia biáxica se ve bien en ambos minerales. Una vez encontrada la sección h^1 de la humita en una macla, si se pone en el centro del campo la clinohumita, se verá que ésta tiene también su bisectriz aguda n_g perpendicular a la sección, cosa que se comprueba fácilmente con luz convergente.

Si se pasa ahora a luz paralela, se verá que la humita se extingue paralelamente a la traza del plano de asociación de las laminillas hemitrópicas de la clinohumita, y que la dirección de extinción de ésta forma un ángulo de 11 a 12 grados (1) con dicha traza. Como sabemos que los ejes ópticos están en el plano p de la humita, debemos deducir que este plano p es el de asociación de las maclas de clinohumita; y como sabemos también que el plano de los ejes ópticos de esta última forma un ángulo de 11 grados con la cara p , deduciremos que, siendo la sección simultáneamente normal a la bisectriz aguda de ambos minerales, la humita está cortada según h^1 , y la clinohumita según g^1 .

Las inclusiones son muy numerosas. La mayor parte en forma de pequeños cristales negativos, con contorno rectangular, y algunas compuestas de poros gaseosos rellenos a veces de materias de descomposición.

Ambos minerales tienen marcadísima tendencia a transformarse en serpentina, y lo hacen precisamente en la misma forma que hemos descrito para el olivino (lám. XII, fig. 4.^a), con formación de red de crisotilo y división en alvéolos. Hay veces que, a no ser por el dicroismo de la clinohumita, sería

Humita y clinohumita.—
Inclusiones.—
Alteración.

(1) De nueve a doce grados, según Michel Levy y Bergeron.

difícil distinguir a ésta del olivino. Cuando se trata de humita, y en la preparación hay también trozos de olivino, es punto menos que imposible distinguirlos, a menos que no estén contiguos y podamos aplicar el método de Becke para ver la diferencia de índices. Cuando el olivino tiene cruceros bien marcados, la confusión desaparece, porque los de la humita apenas son visibles, y eso en raras ocasiones.

La humita y la clinohumita se reparten a veces uniformemente sobre la dolomía en granos pequeños incluidos en ésta, resultando una roca de aspecto muy distinto de las dolomías metamórficas normales, en las que las condroditas se agrupan en trozos grandes. La figura 3.^a de la lámina XIII es una dolomía metamórfica *granular*. Si se la compara con la *normal*, representada en la figura 3.^a de la lámina VI, se podrá ver la diferencia.

Olivino.—Como los petrógrafos franceses no señalan la presencia de este mineral en las dolomías metamórficas, hemos dudado bastante en afirmar que existe; máxime siendo, como es, difícil diferenciarlo de la humita. Repetidas observaciones nos permiten, sin embargo, declararnos por la afirmativa.

Datos que
permiten
afirmar su
existencia.

El olivino, aunque raro, existe en las dolomías metamórficas del Juanar y se localiza preferentemente en los bordes del asomo y en la región Norte de éste. Donde mejor se le puede observar es en las dolomías metamórficas granudas (lámina XIII, fig. 3.^a), en las que los granos de humita y clinohumita alternan con los de olivino, entrando éste en la roca en proporción relativamente grande.

Basamos nuestro diagnóstico en los siguientes caracteres diferenciales:

1.^o El índice de refracción es algo inferior al de la humita, y la superficie del olivino es, por tanto, menos granuda, con menos relieve que la de ésta. La diferencia puede verse en las dos fotografías contiguas de la lámina XII, figuras 1.^a y 2.^a, la primera de las cuales representa un grano de olivino y la segunda uno de humita, empotrados ambos en la masa de dolomía. Cuando dos granos de éstos están contiguos, el método de Becke acusa la diferencia de índices. Hay que ad-

vertir que, comparando al olivino de las dolomías con el de las peridotitas, nos ha parecido notar que el índice de refracción de aquéllas es algo menor que el de éstas (1).

2.^o En que el olivino en estas rocas tiene casi siempre cruceros visibles, y la humita no los tiene. También esto puede verse en las fotografías de la lámina XII, figuras 1.^a y 2.^a

3.^o La existencia en algunos trozos del mineral que consideramos como olivino de aquellas anomalías ópticas dependientes de agrupaciones según la base ρ , con diferencias de extinción de una a otra de cuatro a seis grados, que describimos al tratar del olivino de las peridotitas.

4.^o La ausencia constante en los trozos de olivino de fáculas de clinohumita con laminillas polisintéticas a veces, que tan frecuentes son en los trozos de humita. Pero lo más significativo de todo ha sido el haber encontrado en los detritus de una de las cañadas del Juanar (2) algunos diminutos cristales de olivino con su apuntamiento característico. Como en la cuenca de estas cañadas no existen más rocas que las dolomías, es indudable que estos cristales proceden de ellas.

Pleonasto.—Esta espinela difiere mucho por su aspecto y por su color de la que se encuentra en las noritas y demás rocas de las masas peridóticas. En éstas rara vez afecta formas cristalinas, y su manera habitual de presentarse es la de granos informes y de contorno irregular. En las dolomías metamórficas, por el contrario, predominan las formas cristalinas terminadas por caras rectilíneas, que responden al tipo octaédrico. Algo de esto puede verse en la fotografía de la lámina VI, figura 3.^a; pero se ve mejor examinando con el microscopio biocular un trozo de dolomía rica en pleonasto. Los

Aspecto exterior.

(1) El lector puede hacer por sí mismo esta comparación mirando alternativamente la fotografía de la lámina XII, figura 1.^a, y las que representan olivino de peridotitas; por ejemplo, la de la figura 1.^a de la lámina VIII.

(2) El sitio preciso es el curso superior de un arroyo que nace en el Juanar y corre hacia el Norte. Las arenas proceden de las playitas de este arroyo, frente a la antigua huerta de Ardois, en el extremo Norte de los Llanos, conforme se sale de ellos para bajar al camino entre Monda e Istán.

cruceros según a^1 son visibles con frecuencia y dividen al trozo en paralelogramos regulares.

El color es mucho más claro que el del pleonasto de las peridotitas. En masa es verde esmeralda o verde botella; en sección delgada apenas se nota el tono verde, y el mineral casi es incoloro y siempre muy transparente. Compárese este dato con la fotografía de la lámina IX, figura 2.^a, para ver la diferencia. Separando trozos de este mineral y analizándolos someramente, han acusado la presencia del hierro, lo que le identifica como tal pleonasto y excluye la posibilidad de considerarle como espinela ordinaria, la cual, por otra parte, no tiene nunca color verde.

La densidad es 3,58, algo menor, por consiguiente, que el de las peridotitas, que alcanza a veces cifras superiores a 3,65.

Su índice de refracción debe exceder de 1,72. Es superior al de las condroititas, lo que se nota en seguida por el mayor relieve del pleonasto, y sensiblemente inferior al de la esfenita. No hemos hecho medidas directas de él.

En luz polarizada es isótropo, por cristalizar en el sistema cúbico, y su tono, completamente negro, permite medir con prontitud la proporción en que entra en la roca, proporción que a veces es considerable, pues llega a casi la mitad del total. No se confunde con la magnetita, porque ésta es negra y opaca en luz natural.

Los Sres. Michel Levy y Bergeron llaman justamente la atención sobre la manera de presentarse el pleonasto en estas rocas. Lo hace envolviendo a la pargasita y a las condroititas, lo que prueba que, al menos en parte, es de consolidación posterior a éstas; y decimos "en parte", porque también se ven granos de pleonasto incluidos en los minerales precedentes. Ejemplos de ambos casos pueden verse en la fotografía de la lámina VI, figura 3.^a Ha habido, pues, dos tiempos de consolidación para este mineral, si bien el segundo, el posterior, se ha caracterizado por su mayor abundancia en pleonasto que el primero.

La picotita se encuentra a veces, aunque pocas, en granitos de color pardo rojizo.

Pleonasto.—
Color.

Densidad.

Índice.

Diferencia
con la magnetita.

Manera de
presentarse.

Picotita.

Biotita.—Este mineral es raro en las dolomias, y, en cambio, como después veremos, muy abundante en las anfibolititas asociadas a ellas en la caja de la masa magnética de *El Peñoncillo*.

Se presenta en laminillas aisladas, con su color, dicroismo y cruceros característicos. Se intercala entre los trozos de pargasita y condroititas, y es de formación posterior a éstas. Está a veces parcialmente transformada en muscovita incolora y no dicroica.

Anortita.—También es rara. Se presenta en cristales mal terminados, con los bordes irregulares, en los que se distinguen las maclas por la ley de la albita. En las secciones perpendiculares al plano de macla g^1 las dos series de laminillas hemitrópicas se extinguen bajo un ángulo que se aproxima a 90 grados, ángulo que en las caras p desciende a 72; datos que, en unión de la forma puntiaguda de una de las dos series de maclas, permiten identificar a este feldespató con la anortita.

Es de formación posterior a la pargasita, condroititas y pleonasto, porque abundan mucho en ella las inclusiones de estos tres minerales, así como las de magnetita. En cambio, no hemos visto nunca en estos minerales inclusiones de anortita.

Talco.—En algunos sitios de los Llanos del Juanar abunda tanto este mineral, que casi toda la roca está formada por él. Esto, la extraordinaria limpieza de sus laminillas y la precisión de sus caracteres ópticos hacen que las tales rocas sean muy a propósito para estudiar el talco.

El talco es un metasilicato ácido de magnesia cuya fórmula es $H^2Mg^3(SiO^3)^4$. Ortorrómbico; pero su forma se aproxima mucho a la del sistema exagonal.

Se presenta en las dolomias metamórficas en láminas bastante grandes, pues algunas miden hasta cerca de un centímetro de diámetro, de color blanco, brillo anacarado y en proporción muy variable, pues hay ejemplares casi desprovistos de él, y otros, en cambio, en que es el mineral dominante. En éstos es muy fácil separar con un cortaplumas hojas de talco, y estudiar en ellas sus propiedades.

Biotita.

Anortita.

Talco.—Com-
posición.—
Manera de
presentarse.

Cruceros muy limpios y marcados, paralelos a la base p . Tendencia en las láminas a agruparse en pilas de desigual tamaño, lo cual se pone de manifiesto en las secciones normales a la base cuando se las examina con el microscopio (lámina XIII, fig. 6.^a). Estas láminas bordean a los demás minerales y penetran a veces en ellos, pues el talco es de formación posterior a todos los enumerados hasta ahora. La dureza es 1, y se raya fácilmente con la uña. La densidad es 2,60.

En sección delgada es incoloro y no dicroico. Las secciones paralelas a la base toman entre los nicoles cruzados un tono gris ligeramente amarillo que los distingue de los demás minerales. El índice de refracción es 1,56, bajo, por consiguiente; y, como consecuencia, superficie lisa y poco relieve. La birrefracción varía bastante entre las secciones basales y las normales a la base. La máxima medida ha sido 0,05. Así, pues, una lámina de talco vista con luz polarizada y *de frente*, esto es, en una sección basal, da tonos de polarización grises, o a lo sumo amarillos; y, en cambio, vista *de canto*, o sea cuando la sección es según el eje vertical del prisma, los tonos de polarización son muy vivos y variables, del rojo al azul del segundo orden (lám. XIII, fig. 6.^a).

Examinando con luz convergente una sección basal (una laminilla de crucero sirve muy bien), se ven las dos hipérbolas muy juntas, que indican el tipo biáxico; pero con un ángulo de ejes muy pequeño. Este ángulo, en efecto, no excede de ocho grados. El plano de los ejes ópticos es paralelo a h^1 , y la bisectriz aguda es negativa y perpendicular a la base p .

Los petrógrafos franceses han analizado este mineral por el método microquímico de Behrens, y se han cerciorado de que no contiene alúmina; dato que confirma el diagnóstico del talco.

La proporción de éste en las rocas del Juanar es a veces tal, que la roca se transforma en un agregado de láminas de talco, con exclusión de los demás minerales, salvo el rutilo. Esta roca es la que Mac-Pherson describe con el nombre de *esteatita*. Hemos tenido la suerte de encontrarla, por cierto en sólo un paraje, que es la entrada a los Llanos del Juanar por la vereda que a ellos conduce desde Ojén. Forma un

Talco.—Cruceros.—Dureza.—Densidad.

Caracteres ópticos.

Esteatita.

banco grueso, y es tan blanda, que se desmenuza con los dedos y se reduce a pequeñísimas laminillas anacaradas que, envueltas en bálsamo del Canadá disuelto en xilol, y montadas entre el porta y el cubre, permiten comprobar todas las propiedades ópticas que hemos enumerado para el talco. La abundancia de cristales maclados de rutilo es extraordinaria, efectivamente, como afirma Mac-Pherson, y sus propiedades, forma, etc., concuerdan en un todo con las descripciones de este autor. Es muy fácil separar al rutilo del talco por medio de los líquidos densos, o simplemente lavando polvo de esteatita en una batea pequeña.

Esta roca se encuentra también en la Sierra de la Alpujata; pero allí aparece en otra forma. Es más blanca y más compacta que la del Juanar. Está formada por laminillas de talco mucho más pequeñas y muy untuosas al tacto. No arma en bancos como en el Juanar, sino en bolsadas dentro de la masa misma de las peridotitas de aquella sierra. Estas bolsadas son objeto de beneficio, como veremos al tratar de los minerales útiles de la Serranía.

Difiro y wernerita.—Estos minerales pertenecen al grupo de las escapolitas, el cual definen los autores como una serie isomorfa de compuestos que pueden considerarse como mezclas de silicatos de alúmina, cal y sosa. Con cloro. Según Id-dings, el grupo es similar al de los feldspatos triclinicos. A aumentos en las proporciones moleculares de sodio corresponden aumentos de sílice y cloro y disminución de alúmina.

Todos son cuadráticos, con cruceros fáciles paralelos a h^1 , y otros menos fáciles según las caras del prisma.

En las dolomías metamórficas de la Serranía son raros estos minerales. Guiándonos por la comparación de las rocas del Juanar con las de otras localidades, investigamos la presencia de las escapolitas, y las hemos encontrado, efectivamente, en algunos lechos inmediatos al borde occidental del asomo. Aun cuando son raras, se pueden seleccionar, sin embargo, ejemplares de rocas con trozos de difiro y wernerita bastante limpios, que permiten estudiar sus propiedades. (Lámina XV, figs. 4.^a y 5.^a)

Escapolitas.—Composición y caracteres.

El difiro se presenta en granos muy irregulares, sin trazas de cruceros, rellenando los huecos entre los cristales de dolomía y adaptándose a ellos. En luz natural son estos granos de color gris claro, y están materialmente cubiertos de inclusiones opacas y otras semitransparentes que parecen ser de talco y clorita. Se encuentran algunas secciones constantemente extinguidas, que corresponden a la base del prisma cuadrático.

El índice de refracción, medido por comparación, se aproxima a 1,50, y la birrefracción máxima es de 0,015. Los colores de polarización son rojos y azules. El signo óptico es negativo.

La wernerita (lám. XV, fig. 5.^a) tiene cierto aspecto fibroso, y los cruceros longitudinales se ven con bastante claridad. Su índice de refracción es, próximamente, igual al del difiro, y la birrefracción máxima medida ha sido 0,022. Signo óptico negativo.

La determinación de ambos minerales la hemos hecho preferentemente basándonos en su comparación con los de calizas metamórficas de otras localidades, y comprobando la semejanza de caracteres entre los de unas y otras rocas.

Wollostonita e idocrasa (1).—Citamos estos dos minerales por la referencia que a ellos hacen los petrógrafos franceses, aun cuando poniendo en duda su existencia en las dolomías del Juanar. Dicen que el primero parece formar prismas alargados según ph^1 en el contacto de los granos de dolomía que aun quedan sin alterar. Atribuyen a idocrasa algunas inclusiones, principalmente en la pargasita, en forma de prismas cuadráticos pequeños, tres veces más largos que anchos. Es de índice de refracción muy alto y de birrefracción muy débil. No tiene fracturas ni inclusiones.

Hemos buscado ambos minerales guiándonos por la descripción que antecede, y no los hemos encontrado.

Tremolita.—Anfibol monoclinico, sin alúmina, que tiene por fórmula $CaMg(SiO^3)^4$.

(1) La wollostonita tiene por fórmula $CaSiO^3$, y la idocrasa, $H^2Ca^2Al^2Si^7O^{29}$. El primero es monoclinico, y el segundo, cuadrático.

Escapolitas.
Difiro.

Wernerita.

Dudas sobre
su existencia.

Composición
y caracteres.

Este anfibol, aunque raro, se encuentra en las dolomías metamórficas del puerto de Gómez, en las inmediatas a la caja de la masa de magnetita de *El Peñoncillo*, y también en algunos de los ejemplares de los Llanos del Juanar, asociado a la pargasita.

Se diferencia de ésta:

1.º En que en las secciones según g^1 el ángulo de extinción con los cruceros p es algo menor que el de la pargasita, pues no pasa de 15 grados.

2.º En que los cristales son mucho más alargados según mm que los de aquélla.

3.º En que su signo óptico es negativo.

Pero lo que más caracteriza a este anfibol es la tendencia a tomar textura marcadamente fibrosa, que lo transforma en *asbesto anfibólico*. Es frecuente ver un haz de prismas de tremolita formado por individuos agrupados paralelamente unos a otros, y terminado en uno de sus extremos, o en los dos, por un a modo de penacho de finísimas fibras divergentes, con colores de polarización tenues, que, vistos con luz natural, son de un tono pardo claro, muy distinto del blanco del anfibol de que proceden. Otras veces el haz entero se ha transformado en asbesto, el cual forma a modo de regueros que bordean a los minerales inmediatos. En la figura 4.^a de la lámina XIII se ve un pequeño reguero de éstos entre un trozo de humita y un cristal de pargasita.

Metaxita.—Esta variedad de serpentina es frecuente en las dolomías metamórficas de los Llanos del Juanar, donde se presenta invariablemente asociada a la serpentina coloide, unas veces bordeándola (lám. XIII, fig. 4.^a), otras compenetrándose con ella (39 de la misma figura). Es un mineral de formación posterior a todos los demás, que procede, como todas las serpentinas de la Serranía, de una hidratación subsecuente de algunos de dichos minerales.

La metaxita se presenta en pequeños esferolitos de cruz negra, formados por finísimas fibras radiales, que, cuando bordean a la serpentina coloide, convergen hacia el centro del trozo (lám. XIII, fig. 4.^a). En luz polarizada tienen el color gris azulado que se ve en la fotografía, y se extinguen con

Asbesto anfibólico.

Caracteres.

riguroso paralelismo a la dirección de las fibras, de donde resulta la formación de la cruz negra cuando el esferolito está completo. Las fibras son de signo óptico positivo según su dirección.

Como la serpentina coloide es amorfa, está constantemente extinguida entre los nicoles cruzados, y los esferolitos, que ejercen cierta acción, aunque débil, sobre la luz polarizada, se destacan bastante bien. Pero si se quita el analizador, como el color de los esferolitos es amarillo, como el de la serpentina coloide, y ambos son transparentes, desaparecen del todo, y nada hace sospechar su existencia, viéndose entonces, en vez de lo que representa la figura 4.^a de la lámina XIII, una mancha triangular, hialina, sin accidente alguno en sus bordes.

El examen de estas manchas de serpentina induce a pensar que aquí, como en el proceso de hidratación del olivino de las peridotitas, la serpentina coloide es la última etapa de dicho proceso.

Clorita.—Hemos citado este mineral repetidas veces; ahora lo describiremos con más detalles, porque en estas rocas abunda bastante, está en trozos relativamente grandes y puros, y puede estudiarse, por consiguiente, mejor que en otras. Abunda en las dolomías metamórficas en contacto con los gneises, también alterados. Los mejores ejemplares se han encontrado en los alrededores de la mina de *El Peñoncillo*, en el camino de Marbella a Ojén y en el puerto de Gómez.

La clorita es un silicato hidratado de alúmina, hierro y magnesia, cuya fórmula es $H^1(MgFe)^2Al^2SiO^9$. Es monoclinico, con marcada tendencia a agruparse *en palmas*, formadas por finas fibras divergentes (lám. XV, fig. 3.^a).

En las rocas se distingue por su color verde claro, su poca dureza (comprendida entre 1 y 2 de la escala de Mohs), su brillo, menos vivo que el de la mica y el talco, y su aspecto, siempre más o menos sedoso. El mejor medio para distinguirla del talco, con el cual la confusión es fácil, consiste en tratar por ácido sulfúrico algunas laminillas separadas de la roca con un cortaplumas. Este ácido las descompone totalmente, y al talco, en cambio, no lo ataca. La densidad de la clorita es 2,6.

Su abundancia en las dolomías.

Composición.

Caracteres macroscópicos.

En las rocas que nos ocupan se presenta en palmas, a veces bastante grandes, que en sección transparente son incoloras o ligeramente verdosas, y a veces un tanto dicroicas entre los tonos verde y amarillo, correspondiendo el primero a un plano de vibración paralelo a la dirección de las fibras.

El índice de refracción, medido por comparación, es, aproximadamente, 1,56. Birrefracción máxima medida, 0,015. Los colores de polarización oscilan entre el amarillo intenso y el azul del segundo orden; este último es el más frecuente (lámina XV, fig. 3.^a). Las fibras son de signo óptico positivo según su dirección.

Los demás caracteres ópticos no se han podido determinar, por falta de trozos apropiados y por lo mucho que varían dentro de cada laminilla.

La clorita, como ya hemos visto en rocas descritas anteriormente, y como sucede en éstas también, es uno de los minerales procedentes de la descomposición de anfíboles, piroxenos y micas, y representa uno de los últimos términos de dicha descomposición. Es raro encontrar pura a la clorita; casi siempre está asociada, o con restos de los minerales de que procede, o con otros productos derivados, como el caolín, la serpentina, etc.

FORMACIÓN DE ANFIBOLITAS METAMÓRFICAS

Estas curiosas rocas están localizadas en la caja de la masa de hierro magnético de *El Peñoncillo* y en sus alrededores; las hemos encontrado también en el contacto entre la masa de magnetita del puerto del Robledal y la serpentina, y hemos visto vestigios de ellas en la caja de la mina de Estepona. Su presencia parece, pues, íntimamente ligada a la del hierro magnético.

Vienen asociadas con las rocas que envuelven a las masas metálicas, y siempre ejercen sobre ellas cierto influjo. En la mina *El Peñoncillo* son la ganga del mineral y están en contacto inmediato con éste. Las envuelven, a su vez, las dolomías y los gneises, ambos metamorfizados y con bastante anfíbol entre sus demás minerales. Las dolomías metamorfi-

Clorita.—Caracteres ópticos.

Situación.

cas de este sitio son, como ya hemos visto, muy parecidas a las del Juanar. Todo esto, unido a la composición misma de la roca, nos lleva a atribuirles un origen metamórfico, cuya causa debe de ser la misma que ha producido las dolomías del Juanar. No es lugar éste para exponer hipótesis sobre la formación de los criaderos de hierro de la Serranía, cosa que haremos en el capítulo dedicado a ellos. Entonces aprovecharemos los datos que vamos a consignar ahora sobre estas rocas.

Las anfibolitas metamórficas son rocas más deleznable que las anfibolitas normales (1), más fáciles de romper, y, en general, el tamaño de sus elementos es menor. Su color varía desde el verde botella claro al muy oscuro, casi negro, y esta variación del color parece corresponder al tamaño de los cristales de anfíbol y a su predominancia en la roca: tanto más anfíbol hay, tanto mayores son sus cristales y tanto más oscura es la roca. Se exceptúan las procedentes del contacto mismo con la magnetita, en las cuales ésta entra en proporción muy grande y presta a la roca su aspecto especial.

El espesor de la masa de anfibolitas que rodea a la de hierro magnético en *El Peñoncillo* es variable; pero no baja nunca de 10 metros, y llega a 60 en los bordes Oeste y Noroeste del criadero. Después, caminando en esta última dirección, desaparecen las anfibolitas, y las substituye la segunda caja de dolomías metamórficas, que poco a poco van perdiendo sus minerales accesorios y transformándose en dolomías normales. Pero si se sigue ascendiendo por la sierra en dirección al Juanar, se cortan de trecho en trecho algunos asomos pequeños de anfibolitas, como los de la mina misma, rodeados de dolomías metamórficas. Por el contrario, si desde la mina se camina hacia el Este o hacia el Sur, la roca que sigue a las anfibolitas es dolomía metamórfica alternando con gneises, y al poco trecho ambos tienen su composición normal. Parece, pues, como si el efecto general metamórfico se hubiese acentuado hacia el Oeste y Noroeste, lo cual concuerda con lo que ya expusimos antes sobre la distribución

(1) Véase la descripción de éstas en la del terreno estratocristalino.

Anfibolitas metamórficas.—Caracteres macroscópicos.

general de los manchones metamórficos en Sierra Blanca, y concuerda también con la causa probable del fenómeno.

La composición petrográfica de las anfibolitas que nos ocupan es bastante sencilla, pues sólo hay en ellas tres minerales dominantes: anfíbol, biotita y magnetita. Sólo a título de accesorios, y en proporciones siempre muy pequeñas, suelen encontrarse piroxeno ortorrómbico, esfena y anortita. Están totalmente desprovistas de cuarzo. En el contacto mismo con las dolomías metamórficas se ven también en las anfibolitas algunos trozos de condroditas y algo de talco; pero estas rocas deben ya considerarse como de tránsito, y no como anfibolitas propiamente tales. Una sección de estas últimas está fotografiada en las dos figuras de la lámina V: una con analizador, y la otra sin él.

El anfíbol es la hornablenda; pero con caracteres un tanto distintos de los que afecta en las anfibolitas estratocristalinas. Su forma habitual es la irregular; pero suelen encontrarse, sin embargo, algunos cristales bien terminados, que permiten identificar las caras mh^1 y g^1 si la sección es normal al eje vertical, y las b^1 si es paralela a dicho eje. En la lámina V, figura 2.^a, se ven algunas secciones de cristales medianamente terminados, pero en los que aun se pueden identificar algunas de dichas caras.

El color de este anfíbol en la masa de la roca ya hemos dicho que varía del verde botella claro al muy oscuro. En sección delgada tiene un tono verde claro apenas perceptible (1) y es dicroico, si bien menos que el de las anfibolitas estratocristalinas; hecho que ya hubieron de notar los geólogos franceses.

Su índice de refracción es el mismo que el de las citadas

(1) La figura 1.^a de la lámina V muestra *falseado* el color de los minerales, porque las placas autocromas no reproducen con exactitud los colores *cuando la luz no es polarizada*. Cuando lo es, la diferencia entre el tono de polarización de los minerales, tales y como se ven con el microscopio, y el tono de su reproducción en la placa es tan pequeña, que para ciertos colores la retina no la nota. (Véase D. de Orueta, *Reproducción microfotográfica de los colores de las rocas por medio de las placas autocromáticas*. *Boletín del Instituto Geológico*, tomo XIII, 1913, pág. 117.)

Anfibolitas metamórficas.—Composición.

Caracteres del anfíbol.

rocas; pero su birrefracción es mayor y alcanza a veces la cifra 0,03, y los tonos de polarización llegan al verde del segundo orden.

El ángulo de extinción con la dirección de los cruceros *mm* es de 17 a 18 grados en la cara g^1 (1). Esta cara es, como ya sabemos, la de birrefracción máxima, pues contiene a los ejes ópticos. El ángulo de éstos es de 82 grados, y la bisectriz aguda es negativa, coincidiendo con n_p .

La biotita se presenta con sus caracteres habituales, salvo el dicroísmo, que es algo menor que lo corriente en ella. En la figura 1.^a de la lámina V se ve bien el dicroísmo débil de este mineral. El color se acentúa, sin embargo, un tanto cuando el plano de vibración del polarizador (paralelo aquí al lado mayor de la fotografía) es paralelo a la dirección de los cruceros *p*.

La magnetita se presenta en granos de todos tamaños, a veces muy grandes, intercalándose entre los minerales precedentes sin orden alguno. Unas veces está incluida en ellos, como, por ejemplo, en la figura 6.^a de la lámina X y en algunas regiones de las dos de la lámina V, y otras, en cambio, es ella la que tiene inclusiones de mica y anfíbol. Y es curioso notar que entre los tres minerales no ha habido reacciones mutuas ni epigenesis de ninguna clase, como suele suceder cuando uno de ellos proviene de un agente mineralizador o de otra causa que ha ejercido su acción con posterioridad a la consolidación de los otros. Aquí no sucede nada de eso,

(1) Los Sres. Michel Levy y Bergeron dicen que el ángulo de extinción en esta cara es cero (extinción recta), y luego afirman que la bisectriz aguda es perpendicular a h^1 . No nos explicamos estas afirmaciones, porque hemos medido muchas veces este ángulo de extinción y observado la posición de la bisectriz aguda, y nunca hemos visto tal cosa. Las posiciones de ejes y bisectrices respecto a las caras son en esta hornablanda las mismas que las descritas para la de las anfíbolitas estratocristalinas, y que están representadas en la figura 8.^a del texto. El lector puede comprobar nuestra afirmación viendo que en la fotografía de la lámina 5.^a, figura 2.^a, hay secciones verticales de hornablanda cuyos cruceros son paralelos o casi paralelos a los planos principales de los nicóles (aquí los lados de la fotografía), y que, sin embargo, no están extinguidos.

Anfibolitas
metamórficas.—Biotita.

