

BOLETIN
DEL
INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO

DE
ESPAÑA

TOMO LXXI

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
MANTIQUANO, 49
1960

**El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y he-
chos consignados en sus Publicaciones
son de la exclusiva responsabilidad de
los autores de los trabajos.**

Depósito legal: M. 3.279.—1958.

INGENIEROS DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Director: Ilmo. Sr. D. Antonio Almela Samper.

Suddirector: Ilmo. Sr. D. Antonio Comba Sigüenza.

Vocal: Sr. D. Manuel Pastor Mendivil.

- Excmo. Sr. D. José Cantos Figuerola y Sainz de Carlos.
- Ilmo. Sr. D. Juan Manuel López de Azcona.
- M. I. Sr. D. Jorge Doetsch Sundheim.
- Sr. D. Augusto de Gálvez-Cañero y González Luna.
- Sr. D. Juan de Lizáur y Roldán.
- Sr. D. José M.^a Fernández Becerril.
- M. I. Sr. D. José M.^a Ríos García.
- Sr. D. Serafín de la Concha y Ballesteros. ⊕
- Sr. D. Joaquín Borrego González.
- Sr. D. Juan Pérez Regodón.
- Sr. D. Demetrio Santana Pérez.
- Ilmo. Sr. D. Juan Antonio Comba Ezquerria.
- Sr. D. Enrique Dupuy de Lôme y Sánchez Lozano.
- Sr. D. Tirso Febrel Molinero.

Secretario: D. Luis Badillo Díez.

Auxiliar: Sr. D. Manuel Zaloña Bances.

- Sr. D. Juan Gavala Ruiz.
- Sr. D. Rufino Gea Javaloy.
- Sr. D. Antonio Marín de la Bárcena y Cantagrel.
- Sr. D. Carlos Santiago Muñoz Cabezón.
- Sr. D. Manuel López Linares García.
- Sr. D. José Suárez Feito.
- Sr. D. Carlos Villalón Dávila.
- Sr. D. Antonio Quesada García.
- Sr. D. Joaquín del Valle de Lersundi.
- Sr. D. Vicente Pastor Gómez.
- Sr. D. Manuel M.^a Alvarado Arrillaga.
- Sr. D. Juan Enrique Coma Guillén.
- Sr. D. Félix Cañada Guerrero.
- Sr. D. Indalecio Quintero Amador.
- Sr. D. Emilio Trigueros Molina.
- Sr. D. Agustín Navarro Alvargonzález.
- Sr. D. Ramón Rey Jorissen.
- Sr. D. Aurelio López Herrero.
- Sr. D. Francisco Esteban Santisteban.
- Sr. D. Carlos Felgueroso Coppel.
- Sr. D. Juan José García Rodríguez.

COLABORADORES DE ESTE INSTITUTO

Ing. D. Eduardo Alastrué Cañillo.
 Ing. D. Antonio Baselga Recarte.
 Dr. D. José R. Bataller.
 Ing. D. José Castell Cabezón.
 Dr. D. Miguel Crusafont Pairó.
 Dr. D. José M.^a Fontboté.
 Dr. D. José M.^a Fúster Casas.
 Ing. D. Santiago García Fuentes.
 Dr. D. Joaquín Gómez de Llarena.
 Dr. D. Francisco Hernández-Pacheco.
 Dr. D. Noel Llopis Lladó.
 Dr. D. Valentín Masachs Alavedra.
 Ing. D. Laureano Menéndez Puget.
 Dr. D. Isidro Parga Pondal.
 Ing. D. Ildefonso Prieto.
 Dr. D. Oriol Riba.
 Lic. D. Máximo Ruiz de Gaona.
 Dr. D. Maximino San Miguel de la Cámara.
 Ing. D. Clemente Sáenz.
 Dr. D. Luis Solé Sabarís.
 Dr. D. Vicente Sos.
 Lic. D. Eugenio Torre Enciso.
 Dr. D. José Villalta.
 Dra. D.^a Carmen Virgili Rodón.
 Ing. D. José de la Viña.

PROFESORES DE LA ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS AFECTOS A ESTE INSTITUTO

Ilmo. Sr. D. Marino Dávila Vacas.
 Sr. D. Joaquín Bertet y Capafons.
 Ilmo. Sr. D. Pedro Arsuaga Daban.

AYUDANTES DE PLANTILLA DEL INSTITUTO

Ilmo. Sr. D. Emilio Porras Rivilla.
 Ilmo. Sr. D. Casto Celestino Mora y López.
 Ilmo. Sr. D. Francisco Merelo Azañón.
 Ilmo. Sr. D. José M.^a Rubio Alcaraz.
 Ilmo. Sr. D. Félix Melián Abajo.
 Sr. D. José M.^a García Peña.
 Sr. D. José Edreira López.
 Sr. D. Luis Llorente Herrero.
 Sr. D. Isidoro Blázquez García.
 Sr. D. Silvestre Ferrera de la Torre.

INDICE DE MATERIAS

	<u>Págs.</u>
<i>Prólogo</i> , por A. Almela	IX
<i>Paul Fallot</i> , por J. M. Fontboté.....	XIII
<i>Estudio geológico de la cuenca de Beleño (valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla, de la Cordillera Cantábrica</i> , por M. Julivert	1
<i>Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone</i> , por Paul Fallot, Anne Faure-Muret, José María Fontboté y Luis Solé Sabarís.....	347

PROLOGO

Es norma de antiguo establecida para nuestro BOLETIN, publicar una nota biográfica de los miembros del Instituto Geológico y Minero de España que fallecen; pero hoy considero un doloroso deber de amistad y agradecimiento incluir como primer trabajo del presente número la biografía de un gran amigo de España, el ilustre geólogo francés, profesor del Collège de France, M. Paul Fallot, fallecido el 22 de octubre de 1960, cuando todavía podían esperarse muchos e importantes frutos de su gran laboriosidad y profundos conocimientos geológicos.

El amor sincero que este ilustre geólogo mostró siempre hacia nuestra patria, los muchos e importantes estudios geológicos que realizó en nuestro país y su leal y constante colaboración con los geólogos españoles, le ha creado entre nosotros un nutrido grupo de entrañables amigos que sienten profundamente tan dolorosa pérdida.

Por ello se ha encomendado a uno de sus más distinguidos colaboradores, el profesor Fontboté, de la Universidad de Granada, que precisamente es uno de los coautores del trabajo póstumo del profesor Fallot que se incluye en este número, la redacción de una breve biografía de aquél, en la que se haga resaltar, con la labor y rasgos más destacados de su personalidad, la admiración y agradecimiento a que se ha hecho acreedor entre los geólogos españoles. Este cometido ha sido realizado con todo cariño y conocimiento, dados los lazos de amistad y colaboración que de antiguo le unían, como a tantos de nosotros, al profesor Fallot.

El segundo estudio que ofrecemos es la tesis doctoral de don Manuel Julivert, titulada «Estudio geológico de la cuenca de Beleño (valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla)», en la que se estudia la cuenca de Beleño y unidades inmediatas, zona que se sitúa inmediatamente al oeste de los Picos de Europa.

Se trata de un extenso y detallado trabajo estratigráfico y tectónico del Carbonífero de aquella región, formado por tres series, una con multitud de episodios calizos, otra muy detrítica y una tercera discordante sobre la primera.

La primera serie con mármol griotta, caliza de montaña y una serie pizarreña con episodios calizos es equivalente a la serie existente en la cuenca central.

Respecto a la segunda serie se discute su edad, así como la existencia en esta zona de la supuesta fase de Curavacas. La tercera serie, que ocupa un área reducida, es francamente estefaniense.

La minuciosa documentación de este estudio lo hace de sumo interés para extenderlo y establecer relaciones con las áreas carboníferas situadas más al sur.

El último trabajo de este tomo es un interesantísimo estudio de la serie metamórfica de Sierra Nevada y Sierra de Filabres y de la llamada «Mischungszone», que constituye la obra póstuma del llorado profesor Fallot; trabajo en el que han colaborado la señorita Faure-Munet y los catedráticos Sres. Fontboté y Solé, firmas que garantizan su objetividad y alto interés.

En los seis primeros capítulos se describen minuciosamente, acompañándolas de una profusión de cortes explicativos, las características geológicas de las distintas zonas de estas dos sierras. En el capítulo séptimo se estudian los problemas conexos, tales como el yeso y las «konglomeratische Mergel», y por último, en el capítulo octavo, se resumen las conclusiones a que conducen tanto las observaciones directas como las de los otros geólogos que se han ocupado del problema con anterioridad.

Como hasta ahora no ha sido posible fijar de manera indiscutible la edad de la serie metamórfica de Sierra Nevada, diferente a todas las que se conocen en el ámbito mediterráneo, así como la edad y posición relativa de la discutida «Mischungszone», después de reunir todas las observaciones, sobre las que se está por com-

pleto de acuerdo, se da un interesante cuadro en el que reúnen las diferentes interpretaciones que se han dado a estos problemas, así como los argumentos en favor y en contra de cada una de ellas.