Magnetita.

como puede verse en la fotografía de la lámina X, figura 6.^a, en la que los bordes del anfíbol y la magnetita aparecen completamente limpios, sin el menor signo de mutua reacción en ellos; y otro tanto sucede cuando la mica está en contacto con la magnetita y el anfíbol, como puede verse en las dos fotografías de la lámina V. Todo esto parece indicar que los tres minerales son contemporáneos y se han formado en una misma etapa de consolidación, bien por segregación magmática, bien aportados por un solo y único agente mineralizador, cosas que discutiremos al ocuparnos de la probable génesis de este criadero.

El piroxeno ortorrómbico (extinción recta en las secciones paralelas al eje vertical), por su ligero dicroísmo entre los tonos gris y amarillo claro y sus demás caracteres ópticos, nos parece ser *broncita*. No lo afirmamos, porque apenas hemos podido estudiarlo, dada su escasez. La *esfena* y la *anortita* se presentan con los mismos caracteres que hemos descripto en las dolomias metamórficas.

Anfibolitas
metamórficas.—Broncita.—Esfena.—Anortita.

METAMORFISMO ENTRE LAS PERIDOTITAS Y LAS PIZARRAS Y CALIZAS CAMBRIANAS

Este fenómeno sólo puede observarse en los contados parajes en que la caja de las peridotitas la constituyen rocas cambrianas, pues en ningún sitio de la Serranía hemos encontrado lentejones de estas rocas que cubran a las peridotitas, ni efectos metamórficos en medio de los depósitos cambrianos. Los parajes más a propósito para este estudio son: el contacto entre las peridotitas y las calizas cambrianas, que va desde el pie de la cuesta de la Laja, en el nacimiento del río Verde, hasta el río de los Horcajos; los alrededores del pueblo de Tolox, donde la caja de las peridotitas la forman pizarras y arcosas cambrianas; y parte de la vertiente Sureste de la Sierra de la Alpujata, donde también son pizarras y arcosas las rocas del contacto. También en el corte natural que forman las escarpadas orillas del río de Fahala en la primera parte de su curso se encuentran buenos ejemplares de pizarras metamorfoseadas.

Sitios en que ocurre.

El exomorfismo es más débil aquí que en las rocas estratocristalinas, y se extiende a menos distancia del contacto. En las pizarras se manifiesta invariablemente por la presencia de minerales de origen metamórfico del grupo de las escapolitas y por la descomposición en caolín de los granillos de feldespatos. La fotografía de la lámina VII, figura 2.^a, muestra una de estas pizarras metamórficas. Son también frecuentes en ellas los regueros de sustancias carbonosas, que obscurecen la roca y a veces la transforman en lajas de color de plomo que tiñen los dedos. La variedad de andalucita llamada macla se encuentra con frecuencia en los contactos.

Cuando las rocas son calizas, como, por ejemplo, en la línea que va desde el puerto de Coronas al nacimiento del río Verde, el exomorfismo se manifiesta por el enriquecimiento en magnesia de la roca, que se transforma en una dolomía a veces sacaroidea y un tanto fétida, que recuerda a la de las Sierras Blanca y de Mijas. Pero en las calizas cambrianas el fenómeno es puramente local y cesa a los pocos metros del contacto, tomando los bancos su aspecto y composición habituales.

El endomorfismo de las peridotitas en contacto con el cambriano es apenas perceptible. A veces se ve la falsa estratificación que ya describimos al tratar del endomorfismo producido por los gneises; pero también esta alteración es menos intensa aquí que allí. Otras veces las peridotitas engloban pequeños trozos de pizarras cambrianas, y claro está que en estos trozos el exomorfismo es muy grande. Otras, por último, se unen a los minerales propios de las peridotitas algunos de los de las pizarras, como el cuarzo y la biotita. Pero es preciso estudiar las rocas muy cerca del contacto para que estas modificaciones se perciban, porque el endomorfismo es menos intenso todavía que el exomorfismo; hecho que ya dijimos ocurría también en el estratocristalino, y que parece ser general en las peridotitas de la Serranía de Ronda.

Los fenómenos mecánicos son los ya descritos varias veces: plegaduras múltiples, levantamientos y rotura de los es-

Caracteres
del fenómeno.

tratos. En algunos sitios, como en los alrededores de Tolox, por ejemplo, estos fenómenos se manifiestan con excepcional intensidad.

METAMORFISMO ENTRE LOS FILONES DE GRANULITA Y LAS ROCAS QUE ATRAVIESAN

Cuando un filón de granulita corta a los gneises, hay siempre en sus salbandas esas rocas que lo mismo pueden llamarse *gneises granulíticos* que *granulitas gnéicas*, y que, como su nombre mismo lo indica, son intermedias entre una y otra en cuanto a la textura. Esta zona de tránsito nunca es muy grande: a lo sumo, mide tres o cuatro metros, como sucede, por ejemplo, en el anchurón del filón de granulita de las Chapas de Marbella, que es uno de los mayores de la región. En cuanto a la composición mineralógica, la única alteración que hemos notado es la de añadirse la turmalina a los minerales propiamente constituyentes de la granulita. En efecto: este mineral abunda siempre más en los hastiales del filón que en el centro, y parece ser, por tanto, dependiente de reacciones entre la granulita y el gneis de su caja; pero para observar esto es preciso que el filón sea muy ancho, pues cuando no lo es, la acción antedicha abarca al filón entero, y la turmalina se encuentra en todo él. Por esto no nos atrevemos a afirmar que dicho mineral sea metamórfico, aun cuando hay hechos que parecen probarlo así.

Cuando un filón de granulita atraviesa a las peridotitas, es un hecho general que la roca de los hastiales se cargue enormemente de biotita; y si el filón es pequeño, este mineral predomina de tal modo, que entra en más de la mitad de los que constituyen la roca. Los feldespatos se caolinizan, y como en este estado son muy deleznable, quedan sueltos o casi sueltos el cuarzo y la mica, y ésta puede recogerse en abundancia y en trozos muy grandes. Hay parajes donde esta descomposición se acentúa mucho; por ejemplo, en la bajada desde el cerro de la Matrona a los baños de la Corcha (cuesta de Matagallos) hay trechos de veinte y más metros en que todo el suelo está cubierto de hojas de mica parda, algunas

Caracteres
generales del
fenómeno.

de dos a tres centímetros de anchura, procedentes de multitud de pequeños filones de granulita que cortan en este paraje a las rocas peridóticas. Por cierto que esta mica, estudiada en luz convergente, tiene sus ejes ópticos más separados que la biotita normal de las granulitas y los gneises.

Otros minerales metamórficos que también aparecen en estos contactos son el granate y el pleonasto; este último de la misma variedad, casi incoloro en sección delgada, que hemos descrito al tratar de las dolomias del Juanar.

Las peridotitas básicas tienden a transformarse en noritas del tipo metamórfico. Los piroxenos y aun el olivino presentan sus bordes corroídos por feldespatos de segunda formación que a veces penetran por los planos de crucero, formando esas inclusiones tan curiosas en forma de rosario que hemos fotografiado en la lámina X. Aparece también la biotita mezclándose con los minerales peridóticos y dispuesta de tal modo respecto a ellos, que no deja dudas respecto a su origen posterior. Las curiosas rocas de la lámina III muestran en parte esta acción metamórfica, que es uno de los ejemplos más interesantes entre los muchos que nos ofrece el estudio de la Serranía.

Todos los filones de granulitas poseen en mayor o menor grado apófisis laterales que penetran en las rocas de la caja, ramificando al filón hasta distancias a veces de 15 ó 20 metros. En los gneises suelen orientarse estas apófisis paralelamente a la estratificación, formando a modo de capas de granulita gnéisica, siempre muy rica en cuarzo y feldespatos, y pobre en micas. Cuando la caja es peridótica, sucede precisamente lo contrario: la ramificación, como dijimos antes, se carga extraordinariamente de mica.

METAMORFISMO ENTRE LOS FILONES DE DIORITAS Y LAS ROCAS QUE ATRAVIESAN

Al describir estos filones en el capítulo *Rocas hipogénicas*, hicimos algunas consideraciones acerca de su edad probable, que, por los datos allí expuestos, nos parece ser anterior a la de la erupción peridótica. Estos filones no cortan

Apófisis

Caracteres
generales del
fenómeno.

nunca a las peridotitas, y sí sólo a las capas estratocristalinas y cambrianas; y cuando uno de ellos llega al borde de las masas eruptivas, se detiene en él, lo mismo que las demás rocas de la formación. Pero en estos puntos hay, naturalmente, *contacto lateral* entre dioritas y peridotitas, y, como consecuencia, acciones metamórficas entre ambas. Debemos, pues, considerar dos casos: el metamorfismo entre las dioritas y las rocas de su caja, que siempre son estratocristalinas o cambrianas, y el de la mutua acción entre peridotitas y dioritas cuando los filones de estas últimas llegan a las primeras.

Para estudiar el primer caso, ningún paraje de la Serranía es tan adecuado como la faja estratocristalina y cambriana que se extiende desde un poco al Sur de Torremolinos hasta cerca de Fuengirola. Los filones de diorita son en ella frecuentes, y las trincheras, algunas de ocho y diez metros de altura, de la carretera de Málaga a Estepona los ponen de manifiesto con excepcional claridad, pudiendo tomarse rocas de los puntos que se quiera, y seguir paso a paso los efectos de la acción metamórfica.

Ésta es sensiblemente más intensa en las dioritas que en los gneises, pizarras y demás rocas de su caja. Sucede, pues, aquí lo contrario que en las peridotitas: el endomorfismo es más intenso que el exomorfismo. Este último, aparte del efecto mecánico de trituración y doblez de las rocas de la caja, se manifiesta tan sólo por la presencia del anfíbol en los gneises, pizarras y dolomias; por cierto, nunca en proporción grande, ni nunca tampoco hasta mucha distancia de los hastiales: a lo sumo, uno o dos metros.

En cambio, el endomorfismo es bastante enérgico y afecta a la textura de la roca y a su composición petrográfica. La primera cambia en el contacto. La diorita normal, de aspecto francamente ofítico y de grano bastante grueso, se transforma en una roca de grano muy fino y de aspecto un tanto córneo, cuyo color tiende al pardo y contrasta bastante con el verde de la roca sin alterar. Esta modificación, cuando el filón no es muy ancho, llega hasta el centro de él. Cuando mide diez o más metros de potencia (caso frecuente en esta región), la zona central es de diorita normal y las laterales de

Intensidad
del endomor-
fismo.

diorita alterada, y entonces la gradual disminución de los efectos endomórficos puede seguirse paso a paso y estudiarse con excepcional facilidad en el microscopio.

Las preparaciones en láminas delgadas de estas rocas aportan desde luego la comprobación del cambio de textura. La ofítica va perdiendo su carácter desde el centro a los bordes; los cristales de labrador van disminuyendo de longitud y mezclándose con los de hornablenda y esfena sin orden determinado; la cantidad de cuarzo aumenta; los granos de todos los minerales tienden a ser del mismo tamaño. Ya más cerca de los hastiales, los feldespatos y el anfíbol se descomponen en la forma tantas veces descrita, y la esfena pierde sus tonos vivos de polarización, tomando el color pardo oscuro. Es frecuente ver pequeños trozos de gneis y pizarras envueltos por la diorita en los hastiales mismos o muy cerca de ellos. También son frecuentes las apófisis, transversales unas veces respecto a la dirección del filón, e intercalándose entre las capas de pizarra otras.

**Caracteres
microscópi-
cos.**

* * *

De lo que acabamos de exponer sobre los fenómenos de metamorfismo en la Serranía de Ronda, se deducen consecuencias que concuerdan con lo que ya indicamos al hablar de la probable edad de las diferentes manifestaciones eruptivas de esta región.

**Consecuen-
cias que se
deducen de
los fenóme-
nos de meta-
morfismo.**

El hecho de que las formaciones estratocristalina y cambriana hayan sufrido efectos metamórficos, con cambios sensibles de composición y de textura originados por cada una de las rocas eruptivas de la Serranía, prueba que dichas formaciones son anteriores a la emergencia de todas estas rocas.

Las dioritas han venido después a ejercer la acción metamórfica más antigua de todas, acción que no afecta más que a las dos formaciones citadas.

Las peridotitas siguen a las dioritas en orden cronológico; afectan al estratocristalino, al cambriano y a las dioritas.

Por último, las granulitas y su variedad plagiaplitas son la

última manifestación hipogénica y afectan a todas las demás rocas, incluso a las peridotitas.

Si asignamos a estas últimas, como parece probable, la edad herciniana (1), podríamos dividir los fenómenos hipogénicos en dos grupos: uno preherciniano y herciniano, de carácter básico, que comprendería a las dioritas, a las peridotitas y tal vez a las piroxenitas de dudoso origen filoniano; y otro postherciniano, de tipo francamente ácido, que comprendería a las granulitas y sus derivadas. Los dos deben considerarse como anteriores a la época triásica, puesto que no afectan en nada a las rocas de esta serie, y también porque en ellas se ven restos de minerales procedentes de las erupciones, por lo menos de la peridótica (2).

(1) Véase el capítulo *Rocas hipogénicas*.

(2) Véase lo dicho en el capítulo *Rocas hipogénicas* sobre la edad de éstas.

CAPÍTULO XVI

Tectónica.

ENSAYO DE UNA HISTORIA GEOLÓGICA DE LA REGIÓN.

¿Qué criterio debe seguirse al escribir la historia geológica de una región, deducida de sus rasgos tectónicos? Contestar a esta pregunta no es tan fácil como a primera vista parece. Buena prueba de ello son las diferencias que, ojeando autores, se notan entre la manera de llevar a cabo cada cual esta tarea, respecto al modo de exponer los resultados y en lo referente al valor relativo que a éstos se da.

Criterio que debe seguirse.

Algunos se concretan a describir uno por uno los pliegues, las fallas, los levantamientos y descensos y cuantos rasgos han observado por sí mismos; y una vez hecho esto, dan por terminada su misión, sin preocuparse de sacar consecuencias ni de relacionar lo visto por ellos con lo que otros han descrito en regiones próximas; de donde resulta un trabajo incompleto, en el que no queda cumplida la principal finalidad de un estudio de esta clase, que es integrar la región que se estudia en la tectónica general del planeta. Los que proceden así, hacen, sin embargo, un trabajo útil, aun cuando no sea completo, porque lo observado y descrito, observado y descrito queda, y otros pueden venir detrás que, apoyándose en ello, puedan finalizar la labor. Todo lo que sea acopiar materiales para lo futuro es cosa útil, y no debe mirarse con indiferencia a los que así lo han hecho.

Otros incurren en el extremo opuesto. Dan por sentado que la región que estudian debe de estar subordinada a la tectónica general del país en que radica, e interpretan los hechos observados con arreglo a lo que otros autores han revelado antes en dicho país. Sucede muchas veces que los hechos reales, los que el terreno muestra, no concuerdan con la interpretación que *a priori* se les quiere dar, y entonces suelen forzarse más o menos aquellos hechos para adaptarlos a lo que se supone. Para esto se colocan fallas donde no las hay, se resuelven pliegues de un modo arbitrario, se suponen rasgos tectónicos que no existen, y de todo ello resulta una a modo de geología fantástica, que más parece novela que obra de ciencia, y que es además dañina, muy dañina, porque induce a errores a los que vienen después y tienen la candidez de tomar como cosa cierta lo que sólo es producto de la imaginación demasiado viva del que lo escribió.

No son, por fortuna, en España muy frecuentes los autores de este último tipo. Más bien abundan los del primero, los que se limitan a acopiar datos sin intentar interpretarlos, y por esto son tan escasas las obras que tratan de tectónica española. Hora es ya, sin embargo, de que se reaccione contra esto, aplicando al escribir sobre geología el criterio sano, del que tan buenos ejemplos nos dan no pocos autores extranjeros y algunos españoles, criterio que consiste en huir de los dos extremos y en aplicar uno y otro procedimiento con cierta discreción. La labor del geólogo debe ser, ante todo, la de comenzar su trabajo sin ideas preconcebidas, porque éstas inducen a que, aun sin querer, se interpreten las cosas con arreglo a criterios ya hechos; y esta interpretación puede ser verdadera, pero puede también ser falsa. Ver lo que hay sobre el terreno, lo que el buzamiento de los estratos muestra, lo que la orografía dice, y apuntarlo todo de un modo conciso y claro, debe ser, a nuestro juicio, la primera parte del trabajo. A continuación de ella debe procurarse dar a lo visto una interpretación personal, sin preocuparse por lo pronto de si esta interpretación encaja o no encaja dentro de la tectónica general del país anteriormente establecida por otros autores. Una vez hecho esto, y sólo entonces, procederá

hacer la comparación de las deducciones a que se haya llegado con las expuestas por los demás autores que han dado su opinión sobre la región misma que se estudia, o sobre las contiguas, o sobre el país entero en que la región radica. Y al llegar a esto habrá que tener cierto criterio en cuanto al juicio que dichas opiniones merezcan, porque es posible, y hasta probable, que no todos concuerden, que haya unos que interpreten las cosas de una manera y otros de otra, y entonces, o bien debe optarse por el autor de reputación más seriamente establecida, o bien, y tal vez esto sea lo más prudente, deben consignarse en el trabajo las opiniones de unos y de otros, exponiendo a continuación cuál de ellas concuerda mejor con los hechos observados por el autor que escribe. Y si por acaso no aparece esta concordancia con ninguna de las interpretaciones anteriores, nos veremos ante el problema más difícil de todos, y hasta me atrevería a decir *ante un problema peligroso*, porque en este caso es cuando involuntariamente nos inclinamos a falsear los hechos directamente observados para hacerlos encajar a la fuerza dentro de la opinión del autor que más crédito nos merece. Hay que huir de esto; preferible es dejar una duda planteada a decir una cosa que no sea verdad, aun cuando parezca verosímil. Este es un camino: señalar la anomalía, decir lo que se ha visto, y confesar que esto que se ha visto está en contradicción con lo que lógicamente parecía debía suceder, dado lo que otros habían observado y expuesto antes. Pero hay otro camino, que es volver sobre el terreno y comprobar lo hecho, pensando en que tal vez *nos hayamos equivocado*; cosa, por cierto, nada improbable cuando por primera vez se aborda el estudio geológico de una región. Sucede muchas veces que este segundo estudio, este repaso general de lo antes hecho nos lleva a deducciones distintas de las primeras; y si tal es el caso, el geólogo de buena fe no debe tener reparo ninguno en rectificarse a sí mismo; porque la Ciencia es eso: una no interrumpida serie de interpretaciones sucesivamente rectificadas, que va aproximándose cada vez más a la verdad.

Tal es el criterio que, en nuestro humilde juicio, debe seguirse al hacer el estudio geológico de una región. Vamos a

aplicarlo a la nuestra, exponiendo los hechos que en ella hemos observado, ensayando interpretarlos, y comparando nuestra interpretación con las de nuestros antecesores en el estudio de la Serranía. Veremos, por último, la relación que hay entre la tectónica de este rincón de Andalucía, la del Mediodía de España y la de la costa africana.

La lámina de cortes geológicos que acompaña a este estudio contiene cuatro que son transversales a la dirección general de las cumbres de la Serranía, y van dirigidos, por consiguiente, de Noroeste a Sureste. Están dibujados a la misma escala que nuestro mapa geológico (1 : 100.000), tanto en horizontal como en vertical. El corte número 5, a escala de 1 : 10.000, representa la garganta del Chorro.

El corte número 1, desde la Sierra del Pinar a San Pedro Alcántara, comienza con el gran pliegue anticlinal de dicha sierra, pliegue cuyo vértice casi coincide con la cumbre y está formado por rocas liásicas, estándolo las dos faldas por jurásicas. Este pliegue, entre Grazalema y el río de Campobuche, se resuelve en un sinclinal pequeño, seguido de un anticlinal cuya falda Sureste está casi toda cubierta por el numulítico. Un poco al Norte de Grazalema, y ya fuera de la dirección del corte, se ve bien este pliegue pequeño. MacPherson indica al Noroeste de la Sierra del Pinar un segundo anticlinal cortado por una falla en el puerto de los Navazos (1). No hemos comprobado esto, porque dicho paraje está fuera de nuestra región; pero más al Norte hemos visto las trazas de esta falla, así como también las de la que en el puerto del Boyal separa a la Sierra del Endrinal de la del Pinar, y cuya posición en el corte número 1 nuestro correspondería al curso del río Campobuche. No la hemos representado, porque no aparecen sus efectos sobre el manto numulítico, que ocupa allí el lecho del río; pero es muy probable, casi seguro, que en profundidad separe a las rocas jurásicas de las dos sierras, produciendo anormal contacto entre ellas. Resulta así la Sierra del Pinar comprendida entre dos fallas, a lo largo de las cuales el macizo central se ha eleva-

(1) *Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz*, corte núm. 19.

do, o los dos contiguos han descendido. La dirección de estas fallas es de Suroeste a Nordeste.

El manto numulítico del río Campobuche termina en punta hacia el Suroeste y forma parte de una de las entradas o bahías del mar terciario en la Serranía de Ronda. Como se ve en el corte número 1, sus estratos están aquí poco plegados y buzanan hacia el Noroeste, apoyándose, pero en discordancia, sobre las vertientes jurásicas de la Sierra de Libar. Forman esta sierra tres pliegues anticlinales, con sus sinclinales correspondientes, orientados todos de Suroeste a Nordeste y unidos por un sinclinal más ancho con la inmediata Sierra de los Castillejos, a través del valle del Guadiaro, que está entre ambas. Aquí los pliegues son más cerrados, menos amplios que en la Sierra del Pinar, cual si una masa resistente hubiera obligado a los estratos a doblarse más. En esto no puede negarse el influjo de la gran masa eruptiva que viene después en el corte, el cual muestra que a medida que nos vamos acercando a aquélla, los terrenos se pliegan más. Esta Sierra de Libar, bastante regular en su estructura, está formada por rocas jurásicas y cretáceas, ocupando constantemente estas últimas el fondo de los sinclinales. No hemos visto fallas que la limiten, y todo induce a pensar que ella, el fondo sinclinal del valle del Guadiaro y la inmediata Sierra de los Castillejos forman un todo continuo, si bien con la desviación horizontal de que ya hablamos en el capítulo del terreno jurásico, que comienza a señalarse en el pueblo de Atajate y cambia la dirección Suroeste a Nordeste de la cresta de la Sierra de Libar en la de Oeste a Este que, aproximadamente, tienen las de los Castillejos y Cartajima. Pero este cambio de dirección no se traduce en la superficie por fallas, o, al menos, nosotros no hemos acertado a verlas, a pesar de haberlas buscado en el valle del Guadiaro, en Jimena y en el puerto de Arrebatacapas, que son los parajes donde con más claridad debían verse sus efectos. Sólo hemos notado un cambio gradual del buzamiento, que pasa de la dirección Noroeste a la Norte o a la Nornoroeste, en la esquina de la meseta de Ronda atravesada por el Guadiaro. El cretáceo aparece en la cúspide de la Sierra de los Castillejos, ocupan-

Sierra de Libar.

Cortes geológicos.

Corte número 1. Sierra del Pinar.

do, como en la de Libar, el fondo de los sinclinales. Las fallas meridionales son jurásicas, cuyo terreno se prolonga hasta pasado el pueblo de Alpanseire. Los pliegues van acentuándose cada vez más, y su eje va inclinándose progresivamente hacia el Norte.

Encontramos después en el corte una falla, que en este punto es doble, inmediata al cauce del río Genal. Es la falla *Genal-Turón*, que tantas veces hemos citado; y como se trata de uno de los más importantes rasgos tectónicos de la Serranía, vamos a describirla ahora de una vez para todas.

Cuanto han estudiado la Serranía de Ronda, se han fijado en esta falla, porque sus efectos se manifiestan con una claridad tal, que imprimen a la región entera una distribución de terrenos *sui generis* y muy característica. Véase, en efecto, en el mapa geológico, que desde El Chorro a Gaucín, o sea a lo largo de una línea Nordeste a Suroeste que divide transversalmente en dos mitades a la Serranía entera, la distribución de los terrenos a uno y otro lado de esta línea es totalmente distinta. Al Sureste de ella todas las formaciones son estratocristalinas, cambrianas o eruptivas, salvo los pequeños manchones triásicos de la costa. Al Noroeste de dicha línea las formaciones son liásicas, jurásicas y cretáceas. Sólo las terciarias son comunes a las dos mitades. Y la separación es tan radical, que ni existe el más pequeño asomo peridótico, estratocristalino o cambriano al Noroeste de la falla, ni tampoco el más insignificante liásico, jurásico o cretáceo al Sureste de ella. Es preciso pasar del valle del Guadalhorce, caracterizado también por una falla, como después veremos, para que este estado de cosas varíe, y aparezcan asomos de los citados terrenos secundarios.

La falla comienza en la garganta misma del Chorro, donde se manifiesta por el anormal contacto entre el cambriano y el jurásico (corte núm. 5) por debajo del mioceno de las mesetas de Villaverde. Es muy probable que esta falla sea prolongación de la que los Sres. Bertrand y Kilian dibujan en su esquema de las dislocaciones de la cordillera Bética (1),

(1) *Mission d'Andalousie*, traducción española, pág. 502.

y que va desde El Chorro mismo hasta más allá de Loja, faldeando por el Norte a las cordilleras jurásicas de Abdalajís, Antequera, las Cabras, etc. Si tal fuera el caso, la dirección de esta gran falla cambiaría en El Chorro, como cambia también, y en el mismo sentido, la de la cordillera Bética, que es en la región de la Serranía de Suroeste a Nordeste, como la de la falla Genal-Turón, y pasado El Chorro, es de Oeste a Este, también como la de la falla de Antequera, marcada en el esquema de los autores franceses.

En la parte inferior del valle del Turón los efectos de la falla borra el manto numulítico que cubre al contacto entre el cambriano y el jurásico; pero hacia la mitad del camino, entre Ardales y El Burgo, desaparece este manto, y se ve con toda claridad el anormal contacto de ambos terrenos, además de los enormes trastornos y levantamientos de las capas en los bordes de la falla. Unas veces el cambriano se superpone a los terrenos secundarios, y cuando la falla se duplica, que es caso muy frecuente, queda un retazo de terreno mucho más elevado que los contiguos, comprendido entre las dos roturas (cortes núms. 1, 3 y 4).

La zona afectada por la falla es siempre muy ancha, y más en el valle del Genal que en el del Turón. Aquí el trastorno de las capas parece haber sido producido, o por una falla sola, o por dos muy próximas. En cambio, en el valle del Genal hay regiones en que se ven dos roturas paralelas, separadas por espacios muy anchos, como, por ejemplo, en el nudo entre Atajate y Alpanseire, donde una de las roturas bordea por el Sureste a las Sierras de Benadalid, Almatocín y Gaucín, y otra de aquéllas, de menos amplitud que la primera, se señala más al Sureste, entre Casares y Genalguacil, dejando aislado al promontorio jurásico del peñón de Crestellina y la Sierra de los Canutos. Y estudiando el terreno con cuidado, se ven trazas evidentes de otras muchas fallas pequeñas, paralelas a las principales, que afectan especialmente a los terrenos antiguos, y cuyas trazas se pierden a trechos, y aun a veces se borran, entre los intrincados pliegues del gneis y de las pizarras cambrianas; pero otras aparecen muy claras. Todo esto induce a considerar a los dos valles Genal

Falla Genal-Turón.

y Turón y a la meseta que los separa como una faja ancha de roturas paralelas, y no como el resultado de una falla simple.

En los Llanos de la Nava, la meseta elevada que acabamos de citar, las trazas de la gran rotura son clarísimas en los contactos anormales entre el triás, el jurásico y las calizas y pizarras cambrianas. Aquí la denudación ha borrado las escarpas producidas por la falla, y los cerros cambrianos están al mismo nivel que los secundarios; pero subsisten la apariencia de superposición del terreno antiguo sobre el más moderno y los grandes trastornos que en uno y en otro ha originado el movimiento. Los desmontes de la carretera de Ronda a San Pedro Alcántara son un corte artificial muy a propósito para el estudio de dichos efectos.

La diferencia de nivel geológico entre los dos bordes de la rotura es considerable. Es frecuente ver al cambriano cubriendo en apariencia a las capas del jurásico medio, y aun a las titónicas, y esto representa un salto que, por poco que se lo estime, no debe bajar de 400 metros, dado el espesor que allí miden ambos terrenos. Este salto se ha producido siempre en el mismo sentido en todo el trayecto desde El Chorro a Gaucín: el borde Sureste de la falla se ha elevado, o el Noroeste ha descendido (cortes 1 a 4). La dirección es siempre la misma en todas las roturas, y, salvo pequeñas inflexiones locales, es constantemente de Suroeste a Nordeste.

Tal es, descripta a grandes rasgos, esta falla del Genal-Turón, que imprime su sello a la Serranía entera. Quedan por examinar dos puntos muy importantes: la edad en que se ha producido la rotura y la relación de ésta con la erupción peridótica; puntos íntimamente relacionados entre sí, como vamos a ver.