Es pues, el que nos ocupa, un estudio muy completo que pone al día el estado actual de nuestros conocimientos sobre este difícil problema y marca el camino a seguir para tratar de resolver las graves incógnitas que todavía quedan.

A. ALMELA



Profesor PAUL FALLOT

Paul Fallot

(1889-1960)

POR

J. M. FONTBOIÉ

El 22 de octubre de 1960 falleció en París uno de los más ilustres geólogos de la época actual: Paul Fallot.

Jefe de una renombrada Escuela, realizador de una admirable labor de investigación, su prestigio había rebasado ampliamente las fronteras de su patria. La Academia de Ciencias de París le había recibido en 1948, varias de Europa le eligieron miembro correspondiente, y las Sociedades geológicas más importantes de Europa y de América le contaban como miembro de honor, y le habían concedido medallas y distinciones.

Con ser los méritos científicos del Profesor Fallot tan grandes, no se explicaría toda la aflicción que su muerte ha causado. Y es que Fallot no solamente era un gran geólogo; su equilibrada personalidad, dotada de las mejores cualidades, hacía que no sólo se le admirase, sino que también se le quisiese. Con toda justicia se ha podido decir que Paul Fallot nos deja una imagen ejemplar de lo que debe ser un hombre de ciencia.

Los geólogos españoles hemos sentido su muerte como una pérdida propia. Paul Fallot ha sido, indudablemente, uno de los investigadores que más y mejor han contribuido al conocimiento geológico de España. Además, el inquebrantable amor a nuestra patria, que siempre demostró, y los vínculos de amistad que le unían con muchos de nosotros, están tan presentes,

en nuestro ánimo, como su magnífica obra científica y sus nobles cualidades personales.

* * *

Paul Fallot nació en Estrasburgo el 25 de junio de 1889, en el seno de una familia originaria del Franco Condado.

Tanto la Alsacia como el Franco Condado son provincias francesas fronterizas, encrucijadas en las que han contendido, a lo largo de los siglos, influencias políticas y culturales. Tal vez esta circunstancia no haya sido extraña a una de las facetas de la personalidad de Fallot. El, como es frecuente en los nativos de los países de marca, mantuvo su espíritu abierto hacia las creaciones y peculiaridades de otros pueblos. No perdió por ello, en modo alguno, su fidelidad a las más puras tradiciones de la cultura y de la ciencia francesas. Su dominio de varias lenguas, que llegaba a la perfección en el caso del español y del alemán, también facilitaba, sin duda, el desarrollo de tal cualidad.

La vocación científica de Fallot fue temprana. Consecuente también con el espíritu antes aludido, su padre quiso que conociese el ambiente de la Universidad de Lausana, más internacional, antes de cursar sus estudios en una de las de Francia.

Esta iniciativa tuvo consecuencias decisivas para la carrera científica de Paul Fallot.

* * *

En efecto, en Lausana encontró a Maurice Lugeon. Sus geniales interpretaciones sobre la tectónica de los Alpes le habían convertido, ya antes de sus cuarenta años, en uno de los más sólidos valores de la Geología europea. Titular de la cátedra de Geología de aquella Universidad, era un profesor extraordinario. Sin sacrificar nunca la precisión del lenguaje ni el rigor de los razonamientos, sabía fascinar a sus alumnos con los maravillosos horizontes que aquellos años se iban descubriendo en la Tectónica. Tenía una inflexible exigencia en todo lo relativo al trabajo sobre el terreno, y la exactitud de los mapas geológicos levantados por él y por sus discípulos se hizo pronto famosa.

Para Fallot, la influencia de Lugeon fue profunda y perdu-

rable. Las cualidades de tal maestro encontraron, en ese discípulo suyo, un excelente terreno para su transmisión y su espléndido desarrollo. Pero esa influencia no se limitó a las técnicas de trabajo ni a los conocimientos teóricos. De hecho, en Lausana también se decidió el campo en el cual Fallot debía desarrollar su carrera como investigador.

En 1908, Lugeon presentaba los grandes problemas estructurales del área mediterránea occidental.

Desde Gibraltar hasta la cuenca de Viena; desde Marruecos hasta Túnez; en Italia, y en las islas del Mediterráneo Occidental, se yerguen las cordilleras de plegamiento surgidas, en la era terciaria, de los fondos del antiguo Tethys. Sólo los Alpes, a principios de este siglo, comenzaban a ser sistemáticamente estudiados desde el punto de vista estructural. Para las demás cordilleras, la evolución paleogeográfica y tectónica permanecía oscura, y únicamente las intuiciones de Suess o de algún otro autor las iluminaban con algunos destellos cuyo valor, de todos modos, era preciso verificar.

Vastas y misteriosas tierras de promisión se vislumbraban, y puras satisfacciones de la "joie de connaître" esperaban, en ellas, a los geólogos capaces de enfrentarse con los enigmas oportunamente señalados por el gran maestro de Lausana.

Como otros discípulos de Lugeon, Fallot se sintió atraído —y fue de una vez para siempre— por la Geología del Mediterráneo Occidental. A ella iba a consagrar, de modo casi exclusivo, su fecunda labor investigadora. El sector concreto por el cual debía iniciarse se decidiría un poco más tarde.

* * *

En 1909 Fallot se trasladó a Grenoble. Allí cursó los estudios de licenciatura, terminados en 1912. La cátedra de Geología de aquella Universidad estaba entonces ocupada por Wilfred Kilian. Contrariamente a Lugeon, no se interesaba apenas por la Tectónica. Era, en cambio, un famoso especialista en la Estratigrafía de los terrenos mesozoicos y terciarios, como lo había acreditado en su magnífica contribución a la Memoria de la "Misión de Andalucía".

La influencia de Kilian sobre Fallot fue también beneficiosa. Sin perjudicar en nada la excelente formación adquirida en Lausana, la completó eficazmente con una sólida base de Estratigrafía y de Paleontología.

En 1910, Kilian encargó a Fallot el estudio de un lote de fósiles procedentes del Gault de Mallorca. Los resultados dejaron tan satisfecho a su maestro que éste los hizo publicar en los Anales de la Universidad.

Este fue su primer trabajo científico impreso. Como muchos más que debían seguirle, versaba ya sobre un tema de Geología de España.

El contacto con problemas geológicos de Mallorca, indirectamente establecido mediante dichos fósiles, no tardó en hacerse más efectivo. En 1911 efectuó su primera campaña en la isla y, de acuerdo con Kilian y con Lugeon, eligió el estudio geológico de las Baleares como tema de tu tesis de doctorado.

* * *

El gran geólogo español Vidal, y el francés Hermitte, habían ya dilucidado la estratigrafía del archipiélago en sus rasgos generales. Pero era muchísimo lo que faltaba hacer en este campo, antes de intentar, con alguna posibilidad de éxito, interpretaciones tectónicas y paleogeográficas a la altura de los tiempos.

Fallot ambicionaba, como metas supremas de su tesis, trazar los rasgos de la evolución paleogeográfica y tectónica del ámbito de las Baleares durante el ciclo alpídico, y precisar los enlaces de sus pliegues con los de las demás cordilleras alpídicas que circundan el Mediterráneo Occidental. Con estas perspectivas realizó sus primeras campañas, hasta 1914. Y fue en esos años que entró en relación con Bartolomé Darder; a lo largo de numerosas excursiones le inició en las ideas de la Tectónica moderna, y contribuyó decisivamente a afirmar la vocación de este excelente geólogo prematuramente desaparecido, con el cual le unió, además, una gran amistad.

La primera guerra mundial, en la que ganó honores y condecoraciones, interrumpió esos trabajos hasta 1919, y le obligó a restringir sus objetivos. Renunció a cubrir toda la extensión de las islas con levantamientos geológicos detallados, y reservó

éstos a los sectores más fundamentales. De todos modos, enlazó esos sectores mediante itinerarios debidamente reconocidos, para no perder la visión del conjunto.

El más extenso de dichos sectores fue la Sierra del NW. de la isla de Mallorca: la Sierra de Mallorca por antonomasia. De ella, la tesis incluye un mapa geológico completo, en tres hojas, a escala 1 : 50.000, y 67 cortes seriados.

Aunque el título de la tesis es, modestamente, el de "Etude géologique de la Sierra de Majorque", su contenido, a lo largo de 480 páginas en 4.º profusamente ilustradas, rebasa ampliamente esa unidad orográfica. Pocas son las regiones españolas de las que se dispone una monografía comparable. En ésta su primera obra de gran envergadura, brillan ya plenamente las grandes cualidades de los escritos de Fallot: una sistematización clara y rigurosa; una preocupación, que casi parece exagerada, por el deslinde de los hechos de observación, y de las interpretaciones o de las hipótesis de trabajo; y un estilo sobrio, que rehuye todo adjetivo innecesario y busca en todo momento la máxima propiedad del lenguaje.