Ningún autor de los que han estudiado la Serranía nos habla de la edad de esta falla. Vemos sobre el terreno que afecta a todas las formaciones comprendidas entre la estratocristalina y la cretácea, y aun un tanto a la eocena, de lo cual debemos deducir que su acción ha continuado hasta esta última época; pero sólo por conjeturas podemos tener una idea sobre cuándo han comenzado estos efectos, o, lo que es lo mismo, sobre la época en que se inician en la región las dis-

Falla Genal-Turón.— Su edad.

locaciones dirigidas de Suroeste a Nordeste, como la falla que nos ocupa. Ahora bien: entre estas conjeturas hay una bastante verosímil que nos lleva a pensar que la época en cuestión es anterior o quizás contemporánea de la herciniana. Recordemos, en efecto, que al ocuparnos de la erupción peridótica hemos visto que múltiples hechos demuestran que esta erupción tiene lugar antes de la época triásica, y muy probablemente durante la herciniana. Observemos también que el eje de dicha erupción se orienta de Suroeste a Nordeste, o sea con marcado paralelismo a la dirección de la falla. Si aceptásemos los puntos de vista de Mac-Pherson y Orueta Aguirre, deberíamos decir, como ellos, que el colosal empuje de la erupción ha dado lugar en el país a dislocaciones y roturas orientadas paralelamente a aquélla, y vendríamos a parar a que dicha erupción es la causa fundamental del relieve de la Serranía, que es lo deducido por los dos citados autores. Pero ya hemos dicho, y repetimos ahora, que estas ideas sobre el influjo de las erupciones en la tectónica de una región se han modificado radicalmente desde la época en que escribían Mac-Pherson y Orueta Aguirre; que multitud de observaciones han demostrado que el esfuerzo que obliga a los magmas internos a ascender a través de la corteza terrestre influye poco o nada en las dislocaciones de dicha corteza, y que, por el contrario, las erupciones se supeditan en la mayoría de los casos a dichas dislocaciones, ascendiendo los magmas fundidos por roturas que ya existen.

El estudio tectónico de la Serranía comprueba esta manera de ver. En ninguna parte de ella hay indicios de esos enormes efectos, producidos por la erupción, que suponían Orueta Aguirre y Mac-Pherson. Descartado el metamorfismo *en bloque* de las Sierras Blanca, Torrecilla y Mijas, que ya rectificaron los citados autores, asignándole su verdadera edad estratocristalina, sólo queda, como efecto directo de la erupción, un metamorfismo de contacto, débil en los bordes y algo más intenso de abajo arriba (1), que se nota en los terrenos

(1) Véanse los capítulos *Terreno estratocristalino* y *Fenómenos de metamorfismo*.

estratocristalino y cambriano. En cambio, los acentuados pliegues de las formaciones secundarias, el anormal contacto entre ellas y las más antiguas, y los demás fenómenos que hemos enumerado, no pueden explicarse por el esfuerzo eruptivo, sencillamente porque las masas peridóticas existían desde mucho antes que estos fenómenos se originasen, y hay, por tanto, que desechar la hipótesis de que dicho empuje eruptivo haya sido el *Deus ex machina* de la Serranía de Ronda. En cambio, debemos tomar en consideración la idea de que la gran masa eruptiva que se extiende en dirección Suroeste a Nordeste desde Casares al Chorro, cortando la Serranía entera, ha debido de influir de un modo indirecto en el relieve de la región cuando, una vez consolidada, haya podido obrar como *masa resistente* contra los empujes dirigidos del segundo al cuarto cuadrante, empujes de los que hay evidentes pruebas en todo el Sur de Andalucía, y muy especialmente en la región que nos ocupa. La tendencia de los pliegues a tumbarse hacia la masa eruptiva, a uno y otro lado de ella, la comprensión de Sierra Blanca entre las dos masas hipogénicas principal y Alpujata y algunos otros hechos de menor importancia pueden explicarse por esta causa.

Todo induce a pensar, por tanto, que la dirección Suroeste a Nordeste del eje de la masa eruptiva es una consecuencia del hecho de haber emergido esta masa a través de una rotura que ya existía cuando las presiones internas obligaron a ascender al magma fundido. Esta rotura debía de ser paralela a la falla Genal-Turón, puesto que su traza actual, o sea el eje de la masa, lo es también, de donde podemos deducir con bastante verosimilitud que tanto la una como la otra, como las demás que en la región se observan paralelas a ellas, pertenecen a la misma época, y que esta época ha debido de ser la herciniana, o tal vez algo anterior a ella; por más que lo primero encaja mejor dentro del hecho comprobado de haber sido muy enérgicos los movimientos hercinianos en el Mediodía de España.

Volviendo al examen de los cortes, vemos que tanto en el número 1 como en los siguientes, a partir de la falla Genal-Turón, vienen los terrenos antiguos muy plegados y tendien-

Disposición
isoclinal de
los pliegues.

do siempre a inclinarse hacia la masa eruptiva, afectando, como consecuencia, los pliegues una forma un tanto isoclinal. Esta disposición es general en toda la faja de terrenos antiguos que bordea por el Noroeste a la masa eruptiva principal, y sigue existiendo aun cuando las peridotitas no afloren. Buen ejemplo de ello son los macizos cambrianos de las Sierras Blanquilla y Prieta (corte núm. 4), cuyos pliegues se tumban hacia el Sureste, a pesar de no haber en su base grandes masas que obren como macizos resistentes. Ésta es una de las pruebas más evidentes de que la masa eruptiva principal se extiende en profundidad desde Tolox hasta Sierra de Aguas, formando un todo continuo con la que aflora entre Tolox y Casares. Los afloramientos de Yunquera, Casarabonela y Sierra de la Robla serían entonces los testigos de la masa eruptiva que hay debajo, y que está todavía recubierta en gran parte por su bóveda estratocristalina y cambriana, sobre la cual han podido depositarse los terrenos terciarios. Sucedería aquí, por tanto, algo parecido a lo que se observa en la cuenca del Guadaiza y en otros puntos de la vertiente Sur de la masa eruptiva principal.

Pasadas las cumbres peridóticas, vuelven a aflorar los terrenos antiguos, y vuelve a repetirse también la tendencia a la forma isoclinal en el conjunto de sus pliegues (corte número 1). Parece, pues, evidente que esta disposición depende de la presencia de las masas eruptivas, que, como ya hemos dicho, obran como macizos de mayor resistencia contra los empujes laterales que tienden a plegar los estratos. Las rocas peridóticas sufren también el influjo de estas presiones. En los contactos con los gneises se laminan y toman esa a modo de pseudostratificación que ya describimos en el capítulo dedicado a ellas, y lejos de los contactos, como su compacidad les impide plegarse, se rompen en prismas romboédricos.

El corte número 2 comienza en la divisoria de aguas entre el Atlántico y el Mediterráneo, en la que se ve muy clara la transgresión entre el eoceno y el mioceno que se manifiesta también al otro lado de la meseta de Ronda, donde comienza la Sierra de Parauta. En ésta encontramos la misma estructura que en la de los Castillejos del corte número 1: pliegues

Corte número 2.—Sierra de Parauta.

repetidos en el liásico y jurásico, cuyos fondos sinclinales están rellenos por rocas cretáceas en concordancia con las primeras. Y respecto a esto de la concordancia entre el cretáceo y el jurásico, debemos llamar la atención, porque los señores Bertrand y Kilian, que la han observado en la cordillera Bética, lo mismo que nosotros en la Serranía, dicen, sin embargo, que es posible haya en algunos puntos, situados al Norte y al Este de dicha cordillera, marcada discordancia entre los dos terrenos; observación que concuerda con las de otros autores hechas en regiones de España muy alejadas de la nuestra. Por eso hemos estudiado con especial atención los contactos entre el titónico y las margas neocomienses, y en ningún paraje de la Serranía hemos visto discordancia entre ambos. Podemos, pues, afirmar que aquí, al menos, la emersión de las cordilleras secundarias tuvo lugar al final de la época neocomiense, y que entre la triásica y ella no hubo emersión alguna.

Tanto en la Sierra de Parauta como en la de la Gialda, que la sigue hacia el Nordeste (corte núm. 3), comienza ya a notarse la tendencia de los pliegues a inclinarse hacia el Sureste, o sea hacia los macizos eruptivos; hecho que debe obedecer a la misma causa ya explicada para los pliegues estratocristalinos y cambrianos. El efecto se ve mejor en los jurásicos, por estar menos trastornados que los otros.

En los Llanos de la Nava volvemos a encontrar a la falla Genal-Turón; más estrecha aquí que en los dos valles, y, por consiguiente, más fácil de estudiar.

Pasada la gran masa peridótica de la Sierra del Real, y muy cerca del río Verde, vemos otra falla muy marcada que bordea a Sierra Blanca por el Noroeste, y cuyas trazas se siguen muy bien a lo largo del camino que va de Istán a Monda. Pasado Monda, ya sus trazas no son tan claras; pero, aun así, pueden seguirse hasta más allá de Coin, que desaparecen bajo el manto plioceno. La dirección de esta falla es, pues, de Oestesuroeste a Estenordeste, y, por consiguiente, aunque no es rigurosamente paralela a la del Genal-Turón, está, sin embargo, situada en los dos mismos cuadrantes que ésta (primero a tercero), y por esto y por los efectos que produce, es

Sierra de la Gialda y Llanos de la Nava.

Falla del camino de Istán a Monda.

muy verosímil pertenezca al mismo sistema general de dislocaciones y sea de la misma edad. Estos efectos son: elevar al gneis infrayacente a la dolomía cristalina de Sierra Blanca a un nivel superior al de ésta, y más al Norte del camino entre Istán y Monda, producir un contacto, anormal también, entre las pizarras cambrianas y los gneises. Todo el contacto entre la faja estrecha cambriana que va desde Coin hasta la divisoria entre el río Verde y el arroyo Seco (véase el mapa) y los gneises que hay al Sur se hace por falla, y esto nos lleva a admitir una segunda rotura, paralela a la de Istán-Monda y muy próxima a ella, lo que significa que también aquí la rotura es doble, como lo es en muchos sitios la de Genal-Turón.

La Sierra Blanca está formada por un gran pliegue anticlinal, cuyo eje, como ya hemos dicho (1), se orienta de Oestesuroeste a Estenordeste; y como las cumbres más altas de la sierra forman una arista que va de Suroeste a Nordeste, resulta que no siempre coincide esta arista de las cumbres con el eje del anticlinal, cosa que se ve bien comparando los cortes números 2 y 3.

Pasada Sierra Blanca, y entre ella y la de la Alpujata, encontramos otra falla que es, por cierto, uno de los ejemplos más bonitos de esta clase de fenómenos que se encuentran en la Serranía. Se extiende en dirección Suroeste a Nordeste entre las minas de *El Peñoncillo*, próximas a Marbella, y el puerto de Ojén, trastornando enormemente a los estratos de dolomía y de gneis y originando entre ellos el mismo anormal contacto que se observa entre Istán y Monda. Queda, pues, Sierra Blanca comprendida entre dos fallas; el macizo dolomítico entero de la sierra ha descendido a lo largo de ellas, y resulta así uno de tantos ejemplos de una sierra *más baja*, geológicamente hablando, que los terrenos que la rodean, y que es, sin embargo, geográficamente, *más alta* que éstos; hecho que se explica bien por la muy desigual resistencia entre el gneis y la dolomía ante los efectos de la denudación. Es muy natural que Sierra Blanca sea un macizo energicamente trastornado, porque está entre las dos masas

Sierra Blanca.

Falla de Ojén.

(1) Descripción del terreno estratocristalino.

eruptivas más grandes de la Serranía, o sea entre dos obstáculos muy resistentes a las presiones laterales; razón por la cual la masa que las separa debe sufrir la casi totalidad del efecto de estas presiones. Hay además motivos bastantes para sospechar que las dos masas peridóticas se unen en profundidad por debajo de Sierra Blanca (1); y si esto es así, tenemos una razón más para explicar el notable trastorno que en todos sentidos ha experimentado esta sierra.

El corte número 3 comienza en la meseta de Ronda, al Norte de esta ciudad. El manto mioceno recubre allí al numulítico, y éste, a su vez, al jurásico en estratificación discordante. Sigue después la Sierra de la Gialda, con sus pliegues también tumbados hacia la masa eruptiva. En este corte se ve que el liásico de esta Sierra, al igual que en la del Pinar (corte núm. 1), aparece en las bóvedas anticlinales y en concordancia con el jurásico. La falla Genal-Turón, que bordea a la sierra por el Sureste, deja aquí aislado a un retazo del triásico, que aparece muy trastornado y en anormal contacto con el jurásico y el cambriano. Esta falla es aquí doble. Sigue después el gran macizo de terrenos antiguos del nudo central de la Serranía, formado por las Sierras de la Nieve y la Torrecilla. El estratocristalino ocupa el vértice o bóveda del gran pliegue anticlinal que ambas sierras forman, y está representado por gneises y dolomias cristalinas, muy distintas, por cierto, de las calizas cambrianas que las envuelven (2), y que se extienden desde el puerto del Pilar hasta más allá de Yunquera, y siempre, como se ve en el mapa, siguiendo la dirección Suroeste a Nordeste, general a las cumbres de la cordillera. El gran pliegue de la Torrecilla está también tumbado hacia el río Verde, tendiendo a la forma isoclinal.

Pasada la masa eruptiva de Sierra Parda, viene la faja de cambriano y gneises, que llega hasta más allá de Guaro. Ambos terrenos, a pesar de lo plegados que están, parecen orien-

(1) Nos referimos a los asomos metamórficos de Sierra Blanca. Véase lo dicho sobre ellos y sobre su característica orientación en el capítulo *Fenómenos de metamorfismo*.

(2) En el capítulo *Terreno cambriano* puede verse la descripción de estas calizas y su facies característico.

Corte número 3.— Meseta de Ronda. Torrecilla.

Cambriano de la Hoya de Málaga.

tarse también de Suroeste a Nordeste, y están limitados al Sureste por la falla, ya descrita antes, del camino de Istán a Monda.

La Sierra Blanca en este corte muestra que el anticlinal que la forma no se orienta ya de Suroeste a Nordeste, sino más bien de Oestesuroeste a Estenordeste, puesto que su vértice, que en el corte anterior pasaba por los Llanos del Juanar, pasa en éste muy cerca del pueblo de Ojén. Sobre el terreno se ve que la prolongación pasa por la Sierra de la Camucha, entre Monda y Coín, y tiene, efectivamente, la dirección dicha. Tanto en uno como en otro corte están representadas las dos fallas, ya mencionadas, que limitan a Sierra Blanca.

Los intrincados pliegues del estratocristalino y el cambriano de las Chapas de Marbella no ofrecen otra particularidad que la de aparecer en uno de ellos, en el que se apoya directamente sobre la masa eruptiva de la Sierra de la Alpujata, la roca más antigua del estratocristalino, que es el gneis glandular, descrito al tratar de este terreno. El trias recubre a trechos al cambriano de las Chapas, y al parecer lo hace sin el intermedio de una falla, si bien en clara discordancia con él. Y decimos esto, porque más al Este, en los contactos entre ambos terrenos al pie de la cuesta de Carvajal, se ve con toda claridad que este contacto se hace por falla, y cabe en lo posible que esta rotura se prolongue hacia el Oeste, por más que el terreno en las Chapas no ofrezca signos de ella.

El corte número 4, en las Sierras Espartosa y del Burgo, muestra la misma disposición que los anteriores para la serie secundaria. La falla Genal-Turón, doble también aquí, produce el contacto anormal entre el jurásico del valle y el cambriano de las vertientes de Sierra Blanquilla. Esta sierra es, geológicamente, la reproducción de la Torrecilla, salvo que el eje del gran pliegue anticlinal no pasa aquí al Oeste de la cumbre, sino al Este, y bastante cerca de su base. En este punto comienza a verse con bastante claridad otra falla, paralela a la del Genal-Turón, que bordea por su pie a Sierra Blanquilla y al Caparain, y desaparece bajo el manto numulítico de Ardales.

Sierra Blanca.

Chapas de Marbella.

Corte número 4.

Sigue a Sierra Blanquilla la Hoya de Málaga, con su terciario en capas horizontales que probablemente ocupan y cubren el gran seno sinclinal que une a los dos anticlinales de terrenos antiguos, y a continuación viene la Sierra de Mijas, que muestra claramente al segundo de dichos anticlinales, al de la costa, como lo han llamado los autores franceses. Este pliegue, tal vez en relación con el de Sierra Blanca, sigue una dirección Oestesuroeste a Estenordeste, que en algunos puntos pasa a ser Oeste a Este. Su rama Norte está cubierta por el plioceno de la Hoya de Málaga, y su rama Sur por el cambriano, en concordancia con los gneises y micacitas, que se extiende hasta la costa misma o hasta muy cerca de ella. Una falla, ya mencionada antes, y cuya dirección coincide con la del pliegue, establece contactos anormales entre el cambriano y los pequeños retazos de trias que hay en la misma orilla del mar, entre Fuengirola y Torre Blanca.

Sierra de Mijas.

Réstanos hablar de otro accidente de importancia tectónica grande que limita a la Serranía por su borde oriental. Nos referimos a la falla del Guadalhorce, y la llamamos así, porque su traza desde Gobantes a Málaga coincide casi con el lecho de este río.

Falla del Guadalhorce.

La dirección de esta gran rotura es próximamente normal a la del sistema Genal-Turón, pues en casi todo su recorrido va de Sureste a Noroeste, inclinándose en algunos parajes hacia el Estesureste-Oestenoeste. En la parte inferior del valle sus trazas desaparecen bajo los mantos pliocenos y cuaternarios de la Hoya y la vega de Málaga; pero más al Este, entre Málaga y El Palo, vuelven a aparecer, cambiando la natural relación entre el triásico, el jurásico y el cambriano. Pero donde mejor se estudian la traza y los efectos de esta falla, es en la parte del valle comprendida entre Cártama y Gobantes; y mientras más al Norte, tanto mejor. Separa allí esta falla a los terrenos estratocristalinos de las Sierras de Mijas y Cártama, río de las Cañas y Alora, de los cambrianos de los Montes de Málaga, y los coloca a nivel muy superior al de éstos, cual si dicho cambriano fuese inferior a los gneises y dolomias; y si bien en el valle ancho del Gua-

dalhorce, que comienza en Alora, es difícil estudiar el contacto mismo, por la gran predominancia de los terrenos terciarios que lo cubren, es, en cambio, fácil hacerlo entre Alora y Gobantes, donde el valle se estrecha mucho y los terciarios desaparecen. Pero donde mejor se ven los efectos de esta falla, es en la gran quebrada del Chorro, de la que tantas veces hemos hablado, en la que dichos efectos se complican además con los producidos allí mismo por la otra falla Genal-Turón, que intercede con la del Guadalhorce precisamente en este paraje. Estos efectos están representados en el corte número 5, hecho adrede a mayor escala que los demás, y que está trazado a lo largo del ferrocarril de Gobantes al Chorro (1).

Partiendo de Gobantes hacia El Chorro por la vía de ferrocarril, se camina primero por hiladas horizontales, o con ligero buzamiento hacia el Norte, de molasa helvética perteneciente al mismo terreno mioceno que forma las mesetas de Villaverde y los hachos de Alora y Pizarra. Dura esta molasa hasta muy cerca de la boca Sur del túnel número 4, y en todo el trayecto su estudio es muy fácil, dados los numerosos cortes verticales que hay en la vía.

Corte número 5

Entre los túneles 4 y 5 está el contacto entre la molasa helvética y las margas rojas pizarreñas del neocomiense, que tiene aquí poco espesor, y cuyos estratos, muy inclinados hacia el Norte, y cubiertos por las hiladas horizontales del mioceno, prueban que la acción que los levantó cesó antes del depósito terciario. Poco después se ve el contacto entre el neocomiense y el titónico, que viene aquí, como siempre, representado por el jaspón (2). Dicen los autores franceses que hay aparente discordancia entre ambos terrenos. Nosotros, recorriendo el contacto sobre los túneles, hemos visto la con-

(1) Este corte es muy semejante al que del mismo paraje han publicado los Sres. Bertrand y Kilian (*Mission d'Andalousie*, traducción española, pág. 506), que nos ha servido de guía. Hay, sin embargo, en el nuestro algunas modificaciones, motivadas por la distinta interpretación que hemos dado a determinados hechos.

(2) La descripción de esta roca puede verse en el capítulo *Terreno jurásico*.

cordancia habitual entre uno y otro, si bien en algunos sitios la menor resistencia de las margas produce en ellas mayor acentuación en los pequeños pliegues locales.

A la salida del túnel número 6, y bajo un enorme tajo de calizas del jurásico medio, aparece una falla dirigida de Oeste a Este, cuyas trazas se pueden seguir hasta bastante dentro de la Sierra de Abdalajis, que forma la pared oriental de la garganta del Chorro. Esta falla, en unión de otra que hay hacia la mitad del túnel número 8, limita a una zona de hundimiento que es uno de los fenómenos más curiosos de este paraje. En la falla Norte se produce un contacto anormal entre el jurásico medio, al Norte de la falla, y el titónico, al Sur de la misma. En la falla Sur este último terreno está en contacto directo con el trias. Hay, pues, entre las dos fallas una zona hundida, limitada al Norte y al Sur por elevados crestosnes de caliza jurásica, al paso que por el Este la pendiente es más suave desde el ferrocarril hasta la cumbre de la sierra. Otra falla, que se ve muy bien a la entrada del túnel número 9, y también paralela a las anteriores, eleva un retazo de trias hasta el mismo nivel que el titónico; y, por último, en la boca del túnel número 7 dos pequeñas fallas locales dejan a un trozo de sinclinal cretáceo en discordancia manifiesta con el titónico que lo rodea. Todo esto induce a una consecuencia que parece muy lógica y que es la misma a que han llegado los autores franceses. La línea de asomos jurásicos es continua todo alrededor de la zona hundida, y su estudio permite deducir que la base de la formación era liásica. Tratándose, como se trata, de un pliegue anticlinal, lo racional sería que el eje lo ocupase el trias; pero, lejos de ser así, dicho eje está formado por el titónico, y a veces por el cretáceo. Ha debido de haber, pues, un hundimiento del eje anticlinal, probablemente con deslizamiento de los bancos en dirección a dicho eje, habiéndose producido, como consecuencia, una falla semicircular. En cambio, en la pared occidental la zona entera está abruptamente cortada por la falla del Guadalhorce (Sureste a Noroeste), y todos los terrenos secundarios desaparecen bajo el manto mioceno.

Ya hemos dicho que entre los túneles 8 y 9 aparece el

trias, formado aquí por margas amarillas, otras irisadas y multitud de capas de yeso, algunas cubiertas de magníficos cristales. Estas margas alternan con bancos de calizas negras. En este manchón de trias hay bastantes fósiles (1), y los dos sistemas de pliegues que en él se observan, hacen que las capas asomen dos veces.

Viene después el túnel número 9, una de las obras más sorprendentes del ferrocarril. Está comprendido todo él dentro de un enorme mogote jurásico, cortado a pico por sus dos caras, y con dos profundas hendiduras en su interior, a las que atraviesa la vía por dos puentes. El macizo está formado por la serie jurásica entera, desde el lias, en la boca Norte, hasta el titónico, en la boca Sur. Los estratos son completamente verticales, y las dos fallas que los limitan se pueden seguir paso a paso sobre el terreno. Ha habido aquí, por tanto, un levantamiento brusco de una de las ramas del anticlinal, producido, probablemente, por un empuje en dirección Sur a Norte, cuyos efectos se han limitado a una zona relativamente pequeña, pues, penetrando hacia Levante en la Sierra de Abdalajis, se ven desaparecer paulatinamente las trazas del levantamiento, y el gran pliegue anticlinal se va regularizando por la unión de sus dos ramas.

A la salida por el Sur del túnel número 9 hay otra falla en cuyos bordes vuelve a cambiar la disposición de las capas, dejando así bien limitado al levantamiento en vertical del citado túnel. Entre él y la entrada Norte del número 11 se determina un pliegue anticlinal, seguido de un sinclinal tumbado hacia el Norte, y formados ambos por titónico y cretáceo en perfecta concordancia uno con otro. Están recubiertos en parte por un manchón de molasa miocena igual a la de las mesas de Villaverde, que están enfrente, en la margen Oeste del río.

El espacio comprendido entre la boca Norte del túnel 11 y la Sur del 12 ofrece uno de los fenómenos más interesantes de la región: un pliegue sinclinal muy abierto, cuyas dos ramas son jurásicas y cuyo fondo es cretáceo, limitado por

(1) *Naticas*, *Avicula Praecursor* y *Myophoria Vetista*.

fallas en sus dos bordes. La rama Norte comienza con algunos bancos de liás, sigue luego la caliza oolítica, y por último el jaspón titónico. Está, pues, representada en esta rama la misma serie, con idéntica sucesión estratigráfica, que aparece en el túnel número 9. En la rama Sur faltan las capas inferiores del jurásico y las del liás, probablemente porque la serie se ha hundido un tanto sobre la falla que en esta parte la limita, y cuya falla establece el anormal contacto, que se ve en el corte, entre el jurásico y el cambriano. Las margas cretáceas que rellenan el fondo sinclinal son casi siempre de color gris rojizo, muy deleznable y bastante ricas en fósiles. En ellas ha ocurrido ese extraordinario corrimiento de que ya hablamos al tratar del cretáceo, y que trajo como consecuencia la destrucción del puente llamado "viaducto del Chorro".

El eje del pliegue está inclinado hacia el cauce del Guadalhorce, o sea hacia el Oeste, y las dos ramas se tumban un tanto hacia el Sur. La vista desde las laderas de enfrente, o sea desde las mesas de Villaverde, muestra entero a este sinclinal, con sus dos ramas de calizas jurásicas elevándose sobre su fondo, y es uno de los ejemplos más claros y más gráficos de las plegaduras mesozoicas de la Serranía. La cordillera Bética termina aquí. Al Sur de este pliegue concluye la serie secundaria y empieza el cambriano de los montes de Málaga, que ocupa la parte central de la provincia y se extiende hasta la costa. Al Oeste cesan también los terrenos secundarios, que no vuelven a aparecer hasta las Sierras de Ortegícar y del Burgo, ya pasada la falla Genal-Turón. Un manto muy grande de numulítico y mioceno cubre el espacio comprendido entre la garganta del Chorro y la mencionada falla; pero bajo este manto no hay terrenos secundarios, sino pizarras cambrianas y tal vez algunos asomos de gneises, como lo prueban las depresiones alrededor de las mesas de Villaverde (véase el mapa) y algunos cortes artificiales hechos en la parte inferior del valle del Turón. Así, pues, la falla Genal-Turón sigue originando hasta su intersección con la del Guadalhorce el mismo uniforme efecto: elevación de los terrenos antiguos en su borde Sureste y descenso de los

secundarios en su borde Noroeste. La intersección de las dos fallas se verifica, próximamente, en el punto donde el Turón y el Guadateba desembocan en el Guadalhorce; pero los efectos de roturas y trastornos de capas siguen algunos kilómetros hacia el Sursureste, y, en realidad, llegan hasta El Chorro mismo.

¿Hay en la Serranía de Ronda otras roturas paralelas a la del Guadalhorce, o, por lo menos, situadas en los mismos cuadrantes segundo y cuarto que ésta? Probablemente, sí. Nos inducen a responder de este modo varios hechos. En primer lugar, que, a partir de la falla del Guadalhorce hacia Levante, varios autores, y entre ellos los de la Comisión francesa, han visto numerosas fallas paralelas o casi paralelas a aquélla, que forman un sistema que se extiende por todo el Mediodía de España y llega en dirección Noroeste hasta el valle del Guadalquivir, terminando en el borde mismo de la gran falla de este valle, límite de la meseta central española. Es verosímil, pues, que este sistema de fallas, segundo a cuarto cuadrantes, exista también a Poniente del Guadalhorce. En segundo lugar, podemos decir que en algunos parajes de la Serranía hemos visto indicios de este sistema, aun cuando no lo suficientemente claros para que nos atrevamos a afirmar categóricamente su existencia. Por ejemplo: en el camino entre Coin y Mijas, que pasa por el puerto de Gómez, hay un contacto sensiblemente anormal entre las dolomías y los gneises que sólo cabe explicarlo admitiendo la existencia de una falla. En las laderas Suroeste de Sierra Blanca sucede otro tanto entre la dolomía estratocristalina y el cambriano; pero los derrubios de la sierra impiden observarlo bien. Por último, entre Estepona y el puerto de los Guardas hay indicios de otro salto dentro de los mismos gneises que bordean a las peridotitas de los Reales de Genalguacil, y es bastante probable que el extraño asomo de trias y jurásico del peñón de Crestellina haya sido producido por aquél. Nos inclinamos, pues, a admitir, provisionalmente al menos, la existencia de este grupo de fallas, que corta a la Serranía en sentido normal al del sistema Genal-Turón. Más adelante insistiremos sobre esto.

Existencia probable de fallas paralelas a la del Guadalhorce.

Resumiendo lo dicho hasta ahora, tanto en este capítulo como en los anteriores (1), vamos a enumerar los fenómenos geológicos que se observan directamente sobre el terreno en la región que estudiamos, y vamos a hacerlo siguiendo un orden hasta cierto punto cronológico, aun cuando en esto debe tenerse muy presente que hay fenómenos que si bien comienzan en época dada, siguen produciendo sus efectos en todas las sucesivas; y no insistimos en esto, porque son cosas de tectónica elemental, y también porque más adelante hemos de volver sobre ello. Los fenómenos en cuestión son:

1.º Un sistema de fallas dirigidas de Noroeste a Sureste (cuarto a segundo cuadrantes), cuyo representante principal en la región es la falla del Guadalhorce.