El análisis detallado de esta obra quedaría aquí fuera de lugar. En cuanto a la Estratigrafía, bastará recordar aquí algunas de las conclusiones que se han impuesto: la estratigrafía detallada del Jurásico y del Cretáceo; la demostración de la edad oligocena (y no daniense, como se creía) de la formación lignitífera de Mallorca; el planteamiento correcto y la resolución parcial del complejo problema estratigráfico del Terciario. Desde el punto de vista tectónico, la Sierra de Mallorca queda definida como formada por tres escamas subautóctonas, vergentes hacia el NW., que se continúan probablemente con las unidades homólogas que se encuentran en Ibiza. Para las sierras del SE. de Mallorca, Fallot admitió, con varias reservas y rectificaciones, las interpretaciones de Darder. El último capítulo de su tesis, titulado "Introducción al estudio del Mediterráneo Occidental", se lee con gran interés aún, a pesar de que —como el propio autor preveía— no todas las hipótesis y conclusiones expuestas se han visto confirmadas por los hechos de observación acumulados más tarde. No por ello resulta menos altamente recomendable la lectura de esas 35 páginas de denso conte-

nido, en las que sintetiza la evolución paleogeográfica y tectónica del área mediterránea occidental.

La elaboración de ese capítulo no se hizo —como ciertas obras de síntesis geológica, no pocas veces sobrestimadas—, a base de una simple recopilación de las publicaciones de otros autores. Fallot no podía caer en tal tentación. Quiso, por el contrario, recoger por sí mismo datos sobre el terreno, suficientes, si no para poder con ellos solos lograr la visión de conjunto perseguida, sí por lo menos para poder valorar mejor las observaciones e interpretaciones contenidas en la literatura existente. Para ello recorrió, durante los mismos años en que trabajaba en la preparación de su tesis, diversos sectores de las cordilleras alpínicas de la Península.

* * *

Por su proximidad geográfica a las Baleares y por la parcial semejanza existente entre sus series mesozoicas respectivas, las sierras del Maestrazgo y del Bajo Ebro retuvieron primeramente la atención de Fallot. A ellas dedicó importantes campañas, en colaboración con el Dr. Bataller, con quien mantuvo desde entonces la mejor amistad.

Los resultados de esas campañas fueron copiosos. No solamente sirvieron en la elaboración del citado capítulo final de la tesis, sino que justificaron la publicación de varias notas y memorias. En ellas se demuestra que las cuencas mesozoicas, de las cuales surgieron las sierras en cuestión, no tuvieron características de geosinclinal comparables a las de Mallorca o de las Cordilleras Béticas. También se puso de manifiesto la falta de continuidad entre los pliegues de las Baleares y los de dichas sierras peninsulares. Por otra parte, se precisaron conclusiones tan importantes como la de la edad posterior al Estampense, para los plegamientos principales en el sector estudiado de dichas sierras, edad que los estudios ulteriores de otros autores han permitido generalizar al conjunto de la Cordillera Ibérica.

Mucho más restringida fue su aportación a la geología pirenaica, que se reduce a tres trabajos. No dejó de notar siempre,

de todos modos, las notables diferencias existentes entre esta cordillera y las de las Baleares y Béticas.

* * *

Fue, desde luego, sobre estas últimas que la actividad de Fallot debía cosechar sus más abundantes frutos.

Si en un principio se limitó a abordar algunos sectores de especial interés para las comparaciones que su tesis hacía más necesarias, pronto rebasó estos objetivos. Ante la magnitud de los problemas planteados en aquella gran unidad tectónica de la Península, y el curioso abandono, casi total, que se le tenía por parte de los geólogos desde los tiempos de la brillante generación primera de la Comisión del Mapa Geológico de España, Fallot decidió dedicar una parte fundamental de sus actividades a las Cordilleras Béticas. Sobre ellas han versado nada menos que 78 de sus trabajos, además de varios póstumos, que van a ser publicados, casi todos, por el Instituto Geológico y Minero de España.

Comenzó así por recorrer los sectores más próximos a las Baleares. En 1913, orientado por Jiménez de Cisneros y Boscá, recorrió la provincia de Alicante y parte de la de Murcia. Más tarde amplió sus excursiones a sectores más lejanos; en alguno de ellos fue acompañado por Gignoux. Después de terminada su tesis, volvió a las Cordilleras Béticas, y en 1926 y 1927 realizó importantes campañas por la región de Cabra y la Sierra de Cazorla, y en 1928, con el Dr. Bataller, recorrió especialmente las sierras del Norte de la provincia de Almería.

Pronto, en una serie de notas breves, da a conocer importantes descubrimientos. Así, por ejemplo, el de la verdadera edad y las facies de las margocalizas rosadas del Cretáceo superior de la zona subbética, las cuales se revelan como típicas "capas rojas", con rosalinas, idénticas a las coetáneas ya reconocidas en otros parajes del antiguo Tethys, desde los Prealpes hasta el Himalaya. También añade nuevas precisiones sobre la estratigrafía del Lías y del Jurásico subbéticos, como la existencia de varios niveles —del Dogger, del Oxfordense— de calizas nodulosas del tipo "falsas brechas", hasta entonces confundidas con las del Titónico.

Este descubrimiento tuvo en seguida transcendencia fuera del ámbito de las Cordilleras Béticas; en efecto, gracias al mismo, la debatida cuestión de la edad de los mármoles de Gilles-tre, en los Alpes, encontró su solución definitiva.

Desde el punto de vista tectónico, vastas áreas de la Cordillera Subbética no habían sido reconocidas hasta la llegada de Fallot, y a él se deben las primeras interpretaciones coherentes de importantes unidades de esta cordillera.

En 1930 publica su primera obra de síntesis, sobre el estado de los conocimientos geológicos de las Cordilleras Béticas. Comparada con la de Staub, no pueden ser más diferentes.

A las —no por brillantes, menos aventuradas— conclusiones de este autor, opone Fallot un cuadro en el que no elude las numerosas lagunas que subsisten en dicho conocimiento. Utiliza hábilmente, y con el buen criterio adquirido a lo largo de sus campañas, los datos de los autores más solventes: sobre todo Blumenthal, y Brouwer y sus discípulos. En unión de los suyos propios puede dar así una visión del conjunto, pero no se engaña. Termina su trabajo, lleno de sugerencias valiosas, con una franca llamada al orden. Los conocimientos adquiridos no bastaban, ni mucho menos, para una verdadera síntesis de la estructura de las cordilleras; y quien lo hubiere intentado sin disponer de estudios detallados mucho más numerosos, se habría expuesto al fracaso.

Con acierto, consideró útil, en aquellos años, recopilar todos los datos estratigráficos sobre las Cordilleras Béticas y las Baleares, muy notablemente incrementados a partir de 1926 por sus propias aportaciones y las de otros autores. Así publicó, antes de la guerra civil, los fascículos correspondientes al Triás, Lías, Dogger y Malm; y, terminada aquélla, el dedicado al Cretáceo. De esta manera se dispuso de una obra fundamental para las investigaciones ulteriores, máxime por cuanto Fallot no se limitó a recopilar, sino que revisó los datos disponibles de todos los autores, a la luz de sus —ya entonces— dilatados conocimientos propios. De esta manera los datos, enlazados y coordinados entre sí, sirven de base a reconstituciones paleogeográficas del mayor interés.

Nuevas campañas, algunas en colaboración con Blumenthal

u otros investigadores, rinden nuevos resultados de gran importancia. Rectifica su primera idea, según la cual los materiales que forman la Cordillera Subbética tienen origen ultrabético; con ello se asesta el más decisivo golpe contra las elucubraciones de Staub. En otro trabajo, con Blumenthal, se ocupa de la Sierra Arana y demuestra el origen, también citrabético, de esta unidad orográfica y tectónica que había sido atribuida a la discutida "zona penibética".

Sigue Fallot dedicando su principal esfuerzo a las investigaciones de detalle, sin perjuicio de dar nuevas ojeadas a problemas de más vasta envergadura. Algunos de ellos rebasan incluso el propio ámbito de las cordilleras béticas. Así, en 1932 publica su ensayo sobre la paleogeografía del Mediterráneo Occidental a lo largo de la era secundaria, y diversas notas breves sobre los enlaces de dichas cordilleras con las Baleares y con el Rif. Todos estos trabajos son ricos en sugerencias, y más valiosos que los de índole análoga de otros autores, tal vez más brillantes, pero menos sólidamente basados en conocimientos directos.

La guerra civil, y, luego, la segunda mundial, imponen una prolongada interrupción en las investigaciones de Fallot en España. Reúne y ordena, entre tanto, la voluminosa colección de datos —en parte considerable, todavía inéditos— recogidos en sus anteriores campañas sobre una vasta área —la mitad, casi— de la zona subbética, desde la amplia depresión transversal del Guadiana Menor, hasta las costas de Alicante. Así elabora la gran Memoria, editada por el C. S. I. C. y bien conocida por los geólogos españoles. Como Fallot lo indica en el preámbulo, le faltaba todavía recorrer o revisar varios sectores, para que la obra fuese la esperada monografía regional de esa interesantísima y difícil porción de las Cordilleras Béticas. No por ello deja de dar al lector una visión muy completa y coherente de la región objeto de estudio. Además, las 100 últimas páginas están dedicadas a cuestiones más generales. Tales como la del Neógeno, que por primera vez aparece tratado en su conjunto, y se establecen comparaciones y correlaciones con el de otros sectores de las Cordilleras Béticas y de las Baleares. O el de las rocas volcánicas, sobre las cuales hace interesantes sugerencias.