2.º Un sistema de fallas próximamente normal al anterior, dirigido de Nordeste a Suroeste (primero a tercero cuadrantes), cuyo representante principal es la falla Genal-Turón. Parece ser este sistema un tanto posterior al primero. Tal vez se relaciona con el que existe al Norte y al Sur de la cordillera Bética, y cuya dirección es Oestesuroeste a Estenordeste.

3.º Una serie de erupciones, probablemente hercinianas, que comienza con las de dioritas y diabasas, sigue con las de peridotitas, y termina con las de granulitas y plagiaplitas. Los dos últimos grupos están en relación de posición con el sistema de fallas Suroeste a Nordeste, puesto que sus ejes se orientan a este rumbo.

4.º Un levantamiento general de la región comprendida entre la falla Genal-Turón y la del Guadalhorce, más pronunciado en el borde de la primera que en el de la segunda, que produce un a modo de promontorio o área de levantamiento de forma triangular, dentro del cual no han penetrado los mares secundarios, y aun los terciarios sólo han bañado sus bordes. (Véase el mapa.)

5.º Un sistema de plegaduras bastante uniforme, cuyos ejes se orientan del primero al tercer cuadrantes, y que afecta lo mismo a los terrenos estratocristalino y cambriano que a

(1) Los de *Rocas hipogénicas*, descripción de terrenos y *Fenómenos de metamorfismo*.

Resumen de los principales fenómenos geológicos.

los secundarios, pero que apenas se nota en los terciarios. Los ejes de estos pliegues son, por consiguiente, paralelos al sistema de fallas Genal-Turón.

6.º Una inflexión en el plano horizontal que cambia la dirección Este a Oeste de la cordillera Bética en la Nordeste-Suroeste que tienen las cumbres de la Serranía de Ronda. Además de esta inflexión de conjunto, hay una local que produce el doblez, en forma de S muy abierta, de las Sierras de Castillejos, Cartajima y Parauta.

7.º Una serie de discordancias entre los sucesivos terrenos, que son las que hay entre el cambriano y la serie secundaria, entre el cretáceo y el eoceno, entre éste y el helvético (mioceno), entre el helvético y el plioceno, y la serie de oscilaciones seguidas del levantamiento progresivo de la costa, que dura hasta el periodo actual.

Comparemos ahora estos hechos con los que se observan en regiones próximas.

Hay desde luego uno que es fundamental: la prolongación de la estructura de la cordillera Bética a través de la Serranía de Ronda, sin más cambio que el ya indicado en su dirección. En efecto: la citada cordillera, recorrida desde El Chorro hacia Levante, tiene la siguiente composición de conjunto (1): Una serie de cumbres jurásicas y cretáceas que van de Oeste a Este desde El Chorro a Zafarraya, límite de la provincia de Granada, y después hacia el Estenordeste en las Sierras de Loja, Parapanda, etc. La falda Norte de estas cumbres se apoya, casi siempre por falla, sobre una banda triásica con erupciones ofíticas, cubierta a trechos por mantos terciarios que en ocasiones alcanzan extensiones muy grandes, como, por ejemplo, en la vega de Granada y en Guadix. No existen terrenos antiguos al Norte de la cordillera; pero, en cambio, al Sur de ella predominan enormemente sobre todos los demás. Comienzan en la Serranía de Ronda con los gneises y dolomías del estratocristalino y las pizarras y arcosas cambrianas; sigue después el enorme macizo de estas úl-

Similitud entre la cordillera Bética y la Serranía.

(1) Esta descripción debe seguirse simultáneamente en el mapa geológico que acompaña a este libro y en el general de España, hojas de Cádiz, Málaga, Granada y Almería.

timas llamado Montes de Málaga o Axarquía, que se extiende hasta cerca de Vélez; viene luego la Sierra Almirajara, con sus cumbres de dolomía igual a la de la Serranía, y sus faldas de micacitas y gneises del tramo superior del estratocristalino; y, por último, la enorme mole de Sierra Nevada, formada toda por estas últimas rocas, que se prolonga, tomando diversos nombres, hasta la costa de Levante. La cordillera Bética establece, pues, un cambio radical de terrenos: al Norte y al Noroeste, secundarios y terciarios; al Sur y al Sureste, estratocristalinos y cambrianos; y tan radical es este cambio, que los autores franceses que estudiaron la región no vacilaron en dividir a ésta en dos zonas: la *bética*, que comprende todos los terrenos antiguos enumerados, y la *sub-bética*, que abarca a las cordilleras jurásicas y cretáceas que corren al Norte de la primera.

Volvamos ahora a la Serranía de Ronda, y observemos que la disposición indicada para la cordillera Bética se repite en ella exactamente lo mismo que en ésta. Las cumbres jurásicas se extienden sin interrupción desde Peñarrubia hasta Gaucín. Se ensanchan y se duplican a veces; pero sin perder su unidad ni su dirección constante hacia el Suroeste. La Sierra de Libar y su paralela del Endrinal se prolongan hasta Gibraltar, y si bien los mantos terciarios de la costa las cubren a trechos, puede, sin embargo, seguirse fácilmente su trazado bajo ellos. Las faldas Noroeste de estas sierras reposan sobre una gran banda triásica, con erupciones de ofitas, que se extiende entre Osuna y Chiclana, y que es aquí la equivalente a la que existe al Norte de la cordillera Bética en Teba, Antequera, Archidona y Loja. Las rocas todas son iguales, y su disposición estratigráfica la misma. Y por el Sureste de la Serranía se repite también el mismo hecho que por el Sur de la cordillera Bética: terrenos antiguos en la una y terrenos antiguos en la otra, con exclusión de todos los demás en ambas. En la Serranía son éstos los gneises y pizarras del valle del Genal, la cordillera desde la Torrecilla al Chorro y las Sierras Blanca y de Mijas; en la cordillera Bética son el cambriano de los Montes de Málaga, la dolomía de Sierra Almirajara y las micacitas de Sierra Nevada.

Esta identidad entre las dos regiones nos lleva lógicamente a la consecuencia que ya hemos adelantado varias veces, y que ahora podemos ampliar en la siguiente forma: "La cordillera Bética entera, esto es, las dos regiones *bética* y *sub-bética* que la componen, experimenta un cambio de dirección a lo largo de una línea que corresponde a la falla del Guadalhorce y que se extiende desde Málaga hasta El Chorro, en virtud de lo cual, el arrumbamiento de las cumbres, que es de Este a Oeste en la cordillera Bética, toma la dirección Nordeste a Suroeste que tienen en la Serranía; cambio que no altera ni la estructura de la cordillera ni la distribución de los terrenos en ella."

Veamos ahora la disposición que afectan los terrenos antiguos de la región bética, los que afloran al Sur de la cordillera, y que son los que más nos interesan para nuestro objeto.

En la Serranía de Ronda forman dos grandes pliegues anticlinales, el del Genal-Yunquera-Caparain y el de las Sierras Blanca y Mijas, separados por el fondo sinclinal de la Hoya de Málaga. Ambos se arrumban del primero al tercer cuadrantes, o sea de Nordeste a Suroeste. Las micacitas de Sierra Nevada, y las de la de Baza que la prolonga, forman también anticlinales cuyos ejes se arrumban en la misma dirección, del primero al tercer cuadrantes, que los de la Serranía. Pero entre las dos regiones hay otra, también estratocristalina, que es la Sierra Almirajara, cuyos pliegues van en dirección perpendicular a las de aquéllas; esto es, del segundo al cuarto cuadrantes. Y como las rocas de Sierra Almirajara son de la misma época que las de la Serranía y Sierra Nevada, es preciso buscar la relación que media entre ellas y explicar la anomalía que existe entre las dos direcciones, perpendiculares una a otra, de los ejes de sus pliegues.

Los Sres. Ch. Barrois y A. Offret (1) la explican del siguiente modo: El pliegue anticlinal de la Sierra Almirajara no puede acomodarse a los equivalentes de la Sierra de Mijas, a no suponerlos proyectados por una falla a lo ancho de Málaga. Si desde esta capital se tira una línea a Alora, se ve que los

Consecuencia.

Disposición de los terrenos antiguos en la región bética.

Interpretación de los geólogos franceses.

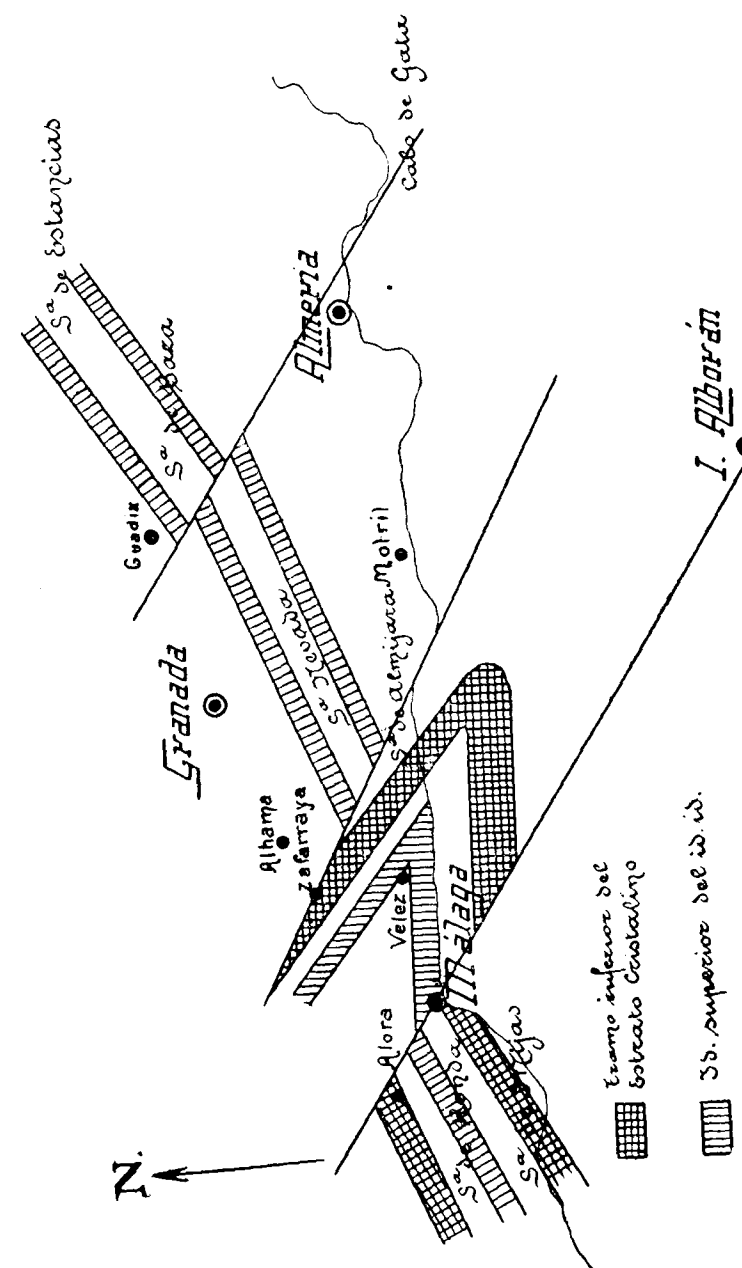
(1) *Mission d'Andalousie*, traducción española, pág. 130.

terrenos antiguos a lo largo de ella (falla del Guadalhorce) no se ajustan entre sí. Las capas de la Sierra Almirajara no pueden unirse con las de la de Mijas sino describiendo en el fondo del mar un codo brusco en forma de V (fig. 9.^a), a consecuencia del cual toman la dirección Este a Oeste que se observa en Vélez-Málaga, y van de ese modo a parar a la falla arriba supuesta.

Sigue después Sierra Nevada, cuyas rocas son las micacitas, que allí cubren, probablemente, el tramo inferior de los gneises y dolomías de Sierra Almirajara. El haz anticlinal de Sierra Nevada está dirigido del primero al tercer cuadrantes, y no se puede relacionar con el de Sierra Almirajara, dirigido del segundo al cuarto, sino trazando también un pliegue muy agudo en forma de V, que además debe de ir acompañado de una falla, según se deduce del inmenso salto que ha sido preciso para que se hayan puesto al mismo nivel el tramo inferior de las dolomías por un lado y el superior de las micacitas por otro. Efectivamente: esa falla transversal, que sensiblemente se dirige desde Zafarraya a Motril (fig. 9.^a), aparece bien patente entre este último pueblo y Molvizar.

Al Este de Sierra Nevada se nota otro cambio brusco en el eje anticlinal de las micacitas, el cual se inclina bastante hacia el Norte en las Sierras de Baza y de Estancias, lo cual acusa otra falla que se confundiría con una línea tirada desde las inmediaciones de Guadix al cabo de Gata, línea que coincide con la alineación de las hondonadas terciarias de Guadix.

Así, pues, la disposición de los terrenos estratocristalinos en el Mediodía de España demuestra que, además de las fuerzas que determinaron su levantamiento, su dirección dominante, sus fuertes inclinaciones y sus fallas longitudinales (paralelas a la dirección de los pliegues), han actuado otras fuerzas que ocasionaron grandes fracturas transversales, con desvíos horizontales de las porciones separadas por ellas. Estas porciones llevan nombres especiales desde la Serranía de Ronda hasta la Sierra de Estancias, y están separadas entre sí por cortaduras que no son simples barrancos debidos a la acción de los agentes atmosféricos y de las aguas superfi-

Fig. 9.^a

ciales, sino que, plegada esa cordillera por impulsos dinámicos, se fraccionó con posterioridad al período triásico en partes que permanecieron en contacto hasta que las denudaciones terciarias y postterciarias ensancharon sus respectivos límites. Así se han formado los valles grandes y las cuencas terciarias acomodados a las líneas transversales de fractura, de las cuales las principales son tres: la del Guadalhorce, la de Motril y la de Guadix.

Si se trazan sobre un mapa (fig. 9.^a) esas tres fallas, aparecen paralelas, porque, efectivamente, todas se dirigen de Sureste a Noroeste; y si se prolongan convenientemente, se observa que la de Málaga pasa por el islote volcánico de Alborán, la de Guadix por el cabo de Gata, volcánico también, y la de Motril por el territorio de Zafarraya, en el que, en opinión de los autores que estamos analizando, está situado el epicentro de los terremotos que asolaron a las provincias de Málaga y Granada a fines de 1884. Este epicentro ocupa exactamente el vértice del codo anticlinal roto que describen las capas de la Sierra Tejeda (prolongación Noroeste de la Almijara) para pasar a Sierra Nevada.

Parece, pues, que el macizo bético se ofrece en un estado de equilibrio inestable, que en el espacio comprendido entre Málaga y Vélez pudiera representarse bastante bien por un arco tendido cuyos extremos se apoyaran, respectivamente, en la Serranía de Ronda y en Sierra Nevada, y cuyo esfuerzo se tradujera por un empuje continuo sobre las dos fallas de Málaga y Motril, que lo limitasen a uno y otro lados. Las múltiples discordancias de estratificación y las oscilaciones del suelo que vienen repitiéndose en la región desde la época secundaria, podrían atribuirse, en esta hipótesis, a que las masas de la Serranía de Ronda y de Sierra Nevada no son capaces de resistir sin ceder a esos esfuerzos que se ejercen sobre sus flancos.

Tal es la interpretación de los Sres. Barrois y Offret, que vamos a discutir. Es innegable desde luego la existencia de ese sistema de fallas transversales que señalan. Ya hemos expuesto las razones que hay para afirmar la presencia de dicho sistema, que, además, aparece bastante claro sobre de-

Crítica de la interpretación anterior.

terminadas regiones de la costa andaluza; y también en otra ocasión (1), basándonos en observaciones personales nuestras y en las de D. J. Mac-Pherson, hubimos de llegar a la misma consecuencia que los autores franceses. En efecto: los daños producidos por los terremotos de Andalucía de los años 1884 y 1885 no se distribuían uniformemente y con amplitud decreciente alrededor de un epicentro, sino que se alineaban según direcciones casi rectilíneas, separadas por espacios en los que los daños eran nulos o, por lo menos, pequeños, y estas direcciones estaban orientadas todas de Sureste a Noroeste y coincidían con las de las fallas transversales que acabamos de describir. Y decíamos entonces que sólo admitiendo líneas de rotura, soluciones de continuidad en la corteza terrestre que coincidiesen con la alineación de los efectos máximos del terremoto, podía explicarse esta especialísima repartición de dichos efectos. Nos parece, pues, indiscutible la existencia en el Sur de España de un sistema de fallas orientado de Sureste a Noroeste, y en este punto no podemos, pues, por menos de estar de acuerdo con la opinión de los autores franceses.

También no parece verosímil la interpretación que dan a la anormal orientación de los pliegues de la Axarquía y de Sierra Almijara. El arco agudo, con sus ramas apoyándose en las fallas del Guadalhorce y Motril-Zafarraya, está conforme con los hechos que el terreno muestra, y explica bien la anomalía, aun cuando la parte más interesante de ese arco, que es su vértice, se substraiga a la observación directa por estar bajo el mar.

En lo que sí nos atrevemos a discrepar de la opinión de estos autores es en lo que se refiere a la edad del sistema de fallas transversales, que ellos consideran posterior a la época triásica. Si tal fuera el caso, si esas desviaciones y dobleces en el plano horizontal se hubiesen verificado después de la época triásica, es evidente que los estratos de esta formación deberían estar también desviados y doblados en la misma

(1) Domingo de Orueta y Duarte, *Informe sobre los terremotos ocurridos en el Sur de España en diciembre de 1884 y enero de 1885*; Málaga, 1885.

forma que lo están los estratocristalinos y cambrianos; y esto no sucede más que en la falla del Guadalhorce, a partir de la cual todos los terrenos, incluso los de la serie secundaria, se han doblado hacia el Suroeste. Pero en las otras dos fallas, en las de Motril y Guadix, la desviación y doblez afectan únicamente a los terrenos antiguos; el triásico, el jurásico y el cretáceo no cambian de posición, o cambian muy poco; la cordillera Bética, al llegar a Zafarraya, que es el punto de máximo efecto de la falla de Motril, sigue, sin embargo, en dirección Oeste a Este hasta Alhama, donde queda cubierta por el manto plioceno de la vega de Granada; y hecho semejante sucede en la falla de Guadix. Es preciso, por tanto, admitir que estas fallas y el efecto máximo de las presiones que doblaron a los terrenos antiguos a lo largo de ellas, han debido de ser anteriores a la época triásica. Como, por otra parte, han debido que ser posteriores a los terrenos que afectan, o sea al estratocristalino y cambriano, venimos a parar a la misma consecuencia que cuando discutíamos la edad de las erupciones peridóticas: que, probablemente, fué en la época hercyniana cuando tales efectos se verificaron; cosa que además concuerda con la extraordinaria actividad orogénica que en todo el Mediodía de España hubo durante dicha época.

El estudio directo de los terrenos estratocristalino y cambriano de la Serranía nos suministra otra prueba en apoyo de nuestra opinión. Es cierto que los dos grandes anticlinales que allí forman estos terrenos tienen sus ejes orientados del primero al tercer cuadrantes, como los demás de la región; pero, además de esta orientación de conjunto, se observan en ellos trazas evidentes de movimientos y plegaduras anteriores, como son los intrincados pliegues del valle del Genal y las Chapas de Marbella, y los dos sistemas de diaclasas normales o casi normales a la estratificación, que afectan por igual a los gneises, dolomías, micacitas y pizarras. Y si tratamos de averiguar cuál ha sido la dirección de las presiones que originaron estos efectos, y para ello recorreremos los terrenos antiguos de Suroeste a Nordeste, o sea a lo largo de sus principales pliegues, vamos viendo trazas de otros pliegues cuya dirección es normal a la de los principales, y que, aun

cuando están muy enmascaradas por los efectos posteriores, y en grandes trechos borradas por la denudación, dejan, sin embargo, testigos suficientes para poder afirmar su existencia. Todo esto parece indicar que ha habido una serie de presiones, dirigidas de Suroeste a Nordeste, que actuaron con su intensidad máxima antes que lo hicieran las dirigidas de Suroeste a Noroeste; y este hecho es de importancia capital para la historia geológica de la región, como veremos después.

Otra región que debemos tratar de relacionar con la Serranía de Ronda es la costa africana, que está enfrente, próxima a ella, y encerrando entre ambas el extremo occidental del Mediterráneo, por todo lo cual es bastante verosímil que exista entre las dos íntima relación tectónica.

Desgraciadamente, la parte que más nos interesa para nuestro objeto, que es el Rif central, nos es del todo desconocida, pues jamás han permitido sus habitantes que la recorra ningún europeo. En cambio, los dos extremos oriental y occidental de dicha región se conocen bastante bien, gracias, principalmente, a los trabajos del naturalista español señor Fernández Navarro (1) y de los franceses Sres. H. Coquand (2) y Louis Gentil (3). De estos trabajos se sacan deducciones de sumo interés, que permiten conjeturar con cierta verosimilitud cuáles son la naturaleza y estructura de la cordillera frontera a la costa española que geográficamente se conoce con el nombre de Rif. Por otra parte, la región que hay al Sur de ella, y que se extiende hasta el Atlas, es lo suficientemente conocida para poder fijar sus rasgos orográficos y geológicos dominantes.

Es el Rif una cordillera aislada del sistema de montañas que se designa con el nombre genérico de Atlas (fig. 10), y separada de ella por una marcadísima depresión formada por

Comparación
entre la Serranía y el
Norte de Marruecos.

(1) *La península del cabo Tres Forcas. (Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 1909.)*

Estudios geológicos en el Rif oriental. (Memorias de la Real Sociedad Española de Historia Natural, 1911.)

(2) *Description géologique de la partie septentrionale de l'Empire du Maroc. (Bulletin de la Société Géologique de France, 1847.)*

(3) *Le Maroc Physique; Paris, 1912.*

los valles de los ríos Sebú y Muluya, el primero de los cuales desemboca en el Atlántico, entre Casablanca y Tánger, y el segundo en el Mediterráneo, al Este de Melilla. Al Sur de esta depresión está la meseta marroquí, formada por terrenos antiguos, tras de la cual se eleva el Atlas.

La forma de la cordillera del Rif es la de un arco de círculo

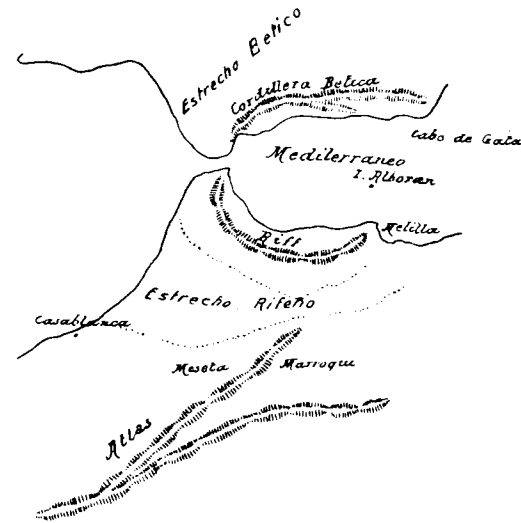


Fig. 10.

cuyos dos extremos se incurvan hacia el cabo Tres Forcas el oriental y hacia Ceuta el occidental. En ambos desciende sensiblemente la altura de la cordillera, que en su región central alcanza cotas, por lo menos, de 2.500 metros sobre el mar (1). La distancia de las cumbres a la costa es pequeña, a lo sumo de 20 a 25 kilómetros, cosa que se ve bien exami-

(1) Ya hemos dicho que este dato se comprueba mirando en un día claro de primavera a la parte de la cordillera rifeña que se ve desde la Serranía, y que es, próximamente, la mitad occidental de ella. Se ven entonces, por lo menos, cinco cumbres nevadas, aun en días de calor, en los que la Torrecilla, punto culminante de la Serranía, no tiene nieve ninguna. Como la cota de la Torrecilla es 1.918 metros, y como el clima del Sur de Andalucía y el del Norte de Marruecos pueden suponerse iguales, debemos deducir que la elevación de las cumbres del Rif no baja de los 2.500 metros dichos.

nándola con un anteojo desde la Serranía de Ronda, o mejor desde un barco que recorra el litoral marroquí. Su pendiente hacia el Mediterráneo es, pues, muy acentuada, y sus ríos deben de ser torrenciales, como lo son los que surcan la vertiente Sur de nuestra Serranía. En cambio, detrás del Rif hay una serie de sierras escalonadas, de altura progresivamente decreciente, que bajan hasta los valles del Sebú y del Muluya.

La parte de Rif occidental comprendida entre Tetuán y el Djebel Musa, sobre Ceuta, o sea la llamada "segunda columna de Hércules", es jurásica y liásica, y forma la cordillera de Andjera, que prolonga evidentemente, por su dirección y composición geológica, al peñón de Gibraltar, situado precisamente enfrente del Djebel Musa, al otro lado del Estrecho. Estas calizas secundarias reposan sobre gneises y micacitas estratocristalinas, y a trechos sobre unas pizarras que por su facies, por su posición estratigráfica y también por sus caracteres micrográficos son idénticas a las cambrianas de la Serranía de Ronda. Y sobre estos terrenos antiguos, y en el borde mismo del mar, viene en retazos una formación de conglomerados, areniscas y pizarras satinadas, que es igual en todo a la que aflora en el borde Sur de la Serranía (puerto de los Guardas, Chapas y Torre Blanca), y que ha sido clasificada por Gentil como permotriásica (1). Tenemos, pues, que la región occidental del Rif reproduce con exactitud manifiesta lo que se ve en la Serranía de Ronda, y un corte de ella nos daría algo muy semejante a lo que nos dan los cortes transversales de la Serranía (2) y de la región bética en general; esto es, un eje de cordillera formado por rocas secundarias, apoyándose por el Sur sobre terrenos antiguos y bordeado en el litoral mismo por retazos del permotriás. Digase Norte donde decimos Sur, y tendremos el corte de la parte occidental del Rif. Y como esta parte se prolonga hacia el Este sin interrupciones orográficas, y como, además, puede seguirse hasta bastante distancia con un anteojo la continuidad de las

(1) Recordemos que también los Sres. Michel Levy y Bergeron han llamado permotriás a lo que nosotros llamamos triás en la Serranía de Ronda. Véanse las razones en el capítulo *Terreno triásico*.

(2) Haciendo abstracción de la erupción peridótica.

capas, es verosímil que la constitución del Rif central sea la misma que la de la parte occidental, y resulten, por consiguiente, simétricas e iguales en estructura y composición geológica las dos costas fronterizas de este rincón del Mediterráneo (1). Esta similitud la admite como evidente el notable geólogo Edward Fuess (2). Basándose en cuantas observaciones de otros autores ha podido reunir y en las suyas propias, supone al Rif formado de Norte a Sur: primero, por una banda de retazos triásicos cubierta de trecho en trecho en el litoral por pequeños mantos terciarios; después, por una faja de terrenos antiguos continua desde Tetuán al cabo Tres Forcas; y por último, por una cordillera de calizas secundarias que forma la cumbre.

En el extremo oriental del Rif se ve un fenómeno de gran interés tectónico. Es la línea de erupciones volcánicas modernas que pasa a través del Mediterráneo y se extiende hasta más allá de Alicante por el litoral español. Comienza con las andesitas y traquitas del Atalayón, Gurugú y cabo Tres Forcas, en los alrededores de Melilla; sigue después a la isla de Alborán, volcánica también, con sus andesitas (alboranita de Osann), muy semejantes en composición petrográ-

Faja volcánica oriental.

(1) Aun cuando es bastante aventurado juzgar a distancia de la naturaleza geológica de una cordillera sólo por lo que muestran el aspecto del paisaje y la clase de vegetación, como en el caso del Rif central, no hay otro medio de que echar mano; y como, además, la comparación entre él y la Serranía es relativamente fácil, nos atrevemos a decir que lo que se ve con un buen anteojo desde una cumbre alta de nuestra región, por ejemplo: desde los Reales de Genalguacil, es extraordinariamente sugestivo, y lleva sin querer al ánimo del observador la idea de que las dos sierras son idénticas. El perfil del Rif desde Ceuta a Alhucemas es reproducción exacta del de la sierra que se extiende entre Gaucín y Cartajima: los mismos crestones, los mismos tajos y escotaduras, igual color blanco y total falta de vegetación en los dos. Y en la base Norte del Rif se ven las mismas manchas oscuras del valle del Genal y esas lomas redondeadas y uniformes que produce la denudación en los gneises y en las pizarras, y que allí llegan hasta el Mediterráneo mismo o hasta las pequeñas planicies, tal vez terciarias, que se ven con el anteojo cerca de las playas.

(2) Edward Fuess, *La Face de la Terre*, traducción de E. de Margerie, tomo I, págs. 290 y siguientes.

fica a las de Melilla; después, y ya en la costa española, encontramos los vestigios volcánicos del cabo de Gata, que forman una cadena continua hasta Mojacar, por la costa Sureste de la provincia de Almería, y siguen después en afloramientos pequeños aislados hasta cerca del cabo de Palos. Obsérvese (fig. 10) que la península del cabo Tres Forcas se dirige hacia la del cabo de Gata, y que la línea que las une cruza por la isla de Alborán, y prolongada hacia el Nordeste, pasa también muy cerca del cabo de Palos. Los mapas batimétricos muestran además que entre las dos penínsulas existe una cresta submarina que emerge en la isla de Alborán. Debe admitirse, pues, la existencia de una zona volcánica reciente que se extiende en línea recta, o casi recta, desde Melilla al cabo de Palos, en dirección del primero al tercer cuadrantes, o sea en la misma que uno de los dos sistemas de roturas de la región bética, y que limita por el Este tanto al Rif como a la cordillera Bética.

Extendamos ahora la comparación a regiones más extensas. Hagámosla entre todo el Mediodía de España y todo el Norte de Marruecos. En el Mediodía de España encontramos tres regiones naturales. La primera es la cordillera Bética, formada por rocas secundarias, bordeada al Sur por terrenos antiguos, y que se extiende paralelamente al litoral mediterráneo, en dirección media Oestesuroeste a Estenordeste. Viene luego al Norte el valle del Guadalquivir, relleno de depósitos terciarios y recientes y con la misma orientación; y al Norte de él, el borde de la meseta central española, estratocristalina y paleozoica, cuyo límite Sur es la Sierra Morena, también dirigida de Oestesuroeste a Estenordeste, y separada del valle por una gran falla. En el Norte de Marruecos nos encontramos con una distribución similar, pero en sentido inverso (fig. 10). Primero la cordillera secundaria del Rif, bordeada al Norte por terrenos antiguos; después, al Sur de ella, una depresión, que corresponde a los valles del Sebú y del Muluya, cubierta casi toda por terrenos terciarios y recientes; y por último, en el borde meridional de dicha depresión está la que se ha llamado "meseta marroquí", que es, como la española, una altiplanicie formada por terrenos anti-

Comparación entre Andalucía y Marruecos.

guos. Sigue, pues, en el conjunto de las dos regiones la similitud que hemos visto existe entre el Rif y la cordillera Bética. Hay notable simetría entre el extremo Norte de África y el extremo Sur de Europa.

¿Qué debemos deducir de esto? Lo más verosímil es que entre ambas regiones haya existido una relación muy íntima, y que los mismos esfuerzos y las mismas presiones que han impreso su relieve a la una, sean los que han determinado el de la otra. A estas mismas deducciones llegan cuantos han estudiado la tectónica del Mediterráneo occidental, y entre otros Edward Suess, que resume en su libro los hechos acopiados por los autores que le anteceden (1). La meseta ibérica debió de estar unida en un tiempo con la marroquí, formando entre ambas un gran macizo, emergido hasta el final de la época paleozoica. Dos grandes fracturas, dirigidas de Suroeste a Nordeste: la falla del Guadalquivir en España y la probable falla al Sur del Rif en Marruecos, que coincide con los valles del Sebú y del Muluya y pasa por Fez y Taza, determinaron un área de hundimiento que permitió la entrada de los mares mesozoicos en gran parte de la zona hundida. Quedaron, sin embargo, testigos de la primitiva gran meseta. Estos testigos son en España la Serranía de Ronda, las Sierras Almirante y Nevada y los demás asomos de terrenos antiguos de Andalucía; y en África están representados por la banda litoral, más o menos pronunciada, de los mismos terrenos, que se extiende desde Ceuta a Melilla. Basándose en la disposición en promontorios y en penínsulas de estos terrenos antiguos, deduce Suess que el hundimiento no debe de haberse efectuado según una línea recta, sino que parece más bien haberse descompuesto en una serie de hundimientos circulares.

Una vez roto por las dos grandes fallas antedichas el macizo continuo primario, la zona hundida entre aquéllas quedó comprendida entre dos mesetas resistentes, la española y la marroquí, que obraban como dos obstáculos infranqueables

(1) Se basa este autor principalmente en los trabajos de Mac-Pher-son, Orueta Aguirre y Calderón para la región bética, y en los de Co-quand para Marruecos.

a los esfuerzos tangenciales dirigidos de Sureste a Noroeste, que fueron los que determinaron las plegaduras de la cordillera Bética, y también y simultáneamente la de los restos estratocristalinos y cambrianos del primitivo continente. Quedaron, pues, detenidos estos últimos pliegues en la falla del Guadalquivir y en el borde Norte de la meseta africana.

Basándonos en lo que llevamos expuesto en este capítulo, podemos abordar ya un a modo de ensayo sobre la probable historia geológica de la región que estamos estudiando. Para mayor claridad en la exposición, lo dividiremos en épocas geológicas.

Acabamos de decir que durante las épocas estratocristalina y paleozoica es muy probable que la Serranía de Ronda formase un todo continuo con las grandes mesetas española y africana. El mar cambriano debió de cubrir una buena parte, si no toda, de la región de la Serranía, y al depósito de las capas de esta época no debieron de preceder movimientos grandes; porque es un hecho general, ya consignado, que no se ven discordancias entre las rocas estratocristalinas superiores y las pizarras cambrianas que las cubren, y, según parece, otro tanto se ha observado en otros parajes, tanto del litoral andaluz como del marroquí.

Al final de la época cambriana emerge gran parte del actual litoral mediterráneo, pues las formaciones siluriana y devoniana no aparecen en ninguna región de él. Posteriormente debieron de volver a quedar sumergidas regiones grandes de este litoral; pero aun se ven en él testigos del primer levantamiento postcambriano. Uno de ellos es la parte de la Serranía de Ronda comprendida entre los actuales ríos Genal, Turón y Guadalhorce, del cual testigo sólo los bordes han estado cubiertos a veces por los mares terciarios. Este triángulo, resto de las formaciones primitivas, ha permanecido emergido durante el inmenso período de tiempo que media entre el final de la época cambriana y nuestros días, y así se explica, tal vez, la desaparición de los sedimentos cambrianos de gran parte de él, pues la denudación ha debido de ser enorme.

El primero de los efectos tectónicos postcambrianos que

Historia geológica de la región.

Época paleozoica.

se observa en la Serranía es el conjunto de pliegues con sus ejes orientados de Sureste a Noroeste, semiborrados después por plegaduras más enérgicas dirigidas en sentido normal a las primeras. Quizás en aquella época existiese en la región una cordillera o una serie de cordilleras perpendiculares a las de ahora, formadas por pizarras cambrianas en su superficie, reposando sobre núcleos estratocristalinos. Algo hay en la provincia de Málaga bastante sugestivo: la doble orientación que se nota en los ejes del macizo montañoso de la Axarquía. Parece como si aun subsistiese allí algo de la primitiva cordillera; algo que no hubiesen sido capaces de borrar todavía, ni las enérgicas presiones posteriores, ni las colosales denudaciones postcambrianas.

La época herciniana, final de la paleozoica, es en la Serranía de Ronda, y en general en todo el Mediodía de España, testigo de los más importantes fenómenos tectónicos. Durante ella se imprimen los grandes rasgos que todavía subsisten en la región. Es el primero de ellos, en orden cronológico, la erupción de dioritas de tipo básico, cuyos filones cortan al estratocristalino y al cambriano, pero no a los terrenos sedimentarios posteriores, ni tampoco a las masas peridóticas. Se originan después los dos grandes sistemas de fracturas de la región, orientados perpendicularmente uno a otro, de Suroeste a Nordeste uno, y de Sureste a Noroeste el otro. Es muy probable que los desplazamientos y dobleces en el plano horizontal que modifican la posición de las cordilleras primarias (fig. 9.^a), hayan comenzado también en esta época, y hayan continuado en las posteriores hasta bastante después de la formación de la cordillera Bética, como parece atestiguarlo el cambio de dirección que dicha cordillera ha experimentado a lo largo de la falla del Guadalhorce posteriormente a la época mesozoica. En la Serranía de Ronda determinan estas fracturas un promontorio elevado (un *horst*) sobre las regiones que la circundan, cuyo promontorio es el triángulo Genal-Turón-Guadalhorce, ya mencionado antes. Es probable también que el borde Sur de este *horst* lo forme otra falla Suroeste-Noroeste, pues en algunos puntos de la costa, y especialmente entre Fuengirola y Torre Blanca, se ven trazas

de ella en el anormal contacto entre las pizarras cambrianas y los conglomerados triásicos.

Dentro de esta misma época, y desde luego antes de la triásica, viene la grande erupción peridótica, que coincide o es muy poco posterior a las roturas de dirección Suroeste-Noroeste, a lo largo de las cuales se alinea. Ya hemos dicho repetidas veces que no creemos haya sido esta erupción la causa determinante del actual relieve de la Serranía. Nos inclinamos más bien a considerarla como una consecuencia nada más del profundo trastorno que esta parte de la corteza terrestre hubo de experimentar en aquel entonces; y no exponemos ahora las razones que nos inclinan a pensarlo así, porque ya lo hemos hecho con bastante extensión en el capítulo *Rocas hipogénicas*. Pero una vez consolidado el magma peridótico, como su masa es muy grande, y como se extiende de un extremo a otro de la región paralelamente a sus principales roturas, ha debido de comenzar a actuar como barrera resistente contra los empujes Sureste a Noroeste, que tendían a plegar a las formaciones posteriores. Desde este punto de vista, si ha debido de influir la erupción peridótica en el relieve de la Serranía.

Otro hecho importantísimo que tuvo lugar al final de la época paleozoica es el gran hundimiento que se señala en la falla del Guadalquivir (1), y que debió de quedar limitado al Sur por la otra gran falla que parece ser bordea por el Norte a la meseta marroquí. A partir de este instante quedan ya separadas las dos mesetas y se forma una depresión grande entre las dos, por la que penetran los mares secundarios. Pero el hundimiento no ha sido total; quedan entre los dos bordes testigos emergidos de la meseta primitiva, que son: en España, la zona litoral estratocristalina y cambriana que se extiende desde la Serranía de Ronda hasta Almería y comprende las grandes moles de la Almijara, Axarquía, Sierra Nevada y su prolongación oriental; y en Marruecos, la banda litoral que va desde Melilla a Ceuta. Es muy verosímil que las

(1) Véase el trabajo de D. Salvador Calderón *Ensayo orogénico sobre la meseta central de España*. (Anales de la Sociedad Española de Historia Natural, 1885.)

fallas Genal-Turón y sus paralelas de la Serranía, y las que con igual dirección se observan en Marruecos, sean contemporáneas de la falla del Guadalquivir; pues cuesta trabajo admitir que un fenómeno de tan grande amplitud se localice entre dos roturas únicas, y parece más probable se trate de un sistema complejo de roturas paralelas comprendido entre las dos principales. Sea de ello lo que sea, a partir del final de la época paleozoica, las dos fajas litorales, española y marroquí, de terrenos antiguos, quedan emergidas constantemente, y actúan desde entonces como pilares resistentes contra las presiones que tienden a modificar la posición de los estratos. A partir de entonces también, la Andalucía actual y el Norte de Marruecos fueron la comunicación natural entre el Mediterráneo y el Atlántico; comunicación que luego, en posteriores épocas, ha experimentado cambios sensibles de posición, como vamos a ver.

Los mares mesozoicos ocuparon, por tanto, dos grandes depresiones: una al Norte de la zona litoral española, que llegaba hasta el pie mismo de la meseta central, o sea hasta la falla del Guadalquivir; y otra comprendida entre el borde Norte de la meseta marroquí y la zona litoral primitiva y paleozoica del Norte de Marruecos. Tal vez había entre las dos una tercera depresión que ocupaba, próximamente, el espacio que hoy ocupa el rincón occidental del Mediterráneo, pues así parecen atestiguarlo los asomos triásicos del borde Sur de la Serranía y los jurásicos que comienzan a verse desde Málaga hacia Levante; y como otro tanto sucede en el borde Norte del litoral marroquí, resulta verosímil la anterior suposición.

En estas depresiones se acumularon depósitos marinos desde el comienzo de la época mesozoica hasta la eocena, y durante todo ese tiempo hubo esfuerzos de compresión transversal (segundo a cuarto cuadrantes) que, determinando diversas plegaduras, fueron acusando poco a poco los rasgos principales de la cordillera Bética y del Rif, formadas por depósitos de esta época. Las mesetas antiguas española y marroquí sufrieron esas presiones en masa y las transmitieron sin experimentar plegaduras sensibles. En cambio,

las dos crestas litorales, también antiguas, restos de la primitiva meseta continua, si bien no sufrieron cambios en su posición vertical, hubieron de sufrir más o menos los efectos de dichas presiones y se plegaron del mismo modo, aunque en mucho menor grado, que las capas mesozoicas de la cordillera Bética. Por eso los pliegues de unas y otras tienen sus ejes orientados paralelamente, o casi, y siempre del primer cuadrante al tercero. Esta segunda plegadura es la que ha borrado, aunque no del todo, a los pliegues primarios de las cordilleras litorales, cuya dirección era del segundo al cuarto cuadrantes.

Desde el periodo cretáceo hasta el final del neocomiense (1), la actual cordillera Bética, o, al menos, la parte de ella que nos ocupa, estaba cubierta por las aguas; pero su dirección estaba ya bosquejada. Al final del periodo jurásico, en el titónico, se ven ya indicios, aunque no muy seguros, de emersiones locales, que se ponen de manifiesto por las brechas superiores de este terreno que aparecen en algunos parajes. Pero la emersión completa no tuvo lugar hasta después del neocomiense, época en la que ya el perfil de la cordillera era próximamente el que es hoy, si bien la parte de ella que forma el borde Norte de la Serranía no tenía aún la dirección que hoy tiene, o, al menos, el ángulo cuyo vértice está en El Chorro no se había acentuado tanto. Prueban esto las inflexiones que también han sufrido las capas eocenas en el plano horizontal, lo que indica que el movimiento desviatorio se prolongó hasta después de esta época.

(1) Conviene recordar que los geólogos de la Comisión francesa señalan discordancias entre el titónico y el neocomiense en algunos parajes del Norte de la provincia de Granada, y que Mr. R. Nicklés (obra citada) los señala también en algunos de la provincia de Murcia. Admitiendo esto, habría que admitir también, como consecuencia, un período de emersión de la cordillera entre el titónico y el neocomiense; pero repetimos una vez más que ni en la Serranía de Ronda ni en las regiones próximas a ella hemos visto tales discordancias, sino, por el contrario, una completa sucesión de hiladas concordantes entre uno y otro terreno. Nos atenemos, pues, a lo que vemos en el suelo de nuestra región, sin negar por esto que en otros parajes de la cordillera pueda haber ocurrido lo que los citados autores dicen.

La discordancia entre las capas eocenas y las mesozoicas es evidente en toda la cordillera Bética, y prueba que antes de depositarse aquéllas habían emergido éstas, y al mismo tiempo se habían ido acentuando sus pliegues. Las playas del mar eoceno pueden seguirse en muchos parajes de la Serranía (meseta de Ronda, Montejaque, valle del Turón, etc.) por los conglomerados litorales que las caracterizan. La región tenía ya una forma y un relieve bastante parecidos a los de hoy, y más a Levante de la Serranía, en la parte central de la cordillera Bética, puede afirmarse que el eje de ésta formaba una arista de separación entre las dos cuencas marinas del Mediterráneo propiamente dicho y el gran canal atlántico que ocupaba el valle del Guadalquivir. En efecto: los geólogos franceses han señalado notables diferencias entre la naturaleza de los depósitos eocenos en ambas riberas. En el borde Norte de la cordillera dominan las pizarras grises y rojas, las margas endurecidas con fucoïdes y las pudingas litorales; y en el borde Sur, en cambio, las rocas dominantes son los asperones amarillos y rojos y las calizas con alveolinas. Esta diferencia de composición se borra en parte, sin embargo, en la Serranía de Ronda. En ella la formación eocena del Norte, tan potente en la meseta de Ronda y en los valles del Serrato y Turón, se diferencia poco de las de Manilva, Estepona y Hoya de Málaga, que radican en la vertiente Sur; y esto, unido a lo muy hacia el Norte que se prolongan los manchones eocenos del valle del Guadalhorce, y lo muy al Sur que avanzan los de Peñarrubia y Ardales (véase el mapa), nos lleva a suponer que ya en la época eocena existía una comunicación entre el Atlántico del valle del Guadalquivir y el Mediterráneo occidental, a través de la Hoya de Málaga y por la depresión, aun hoy día sensiblemente marcada, que va desde Ardales a Casarabonela, pasando por el valle al pie de Carratraca.

Aun descontando los efectos de las denudaciones, puede asegurarse, sin embargo, que el mar eoceno entraba en bahías y golfos de forma irregular en nuestra Serranía, la cual era ya una región bastante accidentada, formada por promontorios e islas de rocas peridóticas, estratocristalinas, cam-

Período eoceno.

brianas y secundarias. Los empujes de Sureste a Noroeste debieron de continuar durante el período eoceno, y aun después de él, pues la dislocación de las capas numulíticas es en determinados parajes tan grande o aun mayor quizás que la de las jurásicas y cretáceas. En cambio, los desplazamientos a lo largo de las fallas perdieron mucho de su amplitud, pues, salvo en la del Guadalhorce, que ha continuado siendo dirección de doblez horizontal hasta época más reciente, las demás, aun las más importantes, como la de Genal-Turón, ocultan sus trazas bajo los depósitos numulíticos, y no los afectan.

Los fenómenos de levantamiento se fueron aminorando a partir de la época eocena, y los de plegadura por empujes laterales cesaron casi por completo. Las capas de los terrenos posteriores al numulítico están todas ellas en posición horizontal o poco inclinada y sin pliegues ni roturas. Esto establece una discordancia grande entre el eoceno y el mioceno helvético, cuyas capas ya hemos dicho son las más antiguas que se encuentran en la región después de las numulíticas. Hubo, pues, entre los dos períodos una emersión del suelo que duró todo el oligoceno, volviendo parte de la región a sumergirse al comienzo del helvético. El Atlántico volvió a penetrar en el valle del Guadalquivir, que probablemente establecía entre dicho mar y el Mediterráneo una comunicación importante. Otra, en forma de canal estrecho, existía seguramente entre el valle del Guadalquivir y la Hoya de Málaga, a través de la garganta del Chorro, como lo prueban los testigos de rocas helvéticas alineados a lo largo de ésta y su continuación hacia el Sur; testigos que son las mesas de Villaverde y los hachos de Alora y Pizarra.

Pero no han sido estos dos estrechos los únicos que han puesto en comunicación al Atlántico con el Mediterráneo. Ya hemos dicho antes la extraordinaria semejanza geológica y orográfica que hay entre el Sur de España y el Norte de Marruecos, y hemos dicho también que así como la depresión del valle del Guadalquivir separa a la meseta ibérica de la cordillera Bética, hay en Marruecos otra depresión, señalada hoy por los valles del Sebú y del Muluya, que separa a la

Período mioceno.

Estrecho riñeño.

cordillera del Rif de la meseta marroquí (fig. 10). Esta depresión ha sido minuciosamente estudiada por Gentil (1), que ha visto está limitada al Norte por los depósitos eocenos y secundarios muy plegados de la cordillera del Riff; que al Sur se pueden seguir las orillas del mar mioceno por el borde de la meseta del Hajeb hasta cerca de Gefrou, y que otro tanto puede hacerse a lo largo del valle del Muluya. Este estrecho del mar mioceno se cerraba mucho en los alrededores de Taza, ensanchándose después bastante hasta el cabo Espartel. Y estudiando los diferentes depósitos miocenos, ha observado el autor citado que la transgresión entre ellos y los eocenos subsiste tanto a uno como al otro lado de Taza, sacando como consecuencia la certeza de que la tal comunicación existía ya en época muy poco posterior a la del estrecho andaluz. Precizando más, y a pesar de las muchas reservas que el autor antepone, motivadas por las dificultades políticas que había entonces (1911) para recorrer el país, cree poder llegar a la conclusión de que, en orden cronológico, el estrecho bético (fig. 10), al que el autor llama *Nord-Bétique*, ha sido el primero que en la época miocena comunicaba al Atlántico con el Mediterráneo; que inmediatamente después que este estrecho se cerró, hubo de abrirse el rifeño (*Sud-Rifain*), y que al cerrarse éste, se abrió el actual de Gibraltar, resultando así un a modo de movimiento de báscula entre las dos regiones española y marroquí. Reconoce también, y esto es desde luego evidente, que en ninguna época tuvo el estrecho de Gibraltar la importancia que los dos primeros, los cuales establecieron, por lo menos al comienzo de su formación, un cambio mucho más fácil que el de hoy entre las aguas de los dos mares. El estrecho, o más bien canal, del valle del Guadalhorce debió de cerrarse al final del periodo helvético, o sea al mismo tiempo que emergía de las aguas el valle del Guadalquivir.

Una vez emergidos los depósitos helvéticos, puede afirmarse que en la Serranía de Ronda no han ocurrido más fenómenos tectónicos que las enormes denudaciones que han

Períodos
plioceno y
reciente.

formado los innumerables valles de erosión que hay en ella, y ese movimiento de oscilación o basculamiento que se nota en su borde Sur. El mar plioceno no parece haber penetrado mucho en la parte del valle del Guadalquivir inmediata a la Serranía, y sólo en el litoral Sur de ésta y en la depresión del valle del Guadalhorce aparece esa roca llamada "bizcornil", con fósiles pliocenos, siempre en estratos horizontales, o con ligeros buzamientos, cuyo espesor no es nunca grande.

A partir del periodo plioceno, el borde Sur de la Serranía, y en general toda la costa meridional andaluza, comienza a levantarse paulatinamente y sin cambios bruscos; y este movimiento sigue durante el periodo histórico, y es muy probable continúe todavía, como ha observado A. Geikie en el litoral de Gibraltar y se observa también en los alrededores de Málaga y en esta ciudad misma.

Tal nos parece haber sido la probable historia geológica de la región. No la damos en manera alguna como una cosa demostrada: falta aún mucho que estudiar en el litoral africano, y aun en el andaluz mismo, para que podamos atrevernos a tal cosa. La damos solamente como un avance, como un primer jalón, en el que puedan basarse los que vengan después. Lo expuesto parece ser lo que hasta ahora se deduce de los hechos observados; pero pudiera suceder muy bien que más adelante, o bien surgiesen otros hechos que contradijesen nuestras ideas, o bien viniese a demostrarse que los mismos que hemos expuesto los hemos interpretado mal. En cualquiera de los dos casos, la historia geológica de la Serranía de Ronda debería modificarse, y esto no sólo nos dolería, sino que, al contrario, nos serviría de satisfacción, porque sería un adelanto más y, por consiguiente, un bien para la ciencia geológica española.

(1) *Le Maroc physique*, págs. 93 a 99.

CAPÍTULO XVII

Minerales, rocas y demás substancias aprovechables industrialmente. Aguas minerales.

El objeto de este capítulo es describir los productos minerales de varias clases que han sido y aun son algunos hoy día explotados en nuestra región, o que son susceptibles de serlo. Reseñaremos también las hipótesis más verosímiles sobre cuál puede ser el origen de cada uno de ellos.

MAGNETITA

El sesquióxido de hierro, *magnetita* o *hierro magnético*, es el mineral que más abunda en la Serranía de Ronda y el que ha sido objeto de beneficio en mayor escala. Se presenta invariablemente en bolsadas limitadas en todos sentidos, si bien algunas veces, no todas, estas bolsadas no tienen forma circular, sino más bien la de una elipse muy alargada, cuyo eje mayor coincide con un accidente tectónico del terreno: falla, contacto, etc. Cuando esto sucede (puerto del Robledal, por ejemplo), la bolsada es muy larga y relativamente estrecha, y su afloramiento se asemeja al de un filón. Estos afloramientos son siempre visibles, porque la magnetita es muy resistente a la acción de los agentes atmosféricos, y las rocas de su caja, gneises, dolomías y peridotitas, lo son menos; de donde resulta que se desgastan más que la magnetita, y ésta

Forma de las bolsadas.

queda formando un crestón que se eleva sobre el terreno circundante a veces hasta dos o tres metros. Esto da cierta facilidad para la investigación de criaderos de magnetita.

Es un hecho constante la situación de los yacimientos de este mineral en el contacto de las erupciones peridóticas con las rocas de su caja, o, por lo menos, a corta distancia de este contacto. El único que hace excepción a esta regla es el llamado *El Peñoncillo*, próximo a Marbella (véase el mapa), que dista en línea recta tres kilómetros del contacto entre la masa eruptiva de la Alpujata y el gneis que la rodea. Pero ya hemos dicho varias veces que este criadero está situado en una región en la que los fenómenos metamórficos alcanzan excepcional intensidad, y que parece verosímil haya continuidad entre las dos masas eruptivas, principal y Alpujata, por debajo de Sierra Blanca, en cuyo caso el criadero este de *El Peñoncillo* no sería una excepción a la regla y estaría en relación íntima con las rocas peridóticas, como sucede en todos los demás.

Parece haber también relación entre las bolsadas de magnetita y una roca especial del terreno estratocristalino: la dolomía. Es un hecho que los tres criaderos hoy en explotación, *El Peñoncillo*, de Marbella, el del puerto del Robledal y la mina *San Manuel*, de Estepona, estén en el contacto entre dicha roca y las peridotitas. Pero este hecho no es una regla tan general como algunos han creído. Hay en la Serranía multitud de asomos de magnetita, y entre ellos no pocos de importancia, que están en regiones en las que la dolomía no aflora, y si el gneis del tramo inferior del estratocristalino. Buen ejemplo de ello son las bolsadas del valle del Genal, las de la Sierra del Real del Duque y las de la Sierra del Real, que están todas en los contactos del gneis antedicho con las peridotitas. Nos parece, pues, que, aparte de esta situación sobre los contactos o cerca de ellos, no puede establecerse ninguna otra regla general sobre las rocas que forman la caja de las bolsadas de magnetita.

En cambio, sí puede sentarse un hecho al que hasta ahora no hemos encontrado excepción. Nos referimos a la roca que acompaña al mineral mismo, formando su ganga y

Situación.

Relación con las rocas estratocristalinas.

entremezclándose con él, y que es esa anfibolita especial que hemos llamado *metamórfica*, descrita en el capítulo dedicado a *Fenómenos de metamorfismo*. En efecto: no hemos visto una sola bolsada de magnetita en la Serranía cuyo mineral no esté envuelto más o menos por esta anfibolita, la cual nunca falta, si bien puede venir acompañada de otras rocas y minerales, unas veces derivados de ella misma por descomposición o hidratación, y otras de las peridotitas de la caja.

La asociación del anfíbol con la magnetita es muy gráfica y puede aportar alguna luz sobre el origen de estos criaderos. Está representada esta asociación en las dos figuras de la lámina V, y también en la figura 6.^a de la lámina X, tomada a mayor aumento. Basta examinar las tres fotografías para apercibirse del carácter típico de esta asociación, que es *la formación y cristalización simultáneas de ambos minerales, sin epigenesis del uno al otro*. Nótese, en efecto, la completa independencia de los cristales de anfíbol con los trozos de magnetita. No hay jamás tránsito de los primeros a los segundos, ni aureolas intermedias de composición mixta. Los contactos entre ambos son, por el contrario, de una limpieza absoluta. Unas veces la magnetita está incluida en el anfíbol; otras lo está éste en aquélla; pero jamás veremos signos de epigenesis ni acción mutua entre ambos. Ha habido, pues, aquí un solo tiempo de cristalización, precedido de una separación gradual de los dos minerales, que ha tendido a concentrar hacia el centro de las masas a la magnetita y hacia los bordes al anfíbol; por más que a veces se observan concentraciones de este último mineral intercaladas entre la masa del primero a modo de cuñas o *caballos* estériles.

Este hecho puede ser útil para intentar explicarnos la formación de estos criaderos. Varias opiniones se han emitido sobre ello. Mister F. Gilman, ingeniero inglés que ha trabajado mucho en España y que conoce a fondo las bolsadas de magnetita, supone se han formado por segregación directa del magma peridótico, y así lo ha expuesto y lo ha sostenido en el Instituto de Ingenieros de Minas, de Londres. Basa su opinión en la situación de los criaderos, siempre en relación

Asociación del anfíbol con la magnetita.

Hipótesis sobre la formación de estos criaderos.

con las masas eruptivas; en la presencia constante en la caja de minerales como el olivino y la broncita, que sólo existen en las peridotitas; y en el tránsito insensible que se observa dentro de las bolsadas entre rocas que sólo contienen algunos granos aislados de magnetita, y las masas casi puras de esta última, en las que sólo con el microscopio se revelan pequeñas partículas de olivino. Las observaciones de Mr. Gilman se refieren principalmente a la mina de *El Peñoncillo*, de Marbella, y a la de *San Manuel*, de Estepona.

Mister J. D. Kendall, en su libro *The Iron Ores of Great Britain and Ireland*, dedica un capítulo a los minerales de hierro de España, y más adelante hubo de publicar una Memoria, titulada *The Iron Ores of Spain*, en la que trata con cierta extensión de las magnetitas de la Serranía. Opina de distinto modo que Mr. Gilman, y cree que estos depósitos no proceden de una segregación magmática directa de las masas peridotitas, sino que se han formado por metamorfismo originado en profundidad por agentes hidrotermales a presión y temperatura elevadas. Esta idea la explana con más detalles Mr. W. H. Herdsman en su discusión con Mr. Gilman en el Instituto de Ingenieros de Minas, de Londres. Considera la clave de problema a la dolomía cristalina marmórea que acompaña a la magnetita tanto en la mina de Marbella como en la de Estepona. Supone que en estas dolomías se depositaron previamente depósitos de óxido férrico (hematites) que posteriormente fueron reducidos a magnetita por los citados agentes hidrotermales, que simultáneamente transformaron en mármol a la dolomía.