En cuanto a las conclusiones generales e interpretaciones tectónicas, varias trascienden al conjunto de las Cordilleras Béticas y están escrupulosamente basadas, hasta al máximo posible, sobre los hechos observados. Es de notar, por último, que por vez primera se llama la atención sobre el papel que los deslizamientos gravitatorios hayan podido desempeñar en la edificación estructural de las Cordilleras Béticas.

Al reanudar sus campañas sobre estas cordilleras, Fallot extiende su campo de investigación. Comienza por la Sierra de Baza. En 1945, en colaboración con el Profesor Solé Sabarís, a quien acompañan algunos días los Sres. Alastrué y Llopis, realiza una importante campaña subvencionada por el C. S. I. C. Los resultados no son menos importantes. Se precisa la estratigrafía del Triás y de la llamada "Mischungszone", de la cual se rectificó su atribución al Mesozoico. Los nuevos hallazgos de fósiles en el Triás permiten, además, comprobar que las presuntas afinidades alpinas se reducen al Triás superior, mientras que el medio proporciona faunas muy parecidas a las del resto de la Península. Desde el punto de vista tectónico, rectifican varias conclusiones de Jansen, precisan el despegue del Triás calizodolomítico con respecto al Werfenense, y plantean la cuestión del posible origen septentrional de los paquetes triásicos estudiados.

En 1945, desarrolla en Barcelona un cursillo sobre la geología de las Cordilleras Béticas. Por primera vez se daba un ciclo de lecciones sobre el tema, y Fallot consiguió una visión de conjunto ordenada y coherente, sin ocultar ni minusvalorar ninguna de las grandes incógnitas que faltaba despejar. El contenido del cursillo, adecuadamente adaptado, fue publicado en 1948 y constituye todavía hoy la mejor síntesis sobre el tema.

Viene luego una serie de aportaciones breves. El Neógeno de las depresiones de la periferia de Sierra Nevada; nuevas precisiones sobre la estratigrafía del Triás bético; una sugestiva comparación entre las Cordilleras Béticas y los Alpes Orientales; la constitución geológica del Jabalcón, prácticamente ignorada hasta entonces; el carácter tectónico del frente de la zona subbética al W. de Caravaca, son objeto de investigacio-

nes en los años 1948 al 1955, época en la cual dedica una mayor atención a los Alpes.

En 1956 vuelven a pasar las Cordilleras Béticas al primer plano en la actividad de Fallot. Campañas de reconocimiento extensivo por vastas zonas alternan con estudios minuciosos de ciertos sectores particularmente importantes, o bien de conocimiento excesivamente defectuoso. En ellas participan varios geólogos franceses y españoles.

Ha sido en esta etapa, desgraciadamente final, de su carrera científica, que Fallot ha planteado de nuevo el problema de la edad y del significado tectónico del núcleo metamórfico de Sierra Nevada y de la compleja unidad intercalada entre éste y el Triás alpujarride, comúnmente conocida con el nombre de "Mischungszone"; que estudia la constitución geológica del enigmático macizo del Mencal; y que, en fin, investiga con minuciosidad la depresión de Guadix-Baza. Una serie de notas breves y tres monografías detalladas, una de las cuales sigue a estas páginas, dan fe de la inmensa labor realizada.

Las Cordilleras Béticas siguieron siendo el objeto principal de su actividad en los postreros meses de su existencia. En sus últimos días estaba revisando algunos detalles de la hoja número 1011, "Guadix", del Mapa Geológico 1 : 50.000.

Las investigaciones de Fallot, extendidas ya a la zona bética y a las depresiones neógenas, así como la frecuente comunicación que mantenía con sus colaboradores y discípulos que trabajan sobre diversos sectores, por todo el ámbito de las Cordilleras Béticas, permitían augurar que no se haría esperar demasiado una revisión a fondo y una notable ampliación de su excelente síntesis de 1948. Nadie como Fallot, el mejor conocedor de esas montañas, reunía tantas condiciones para elaborar ese esperado y necesario trabajo...

* * *

La ingente labor desarrollada por Fallot en las Cordilleras Béticas no impidió que otras regiones del Mediterráneo Occidental fueran objeto de trabajos suyos de fundamental importancia. Sobre todo, en Marruecos.

Entre 1930 y la segunda guerra mundial, el Rif comparte con aquellas cordilleras las preferencias de Fallot. Solo, o en colaboración con D. Agustín Marín y el Dr. Blumenthal, realiza varias campañas. Varias notas breves y algunas hojas del Mapa Geológico de la entonces zona de protectorado español registran substanciales novedades, a modo de avanzadas de la monumental Memoria publicada en 1936. Su título, "Essai sur la géologie du Rif septentrional", envuelve modestamente una ingente labor que, sin transición, ha permitido pasar el conocimiento de esta cordillera, desde una fase de ligeros esbozos preliminares, a la de una visión detallada y coherente que muchas regiones análogas, en la misma Europa, no han alcanzado aún. Después de la guerra civil española aparece otra Memoria, preparada en colaboración con Marín, en la que se recogen, asimismo, los resultados de dichas campañas y se establecen interesantes comparaciones con otros sectores del Mediterráneo Occidental.

En las regiones extrarrifeñas de Marruecos, en Argelia, en el Jura y en los Alpes, también se ha extendido la actividad de Paul Fallot. Directamente, o mediante los trabajos realizados por sus discípulos, han podido ser dilucidados, o replanteados en mejores condiciones, interesantes problemas estratigráficos, tectónicos y paleogeográficos de esas montañas. El análisis de esta contribución exigiría un espacio ya excesivo. Baste recordar solamente, de modo más especial, sus aportaciones a la geología de los Alpes Orientales, en gran parte contenidas en sus cursos profesados en el Collège de France, y sus trabajos sobre la región del Mercantour y de la frontera franco-italiana.

* * *

Contemplada en su conjunto, la obra escrita de Fallot presenta una unidad pocas veces alcanzada en Geología. Aunque no están ausentes de ella unas cuantas notas paleontológicas y algunas luminosas aportaciones a temas doctrinales —comparación de las cordilleras hercinianas y alpínicas, importancia de la gravedad en Tectónica, etc.— la geología regional de las cor-

dilleras alpínicas del Mediterráneo Occidental constituye su tema constante: el que quedó elegido ya en los años de Lausana.

Sus métodos quedan patentes en esta obra: la base, sólidamente edificada con una cartografía minuciosa y un detallado análisis estratigráfico; las interpretaciones estructurales ordenadamente jerarquizadas, desde las pequeñas unidades hasta los grandes conjuntos; el severo examen de las conclusiones tectónicas a la luz de los datos y resultados de la Paleogeografía; la primacía, nunca sacrificada, de los hechos de observación sobre cualquier hipótesis o teoría más o menos celebrada... En ningún momento se fuerzan las argumentaciones y jamás se disimula la fragilidad de una interpretación, tal vez sugestiva, pero no suficientemente apoyada sobre hechos concluyentes. La probidad de Fallot resalta también en el cuidado puesto en la citación y justa valoración de las aportaciones de otros autores a los temas tratados.

* * *

La semilla sembrada por Lugeon ha rendido, pues, óptimos frutos. Fallot reunía, sin duda alguna, cualidades extraordinariamente adecuadas para ello. Una decidida vocación y una naturaleza cuya robustez no se quebrantó más que en los últimos meses de su vida, se aunaban a una capacidad de trabajo asombrosa y a una inteligencia clara y penetrante, dotada del más exigente espíritu crítico. Sólo así puede explicarse la realización de una obra inmensa, y a la vez tan sólida, como la suya.

* * *

La labor docente de Fallot no ha sido menos importante. Desde 1919, en que fue nombrado Profesor auxiliar de la Universidad de Grenoble, no fue interrumpida hasta su muerte.

En 1923 obtuvo la Cátedra de Geología de la Universidad de Nancy, a la cual fue adscrita la dirección de la Escuela Nacional de Geología Aplicada.