No hemos hecho de estos yacimientos un estudio minucioso y profundo, que nos autorice a emitir una opinión personal con suficientes visos de certeza. Por otra parte, sólo en uno de los criaderos, en el de Marbella, hay labores profundas, que permiten hacer observaciones directas sobre lo que pasa bajo la superficie. Por esto, nos limitaremos a sugerir algunas ideas que podrán tal vez contribuir en su día a poner en claro este interesante punto del origen de las bolsadas de magnetita.

Podemos afirmar desde luego que hay en la Serranía ya-

cimientos de hierro magnético *sin dolomía en su caja*. Ya hemos dicho antes cuáles son y dónde están. Es además frecuente ver asomos pequeños de magnetita, que no merecen el nombre de criaderos, muy alejados de las dolomías y calizas, pero siempre cerca de los contactos entre las masas peridotitas y las rocas de su caja. La clave del problema del ingeniero Mr. Herdsman falta, pues, bastantes veces.

Por otra parte, si las masas de magnetita hubiesen sido primitivamente de hematites, parece deberian haber quedado algunos restos de este peróxido, bien envolviendo al sesquióxido, bien envueltos por éste, bien localizados en las salbandas; y estos restos no los hemos visto nunca en ninguno de los criaderos que hemos examinado. Hay, sin embargo, un hecho que debemos señalar. En la gran masa dolomítica de Sierra de Mijas, muy lejos ya de las erupciones peridotitas, hay criaderos de hematites asociada con carbonato de hierro, alguno de los cuales ha sido explotado (1), y en los que la magnetita no existe. ¿Habrán sido en época anterior las bolsadas magnéticas de *El Peñoncillo*, Estepona y Robledal criaderos como los de Sierra de Mijas? ¿Dará esto razón a la hipótesis de Kendall y Herdsman? No nos atrevemos a afirmarlo ni a negarlo, porque faltan muchos datos para demostrar una relación geológica entre unos criaderos y otros.

La especial manera de asociarse el anfíbol y la magnetita, que ya hemos descrito, se aviene mejor con una segregación dentro de un magma fundido que con un origen hidrotermal. No hay esas interpenetraciones tan frecuentes en rocas originadas por este último proceso; no hay tampoco inclusiones líquidas ni minerales hidratados entre los componentes de las masas.

Dejamos, pues, la cuestión en pie por no tener más datos que los ya expuestos. En el porvenir, las labores que se hagan en la mina de Estepona, en la del Robledal, y tal vez en

(1) Cerca de Benalmádena hay un criadero de éstos de cuyas explotaciones queda todavía un plano inclinado y un ferrocarril de vía estrecha que desemboca en la playa, junto a Torre Blanca. El mineral es hematites parda bastante rica. No hemos visto trabajar en esta mina desde que en 1913 comenzamos nuestro estudio de la región.

algunos otros yacimientos de la Serranía, podrán arrojar mucha luz sobre este punto del origen.

Pero antes de entrar en la descripción de los criaderos más importantes, debemos señalar un hecho general a todos aquellos que arman en dolomía, y es la presencia en el contacto de rocas metamórficas iguales a las del Juanar. En *El Peñoncillo, Robledal y San Manuel*, de Estepona, hemos recogido rocas con pargasita, humita y talco, idénticas y, por consiguiente, del mismo origen que las de aquel paraje. Y esto nos lleva a una consecuencia que ofrece ciertos visos de verosimilitud: la de que bajo los Llanos del Juanar pueda haber una masa de magnetita cuya envolvente externa sean las dolomías metamórficas allí superficiales. Una investigación por sondeos en el Juanar pudiera tal vez ser provechosa.

La mina de magnetita más importante de la Serranía de Ronda es la llamada *El Peñoncillo*, situada a cuatro kilómetros al Noroeste de Marbella y entre este pueblo y el de Ojén. Está formado el criadero por una gran bolsada de hierro magnético contenida en la masa de gneis y dolomía que en este extremo de Sierra Blanca constituyen el terreno estratocristalino. Esta bolsada tiene en la superficie la forma de una elipse irregular en su contorno, cuyo eje mayor se orienta de Suroeste a Nordeste, o sea paralelamente al contacto entre los gneises y las dolomías, y sigue las inflexiones de este contacto, ensanchándose o estrechándose desde unos cuarenta metros de potencia que mide en algunos sitios, hasta desaparecer el mineral casi por completo, por confundirse uno con otro los dos hastiales. Queda así dividido el criadero en varios depósitos de forma lenticular, separados por zonas estériles de anfibolita o gneises y dolomías impregnados de anfibol.

Varias fallas, dirigidas de Este a Oeste, cortan en dirección oblicua a la bolsada y han originado movimientos en los diversos segmentos en que la dividen. El más importante de ellos es el que corresponde a la falla que corta al criadero casi en su centro, y cuyo plano de deslizamiento buza hacia el Sur. Ha producido esta falla dos efectos: el primero ha sido una desviación lateral muy marcada; el segundo, un giro, debido al cual el segmento al Norte de la falla conserva su

Dolomías metamórficas en los criaderos.

Mina «El Peñoncillo».

inclinación al Este, mientras que el segmento meridional se inclina hacia el Oeste, por cuya razón el enriquecimiento del criadero se dirige primero en un sentido y después hacia el otro. En profundidad, la masa se va estrechando y empobreciendo, y termina en estéril a unos 120 metros de su afloramiento superior; si bien este dato es difícil de precisar, pues no quedan apenas vestigios de lo que fueron los crestones superficiales.

El mineral, como todos los de su clase en la Serranía, es de riqueza y pureza notables. Lo prueba así el siguiente análisis químico de un cargamento, que no era, por cierto, de los mejores salidos de esa mina:

Hierro metálico.....	62	por 100.
Silice.....	6	—
Fósforo.....	0,015	—
Azufre.....	0,10	—

Hemos hecho analizar muestras escogidas de magnetita de esta mina, y han dado leyes en hierro del 68 por 100. Nos aseguran que ha habido regiones en el criadero con leyes todavía mayores.

La explotación de esta mina comenzó, según tenemos entendido, en los primeros años del siglo XIX, por su propietario, D. Manuel Agustín Heredia, que, a más de exportar mineral, fundía buena parte de él en una fábrica llamada La Concepción, situada en río Verde (1), en la que se montaron cuatro altos hornos. Se trabajaba con carbón vegetal procedente de los bosques de Sierra del Real, Bernoque y Benahavís, todos ellos propiedad de la casa de Heredia. La fuerza motriz la suministraban las aguas del río Verde, captadas en una presa y conducidas por un canal, que todavía existen, y que dan un salto de 10 metros de altura y de unos 150 caballos efectivos de fuerza.

Natural era que el hierro obtenido de un mineral tan rico y tan puro, y con carbón vegetal por añadidura, fuera de ca-

(1) Esta fábrica es la designada en nuestro mapa con el nombre de Fábrica de Arriba.

lidad excelente y tuviese preferencia en el mercado. Así era, en efecto. Los productos de la Ferrería de Marbella han tenido fama en España mientras la fábrica ha estado en marcha. Contribuía también a ello el especial esmero de su inteligente director técnico, D. Francisco de Elorza, a quien tanto debe la siderurgia española, el cual, después de instalar los altos hornos en río Verde, permaneció bastantes años al frente de la ferrería.

Andando el tiempo, fueron introduciéndose en el mercado los hierros al cok, y esto, unido al agotamiento de la leña de aquellos montes, alteró las condiciones económicas del negocio, por lo cual, hacia el año 1850 hubo que cerrar la fábrica y trasladar el beneficio a la Ferrería de Heredia, de Málaga.

Algo semejante hubo de suceder con otra fábrica de hierro muy próxima a La Concepción, también situada en río Verde, que pertenecía a la casa Giró y se llamaba la fábrica de El Ángel (1). También se alimentaba con mineral magnético de Marbella y con carbón vegetal, y también hubo de trasladarse a Málaga, donde funcionó poco tiempo.

No debemos terminar esta digresión sobre las fábricas de hierro de la Serranía sin decir lo poco que sabemos de otra de ellas situada en la región Norte. En una vega ancha que forma el río Genal bajo el pueblo de Juzcar, existen las ruinas de una fábrica que, a juzgar por el perímetro que encierran sus tapias, por la importancia de los restos de edificios que hay dentro de ellas y por los vestigios de un canal que debió de conducir las aguas del río, debió de ser en su tiempo una instalación de suma importancia. No hemos encontrado en nuestra bibliografía dato alguno sobre lo que aquella fábrica fué (2); pero, preguntando en el país, nos dijeron que era de hierro, que el mineral procedía del puerto de los Perdigones, en el que, efectivamente, se ven restos de una explotación de hematites pardas, cuyo mineral arma en las calizas de la Sierra de Cartajima, y que el carbón lo hacían con las leñas

Fábrica de
Juzcar.

(1) Es la Fábrica de Abajo de nuestro mapa.

(2) Es también curioso que en el *Diccionario geográfico, estadístico e histórico* de P. Madoz (1846) no se haga mención alguna de ella.

de las lomas de Haldón, las cuales están por eso desprovistas de arbolado aun hoy día, pues nadie se cuidó de repoblarlas. Esto es cuanto hemos podido averiguar, y lo consignamos aquí a título tan sólo de un recuerdo o conseja que existe en el país; pero no hay duda que hubo allí una fábrica muy grande, bien de hierro, bien de otra cosa, pues así lo atestiguan sus ruinas.

Las minas de Marbella pasaron, en arrendamiento primero y en propiedad después, a manos de la Compañía inglesa que hoy las explota, y que es The Marbelia Iron Ore Company Limited. Un ferrocarril de vapor conduce el mineral a Marbella, y a un espigón o muelle de hierro que arranca de la playa y que permite el atraque y carga de vapores hasta de 5.000 toneladas. El actual director de las minas, mister F. E. Birkinshaw, y el ingeniero de las mismas, Mr. G. King-Spark, han montado recientemente en ellas magníficas instalaciones de separación magnética, merced a las cuales se están aprovechando las antiguas escombreras, que contienen mucha magnetita.

Estado actual de El Peñoncillo.

Otro criadero que, si bien no se ha explotado todavía, está siendo objeto de una preparación seria, es el llamado mina *San Manuel*, situado a unos cuatro kilómetros al Norte de Estepona. Es una bolsada de forma irregular que arma en la serpentina del borde mismo de la masa eruptiva de los Reales de Genalguacil, y en el contacto con un pequeño manchón de dolomía estratocristalina. El mineral está envuelto en su ganga anfibólica habitual, que a su vez viene acompañada de serpentina coloide en fibras anchas y de un hermoso color amarillo limón.

Mina San Manuel, de Estepona.

Cuando visitamos esta mina, las labores de reconocimiento estaban suspendidas. Vimos un magnífico pozo fortificado con cemento, que estaba inundado y que nos dijeron alcanzaba 70 metros de profundidad. Hubiéramos querido poder reconocer bien este criadero; pero las labores no han vuelto a reanudarse desde que comenzó la guerra, y siguen inundadas. Nos han dicho que esta mina, propiedad antes de la casa de Heredia, pertenece hoy a una Compañía italiana.

La impresión que a primera vista producen los criaderos de magnetita del Robledal es de estupefacción ante aquella enorme riqueza. Pocas minas habrá cuyos crestones den una idea tan favorable como la que dan éstos. Imagínese el lector un dique de magnetita pura que corre de Este a Oeste en una longitud quizás de medio kilómetro, con 20 a 25 metros de anchura, de color negro intenso, y que se eleva sobre el terreno circundante de uno a cuatro metros. Tal es el afloramiento visible de la bolsada o filón de magnetita de la mina *Auxiliar*, situado en la ladera Norte del puerto del Robledal y a unos 300 metros de éste. Además, multitud de derrubios del crestón han rodado por la ladera y han cubierto los llanos al pie de ella en cantidad tal, que los arados, al labrar las tierras del cortijo de la Fonfria, al que pertenecen estos llanos, extraen continuamente trozos grandes y pequeños de magnetita pura. Parte de estos trozos han sido apilados en los alrededores de la mina, y en nuestra visita a ella en 1914 representaban estas pilas varios miles de toneladas. Allí hay magnetita por todas partes: en el lecho de los arroyos, en las laderas del puerto, en los barrancos y en los llanos. Una recolección metódica del mineral que se ve en la superficie permitiría reunir algunos cargamentos de él.

Por todo esto, la impresión primera que aquello produce, es la que hemos dicho: de estupefacción, de asombro ante aquella riqueza, que justifica el nombre de *Colosal* que lleva una de las minas, la que sigue en dirección Oeste a la *Auxiliar*. Mac-Pherson y Orueta Aguirre, que, según parece, fueron los primeros que reconocieron científicamente aquellas minas, observaron además que la brújula no obedecía en muchos puntos del terreno que circunda a los crestones, y dedujeron de esto que las masas debían de seguir en profundidad.

La situación del criadero contribuye también a fundamentar lisonjeras esperanzas. Está en el contacto mismo de la masa eruptiva con la formación estratocristalina. El hastial Sur es de peridotitas poco serpentinizadas; el hastial Norte, de dolomía, cuyos lechos alternan aquí con los de gneis y alcanzan gran potencia. La corrida es grande, pues las trazas del afloramiento pueden seguirse cosa de tres kilómetros hacia

Criaderos
del puerto
del Robledal.

el Oeste, a partir del puerto, si bien con pronunciadas alternativas de anchurones y estrechamientos. En los bordes de la masa se ven anfibolitas y calizas metamórficas idénticas a las de las minas de Marbella y Estepona. Hay algo allí que induce a pensar en una rotura, a modo de una falla que bordea a la masa peridótica. No nos atrevemos, sin embargo, a afirmarlo.

A raíz de las primeras expediciones de Mac-Pherson y Orueta Aguirre, allá hacia el año 1870, comienza la historia industrial de estas minas, que es lamentable y triste, como tantas otras de la minería española. Pertenecían entonces al Sr. Marck, Cónsul inglés en Málaga, y a D. Matías Huelin. Trataban de hacer algo en ellas que permitiese su colocación en el Extranjero; pero este algo se hacía sin método, sin intervención técnica, sin regularidad y sin constancia. Unas veces eran reconocimientos con el magnetómetro, manejado por aficionados, que se guiaban por un libro o por un catálogo explicativo; otras veces eran galerías, pozos y trincheras que se emplazaban a capricho, y cuyas indicaciones aparecían negativas o favorables, según quien las interpretaba. El resultado fué que pasaron los años, que las minas no se vendieron, y, lo que es más raro, que ni aun ahora hay datos suficientes para poder decir si el mineral sigue en profundidad o no sigue; esto es, si las minas valen o no valen. Ahora pertenecen a la casa Larios, de Málaga, la cual las ha cedido en opción a una Compañía alemana. En nuestra primera visita (marzo de 1914) esta Compañía estaba practicando una labor muy razonable, a nuestro juicio. Consistía en un socavón en línea recta, emboquillado en el valle del Guadaiza y dirigido al centro del criadero de la *Auxiliar*, al cual debe cortar a 175 metros de profundidad por debajo de las actuales labores. Este socavón permitirá un reconocimiento serio de la mina, y si su resultado es favorable, permitirá también el arrastre y salida del mineral al punto donde lógicamente debe salir, que es la cuenca superior del Guadaiza, desde la cual al mar hay unos quince kilómetros, y cuya topografía es muy a propósito para montar un cable aéreo de transporte. Desgraciadamente, la guerra europea ha debido de crear difi-



cultades a la Compañía alemana, porque las labores están paradas desde el segundo semestre del año 1914.

Otros muchos criaderos de magnetita hay en la Serranía, como ya hemos dicho. Algunos de ellos han sido descubiertos por nosotros. Son hoy propiedad del Estado por hallarse dentro de la zona reservada, y es probable que en su día sean objeto de reconocimientos sistemáticos y ordenados.

Otros criaderos.

CROMITA

El sesquióxido de cromo, Cr^2O^3 , abunda en la Serranía tanto como la magnetita, si bien está mucho más repartido que ésta. Ya Orueta Aguirre hubo de señalar la presencia de bolsadas importantes de cromita en los Reales de Genalgua-cil. Mac-Pherson habla también de criaderos de hierro cromado cerca de Istán. Álvarez de Linera no menciona al cromo entre los minerales que reseña; pero es muy probable que algunas de las bolsadas de magnetita de que habla, sean, en realidad, de cromita, pues ambos minerales se confunden fácilmente por su aspecto externo.

Manera de presentarse.

La cromita se presenta en la Serranía en bolsadas o riñones de volumen variable, dentro de las masas eruptivas, y muy raras veces cerca de los bordes de ellas. Miden en ocasiones estas bolsadas más de 100 metros de diámetro (Herumbrosa, Cañada del Algarrobo, Real del Duque, etc.); pero lo más frecuente es que no pasen de 15 a 20 y que tiendan a la forma elíptica alargada. Son, como hemos dicho, muy frecuentes, y no hay sierra peridótica que no contenga algunas de ellas.

Todo parece indicar que estos criaderos se han formado por segregaciones magmáticas dentro del magma peridótico y antes de la solidificación de éste. En efecto: las bolsadas de cromita radican siempre dentro o en las proximidades, por lo menos, de las rocas más básicas de la serie, de las dunitas y harzburgitas, en las que entra la cromita a título de mineral constituyente. Además, las masas de mineral no están limitadas nunca por hastiales limpios: al contrario, entre el

Hipótesis sobre su origen.

mineral puro o casi puro que ocupa las zonas centrales del criadero, y la roca de composición normal que lo envuelve, hay tránsitos sucesivos de minerales cada vez más pobres en cromita y más ricos en olivino y piroxeno, que son, por otra parte, la sola y única ganga que acompaña a la cromita. Parece, pues, como si estos criaderos representasen en grande escala lo que en pequeña se observa a veces en las preparaciones microscópicas de dunitas y harzburgitas; esto es, esos nidos o aglomeraciones del mineral más denso dentro de la masa uniforme de composición normal.

En términos generales, puede decirse que la cromita de la Serranía es muy rica. En nuestros primeros trabajos de exploración hubimos de recoger algunas muestras que, analizadas químicamente, dieron leyes comprendidas entre 50 y 52 por 100 de Cr^2O^3 . Después, en el reconocimiento sistemático que se está haciendo en la región, han aparecido bolsadas con leyes que llegan hasta el 55 por 100 de sesquióxido, siendo frecuentes las medias de 48 a 50 por 100. La ganga que acompaña al mineral está compuesta de óxidos de hierro (magnetita unas veces y hematites otras), olivino, piroxeno y serpentina.

Riqueza en cromo.

Los caracteres externos de la cromita varían mucho de un yacimiento a otro, aun para minerales de la misma ley. Es unas veces de un color negro azulado, de grano fino, durísima y muy compacta. Otras veces tiene textura hojosa y un color rojizo que recuerda al de la hematites. Otras, por último, presenta la superficie salpicada de laminillas brillantes entrecruzadas en todos sentidos, entre las que se destacan algunos de los minerales peridóticos de la ganga. Esta última variedad es la menos frecuente.

Caracteres externos de la cromita.

La cromita no se ha explotado hasta ahora en la Serranía de Ronda, ni tampoco en ninguna otra localidad de España (1). No es extraño esto, por dos razones. La primera,

Causas por que no se ha explotado.

(1) En el *Anuario de Minería* vemos citada una mina de cromita, llamada *San Ignacio de Loyola*, en Ojén; pero no tenemos noticia de que esta mina se haya explotado. En la obra de S. Calderón *Los minerales de España*, tomo II, pág. 250, se dice que los minerales de níquel de Carratraca (Málaga) suelen ir acompañados de hierro cromado, y

porque el mineral es raro en el mundo, y son hasta ahora muy contadas las localidades en que se ha encontrado en cantidad suficiente para poder explotarlo. La segunda razón es que las aplicaciones industriales de este mineral están poco desarrolladas en España. Son éstas, en efecto:

1.^a La formación de la solera de los hornos Martin-Siemens con trozos de cromita, y a veces también las paredes y bóvedas de los mismos con los llamados *ladrillos de cromo*. En España se ha empleado y se emplea todavía en algunas fábricas de acero la solera de cromita; pero exige una semifusión previa del mineral para que éste se aglomere y forme un lecho uniforme y muy resistente al fuego, y esta operación es larga y relativamente cara, por lo cual hay tendencia a substituir a la cromita por otro revestimiento, que es el de ladrillos de magnesita, no tan resistentes al calor como aquéllos, pero más económicos, y con los cuales, además, las reparaciones periódicas de los hornos resultan más rápidas.

2.^a La industria química, que a veces emplea la cromita para la producción de cromatos; industria que hasta ahora no existe en España.

3.^a La fabricación de ferrocromo, producto indispensable para las industrias militares modernas, y que de día en día va empleándose más en ellas. Tampoco esta industria se ha establecido en España hasta ahora.

Resulta de aquí que el consumo de cromita en el país se reduce al que exige la primera de las tres aplicaciones citadas; y según una información que hemos hecho, este consumo no llega a 500 toneladas al año, las cuales se importan de Rhodesia o Nueva Caledonia. No compensaría, seguramente, este consumo tan exiguo a los gastos que originaría poner en pie de producción una cualquiera de las minas de la Serranía, no habiendo, como no hay, caminos ni ferroca-

que una muestra enviada a Londres ha dado 12 por 100 de cromo. Cita también a las serpentinas de cerca de Istán, que aprisionan pequeñas cantidades de este mineral. Dice, por último, que otro tanto sucede en las serpentinas de las cercanías de Braganza. Estas son las únicas citas que hemos encontrado de cromitas españolas.

rriles que faciliten la salida de los productos, y esto explica por qué aquellos ricos criaderos no han llamado hasta ahora la atención de los mineros.

Otra cosa sería si el Estado español o una Compañía industrial acometiesen la fabricación de ferrocromo. Encontrarían para ella en la región una primera materia muy rica y muy pura: tanto o más que la que sirve actualmente en otros países para obtener este tan importante producto. Hay además en la Serranía cantidad de cromita ampliamente suficiente para cubrir durante bastantes años las necesidades de las industrias militares nacionales, por muchas que estas necesidades sean. Hay, por último, allí mismo otra primera materia tan necesaria como la cromita para producir ferros de primera calidad; materia que es el mineral de hierro purísimo, magnetita, cuyas propiedades y yacimientos quedan ya descritos. Habiendo también, como hay, energía hidráulica abundante, y pudiendo elegirse entre aquellas montañas parajes con todas las condiciones estratégicas que las modernas fábricas militares exigen, parece ser la Serranía un lugar indicado para la fabricación *in situ* del ferrocromo, así como también del ferroniquel, pues, como vamos a ver a continuación, existen en la región minerales de níquel en cantidad ampliamente sobrada para una fabricación de esta clase.

NÍQUEL

El análisis espectral de las peridotitas de la Serranía revela con frecuencia la presencia del níquel en ellas. La proporción, sin embargo, es muy pequeña, porque el análisis químico rarisima vez acusa las reacciones propias de este metal. El dato que aporta el espectro puede servir, sin embargo, para darnos idea de la procedencia del níquel en determinados parajes de la región.

En efecto: en la Sierra de Aguas; en el partido de los Jarales, término de Carratraca; en el río Real, cerca de Marbella, y en algunos otros sitios, existen criaderos del mineral

Facilidades
para la fabri-
cación de fe-
rocromo.

Situación. —
Composición
del mineral.

llamado *kupferníquel*, mezclado con productos de alteración del mismo, cuya composición media es la siguiente (1):

Níquel.....	0,18
Arsénico.....	0,20
Hierro.....	0,06
Cal.....	0,06
Barita.....	0,08
Silice.....	0,15
Magnesia.....	0,22
Cobalto.....	0,02
Cobre.....	0,02
TOTAL.....	0,99

En varias otras muestras de conjunto la proporción en níquel ha oscilado entre 17 y 22 por 100.

De todos los criaderos de níquel conocidos hasta ahora en la Serranía, los más importantes y, probablemente, los únicos que han permitido y pueden permitir una explotación seria, son los del partido de los Jarales, o sea los de Carratraca. Los del río Real se han explotado, y su mineral se ha enviado a Inglaterra, embarcándolo por Marbella; pero la ley era escasa, y los criaderos tan irregulares, que el beneficio era insignificante o nulo. Los de Sierra de Aguas son bolsadas muy pequeñas y repartidas tan arbitrariamente dentro de la masa eruptiva, que no ha habido medio de englobar varias de ellas en un grupo único de labores, razón por la cual no se han explotado hasta ahora. Quedan, pues, como dignos de atención sólo los de Carratraca, que vamos a describir; pero esto no quiere decir que quede excluida la probabilidad de encontrar otros nuevos en la región eruptiva. Un detenido y sistemático reconocimiento de ésta es probable diese un resultado favorable en tal sentido, pues hay en ella bastantes regiones cuya composición petrográfica es análoga a la de los Jarales de Carratraca (2).

(1) Análisis hecho en la Universidad de Berlín.

(2) Podemos adelantar que este reconocimiento está haciéndose ya, y que, efectivamente, se han descubierto algunos afloramientos de mineral de níquel en Cordobachina, Gabieles y otros parajes.

Los criaderos de níquel de Carratraca fueron minuciosamente estudiados en 1851 por Álvarez de Linera (1), que era entonces Ingeniero Jefe de Minas de la provincia de Málaga. Pudo verlos en plena explotación, y por eso, al describirlos, nos valdremos de los datos de este autor, a más de los que nosotros mismos hemos recogido sobre el terreno. Están situados en el partido de los Jarales, al Sur de Carratraca, y muy próximos a la linde entre el término de este pueblo y el de Casarabonela. Todos ellos están distribuidos en una superficie de unos quince kilómetros cuadrados y en indudable relación unos con otros. Afectan la forma de bolsadas elípticas que se alinean aproximadamente en dirección Suroeste a Nordeste y arman en peridotitas descompuestas y en serpentina y bastante lejos del contacto entre estas rocas y el gneis (2). Radican en la prolongación en forma de apófisis de la masa eruptiva de Sierra de Aguas, que se dirige hacia el Caparain. Dentro de estas bolsadas el mineral aparece en nódulos casi puros, de forma esférica y de 100 a 150 kilos de peso, envueltos por una substancia terrosa que también contiene níquel, aunque en menor proporción que los nódulos. El color del mineral puro es rojizo y muy brillante; pero por oxidación e hidratación toma un color verde o amarillo verdoso, que es el característico de las bolsadas.

En nuestras visitas a los Jarales no hemos podido ver más que muchos restos de escombreras y de labores hundidas, pues la explotación de las minas hubo de cesar hacia el año 1870, según tenemos entendido, y por razones que ignoramos. En el informe de Álvarez de Linera se dice que las bolsadas tienen la forma de rosario, tanto en su corrida superficial como en profundidad, y asegura que la riqueza ha aumentado sensiblemente en las labores profundas y que todos los signos indican que la metalización ha de ser mayor en lo sucesivo. Hace Álvarez de Linera una cubicación de la cantidad de mineral existente en la parte preparada por las

(1) *Descripción del criadero de níquel de Carratraca*; Málaga, 1851. (Véanse las notas bibliográficas.)

(2) Estos criaderos están indicados en nuestro mapa al Oeste de la vereda que conduce de Carratraca a Casarabonela.

Criaderos de Carratraca.

labores ya hechas en la fecha de su informe (1851), y llega a la cifra de 180.000 toneladas. Cuando Álvarez de Linera publicó su informe se habían extraído de aquellas minas 2.530 quintales de mineral, que se habían exportado a Inglaterra, vendiéndolos al precio de 540 reales el quintal. La producción había valido, pues, *un millón trescientos sesenta y seis mil doscientos reales*. Por éste, que parece ser un resultado muy lisonjero para una explotación fácil como era aquella, y por otra porción de datos y consideraciones que aporta, deduce Álvarez de Linera que aquellos criaderos tienen un porvenir grande, y que una explotación *científicamente hecha* (1) conduciría a pingües resultados.

Y, sin embargo, pocos años después las minas se pararon, y los trabajos no se han reanudado hasta la fecha. No nos explicamos la causa de esto. El terreno, visto por encima, presenta clarísimos indicios de una metalización intensa; el informe de un hombre tan eminente como Álvarez de Linera no deja lugar a dudas respecto a la continuidad y acrecentamiento de esta metalización en profundidad; obstáculos naturales que impidan o encarezcan la explotación, no los hay allí: no vemos, pues, como probables más que dos causas que puedan explicar este hecho: una, tal vez la principal, la falta de dirección técnica indispensable en criaderos irregulares, como son éstos, más que en cualesquiera otros; otra, la baja del precio del níquel en el último tercio del siglo XIX, que por cierto ha venido después seguida de un alza grande.

Sea por lo que sea, los criaderos de níquel de Carratraca están allí, casi vírgenes todavía, a juzgar por la opinión de Álvarez de Linera, esperando que alguien venga a reconocerlos por labores metódicas y ordenadas, cosa que podemos asegurar no se ha hecho hasta ahora. Aventurado sería vaticinar que este reconocimiento conducirá a un resultado industrial tan favorable, que aquellas minas puedan explotarse para exportar cantidades importantes de níquel al Extranjero, por más que ya lo hacían en los años 1850 y siguientes.