En 1938 fue nombrado titular de la Cátedra de Geología del Collège de France. De acuerdo con los estatutos de esta prestigiosa institución, Fallot gozaba de la más absoluta libertad para

**Estudio geológico
de la cuenca de Beleño**

**Valles altos del Sella, Ponga, Nalón y Esla,
de la Cordillera Cantábrica**

POR

M. JULIVERT

INDICE

	<u>Págs.</u>
RESUMEN	3
INTRODUCCION	9
LA REGION ESTUDIADA	11
1. El marco geográfico	11
2. Los rasgos morfológicos.....	12
HISTORIA DE LA GEOLOGIA EN EL ORIENTE ASTURIANO ...	19
1. Las bases estratigráficas y cartográficas	19
2. Las teorías aloctonistas	20
3. Las nuevas aportaciones. Rectificaciones tectónicas y es- tratigráficas	24
4. Las últimas investigaciones	26
LOS MATERIALES.....	29
A) Generalidades.....	29
B) La cuarcita masiva.....	30
1. La zona nordoriental	31
2. La zona meridional.....	35
3. El problema de la cuarcita	36
4. Conclusiones	39
C) Devónico	40
1. Zona de Cuénabres-Freñana.....	40
2. Conclusiones	45
D) El Carbonífero	45
1. Generalidades.....	45

	<i>Págs.</i>
2. El núcleo de San Juan de Beleño	46
3. El reborde NE.	88
4. La zona meridional. La región del Pontón	102
5. La zona meridional. La región de Tarna... ..	119
6. Comparación entre las distintas zonas de la región estudiada	142
7. Los datos paleontológicos... ..	152
8. Consideraciones sobre la edad de los diversos niveles carboníferos	155
9. Comparación con las zonas vecinas de la Cordillera Cantábrica	161
10. Conclusiones	168
E) El Triásico... ..	170
LAS ESTRUCTURAS	173
A) Generalidades... ..	173
B) La cuenca de Beleño	174
1. El borde NE. de la cuenca	174
2. Estructura de la franja deprimida... ..	180
3. La terminación SE.	187
4. El borde SW.	188
5. Comparación entre los dos bordes de la cuenca... ..	191
6. El núcleo elevado	193
7. La estructura de conjunto de la cuenca. Conclusiones	203
C) El reborde NE. de la cuenca de Beleño	206
1. Región montañosa de Aves y Pierzo	207
2. La alineación de Sebarga... ..	213
3. La alineación de Amieva... ..	239
4. La zona divergente de Los Beyos	249
5. El reborde NE. considerado en su conjunto. Conclusiones... ..	256
D) El reborde suroriental... ..	260
1. El valle de Sajambre	261
2. El núcleo montañoso de Peña Ten... ..	268
3. El medio sinclinal del Zalambreal	271
4. Conclusiones	273
E) El núcleo de Casasuertes y su envoltura periférica... ..	275
1. La alineación de escamas calizas	275
2. El núcleo de Casasuertes... ..	276
3. La envoltura detrítica... ..	279
4. Relaciones entre el núcleo devónico y la envoltura detrítica. Comparación con las áreas vecinas... ..	282
5. Conclusiones... ..	283
F) El reborde SW.	284
1. El sinclinal de Caso-La Foz... ..	285
2. La alineación de Tarna	288

	<i>Págs.</i>
3. El medio sinclinal de Valdosín... ..	293
4. La zona del puerto de Tarna	295
G) El reborde meridional considerado en su conjunto... ..	304
1. La zona de Caso. Comparación con la rama SW. del núcleo de Los Beyos... ..	304
2. La alineación de Tarna-Ten-Sajambre	305
3. El sinclinal del Zalambreal-Valdosín	306
4. La zona del puerto de Tarna	307
5. La alineación de escamas calizas del Pontón-Polvo-redo-La Uña-Maraña.. ..	307
H) Estructura de conjunto: Conclusiones... ..	309
I) La tectónica de fallas	313
1. El área de Sebarga-Amieva-Sajambre... ..	314
2. Las fracturas de la cuenca de Beleño... ..	316
3. La dislocación de Ventaniella.. ..	317
4. La tectónica alpídica y las fracturas hercinianas ...	318
5. Conclusiones	321
J) Conclusiones generales... ..	322
BIBLIOGRAFIA	329

orientar las actividades de la Cátedra y del Laboratorio adscrito a la misma. Fiel a su vocación y a su rectilínea carrera, hizo de ellos un eficiente centro dedicado a la Geología del Mediterráneo Occidental. Numerosas publicaciones —varias tesis de doctorado, entre ellas— así lo acreditan.

Paul Fallot, sumamente exigente consigo mismo, lo era también como maestro. Sin perder jamás su exquisita cortesía, sabía corregir clara y francamente errores y descuidos, de la misma manera que, en coloquios y discusiones científicas, sin herir nunca, exponía lealmente su parecer aunque no estuviese de acuerdo con los de sus interlocutores.

La misma exigencia regía en la enseñanza sobre el terreno, que él consideraba en todo su decisivo valor. Se hizo proverbial la austeridad —que podía llegar hasta la dureza— del plan de trabajo impuesto en esas campañas, con sus largas jornadas y sus duros itinerarios, justificados, sin embargo, por la necesidad de no desaprovechar ningún dato o afloramiento, tal vez pequeño, pero susceptible de encerrar la solución de algún problema. La pulcritud del trazado de los límites y contactos sobre el mapa, y el buen orden de las notas, eran puntos sobre los cuales se mantenía inflexible.

Este rigor, digno de ser más generalmente imitado, no resultó estéril. Si, debido al mismo, algunas vocaciones no suficientemente sostenidas por las recias cualidades físicas y morales exigibles al geólogo de terreno tuvieron que buscar otros caminos, los discípulos de Fallot, a ese rigor deben agradecer una parte fundamental en lo mejor de su formación.

Como en todo maestro verdadero, tal exigencia —sin la cual no podría serlo— en Fallot iba unida a una generosidad y una abnegación ejemplares para con sus discípulos. No puede extrañar, con todas estas premisas, que tanto en Nancy como desde el Collège de France, haya contribuido decisivamente a la formación de tantos excelentes geólogos.

Bastantes de ellos han desempeñado un papel de primer orden en los éxitos obtenidos por la Geología francesa en la prospección y aprovechamiento de los recursos minerales de varios países de Africa.

* * *

La personalidad de Paul Fallot no quedaría completamente esbozada si no se tuviesen en cuenta más que su obra científica y su labor docente.

No es frecuente, en realidad, encontrar un hombre tan exento de contradicciones y con un equilibrio tan bien logrado entre todas sus cualidades.

Si su obra científica aparece como el admirable tributo de una vida consagrada —en la parcela que su vocación y sus aptitudes le señalaron— a la búsqueda de la Verdad, los grandes ideales de la Belleza y del Bien no fueron para Fallot menos vivos y operantes.

Dotado de una fina sensibilidad estética, especialmente acentuada para la música, sentía una especial predilección por las obras de los grandes compositores germánicos, desde Bach hasta Wagner. No sin emoción recordarán muchos de sus discípulos y colaboradores esta faceta de su personalidad, y evocarán el placer de oír —muchas veces, después de una dura jornada de trabajo, en cualquier villorrio o bajo las estrellas— sus comentarios, ricos en penetrantes atisbos originales, sobre tal o cual cuarteto de Beethoven, un lied de Schumann o un coral de Bach...

Poseía también una sólida cultura literaria. Conocía a fondo las obras de los grandes autores franceses y extranjeros. Los españoles, desde los clásicos hasta los modernos, fueron especialmente apreciados por él.

Sentía Fallot una constante preocupación por el vocabulario y estilo de las obras científicas. Realizó, a este respecto, una eficiente labor en el seno de la Comisión del Lenguaje Científico de la Academia de Ciencias de París. Y, mejor aún, sus propios escritos fueron siempre modelos de estilo sobrio, claro y ordenado, de propiedad y precisión en su terminología.

Su rectitud insuperable, su modestia verdadera, su probidad ejemplar, eran reflejo, en Fallot, de un espíritu orientado hacia el Bien, iluminado por la Fe. Todas sus cualidades estaban así armónicamente dirigidas hacia un fin transcendente.

Nunca hizo la menor reserva de sus convicciones cristianas. Fue un activo miembro de la Asociación Francesa de Intelectuales Católicos, de la que fue presidente varias veces. Tan

exento de alardes como de respetos humanos, siempre y en todas las circunstancias supo comportarse como cristiano auténtico y fiel miembro de la Iglesia.

* * *

La influencia ejercida por Fallot sobre la Geología española ha sido importante y merece ser ponderada. No se limitó a la que de su obra escrita —en la cual los trabajos sobre España tienen un peso tan considerable— haya podido derivarse. Aunque no en la cuantía de Fallot, también otros geólogos extranjeros —incluso equipos de ellos—, algunos de prestigio comparable al suyo, han realizado en España importantes trabajos de investigación.

Pero la labor de Fallot ha significado mucho más. Fallot amaba a España —y no es un tópico— como su segunda patria. Lo demostró reiteradamente a lo largo de circunstancias difíciles, ya felizmente superadas.

Buscó con ahinco la colaboración efectiva con los geólogos españoles. A través de su trato afable, y, sobre todo, a lo largo de campañas de trabajo sobre el terreno, con delicadeza sabía difundir sus métodos de trabajo y escuchar observaciones y objeciones, y generosamente ponía a disposición de aquéllos un sinfín de datos, ideas y experiencias. Bastantes son los geólogos españoles que se beneficiaron de tan valiosas como desinteresadas orientaciones y enseñanzas, y que encontraron en Fallot un interlocutor ideal.

También procuraba que sus trabajos propios y los de su escuela se mantuviesen siempre armónicamente coordinados con los de los geólogos y centros españoles. Su constante colaboración con el Instituto Geológico y Minero de España y con los Laboratorios de Geología de Barcelona y de Granada, fue realmente modélica.

En estos años en que geólogos tan numerosos, procedentes de diversos países y escuelas, están trabajando en España, el ejemplo de Fallot resulta particularmente actual. Sería de desear que fuese mejor conocido, para que la indudable buena voluntad de todos se encauce, como él supo hacer, hacia el esta-

blecimiento y la intensificación de lazos de colaboración y de afecto recíprocos. Para la Ciencia, sólo beneficios podrían resultar con ello.

La amplitud y la generosidad de su espíritu no sólo estaban presentes en las relaciones con los españoles colegas suyos. Con naturalidad y con la misma cortesía, sabía hablar y tratar a una autoridad que a un peón caminero, o a un pastor de las inmensas soledades de las sierras subbéticas. Naturalidad y cortesía que eran reflejo de su sincera amistad hacia España.

Bastantes fueron los honores y distinciones de que Fallot fue objeto en España. Recordemos, entre otras, las de miembro correspondiente de las Reales Academias de Ciencias de Madrid y de Barcelona, y del Institut d'Estudis Catalans; Doctor "Honoris causa" de la Universidad de Granada; Consejero de Honor del C. S. I. C. Tales honores y distinciones significaban mucho más que el reconocimiento de sus méritos científicos, ciertamente acreedores a ellas; eran, al mismo tiempo, expresión del agradecimiento y del afecto con el cual, con toda justicia, se correspondía en España a su amistad y a su espíritu de colaboración.

No sorprende que entre los geólogos españoles la muerte de Fallot haya sido sentida tan vivamente. Con él hemos perdido un gran hombre, un geólogo y maestro excepcional y un amigo fiel. Pero no debemos limitarnos a inoperantes, aunque justificadas nostalgias. Paul Fallot, además de una obra de fundamental importancia en la Geología de España, nos ha legado un ejemplo.

Que éste perdure y sea para todos constante guía y estímulo de superación.

BIBLIOGRAFIA SOBRE ESPAÑA (*)

1910. 1.—“Sur quelques fossiles pyriteux du Gault des Baléares”. Ar. Univ. Grenoble, t. XXIII, n.º 3, 33 pp., 3 láms.
1911. 2.—“Note préliminaire sur l'Oligocène de Majorque”. (En colaboración con J. Boussac.) C. R. Soc. Géol. France, p. 38.
1914. 3.—“Sur la tectonique de la Sierra de Majorque”. C. R. Ac. Sc. de Paris, t. 158, p. 645.
- 4.—“Sur la stratigraphie de la Sierra de Majorque”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 158, p. 817.
- 5.—“La nappe de charriage du Montsec en Catalogne”. (En colaboración con Ch. Jacob.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 158, p. 1222.
1915. 6.—“A propos de la tectonique des Pyrénées catalanes”. (En colaboración con Ch. Jacob.) C. R. Soc. Géol. France, p. 154.
1916. 7.—“Sur la présence de l'Aptien dans la Sierra de Majorque”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 162, p. 838.
- 8.—“Sur la présence de l'Aptien dans la Sierra de Majorque”. Trab. Lab. Géol. Univ. Grenoble, t. XI, pp. 1-11.
1917. 9.—“Sur la géologie de l'île d'Ibiza”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 164, p. 103.
- 10.—“Sur la tectonique d'Ibiza”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 164, p. 86.
1918. 11.—“Au sujet des phénomènes de charriage de la chaîne bétique”. C. R. Soc. Géol. France, p. 168.
1920. 12.—“Observations sur les phénomènes de charriage du centre de la Sierra de Majorque”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 170, p. 789.
- 13.—“Sur l'extension des phénomènes de charriage dans la Sierra de Majorque”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 170, p. 848.
- 14.—“Observations nouvelles sur la tectonique de la Sierra de Majorque”. Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble, 7 p., 1 lám.
- 15.—“La faune des marnes aptiennes et albiennes de la région d'Andraitx”. Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid, ser. geol., n.º 26, 68 p., 3 lám.
- 16.—“Sur l'existence et le faciès de divers étages jurassiques dans la province de Tarragone”. (En colaboración con W. Kilian.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 171, p. 19.
1921. 17.—“Sur l'âge des formations à lignites de l'île de Majorque”. (En colaboración con Ch. Depéret.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 172, p. 720.
- 18.—“Sur l'extension verticale du faciès marneux à Céphalopodes pyriteux dans l'île d'Ibiza”. (En colaboración con H. Termier.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 173, p. 91.

(*) Por su estrecha relación, se incluyen en la lista las obras relativas a la antigua zona del Protectorado Español de Marruecos.

- 19.—“Observations au sujet de la stratigraphie des terrains jurassiques de la chaîne de Cardo”. (En colaboración con M. Faura y J. R. Bataller.) *Butll. Inst. Cat. Hist. Nat.*, pp. 118-130, 2 fig., 3 lám.
1922. 20.—“Observations sur le genre Silesites”. *Mém. Serv. Carte Géol. Fr.*, p. 207-228, 7 fig.
- 21.—“Etude géologique de la Sierra de Majorque”, 480 p., 212 fig., VIII lám. fot., 74 cortes en 9 lám. y 1 lám. de esquemas paleogeográficos (Tesis Univ. Paris). Paris (Béranger).
- 22.—“Mapa geológico de la Sierra de Mallorca”. Tres hojas a escala 1:50.000, en colores; hojas: Andraitx, Söller, Pollensa. Paris (Soc. Française de Stéréotopogr.)
- 23.—“Le Pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne”. (En colaboración con M. Gignoux.) *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 175, p. 281.
- 24.—“Le Quaternaire marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne”. (En colaboración con M. Gignoux.) *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 175, p. 404.
- 25.—“Observations sur la faune des terrains jurassiques de la région de Cardo et de Tortosa (prov. de Tarragone)”. (En colaboración con F. Blanchet.) *Treb. Inst. Cat. Hist. Nat.*, volumen IV, fasc. II, 190 p., 13 lám.
1923. 26.—“Le problème de l'île de Minorque”. *Bull. Soc. Géol. France*, t. (4) XXIII, pp. 3-44, 4 lám.
- 27.—“Ammonites nouvelles des îles Baléares”. (En colaboración con H. Termier.) *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Madrid*, ser. geol., n.º 32, 83 p., 32 fig., 6 lám.
- 28.—“Esquisse morphologique des îles Baléares”. *Revue de géographie alpine*, vol. XI, pp. 422-448, 1 lám.
- 29.—“Reseña morfológica de la isla de Menorca”. *Revista de Menorca*, t. XVIII, pp. 333-339.
- 30.—“A travers la Sierra de Majorque”. *La Géographie*, t. XXXIX.
- 31.—“Mapa geologic de Catalunya al 1:100.000. Fulla n.º 41: Tortosa”. (En colaboración con M. Faura y J. R. Bataller.) *Ser. Mapa Geol. Mancomunitat de Catalunya*.
- 32.—“Au sujet de la tectonique des Baléares”. *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 78-80.
- 33.—“A propos de la géologie du S. des Pyrénées”. (En colaboración con Ch. Jacob.) *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 80-82.
1926. 34.—“Sur la tectonique de la bordure méridionale du Bassin de l'Ebre et des montagnes entre Tortosa et Castellon”. (En colaboración con J. R. Bataller.) *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 182, p. 226.
- 35.—“Sur la tectonique des montagnes entre Montalbán et le littoral de la province de Castellon”. (En colaboración con J. R. Bataller.) *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 182, p. 275.
- 36.—“Sur l'allure d'ensemble et sur l'âge des plissements dans les montagnes du Bas Aragon et du Maestrazgo”. (En colaboración con J. R. Bataller.) *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 182, p. 398.
- 37.—“Remarques au sujet des récents travaux de M. Darder sur la géologie de Majorque”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid*, t. XXVI, pp. 115-132.
- 38.—“Observaciones geológicas en la región central de la isla de Mallorca”. (En colaboración con B. Darder.) *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Madrid*, t. XXVI, pp. 488-498.