(1) El autor dedica bastante espacio a criticar la forma caprichosa y antieconómica en que se hacía entonces la explotación de los criaderos.

Porvenir de los criaderos de Carratraca.

Pero lo que sí puede asegurarse con muchos visos de probabilidad, y hasta casi con certeza, es que los tales criaderos, y ellos solos, sin contar con que se descubra ninguno nuevo, pueden suministrar a las industrias militares españolas todo el níquel que necesiten para sus fines, y que desde luego está asegurado el necesario para producir en la región misma el ferroníquel que se piensa fabricar. Bastaría para ello con emprender una explotación ordenada al nivel inferior a que llegaron las antiguas labores de aquellas minas.

GRAFITO

El grafito abunda mucho en las peridotitas de la Serranía. Naranjo, en su *Mineralogía* (1), describe criaderos de este mineral en el cerro de Natías, término de Benahavis, partido judicial de Marbella, y en las Chapas, Ojén, Estepona, Istán, Jubrique, Alora y Coin. Esta serie de criaderos se alinean de Suroeste a Nordeste a lo largo del eje de la masa eruptiva, arman en ella, y ocupan una extensión de doce leguas de largo por unas cuatro de ancho. Estos datos son exactos. Raro es el término municipal de la Serranía, conteniendo en su perímetro terreno eruptivo, en el que no haya habido minas denunciadas de grafito.

Su abundancia.

Se presenta el mineral en bolsadas de tamaño variable, en el seno mismo de las rocas peridóticas, y envueltas por éstas. Unas veces el grafito está en contacto directo con la serpentina, las dunitas o las harzburgitas; otras hay entre aquél y éstas una capa de ganga piritosa cargada de óxidos de hierro; pero lo que sí puede afirmarse sin ningún género de dudas, es que no hay relación alguna entre este mineral y los gneises, calizas, dolomías y pizarras de los terrenos estratocristalino y cambriano. En algunas de estas rocas hay grafito, bien repartido en su masa, bien concentrado en alguno de los minerales componentes, como la andalucita, por

Manera de presentarse.

(1) Naranjo y Garza (F.), *Elementos de mineralogía general, industrial y agrícola*; Madrid, 1862.

ejemplo; pero nunca se ha encontrado una bolsada de grafito en dichos terrenos ni en el contacto de ellos con las peridotitas.

Este hecho de armar las bolsadas en el seno de las masas peridóticas plantea, a nuestro ver, uno de los problemas de más difícil solución de cuantos ofrece la Serranía. En efecto: aquí no pueden suponerse concentraciones magmáticas, porque las peridotitas no contienen grafito, y es además inadmisibles que lo contengan, pues no se concibe la presencia de un mineral combustible, como es éste, en el seno de una masa fundida que muestra además tantos signos de haber pasado por temperaturas elevadísimas. Es preciso acudir a la hipótesis de una formación posterior, de un agente que haya depositado al mineral en cavidades o grietas ya existentes; pero queda siempre en pie el origen del mineral mismo. ¿De dónde procede este grafito? ¿Es de origen orgánico? Muy difícil nos parece basar en argumentos esta hipótesis. ¿Procede de la descomposición de carburos metálicos? Tal vez; pero no hay datos hasta ahora para afirmarlo. Nos limitamos, pues, a plantear este tan interesante problema, digno de ser investigado por los que en el futuro estudien la región.

El grafito se presenta en distintas formas. La de *habas* o nódulos de mineral puro que rellenan las oquedades y grietas de la roca eruptiva; la de *granza*, formada por pequeños granos, no tan puros ya, que vienen envueltos entre la arcilla ferruginosa de la caja; y la de *polvo*, que se obtiene artificialmente moliendo el mineral más impuro y sometiéndolo a un lavado y a un tamizado. Hemos recogido muestras de mineral en las escombreras antiguas de la mina *Honda*, y aunque es de suponer que, siendo desechos de la explotación, no habían de tener valor industrial, hemos podido, sin embargo, aislar de ellos pequeños trozos de grafito puro y reunir algunos kilos de él. Analizado este grafito en Inglaterra, ha sido clasificado como de primera calidad, considerándolo a propósito para la fabricación de crisoles y demás usos industriales a que se aplica este cuerpo.

Seleccionando trozos que tenían adheridos otros de las peridotitas de la caja y examinándolos al microscopio talla-

Clases y calidad.

Examen microscópico.

dos en láminas delgadas, nos ha llamado la atención la limpieza del contacto entre el grafito y las peridotitas. Ni aquél envuelve minerales peridóticos, ni éstos contienen grafito, como no sean las pequeñas partículas arrastradas mecánicamente hasta los intersticios y grietas de la roca. Esto concuerda con la idea de un aporte posterior que debió de tener lugar cuando la masa peridótica estaba ya completamente solidificada.

De todos los criaderos de grafito de la Serranía, el único que se ha explotado con fruto es el que radica en el cerro de Doña Juana (1), cerca de la venta de Natías, y en la divisoria misma entre el Guadalmansa y el Guadalmina. Este criadero es propiedad del Estado, que tiene reservadas sobre él 27 hectáreas, las cuales abarcan con creces todos los afloramientos y labores practicadas hasta ahora. Los nombres antiguos de las minas que lo integran son: *Honda*, *Si Bajas*, *Rios* y *Cortesana*. Cerca de este criadero, y ya fuera de la zona reservada por el Estado, hay otro en el paraje llamado *Cañutos de Doña Juana*, que también se ha explotado, pero con resultado poco favorable, debido a la escasa cantidad de grafito que dió la pequeña bolsada que lo constituye. Otro tanto ha sucedido con los demás intentos de beneficio hechos en diversos parajes de la región. Podemos, pues, ceñirnos, al hablar de criaderos de grafito, al que es propiedad del Estado.

Las vicisitudes por que ha pasado este criadero forman en su conjunto una de las muchas lamentables historias de la minería española. Álvarez de Linera la refiere con todo detalle en el informe que en 1857 hizo sobre esta mina por encargo expreso del Gobierno español (2). En términos ge-

(1) Éste es el nombre geográfico del cerro. En el país suelen darle también el nombre de "cerro de la Mora", que es el que emplea Álvarez de Linera. Éste lo llama también "cerro de Natías", tomando el nombre de la célebre venta que está en su falda oriental. Las minas las hemos marcado en nuestro mapa: las encontrará fácilmente el lector. Están al Sur de la cumbre del cerro de Doña Juana, e inmediatas a la vereda que conduce de Benahavis a Pujerra e Igualeja. Radican en el término municipal de Benahavis.

(2) Véanse las notas bibliográficas, en las que hemos extractado este notable informe, modelo, por cierto, en los de su clase.

Criadero del Estado.

Historia.

nerales, esta historia es una serie de esfuerzos mal ordenados para sacar producto de una cosa de valor positivo. Incertidumbres, disposiciones contradictorias, contratos mal meditados, dinero gastado en balde, y abandono de lo hecho: de todo esto han padecido las minas de grafito de Benahavis, sin que a estas horas se sepa a punto fijo cuál es su verdadero valor; por más que todos los que las han estudiado con seriedad concuerdan en decir que aquello vale lo bastante para emprender una explotación seria. Veamos esta historia en sus principales rasgos.

A mediados del siglo XVIII unos vecinos de Igualaja apodados *los Moros* se apoderan de la mina, empiezan a hacer en ella labores sin orden ni concierto, y extraen cantidades grandes de grafito, que venden al Extranjero. Este estado de cosas dura hasta 1804, en cuya fecha el Gobierno español comprende la necesidad de tener datos científicos de la mina y explotarla ordenadamente. Comisiona para ello al ingeniero alemán D. Enrique Schnelhenbühel, confiriéndole poderes plenos. Este ingeniero, apoyado por el Duque del Infantado y por la Real Junta de Comercio, Moneda y Minas, rehabilitó las minas en menos de tres años. Abrió un socavón que preparaba macizos grandes, perforó un pozo, fortificó y ordenó las caprichosas labores de *los Moros*, y puso a la mina en estado próspero. Los productos abastecían dos fábricas de crisoles: una en Estepona y otra en Sevilla. El mineral sobrante se exportaba al Extranjero, principalmente a Inglaterra, a los precios de 19 y 15 reales por quintal en bocamina, según la clase. Parece ser que tanto los productos elaborados, como el mineral en bruto, eran muy solicitados, y su calidad no dejaba nada que desear. Esta época es tal vez la más próspera del negocio; de ella datan los edificios cuyas ruinas se ven aún en el cerro de Doña Juana.

La guerra de la Independencia y el haberse apoderado los franceses de Marbella obligaron al Gobierno a suspender la explotación. Los famosos *Moros* volvieron a apoderarse del criadero, destruyeron las reservas y arrancaron en un solo año más de 20.000 quintales de grafito, que embarcaron por Estepona. En 1813 volvió a la mina el ingeniero alemán;

pero *los Moros* amenazaron su vida, y tuvo que dejar las labores en poder de éstos, que por tal atropello fueron después procesados y castigados.

En 1817 comienza la explotación por arrendamiento a varios propietarios de Málaga, entre ellos D. Manuel Agustín Heredia, el cual hubo de confesar después que el origen de su pingüe fortuna había sido la explotación del grafito de Benahavis. Siguen los trabajos por arriendo hasta 1833, en cuyo año el Estado elevó el canon a la enorme cifra de 31 reales por quintal, lo que retrajo a los arrendatarios. Se formularon entonces pliegos de condiciones, y se subastaron los trabajos con arreglo a aquéllos. Quedaron desiertas las subastas. Nuevos pliegos de condiciones. Una Sociedad que se forma en Ronda acomete la empresa, y quiebra al año por no poder pagar el canon. La mina se para definitivamente, y el Estado comisiona a Álvarez de Linera para que la estudie. El informe de éste es muy favorable respecto a la bondad de la mina. Parece ser que las labores no pasaron de 80 varas de profundidad, que esto había bastado para la enorme extracción que se había hecho, y que la metalización a la profundidad dicha era bastante mayor que en la superficie, y ofrecía signos de seguir aumentando en cantidad y en calidad. Después de este informe no se ha vuelto a hacer nada en la mina, ni por el Estado ni por particulares. En el cerro aquel sólo quedan hoy restos de muros arruinados y escombreras antiguas medio cubiertas ya por los derrubios.

Nos encontramos, pues, ante una mina propiedad del Estado, que ha dado productos pingües, que todo induce a pensar es susceptible de seguir dándolos, y que, sin embargo, está abandonada desde hace cincuenta años, cual si se tratase de una cosa inútil y sin valor. Y este estado de cosas nos parece tan ilógico, y además tan perjudicial para el adelanto de la minería española, que, aun a trueque de salirnos del cuadro de este libro, vamos a indicar algunas soluciones conducentes a remediarlo.

Sería una de ellas, tal vez la más indicada, que el Estado se decidiese a hacer en su mina una labor de reconocimiento, muy fácil, por cierto, dada la situación del criadero en lo

Conveniencia de un reconocimiento.

alto de un cerro y con pendientes abruptas hacia el Guadalmanza y el Guadalmina. Un socavón que, partiendo de cualquiera de las dos laderas, se dirigiese al centro del criadero, y a una profundidad en vertical como de 60 a 80 metros por debajo de las labores más profundas, complementado con un pozo de reconocimiento practicado en el criadero mismo y con cuatro galerías de dirección, bastaría para resolver las dudas que pueda haber sobre el valor de aquella mina; y si el resultado fuese favorable, como todo induce a pensarlo, servirían también estas labores para el arranque del mineral que se encontrase. No hemos hecho un estudio detenido de este plan, y no tenemos, por tanto, datos suficientes para presuponer lo que costaría realizarlo. Sin embargo, nuestros paseos sobre el terreno y algunas nivelaciones someras que hemos hecho, nos inducen a pensar que el coste total no excedería mucho de 500.000 pesetas; cifra que no es grande para gastarla en una finca que puede valer millones.

Si no entrase en los planes del Estado gastar esta suma en investigar esa probable riqueza, cabría todavía otra solución: la de abandonar la mina, declarando franco y registrable el terreno de ella. Tal vez entonces lo que el Estado no ha hecho, se atreviera a hacerlo alguna Empresa particular, y esa riqueza, hoy inútil, entraría a formar parte de la minería nacional. Claro está que abandonar una cosa cuyo valor se ignora, no es solución buena; pero preferible es, aun no siéndolo, a que siga el actual estado de cosas, que a nadie aprovecha y que impide que esa mina se explote.

PLOMO, COBRE Y ANTIMONIO

Durante todo el siglo XIX se han explotado en la Serranía filones de plomo, plomo argentífero y cobre; pero nunca han alcanzado estas labores resultados económicos de importancia, debido, no sólo a la poca metalización y escaso espesor de los filones, sino también a lo trastornados que están los terrenos en que arman, que son los gneises y dolomías estra-

Historia y estado actual.

tocristalinas y las pizarras del cambriano. El plomo se presenta en forma de galena más o menos argentífera, y en venas o filoncillos ramificados y de espesor muy variable, cosa que les da la apariencia de pequeñas bolsadas. El cobre viene en forma de chalcosina y chalcopirita, que se alteran en la superficie, cargándose de carbonato de color verde. Del antimonio no hemos visto más que algunas muestras de estibina, que nos han dicho procedían de los alrededores de Alora.

Álvarez de Linera, en su *Resumen de la minería en la provincia de Málaga* (1852), que hemos extractado en las notas bibliográficas, habla de varias minas de estos metales, y entre otras, de una de galena antimonial situada en el desierto de las Nieves (Llanos de la Nava), que había sido reconocida en 58 metros de longitud, 31 de anchura y 33 de profundidad, y cuya explotación había tenido que paralizarse por el elevado precio (15 reales quintal) del transporte a la costa. Por esto se decidieron los dueños a poner al pie mismo de la mina dos hornos alimentados con leña y carbón vegetal, para beneficiar la mena *in situ*; pero el resultado no fué favorable, y hoy día apenas quedan allí noticias de tal mina.

En el mismo resumen expone Álvarez de Linera, en forma de cuadro, cuál había sido la producción de las minas de la provincia hasta 1852. Los resultados para los metales que nos ocupan, habían sido los siguientes:

	Quintales.
Plomo.....	9.816
Mineral de plomo exportado.....	7.400
Idem id. argentífero.....	3.500
Idem de cobre.....	2.000
Idem de antimonio	400

Como se ve por estas cifras, que se refieren a más de treinta años de explotación (1820 a 1852), la cuantía de ésta, en lo que atañe a estos metales, había sido insignificante en la región.

En la actualidad, y según nota que nos ha proporcionado

la Jefatura de Minas de Málaga, las minas de plomo, cobre y antimonio denunciadas en la Serranía son:

	Hectáreas.
<i>Estrella</i> , en término de Benalaurín (antimonio)	24
<i>San Antonio</i> , en término de Fuengirola (cobre)	20
<i>Brillante</i> , en término de Marbella (cobre)	8
<i>Buenaventura</i> , en término de Mijas (cobre)	32
<i>Volcánica</i> , en término de Mijas (cobre)	24
<i>Sultana</i> , en término de Marbella (cobre)	16
<i>Victoria</i> , en término de Casares (plomo)	12
<i>Recompensa</i> , en término de Casares (plomo)	12
<i>Maximiliano</i> , en término de Marbella (plomo)	24
<i>María Teresa</i> , en término de Marbella (plomo)	53
<i>Mi Pepe</i> , en término de Yunquera (plomo)	28
<i>El Llaveró</i> , en término de Mijas (plomo)	120

En algunas de ellas se han hecho y se están haciendo labores de reconocimiento. Labores de explotación no se hacen aún en ninguna de ellas, según nos aseguran.

En los anuarios modernos de minería figura una mina de cobre, llamada *Nuestra Señora del Carmen*, en término de Benahavís, y dos de plomo: una en Istán, llamada *El Porvenir*, y otra en Mijas, llamada *San Jorge*. Ninguna de las tres figura en la relación que nos ha entregado la Jefatura de Minas de Málaga. Es, pues, lo más probable que estas minas hayan sido renunciadas.

SCHEELITA (TUNGSTATO DE CAL) (WO³Ca)

Según noticias fidedignas que hemos podido reunir, la scheelita fué descubierta en la Serranía de Ronda por don Domingo de Orueta y Aguirre en el año 1870, durante una de sus excursiones geológicas por la región. Encontró trozos sueltos de este mineral en una viña situada al Norte de Estepona. Recogió varios de ellos, cuantos pudo reunir, y aun cuando reconoció minuciosamente aquellos alrededores para

Su descubrimiento.

ver de encontrar el yacimiento de que procedían, no consiguió su objeto, y en sus libretas de campo se consigna así, añadiendo que la viña en cuestión está casi en el contacto de los esquistos metamórficos con la serpentina, lo cual, por cierto, complica el problema, porque deja la duda de si el yacimiento arma en la roca eruptiva o en las de su caja, que allí son pizarras cambrianas.

Al principio creyó Orueta Aguirre que el mineral encontrado era un compuesto de plomo, tal vez la cerusa; pero en vista de determinados caracteres que contradecían esta suposición, se decidió a enviar algunos trozos a D. Luis de la Escosura para que los analizase químicamente, y el resultado fué que se trataba de tungstato de cal cristalizado y muy puro, con una ley de ácido tungstico de 80 a 81 por 100, 18 a 20 por 100 de cal, e indicios no ponderables de hierro y potasio.

Orueta Aguirre regaló uno de sus ejemplares a la Escuela Especial de Ingenieros de Minas (1), otro al Museo de Ciencias Naturales, y conservó dos de ellos, que han pasado después a ser propiedad mía, y están actualmente depositados en la colección de rocas y minerales de la Serranía de Ronda, instalada en el Instituto Geológico de España.

(1) Calderón y Arana, en su obra *Los minerales de España*, tomo II, páginas 182 y 183, dice, hablando de este ejemplar: "La Escuela de Minas posee un cristal magnífico de un centímetro y medio de largo, procedente de *Nuestra Señora de los Dolores*, término de Estepona (Málaga). Es amarillo de miel, translúcido y de brillo fuertemente resinoso. Según nos han participado, lo llevó allí un particular con objeto de que fuera ensayado, ofreciendo llevar otros mayores, lo cual no llegó a realizar. Otro ejemplar, procedente del mismo término de Estepona, ha sido recogido por Orueta (D. Domingo) en una viña, con otros fragmentos rodados, y regalado al Museo de Ciencias Naturales.."

Hemos visto el ejemplar de la Escuela de Minas, y es idéntico, aun cuando algo más pequeño, que los dos que conservamos en nuestro poder. Por esto, y por lo que hemos dicho antes, no nos cabe duda de que el citado ejemplar de la Escuela de Minas es el regalado por Orueta Aguirre, y que procede de la mencionada viña de Estepona. Debemos consignar también que no existe hoy día en este pueblo ninguna mina con el título de *Nuestra Señora de los Dolores*. Debe de haber, pues, error en la procedencia que Calderón da para el ejemplar en cuestión.

En nuestras excursiones por la Serranía hemos buscado con afán yacimientos de scheelita, no sólo por el interés científico que hubiese tenido averiguar su procedencia, sino también porque, dado el enorme precio que el tungsteno alcanza hoy día, el hallazgo de uno de estos yacimientos hubiera tenido importancia grande. Como es natural, nos fijamos de preferencia en el término de Estepona y en los alrededores de este pueblo. Los recorrimos en todos sentidos, llevando en el bolsillo uno de nuestros ejemplares de scheelita, que enseñamos a cuantos mineros encontramos en el país, por si podían darnos razón de minerales iguales o parecidos. Pero no hemos conseguido nada. Las viñas de Estepona se perdieron después de 1870 a causa de la filoxera, y aunque luego se han replantado muchas de ellas, no queda en el país recuerdo alguno de dónde podía haber estado situada la que dió los ejemplares de scheelita. No hemos encontrado tampoco a nadie que nos diga haber visto minerales parecidos al que llevábamos como muestra, y nosotros, en nuestros reconocimientos, no hemos encontrado nada que se asemeje a scheelita; si bien debemos confesar que al hacer estos reconocimientos hemos ido a ciegas, pues ignorábamos en qué clase de rocas armaba el mineral.

Habíamos perdido ya la esperanza de encontrar scheelita en la Serranía, cuando en uno de los sondeos practicados en el río Guadaiza para la investigación del platino, vimos entre los sedimentos negros del fondo de la batea lavadora unos granos transparentes de color de miel, que al principio nos parecieron de granate, pero que después, examinándolos con el microscopio biocular, nos cercioramos se trataba de un mineral más oscuro que aquél, más vítreo, y que poseía además otros caracteres que nos llevaron a sospechar podía ser la tan buscada scheelita. Continuando la investigación por sondeos, conseguimos reunir algunos gramos del tal mineral, que, analizados químicamente, resultaron ser, efectivamente, de tungstato de cal puro. Después lo hemos vuelto a encontrar en el río Guadalmina, en el río Verde y en otros yacimientos platiníferos, en algunos de los cuales aparece en proporción notable, indicando con ello que tal vez haya en la Serranía

Nuestras investigaciones.

Su existencia en los aluviones.

yacimientos de cierta importancia que pudieran explotarse con beneficio. Es éste, pues, uno de los varios problemas interesantes que está llamado a resolver el reconocimiento sistemático y ordenado de los aluviones de aquella región. Los datos reunidos hasta ahora no permiten todavía localizar los parajes en que dichos yacimientos radican, ni tampoco la naturaleza de las rocas en que arman, porque los ríos reconocidos hasta la fecha tienen su cuenca formada en parte por rocas peridóticas, y en parte por rocas estratocristalinas y cambrianas; pero a medida que el reconocimiento avance, se irán localizando las procedencias de los sedimentos, y de la proporción de scheelita que éstos contengan, se podrá deducir la proximidad mayor o menor del yacimiento del mineral, y conseguir quizás al fin llegar a encontrar a éste *in situ*.

La scheelita de la Serranía es cristalina, muy translúcida, casi transparente a veces, de color de caramelo claro o amarillo de miel, con fractura concoidea y gran brillo vítreo. Su densidad alcanza la cifra de 6,2. Cristaliza en el sistema cuadrático. Su signo óptico es positivo, y su índice de refracción, que no hemos medido directamente, debe de aproximarse bastante al del granate, a juzgar por lo que se deduce de la comparación directa de granos de ambos minerales. Aparte de los ejemplares grandes encontrados por Orueta Aguirre en la viña de Estepona, no se han recogido hasta ahora más que los pequeños trozos que quedan como residuos de lavado en los fondos de bateas.

Caracteres.

PLATINO

Aun cuando ya en otra ocasión (1) hemos expuesto la serie de observaciones y razonamientos que nos llevaron a encontrar el platino en la Serranía, conviene, sin embargo, re-

Historia de su descubrimiento.

(1) *Resultado práctico del estudio petrográfico de la Serranía de Ronda*; conferencia dada en el Instituto de Ingenieros Civiles el 30 de octubre de 1915. Tomada taquigráficamente e impresa en Madrid (impresión de la viuda de Prudencio Pérez, Libertad, 31).

petirlos aquí en parte, y añadir de paso algunos otros datos que de entonces a ahora se han recogido.

Averiguada la composición petrográfica de las grandes masas hipogénicas de la Serranía, y vista la predominancia en ellas de rocas básicas, era necesario, para complemento de su estudio, comparar las erupciones de esta región con las similares de otras partes del mundo, y ver si podía establecerse relación entre unas y otras y formar lo que se llama una *provincia petrográfica*.

Al efecto, acopiamos cuantos libros nos pudimos procurar sobre erupciones peridóticas, y, entre otros varios, llegaron a nuestras manos los que recientemente han escrito los señores Duparc y Pearce sobre los Urales (1), y la descripción que posteriormente ha hecho el primero de estos autores sobre los yacimientos de platino de aquella región (2). El estudio de estos libros hubo de llamarnos extraordinariamente la atención. Encontramos en ellos una descripción de las rocas peridóticas de los Urales tan semejante a la que nuestras libretas contenían sobre las de la Serranía de Ronda, que casi nos atrevemos a decir que podían aplicarse dichas descripciones a las rocas de nuestra región, con sólo cambiar los nombres rusos por los españoles. Ya hemos descrito con detalle en el capítulo *Rocas hipogénicas* cuál es la composición y distribución de las de la Serranía. Pues bien: en la región de los Urales que han estudiado los citados autores ocurre exactamente lo mismo, a juzgar por lo que sus libros dicen. Hay allí las mismas rocas que en la Serranía, con idéntica composición petrográfica, y se distribuyen, además, de la misma manera, o sea en centros muy básicos rodeados por aureolas progresivamente menos básicas. Las piroxenitas, los gabros y otras tantas rocas accidentales derivadas de las que podíamos llamar fundamentales de la serie, existen allí y aquí; y hasta los filones ácidos de granulitas y plagiaplitas

(1) L. Duparc y F. Pearce, *Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. (Mémoires de la Société de Physique et d'Histoire Naturelle de Genève, 1902-1905.)*

(2) L. Duparc, *Le platine et les gites platinifères de l'Oural. (Archives des Sciences Physiques et Naturelles; Genève, 1911.)*

aparecen en las dos regiones, con los mismos caracteres en una que en otra.

Los libros de Duparc y Pearce están ilustrados con fotografías en negro de las preparaciones de rocas; fotografías que no dan una idea clara de lo que quieren representar; y por esto, y para cerciorarnos mejor de lo que nuestros ojos leían en aquellos libros, tratamos de ver las rocas mismas, y al efecto nos procuramos dos colecciones de ellas, con sus correspondientes preparaciones en láminas delgadas. Una de estas colecciones nos la ha enviado el Dr. F. Krantz, de Bonn, y la otra nos la ha procurado D. Santiago Piña de Rubies, químico notable, que recogió las rocas por sí mismo en los Urales cuando acompañó a ellos al profesor Duparc a título de auxiliar químico.

Provistos de este material, rehicimos del principio al fin la comparación entre ambas regiones, y resultó por segunda vez comprobada la identidad entre una y otra. Las rocas eran iguales, los minerales componentes idénticos, y también lo eran los fenómenos de serpentización y metamorfismo.

Esta identidad conducía inevitablemente a una deducción: que siendo iguales las dos erupciones peridóticas, y conteniendo la de los Urales el yacimiento más importante de platino que se conoce en el mundo, era muy posible, y hasta probable, que las peridotitas de la Serranía contuviesen también a este metal. Debemos decir que no hemos sido nosotros los primeros a quienes se les ha ocurrido esta idea. Ya Mac-Pherson, con su admirable intuición científica, había indicado que las rocas hipogénicas de la Serranía podían ser matrices del platino. Lo dice en una obra que varias veces hemos citado: en la titulada *Descripción de algunas rocas que se encuentran en la Serranía de Ronda* (1), en la cual, discutiendo la naturaleza de una de las peridotitas que ha encontrado, y que él considera como restos de la primitiva masa hipogénica, dice textualmente lo que sigue: "Sin embargo, si se ha de juzgar por los elementos que la constituyen, y prescindiendo de los grandes fragmentos de pleonas-

(1) Véanse las notas bibliográficas.

to, parece debe relacionarse (la roca) al grupo de las picritas, o tal vez a las descritas por M. Daubrée como procedentes del Ural, y que sirven de matriz a los minerales del grupo del platino. Y nótese que cuando Mac-Pherson escribía esto no se habían publicado aún los trabajos de Lewinson-Lessing, y mucho menos los de Duparc y Pearce, que tanta luz arrojan sobre la naturaleza de las erupciones de los Urales. A nuestro eminente petrógrafo le bastaron las descripciones someras que había entonces sobre dichas rocas para sospechar su analogía con las de la Serranía de Ronda y sacar de esta analogía la deducción que lógicamente se desprendía de ella.

Siguiendo el estudio de la bibliografía sobre el platino, y a pesar de lo escasa que es ésta, tuvimos ocasión de ver que adondequiera que se ha encontrado este metal y se han estudiado las rocas de que procede, han resultado ser éstas peridotitas básicas de composición análoga a las de la Serranía. Tal sucede, en efecto, en Colombia británica, Colombia ecuatorial, Borneo y Brasil. Había, pues, sobrados motivos para pensar que en nuestra región podía haber platino, y merecía la pena dedicar la atención a buscarlo. Para esto, los datos que hay sobre la manera de presentarse el platino en los Urales, podían servir, y sirvieron, en efecto, de segura guía.

El platino parece estar contenido allí exclusivamente, o casi exclusivamente, en las dunitas (1), y aglomerándose principalmente en la espinela cromita que existe en éstas. Su proporción es tan pequeña, que nunca se han podido explotar canteras ni yacimientos de la roca matriz, y si tan sólo los aluviones de los ríos cuya cuenca estaba formada por estas rocas, y en los cuales se presenta el metal en cierto grado

(1) Mejor sería tal vez decir "en las rocas más básicas de la serie peridótica", porque parece ser que las piroxenitas (enstatitas y broncitas) lo contienen también, y datos posteriores recogidos en la Serranía misma hacen pensar que también las harzburgitas pueden contenerlo. Obsérvese que todas estas rocas pertenecen al tipo ultrabásico, puesto que el piroxeno ortorrómbico que en unión del olivino y la cromita entra en su composición, es un metasilicato de magnesia y hierro, y está compuesto, por consiguiente, de los mismos elementos que el ortosilicato de magnesia y hierro, olivino, mineral dominante en las dunitas.