- 39.—“Au sujet de la tectonique des Baléares et de la chaîne ibérique”. *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 105-107.
- 40.—“L'île de Majorque”. (En colaboración con B. Darder.) *Livret-Guide du XIV Congrès Géol. Internat. Exeursion C-5*, 113 p., 18 fig., 8 lám., 2 tabl.
- 41.—“La isla de Mallorca”. (En colaboración con B. Darder.) *Guía del XIV Congr. Geol. Internac. Excursion C-5*, 113 p., 18 fig., 8 lám., 2 tabl. (Edición un poco diferente de la francesa.)
1927. 42.—“Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales”. (En colaboración con Ch. Jacob, R. Ciry y G. Astre.) *C. R. XIV Congr. Géol. Int. Madrid*, pp. 335-411.
- 43.—“Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne”. (En colaboración con M. Gignoux.) *Id.*, pp. 414-521, 38 fig., 2 lám.
- 44.—“Sur la région montagneuse comprise entre Cabra et Priego (Andalousie)”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 185, p. 1287.
- 45.—“Sur la géologie de la région d'Antequera (Andalousie)”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 185, p. 1490.
- 46.—“Sur la bordure NE. du massif crétacé du Bas Aragon”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 184, p. 1417.
- 47.—“Itinerario geológico a través del Bajo Aragón y el Maestrazgo”. (En colaboración con J. R. Bataller.) *Mem. R. Acad. Cienc. Barcelona*, 3.ª época, vol. XX, n.º 8, 143 p., 8 lám.
1928. 48.—“Les gisements du Burdigalien à plantes de Majorque”. (En colaboración con O. M. Depape.) *Ann. Soc. Géol. du Nord.*, t. LIII, p. 5-19, 1 lám.
- 49.—“Sur la terminaison occidentale de la Sierra de Cazorla (Andalousie)”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 186, p. 89.
- 50.—“Sur la partie centrale des Sierras de Segura”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 186, p. 157.
- 51.—“Sur deux gisements de Lias”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 105-110.
- 52.—“Sur les marno-calcaires rouges sénoniens des environs de Priego de Córdoba”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 217-220.
- 53.—“Observations sur le géologie des environs de Cazorla, prov. de Jaén”. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVIII, pp. 273-288 y pp. 321-345, 12 fig., 2 lám.
- 54.—“Au sujet des Mémoires de M. Blumenthal sur l'Andalousie”. *C. R. Soc. Géol. France*, p. 157.
- 55.—“Sur l'âge des plissements dans la partie E. de la chaîne bétique”. *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 163-164.
- 56.—“Observations géologiques sur la région de Vélez Rubio”. (En colaboración con J. R. Bataller.) *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 187, p. 988.
- 57.—“La limite septentrionale des charriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le rio Segura”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 187, p. 1150.
- 58.—“Sobre la terminación occidental de la Sierra de Cazorla”. *Don Lope de Sosa*, sept. 1928, pp. 275 y sig.
1929. 59.—“Sur le Secondaire des Massifs charriés subbétiques entre Moratalla et la bordure de la zone bétique”. *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 188, p. 67.

- 60.—“Sur la structure de la zone subbétique entre Moratalla et la zone bétique”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 188, p. 263.
- 61.—“Rapports du Subbétique avec le Bétique dans las Sierras Tercia y Espuña”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 188, p. 404.
- 62.—“Sur la date des derniers phénomènes orogéniques dans las zones subbétique et bétique à hauteur de Caravaca”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 188, p. 717.
- 63.—“Sur la présence d'une variété de Jumillite aux environs de Calasparra”. (En colaboración con E. Jérémine.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 188, p. 800.
- 64.—“Esquisse géologique du massif de la Sierra Espuña (prov. de Murcie)”. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXIX, pp. 199-215, 7 fig., 1 lám.
- 65.—“Note préliminaire sur les formations néogènes des zones subbétique et bétique selon la transversale de Caravaca”. Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XV, pp. 247-256.
1930. 66.—“Etat de nos connaissances sur la structure des chaînes bétique et subbétique”. Livre jubilaire Soc. Géol. France, pp. 279-305, 1 lám.
- 67.—“Comparaison stratigraphique entre l'extrémité occidentale des zones bétique et pénibétique d'Andalousie et le Nord de l'arc rifain”. (En colaboración con A. Marin y M. Blumenthal.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 191, p. 144.
- 68.—“Observations géologiques sur la chaîne calcaire du Rif espagnol du Dj. Musa à Xauen”. (En colaboración con A. Marin y M. Blumenthal.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 191, p. 382.
- 69.—“Sur la chaîne calcaire du Rif espagnol entre Xauen et l'Oued M'ter”. (En colaboración con A. Marin y M. Blumenthal.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 191, p. 436.
- 70.—“Sur l'interprétation tectonique du NO. du Rif espagnol”. (En colaboración con M. Blumenthal.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 191, p. 1463.
- 71.—“Observations géologiques sur le NO. du Rif marocain”. (En colaboración con A. Marin y M. Blumenthal.) Bull. Soc. Géol. France, t. (4) XXX, pp. 659-735, 4 lám.
1931. 72.—“Sur la répartition des faciès dans le Rif espagnol et sur leur caractère particulier”. (En colaboración con A. Marin.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 192, p. 55.
- 73.—“Contribution à l'étude du Jurassique supérieur subbétique”. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXXII, pp. 113-132, 11 fig., 1 lám.
- 74.—“Observations au sujet de divers travaux récents sur le Bas Aragon et la Chaîne ibérique”. (En colaboración con J. R. Bataller.) Butill. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXXI, pp. 1-11.
- 75.—“Sur le Crétacé de Soria”. Butill. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXXI, pp. 212-218.
- 76.—“Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. Sur le faciès du Dogger dans la province de Murcie”. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XXXI, pp. 301-304.
- 77.—“Sur la géologie des environs de Xauen (Rif espagnol)”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 193, p. 424.
- 78.—“Sur le massif paleozoïque de Talambot (Rif espagnol)”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 193, p. 424.
- 79.—“Les accidents marginaux de la chaîne calcaire du Rif”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 193, p. 466.
- 80.—“La geología de la región de Punta Pescadores”. (En colaboración con A. Marin.) Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 4 p., 1 lám.

- 81.—“Le flysch transgressif sur le Paléozoïque du Rif”. (En colaboración con A. Marin.) Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, 4 p.
1932. 82.—“Sur la géologie des confins des provinces de Murcie et d'Alicante”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 194, p. 114.
- 83.—“Sur la géologie de la région de Punta Pescadores (Rif espagnol)”. (En colaboración con A. Marin.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 194, p. 927.
- 84.—“Le flysch transgressif sur le Paléozoïque rifain”. (En colaboración con A. Marin.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 194, p. 927.
- 85.—“Sur les accidents de la chaîne du Rif selon la transversale de Xauen”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 194, p. 552.
- 86.—“Sur l'extension vers le SE. des chevauchements marginaux de la chaîne calcaire du Rif espagnol”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 194, p. 794.
- 87.—“Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. Introduction et Trias”. Géol. Médit. Occi., vol. IV, part. II, n.º 1 y 2.
- 88.—“Sur les connexions de la série à faciès alpin identifiée entre la Sierra Sagra et Alicante”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 194, p. 1364.
- 89.—“Sur quelques détails de la stratigraphie de la Sierra de Crevillente (Alicante)”. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. 32, pp. 171-178, 2 fig.
- 90.—“La question de Minorque. Rapports stratigraphiques entre les îles Baléares et la zone subbétique”. Géol. Médit. Occid., vol. II, part. V.
- 91.—“Maroc septentrional. La Géologie et les Mines de la France d'Outre-Mer”, pp. 129-151, Paris, Larose.
- 92.—“Nota sobre la constitución de la cadena del Rif”. (En colaboración con A. Marin.) Not. y Com. Inst. Geol. y Min. España, 10 p., 1 lám.
- 93.—“Essai de définition des traits permanents de la paléogéographie secondaire dans la Méditerranée Occidentale”. Bull. Soc. Géol. France, t. (5) II, pp. 533-552, 7 fig.
1933. 94.—“Observations géologiques dans le massif du Dj. Kelty”. C. R. Ac. Sc., t. 196, p. 194.
- 95.—“Sur les racines du témoin du massif de Xauen”. C. R. Ac. Sc., t. 196, p. 495.
- 96.—“Esquisse géologique du Nord du Maroc, état de 1931”. 1 mapa a escala 1 : 1.000.000, Paris. (En colaboración con J. Bourcart, J. Lacoste y J. Marçais.)
- 97.—“Sur le raccord des dislocations de Punta Pescadores avec celles de la chaîne calcaire du Rif”. (En colaboración con A. Marin.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 196, p. 714.
- 98.—“Sur la constitution d'ensemble de la chaîne du Rif espagnol de Ceuta à Punta Pescadores”. (En colaboración con A. Marin.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 196, p. 871.
- 99.—“Remarques sur une variété nouvelle de Jumillite et sur l'extension des laves de ce groupe”. (En colaboración con E. Jérémine.) C. R. Congrès Soc. Savantes, 1929, 13 p., 2 fig.
- 100.—“Observations géologiques entre Calasparra et Cieza”. (En colaboración con J. R. Bataller.) Géol. Médit. Occid., vol. IV, part. I, n.º 1, 9 p., 3 figs.
- 101.—“Essai sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles: Lias”. Id., vol. IV, n.º 2, part. II, pp. 31-62, 2 lám.
- 102.—“Dogger”. Ibid., vol. IV, n.º 1, part. II, III, pp. 63-72, 1 lám.