Manera de presentarse el platino en los Urales.

de concentración; grado que varía entre algunos centigramos por metro cúbico y más de 50 gramos, según dicen, en los aluviones que se explotaron a principios del siglo XIX. La ley media hoy no parece exceder allí de 0,20 a 0,30 gramos por metro cúbico (1), y se están volviendo a lavar gran parte de los detritus considerados como estériles al principio de la explotación. Sea de ello lo que sea, hay un hecho que parece demostrado en los Urales y en todos los yacimientos de platino del mundo, y es que el metal arma en las rocas peridotíticas ultrabásicas, y que es inútil buscarlo en las que contienen álcalis.

Tomando como base a este hecho, comenzamos la investigación del platino en la Serranía. El estudio petrográfico de ella nos había permitido localizar la posición de los centros duniticos dentro de las masas peridotíticas, y por esto pudimos seleccionar desde luego a los ríos y a los depósitos de tierra de montaña en cuya formación habían intervenido estas rocas, y desechar todos aquellos en que la cuenca estaba formada de lerzolititas, noritas y otras rocas menos básicas. Nos fijamos, pues, en los ríos duniticos, y tomamos muestras de arenas superficiales de ellos. Se tomaron también algunas de ríos no duniticos, para comprobar lo anteriormente dicho sobre la ausencia del platino en ellos. Todas estas arenas se analizaron una a una por el método espectral, practicando las delicadísimas operaciones de este análisis el notable especialista profesor D. Ángel del Campo, auxiliado por D. Santiago Piña de Rubies (2). El resultado fué el que el estudio petrográ-

Primeras investigaciones.

(1) Damos estos datos con toda clase de reservas, porque ni en los libros que tratan del asunto, ni en las estadísticas, encontramos cifras exactas, y las pocas que hay, difieren enormemente unas de otras. Hemos hablado con varias personas que han visitado los Urales, y nos ha sucedido lo mismo. Parece deducirse de todo ello que, o no quieren decir lo que en realidad sucede, o no lo saben, debido al misterio con que se llevan aquellas explotaciones. Otro tanto nos ha ocurrido con la cifra de tonelaje anual que se extrae de los Urales. Hemos leído en libros, al parecer, serios que este tonelaje no llegaba a 1.000 kilos, y, en cambio, hay estadísticas que dicen pasa de 3.000.

(2) Estos análisis se hicieron en el Laboratorio de Investigaciones Físicas que dirige D. Blas Cabrera y Felipe.

fico previo hacia esperar: las arenas de ríos duniticos dieron las rayas características del platino; las de ríos no duniticos no las dieron. Un análisis químico de sedimentos concentrados, hecho después por el Sr. Piña, confirmó esto mismo, puesto que del primer grupo de arenas pudo obtenerse un precipitado de cloroplatinato amónico, y del segundo no.

Por cierto que en el curso de esta que podemos llamar primera etapa del reconocimiento ocurrió un caso curioso. Las muestras de arenas superficiales cuyo resultado en el análisis acabamos de exponer, fueron tomadas en el mes de abril, a raíz de las grandes avenidas de los ríos. Después, en el mes de septiembre del mismo año, se volvieron a tomar muestras de arenas de los mismos sitios, y se volvieron a analizar por los mismos métodos espectrales y químicos que las primeras, resultando que muchas de ellas que en abril dieron platino, en septiembre no lo dieron. Había que admitir, pues, que durante el estiaje del verano las partículas densas de las arenas habían descendido a través del aluvión y habían desaparecido de la superficie, lo cual, efectivamente, se ha comprobado después por los resultados que han dado los sondeos. Es, por otra parte, un hecho general, tanto en los aluviones platiníferos como en los auríferos, que las capas superficiales de los depósitos son estériles, y que el metal se concentra en las partes profundas, en las que están inmediatamente encima de la roca *in situ* que forma el lecho del río o el del depósito de tierra de montaña. ¿A qué causa obedece este descenso de las partículas densas? Todos los autores que tratan de aluviones metalíferos la explican por los continuos e insensibles movimientos sísmicos de la corteza terrestre, que producen en las capas de arena el mismo efecto que originan en las mesas de los lavaderos de minerales las pequeñas y rápidas sacudidas que se les imprimen artificialmente por medio de un motor. Otros autores, y entre ellos el Director de nuestro Instituto Geológico, D. Rafael Sánchez Lozano, no admiten tal hipótesis, y creen más bien que el descenso haya sido producido por el arrastre que verifican las aguas subálveas al retirarse durante la época del estiaje. Sea cual sea la explicación que se admita para el hecho, éste es cierto, y po-

demos adelantar desde ahora que en todos los aluviones platiníferos de la Serranía hay una capa estéril de cuatro o más metros de espesor recubriendo a las que contienen al metal.

La segunda etapa del reconocimiento consistió en lavar volúmenes relativamente grandes de arenas, recogidas unas veces en las playas de los ríos, otras en el fondo de las *marmitas de gigante* que éstos suelen formar, otras en el fondo de terrazas de aluvión antiguas que habían sido después cortadas por el río, originándose escarpas que ponían al descubierto las capas más profundas de dichas terrazas, y otras, por último, extraídas de pozos de uno a dos metros de profundidad que se practicaban en los aluviones. El lavado se hizo en una cuna o *rocker* siberiano, y después, para apurar los concentrados de esta cuna, en una batea de madera. El resultado fué categóricamente afirmativo. En muchos lavados aparecieron pepitas blancas y brillantes, unas visibles a simple vista, y otras que sólo podían verse por medio de la lente o del microscopio biocular; pero pepitas metálicas al fin, inconfundibles con los demás sedimentos densos que las acompañaban en el residuo final del lavado. Poco a poco se pudieron reunir algunos centigramos de pepitas, pudieron estudiarse éstas minuciosamente, y se pudo también proceder a su análisis químico, el cual confirmó que se trataba, efectivamente, de platino en bruto, con ley de 78 a 82 por 100 de este metal, siendo el resto hierro, osmiuro de iridio y los demás metales del grupo del platino. Esta ley concuerda con la de los demás minerales de platino del mundo.

Segunda etapa.

Llegados a este punto, nos pareció debíamos dar cuenta de los resultados obtenidos a nuestro malogrado jefe y respetadísimo amigo D. Luis de Adaro, que desempeñaba entonces la dirección del Instituto Geológico de España. Así lo hicimos en diciembre de 1914: lo impusimos de todo lo hecho, y le enseñamos el platino recogido. El Sr. Adaro, entre otros valiosos consejos, nos dió el de emprender una tercera etapa en el reconocimiento, que consistiese en sondeos a mano y en el lavado de las arenas extraídas, para ver de averiguar, siquiera fuese de un modo aproximado y de conjunto, cuál era la distribución en la Serranía de los aluviones plati-

Tercera etapa.

niferos, y cuáles también su extensión probable y su riqueza media, cuidando de que este reconocimiento se hiciese tomando previamente las debidas precauciones para que el asunto no se divulgase. Así se hizo. Los trabajos comenzaron a fines de enero de 1915, y se dieron por terminados a principios de octubre del mismo año. En este tiempo se practicaron cuarenta y seis taladros, que atravesaron la capa entera de aluviones y penetraron un tanto en la roca *in situ* infra-yacente, para poder reconocer también la parte superior de ésta, que algunas veces se impregna de platino por penetrar sus partículas a través de las grietas e intersticios de dicha roca. Estos taladros se emplazaron sin sujeción alguna a distancias, y si en los sitios donde el depósito del platino podía haberse hecho en condiciones más favorables, pues no se trataba de hacer un reconocimiento sistemático de la zona platinífera, sino de averiguar la extensión de ésta y su distribución aproximada dentro de la región. Se excluyeron del reconocimiento, no sólo los ríos y depósitos no duniticos, sino también aquellos que, aun siéndolo, no contenían cantidad de aluvión suficiente para permitir una explotación económica en grande. Nos ceñimos, pues, a los ríos y depósitos que, por reunir las dos condiciones de ser platiníferos y contener una gran masa de aluvión, podían ser industrialmente aprovechables si se demostraba contenían también zonas ricas en platino suficientemente extensas para dar rendimientos. Se trató, por último, de abarcar la zona entera probable del depósito, y de hacerlo con el menor número posible de taladros, porque estas labores se hacían por nuestra exclusiva cuenta, y no podíamos dedicar a ellas grandes sumas.

Los resultados de esta tercera etapa del reconocimiento pueden resumirse como sigue: **Resultados.**

1.º *Cubo de aluvión que contiene platino con ley variable.*—Sin poder precisar la cifra exacta, ni dar siquiera el número de hectáreas que comprende la zona platinífera, puede afirmarse que ésta es muy grande; que hay de doce a catorce ríos platiníferos anchos, con superficies extensas de aluvión, que bastarían para una explotación durante muchos años, hecha por medio de dragas, siempre y cuando la ley

media de sus aluviones fuese lo suficiente para permitirlo económicamente.

2.º *Ley media.*—No bastaba, ni con mucho, para determinarla el número de taladros que se habían hecho en esta tercera etapa. Estos taladros dicen que hay allí, efectivamente, zonas muy ricas, cuya ley excede de dos a tres gramos por metro cúbico; que hay, en cambio, dentro de cada depósito zonas de ley media (de 0,25 a 2 gramos por metro cúbico), y otras con ley cero o con sólo trazas de platino. La extensión exacta que cada zona ocupa dentro de un yacimiento dado no se ha podido determinar, por haber sido muy exiguo el número de taladros hechos y haber tenido que espaciar éstos a grandes distancias uno de otro para poder abarcar la región entera. Sobre esto y sobre los pronósticos que pudieran hacerse respecto al porvenir de estos yacimientos, expusimos en nuestra citada conferencia del 30 de octubre de 1915 determinadas consideraciones, que no hay por qué repetir ahora, como no sea para ratificarnos en todas ellas.

3.º *Naturaleza de los aluviones.*—Quedó demostrado que era excelente, desde el punto de vista de la explotación económica de ellos. No hay alúmina ni, por consiguiente, barro, que es el mayor obstáculo para un lavado eficaz y barato, ni hay tampoco cantos rodados gruesos en las partes profundas, que puedan dificultar el arranque por medio de dragas. Allí todo es arena peridótica suelta. La profundidad no es grande tampoco: oscila entre 10 y 15 metros.

Faltaba, pues, para completar el reconocimiento, averiguar con exactitud la extensión de las zonas ricas, y una vez averiguado esto, ver por comparación con lo que se hace en otras localidades, y con presupuestos y con números, si tiene cuenta o no explotarlas. Para esto hacía falta hacer un segundo reconocimiento por taladros a distancias cortas unos de otros y regularmente espaciados, cuyos resultados en ley platinífera permitiesen dibujar un plano exacto de las zonas ricas, pobres y estériles de cada depósito. Este trabajo, extendido a la región entera, puede presuponerse en 250.000 ó 300.000 pesetas, y exigiría, aproximadamente, para hacerlo cuatro o cinco años.

Tal era el estado del asunto en octubre de 1915. Nos pareció había llegado el momento de darlo a conocer a nuestros compañeros y pedirles su valiosísima opinión. Para esto solicitamos la tribuna del Instituto de Ingenieros Civiles, y expusimos desde ella todas las fases del asunto. Además, por razones que sería inútil repetir aquí por haberlas explicado ya en la citada conferencia, teníamos el propósito de poner a disposición del Estado todo lo descubierto por nosotros, valiese mucho o no valiese nada, para que si éste quería hacer el reconocimiento definitivo, encontrase el camino totalmente expedito para hacerlo y para disponer allí lo que mejor le conviniese. Esto fué otro de los motivos que nos llevaron en aquella fecha al Instituto de Ingenieros Civiles.

Mis compañeros me dispensaron en aquella ocasión cariñosísima acogida. El Estado aceptó lo que se le ofrecía, reservó para sí la zona en que estaban los yacimientos, y dispuso se hiciese su reconocimiento. Además, en vista de que en la región existen los principales elementos para la fabricación de metales de artillería tan importantes como el ferrocromo y el ferroniquel, dispuso el Estado se ampliase la investigación a los criaderos de magnetita, cromo y níquel que pudiera haber en la región. El reconocimiento general se ha comenzado ya bajo los auspicios del Instituto Geológico de España, y aunque los resultados obtenidos están detallados en partes, planos y otros documentos, y aun cuando existe el propósito de publicarlos en su día, podemos, sin embargo, adelantar ahora, siquiera sea someramente, lo que ya se ha podido ver en las primeras exploraciones, hechas de febrero a junio de 1916.

Los taladros se hacen con sondas de vapor Keystone, especiales para este objeto. Se ha comenzado el trabajo por el extremo inferior del depósito platinífero del río Verde, que ni es de los más ricos, ni de los menos. El trabajo se lleva en series transversales al río, series que en un principio se colocaron a sólo 100 metros una de otra, para tener cabal idea de las variaciones de las leyes en aquel río y de la naturaleza exacta de sus aluviones, y después, y una vez averiguado esto, se espaciaron hasta su distancia normal, que es de

Publicación de los resultados.—Oferta al Estado.

Aceptación y ampliación del reconocimiento.

Trabajos hechos de febrero a junio de 1916.

200 metros. Dentro de cada serie, los taladros distan 20 metros uno de otro. Se han reconocido en el periodo dicho unos tres kilómetros y medio de río, y en todos los taladros se ha encontrado platino en proporción que ha ido aumentando progresivamente desde ocho centigramos por metro cúbico en el extremo inferior de la zona de depósito, hasta veinte que tiene en la última de las series practicadas, que está, como hemos dicho, a tres kilómetros y medio aguas arriba del extremo inferior. Creemos que este resultado es lisonjero y que anima a seguir; pero no creemos, en manera alguna, que el problema pueda darse por resuelto. Falta aún bastante para esto, y queda todavía mucho que averiguar allí. Respecto a este particular de los pronósticos, de los vaticinios que se puedan hacer sobre la riqueza de aquellos yacimientos, estamos ahora, próximamente, lo mismo que en octubre de 1915, y cuanto dijimos en nuestra conferencia de entonces, lo repetimos y afirmamos ahora, pues los datos acopiados en estos pocos meses de trabajo no son suficientes para motivar un cambio de criterio.

Los favorables resultados obtenidos en los minerales de hierro, cromo y níquel, los hemos expuesto ya al tratar de estos metales.

ORO

En los trabajos de Álvarez de Linera (1) se citan explotaciones de oro hechas por los árabes en los aluviones del río Grande, en Tolox, y del río Guadiaro, cuyo nombre mismo parece indicar que este río es aurífero. Son éstas las únicas referencias que hay de la existencia de este metal en la Serranía. En el país no queda recuerdo alguno de lavaderos de oro.

En nuestros trabajos de investigación del platino hemos encontrado pepitas de oro en dos parajes: uno es la cuenca

Datos antiguos.

Datos de nuestros trabajos.

(1) Véanse las notas bibliográficas.

inferior del Guadaiza, y otro, la media del río Verde. En el primero hemos podido recoger ocho o diez pequeñas pajuelas muy rodadas, la mayor de las cuales mide tres milímetros de longitud. En el río Verde sólo hemos visto tres o cuatro, más pequeñas que las del Guadaiza. La cantidad es tan escasa, que no tiene importancia industrial alguna, y sólo citamos el hecho como mera curiosidad científica. Posible es, sin embargo, que los sondeos que en busca de platino han de practicarse en el Guadiaro den resultado apreciable en este sentido, porque todo induce a pensar que las pepitas de oro encontradas en el Guadaiza y en el río Verde provienen de los filoncillos de cuarzo de los gneises y pizarras; y como en la cuenca del Genal, afluente del Guadiaro, hay una masa enorme de estas rocas, bien pudiera suceder que el curso inferior del Guadiaro fuese aurífero.

ESTEATITA

Al describir el talco de las peridotitas, dijimos que en la Sierra de la Alpujata existen bolsadas de la variedad de éste llamada esteatita, y que habían comenzado a explotarse. Están estas bolsadas en la vertiente Sur de la sierra, y por las labores hechas en ellas se ve que el mineral es de excelente calidad, bastante puro, de color blanco azulado, y muy untoso al tacto. Arma en la masa peridótica y en directo contacto con las rocas de ésta, y parece, por lo que se ve superficialmente, que hay bastante abundancia de mineral para una explotación en grande escala.

En nuestras excursiones de 1913 vimos en el río de Ojén, al pie mismo de las minas de esteatita, una importante fábrica en construcción, destinada a moler el mineral y a ponerlo en condiciones para su exportación. No encontramos persona que nos pudiese dar datos del tratamiento ni de las condiciones industriales del negocio; pero después nos han dicho en Málaga que éste está paralizado ahora, sin que nos hayan podido explicar la causa.

Manera de presentarse.

Fábrica del río de Ojén.

MÁRMOLES

Los mármoles se explotan de antiguo en la Serranía. Ya hemos hablado de la variedad llamada de *almendrilla*, que cita Álvarez de Linera, considerándola, y con razón, como piedra ornamental de primer orden. De ella están hechos los zócalos y columnas de la capilla de la Encarnación, de la Catedral de Málaga. Se extrae este mármol de la Sierra de Mijas y de canteras próximas al pueblo de este nombre.

Mármol de Mijas.

Pero, además de este mármol, se explotan corrientemente otros. Son esas losas blancas y grises azuladas que tanto se emplean en los patios y pasillos de las casas andaluzas. Procede este mármol de canteras que se practican en las dolomías cristalinas de las Sierras de Coín, Camucha y otras, eligiéndose para ello las variedades más compactas de la roca. Los bloques de las canteras se transforman en losas, tableros, etc., por medio de máquinas de aserrar con varias hojas de acero. Existen actualmente en Coín, Alhaurín y otros pueblos, fábricas de aserrar mármoles, de bastante importancia, que venden sus productos, no sólo en la provincia, sino en las limitrofes, y hemos tenido ocasión de ver pavimentos hechos con mármol procedente de Coín que nada tienen que envidiar a los similares de Italia.

Mármol ordinario.

SERPENTINA

Ya hemos dicho, al tratar de esta roca en el capítulo *Rocas hipogénicas*, que no puede por menos de extrañar que habiendo, como hay, en la Serranía tantas y tan bellas variedades de serpentina, no se exploten como piedras ornamentales; máxime existiendo ya fábricas de aserrar mármoles, que con pocas modificaciones en su herramental podrían también aserrar losas y tableros de serpentina. Y precisamente, cerca de donde están estas fábricas hay masas grandes de la citada roca, a propósito para el caso, como son, por ejemplo, las la-

Falta de explotaciones.

deras septentrionales de la Sierra de la Alpujata y las orientales de Sierra Parda. Y, sin embargo, no se hace. No tenemos noticia de que en ninguna de las fábricas que se dedican a la industria del mármol se haya ensayado la de la serpentina.

Indagando las causas, nos han dicho unas veces que la serpentina es muy dura, y no se presta al aserrado; cosa que no es exacta, porque la mayor parte de las variedades de esta roca que hemos estudiado son más blandas que la dolomía cristalina compacta, que se utiliza para mármol. Otras veces nos han objetado que es difícil encontrar una cantera de serpentina capaz de dar bloques grandes, y que la naturaleza de la roca, su compacidad y su color cambian mucho en cuanto se profundiza un poco en el tajo o cantera. Esto puede ser cierto, por más que lo que se ve en la superficie de las grandes masas de serpentina parece indicar todo lo contrario; pero es el caso que hemos intentado ver alguna de estas canteras, para cerciorarnos por nosotros mismos de lo que sucede, y no hemos conseguido encontrar ninguna, ni tampoco persona que nos dé razón de ellas. Creemos, pues, que estos ensayos se hicieron hace mucho tiempo, y sospechamos que no se seleccionaron bien los sitios. Y como en nuestras excursiones por la Serranía hemos visto multitud de masas grandes de serpentina que, al menos en su superficie, son de estructura compacta y uniforme, y que por su situación y pendiente se prestan bien al establecimiento de canteras, seguimos creyendo que un ensayo bien hecho de explotación de esta roca tendría bastantes probabilidades de éxito.

Causas que alegan. — Posibilidad de explotaciones beneficiosas.

AGUAS MINERALES

Como sucede en todas las regiones en que hay rocas eruptivas, brotan en la Serranía aguas minerales en los contactos de las masas hipogénicas con su caja, o a poca distancia de ellos. Algunos de estos manantiales se han utilizado para el establecimiento de balnearios, los más importantes de los cuales se describen a continuación.

Su abundancia.

Baños de Carratraca.—Según el *Diccionario* de Madoz, estas aguas empezaron a adquirir fama a mediados del siglo XVIII; pero el balneario no tuvo carácter oficial hasta 1817, en cuyo año fué nombrado el primer médico director de dicho establecimiento, D. Juan de la Monja, que hizo el análisis químico de las aguas y publicó una Memoria detallando sus propiedades. A partir de entonces, los baños de Carratraca fueron el lugar predilecto de reunión durante el veraneo de la gente acomodada de Andalucía. Poco a poco fué transformándose el pueblo con los edificios que construían familias de Málaga, Córdoba y Sevilla, atraídas allí, no ya tanto por las aguas, sino más bien por lo gratamente que se pasaban los meses de verano en aquel clima fresco y a una altura de más de 500 metros. La época brillante de Carratraca fué la comprendida entre 1830 y 1870 (1). Después, la facilidad de comunicaciones con las playas del Norte de España, y tal vez también la moda, que en esto de baños, como en todo, cambia de objetivo sin razón aparente, hicieron que la temporada veraniega de Carratraca se fuera desanimando, y que el balneario dejara de ser un aristocrático centro de reunión. Sigue, sin embargo, hoy día acudiendo gente a él, atraída por las propiedades curativas de las aguas.

Historia.

Brotan éstas en forma de manantial, cuyo caudal llega a la cifra de 54.000 litros por hora. La temperatura de las aguas, muy constante por cierto, es de 18 grados centígrados, y su análisis químico, tomado del folleto publicado por el médico director, D. José María Casado Torreblanca, es el siguiente:

Propiedades. Composición.

GASES	Centímetros cúbicos.
Sulfido-hídrico.....	10,35
Selenido-hídrico.....	Cantidad indeterminada.
Ácido carbónico.....	104
Nitrógeno.....	61

(1) En las obras de D. Serafin Estébanez Calderón, *El Solitario*, y en las de D. Juan Valera hay porción de referencias a los célebres baños y a la sociedad que a ellos concurría.

SUBSTANCIAS FIJAS	Gramos.
Sulfato potásico.....	0,02918
— sódico.....	0,04876
— magnésico.....	0,11247
Cloruro cálcico.....	0,03378
Carbonato cálcico.....	0,21060
— magnésico.....	0,03541
Ácido arsénico.....	0,00035
Óxido férrico.....	0,00179
— mangánico.....	0,00011
Ácido silícico.....	0,00279
Alúmina y glucina.....	0,00057
Itria (¿erbina?, ¿terbina?).....	0,00011
Yodo.....	Indicios.
Níquel.....	
Materia orgánica.....	Cantidad indeterminada.
Pérdida.....	0,02408
<i>Total de substancias fijas.....</i>	<u>0,50000</u>

Baños de Tolox.—Los alimenta el manantial llamado Fuente Amargosa, que brota a menos de un kilómetro del pueblo de Tolox, y muy cerca del contacto entre las peridotitas de Sierra Parda y las pizarras cambrianas. El caudal del manantial es de 24.500 litros por día, y la temperatura, de 21 grados centígrados. Está clasificado como azoado, y el análisis de sus aguas lo da el cuadro siguiente:

Situación.
Análisis.

COMPOSICIÓN DE LOS GASES DESPRENDIDOS ESPONTÁNEAMENTE

En 100 volúmenes existen..	{	Nitrógeno.....	96,35
		Oxígeno.....	3,00
		Ácido carbónico.....	0,65

COMPOSICIÓN DE UN LITRO DE AGUA

Gases que contiene en disolución y desprendidos por la ebullición.

Nitrógeno.....	20,75 centímetros cúbicos.
Ácido carbónico.....	0,60 — —
Oxígeno.....	Indicios.

SUBSTANCIAS FIJAS	Gramos.
Bicarbonato cálcico.....	0,12600
— magnésico.....	0,00192
— amónico.....	0,01000
— ferroso.....	0,00285
Cloruro sódico.....	0,06978
— potásico.....	0,03411
Silicato potásico.....	0,03761
Sulfato magnésico.....	0,00450
Materia orgánica hidrocarbonada.....	0,00200
Manganeso, litina, ácido nítrico, barita.....	Indicios.

Son, pues, estas aguas nitrogenadas alcalinas, variedad amoniacal.

Fué declarado de utilidad pública en el año 1867, y desde entonces su fama ha ido aumentando, debido, principalmente, a la elevada proporción de nitrógeno que contienen sus aguas. Son éstas propiedad de D. Manuel del Río, de Tolox.

Baños del Duque.—Están situados en la vertiente Noroeste de los Reales de Genalguacil, y muy cerca del contacto entre las peridotitas y el estratocristalino (véase el mapa). No hemos podido procurarnos análisis de sus aguas, las que son ligeramente sulfúricas y brotan a la temperatura de 18 grados. El manantial está captado por una acequia o canal pequeño que conduce las aguas a pilas para el baño. El establecimiento lo compone un patio con pequeñas habitaciones, que se alquilan a las familias que vienen durante el verano a tomar los baños.

Situación,
etcétera.

Baños de la Corcha.—Se llama así a unas aguas, bastante puras por cierto, que brotan en el seno mismo de las peridotitas de la cuenca superior del Guadalmanza, y a pocos metros de la desembocadura en éste del arroyo de Rancho Frío (véase el mapa). Existe allí una instalación muy primitiva, que permite bañarse a las personas que allí acuden. No existen análisis de estas aguas, y de su olor y sabor no se puede deducir cuál sea su composición.

Situación.

Marzo de 1916.

LISTA-ÍNDICE

DE LOS

minerales que se han encontrado hasta ahora en la Serranía de Ronda.

MINERALES	PÁGINAS (1)	LÁMINAS
Almandina.....	432	XIV
Amianto.....	262	
Andalucita.....	434	
Anortita.....	208 , 217, 297, 459, 469	II, III
Antigorita.....	245 , 261	XI
Apatita.....	326	
Asbesto.....	262	
Asbesto anfibólico....	463	
Bastita.....	244, 260	VIII, XI, XV
Biotita.....	217, 222 , 459, 468, 471	{ III, V, VI, VII, XIV, XV, XVI
Broncita.....	177 , 207, 217, 469	I, II, III, VIII, IX
Clinohumita.....	452	VI, XII, XIII
Clorita.....	262, 464	XV
Chalcopyrita.....	547	
Chalcosina.....	547	
Condrodita.....	452	
Cordierita.....	319 , 323	VII, XIV, XVI
Crisotilo.....	246	XI
Cromita.....	172 , 534	I, II
Cuarzo.....	272 , 335	III, VI, VII, XIV, XVI

(1) Las páginas designadas con caracteres gruesos son las que contienen la descripción más completa del mineral.

MINERALES	PÁGINAS	LÁMINAS
Dialaga.....	189, 207, 261	{ II, III, IV, VI, IX, X, XI, XIV
Difiro.....	462	XV
Distena.....	320	
Dolomia cristalina....	326	XII
Dolomia metamórfica.	439, 528	VI, XIII, XV
Enstatita.....	177, 207, 217	I, II, III, VIII, IX
Epidoto.....	321	XIV
Escapolita.....	461, 470	VII, XIV
Esfena.....	296, 447, 469	XV
Estaurótida.....	319	
Esteatita.....	263, 460, 562	
Estibina.....	547	
Galena.....	546	
Grafito.....	322, 541	
Granate.....	258, 432	
Hematites.....	527, 530	
Hornablenda.....	296, 555, 467, 525	IV, V, X, XIV
Humita.....	452	VI, XII, XIII
Idocrasa.....	462	
Ilmenita.....	447	
Kupferniquel.....	537	
Labrador.....	226, 231, 295, 335	III, VI, X, XIV
Leucoxena.....	447	
Magnetita.....	242, 257, 447, 468, 553	V, X, XI, XIII
Mármol.....	563	
Metaxita.....	247, 463	XIII
Muscovita.....	287	VII, XVI
Niquel (véase Kupfer- niquel).....	537	
Oligoclasa.....	283	VI, VII
Olivino.....	168, 207, 232, 256, 456	{ I, II, III, VI, VIII, IX, X, XI, XII, XIII, XV

MINERALES	PÁGINAS	LÁMINAS
Oro.....	561	
Ortosa.....	277, 437	VI, VII, XIV, XVI
Pargasita.....	449	XIII
Picotita.....	184, 232, 458	{ II, IV, VI, VIII, IX, X, XIV
Pinita.....	322	XIV
Pirita.....	446	
Piropo.....	238	XIV
Platino.....	551	
Pleonasto.....	213, 457	II, III, VI, IX, XIII
Rutilo.....	324, 449	XV
Scheelita.....	548	
Sericita.....	323	XIV
Serpentina.....	242, 563	VIII, XI, XII
Serpentina coloide....	248	VIII, XI, XIII
Silimanita.....	322	XIV, XVI
Talco.....	459	XI, XIII
Tremolita.....	462	XIII
Turmalina.....	288	VII, XVI
Uralita.....	220	X
Wernerita.....	462	XV
Wollastonita.....	462	
Zircón.....	323	