- 103.—“Le flysch du Rif espagnol”. (En colaboración con L. Doncieux.) C. R. Ac. Sc., t. 197, p. 297.
- 104.—“L'enllaç de Menorca amb les Cadenes alpinès”. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXXIII, núms. 6-7, pp. 316-321.
- 105.—“Sur les relations de la chaîne ibérique”. Butll. Inst. Cat. Hist. Nat., vol. XXXIII, pp. 382-387, 1 mapa.
1934. 106.—“Jurassique supérieur”. Géol. Médit. Occid., vol. IV, n.º 1, part. II, IV, pp. 73-115, 1 lám., 9 fig.
1935. 107.—“Esquisse géologique de la Sierra Arana (prov. de Grenade)”. (En colaboración con M. Blumenthal.) Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat., t. XVII, n.º 1, 74 p., 9 lám.
- 108.—“L'âge du flysch de la périphérie de la chaîne calcaire du Rif”. (En colaboración con L. Doncieux.) C. R. Ac. Sc., t. 200, p. 76.
- 109.—“Sur la présence du Lias à Rhynchonellines dans le Rif espagnol”. (En colaboración con G. Dubar.) C. R. Ac. Sc., t. 200, p. 154.
1936. 110.—“Essai sur la géologie du Rif septentrional”. Notes et Mém. Serv. Géol. du Maroc, in-4, 500 p., 101 fig., 25 lám.
1937. 111.—“El flysch de la parte occidental de la zona del Protectorado Español en Marruecos”. (En colaboración con L. Doncieux.) Mem. Inst. Geol. y Min. de España, 180 p., 38 fig., 2 lám.
1939. 112.—“La Cordillera del Rif”. (En colaboración con A. Marín.) Memorias Inst. Geol. y Min. de España, 2 vol., 817 p., 202 fig., atlas in-folio de XXII lám.
- 113.—Mapa geológico de la zona española de Protectorado en Marruecos a escala de 1 : 50.000, hoja Tetuán.
- 114.—Mapa geológico de la zona española de Protectorado en Marruecos a escala de 1 : 50.000, hoja Kelti.
- 115.—Mapa geológico de la zona española de Protectorado en Marruecos a escala de 1 : 50.000, hoja Xauen-Tazaot.
- 116.—Mapa geológico de la zona española de Protectorado en Marruecos a escala de 1 : 50.000, hoja Jemis de Beni-Selman-Punta Pescadores.
- 117.—Mapa geológico de la zona española de Protectorado en Marruecos a escala 1 : 50.000, hoja Beni-Derkoul-Tisighen.
1941. 118.—“Les phases orogéniques du Rif comparées à celles des chaînes atlasiques”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 212, pp. 923-925.
- 119.—“Relations entre les Atlas et le Rif”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 212, pp. 995-997.
- 120.—“Remarques sur l'hydrologie de la dorsale calcaire rifaine”. C. R. Assoc. Fr. Avanc. Sc., 1939, pp. 914-915.
1943. 121.—“Sur l'Urgonien de la Sierra Mariola”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 216, pp. 71-72.
- 122.—“El sistema Cretáceo en las Cordilleras Béticas”. Publ. Inst. “Lucas Mallada” (C. S. I. C.), 110 p., 24 fig., 2 tabl.
1944. 123.—“Sur le rôle des ablations basales dans la nappe subbétique”. C. R. Ac. Sc., t. 218, pp. 240-241.
- 124.—“Observations sur la tectonique de la zone subbétique dans la province de Murcie”. Bull. Soc. Géol. France, t. (5) XIV, pp. 11-28.
- 125.—“Sur la répartition des faciès à Pachyodontes dans l'Urgonien du S. de l'Espagne”. Bull. Soc. de Biogeogr., pp. 9-11, 1 fig.
- 126.—“Les phases orogéniques das le troçon murcian des Cordillères Bétiques”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 219, p. 315.
- 127.—“Les phases orogéniques dans l'ensemble des Cordillères Bétiques”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 219, p. 337.

1945. 128.—“Sur le problème de Minorque”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 220, p. 563.
- 129.—“Le problème de Gibraltar”. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 220, p. 611, 1 fig.
- 130.—“Estudios geológicos en la zona subbética, entre Alicante y el río Guadiana Menor”. Publ. Inst. “Lucas Mallada” (C. S. I. C.), 720 pág., 284 fig., 11 lám.
- 131.—“Le Trias et l'Infra-Lias de l'Europe méridionale et de l'Afrique du Nord”. Ann. Collège de France, 42 année, pp. 50-55.
- 132.—“Etude stratigraphique des Cordillères Bétiques. Considérations sur la Tectonique (I)”. Ann. Collège de France, 43 année, pp. 47-54.
- 133.—“Les terrains crétacés des Cordillères Bétiques et du Bassin de la Méditerranée Occidentale. Considérations sur la tectonique. (II)”. Ann. Collège de France, 44 année, pp. 47-58.
- 134.—“Résumé”, etc., en 1944-45.
“Le Nummulitique et le Néogène de la Méditerranée Occidentale. Considérations sur la Tectonique (III)”. Ann. Collège de France, 45 année, pp. 54-67.
1946. 135.—“Consideraciones sobre las virgaciones”. Bol. R. Acad. de Cienc. Madrid.
- 136.—“Las últimas teorías tectónicas”. Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España.
- 137.—“Sur la géologie du haut rio Bodurria”. (En colaboración con L. Solé.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 222, p. 118.
- 138.—“Sur le Trias de la Sierra de Baza”. (En colaboración con L. Solé.) Ibid., t. 222, p. 1184.
- 139.—“Observations sur la tectonique de la Sierra de Baza”. (En colaboración con L. Solé.) Ibid., t. 222, p. 1405.
- 140.—“Sur les rapports des séries triasiques de la Sierra de Baza, avec la série métamorphique de la Sierra Nevada”. Ibid., t. 222, p. 1448.
- 141.—“Néogène du porteur de la Méditerranée Occidentale. Considérations sur la tectonique (IV)”. Ann. Collège de France, 46 année, pp. 60-71.
1948. 142.—“Les Cordillères Bétiques”. Estudios geológicos, n.º 8, pp. 83-172, 11 fig., 4 lám.
1949. 143.—“Les progrès de la Géologie en Espagne depuis 100 ans”. Bol. R. Acad. Cienc. Madrid.
1950. 144.—“Sur le bassin néogène de S. de la Sierra Nevada”. (En colaboración con L. Solé y G. Colom.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 230, páginas 1625-1627.
- 145.—“Sur le Néogène des Bassins du Guadiana Menor et de Baza”. (En colaboración con L. Solé, G. Colom y P. Birot.) C. R. Ac. Sc., t. 230, pp. 1717-1720.
- 146.—“Sur l'âge des couches de Baza et de la formation de Guadix (prov. de Grenade)”. (En colaboración con L. Solé, G. Colom y P. Birot.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 231, pp. 504-507.
1952. 147.—“Sur la partie occidentale de la zone marno-schisteuse du Rif espagnol”. VII Conv. Naz. Metano e del Petrolio. Taormina, 11 p., 1 lám.
- 148.—Livret-Guide des Excursions A31 et C31. Partie A. Introduction 13 p., Partie C. (En colaboración con A. Marín.) “Partie occidentale de la zone du Protectorat Espagnol au Maroc”, 34 p., 15 fig., 1 lám. XIX Congrès Géol. Intern.
1954. 149.—“Observations sur le Trias bétique et ses algues calcaires”.

- (En colaboración con L. Solé y M. Lemoine.) Mem. y Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona, t. XI, pp. 23-60, 11 fig., 5 lám.
- 150.—“Comparaison entre Cordillères Bétiques et Alpes Orientales”. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo homenaje a D. Eduardo Hernández-Pacheco, pp. 259-279, 2 lám.
1955. 151.—“C. R. des excursions A31-C31 du Congrès Géol. Intern. de 1952”, p. 18, Rabat.
1956. 152.—“Observaciones geológicas sobre el Jabalcón (prov. de Granada)”. (En colaboración con L. Solé.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 242, pp. 193-203.
- 153.—“Divers articles in Lexique stratigraphique du Maroc”. Not. et Mém. Serv. Géol. du Maroc, p. 5, 6, 67, 128.
- 154.—“Remarques sur la courbure des chaînes rifaines”. Geotektonisches Symposium zu Ehren von Hans Stille, Stuttgart.
- 155.—“Présence de l'Eocène inférieur dans le Rif Septentrional (Maroc)”. (En colaboración con M. Durand Delga y J. Magné.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 243, pp. 1975-1981.
1957. 156.—“Nouveaux documents sur le Crétacé supérieur des environs de Caravaca, prov. de Murcie, Espagne”. (En colaboración con R. Busnardo, M. Durand Delga y J. Sigal.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 245, pp. 462-465.
- 157.—“Datos sobre el Eoceno inferior del Rif septentrional (Maruecos)”. (En colaboración con M. Durand Delga y J. Magné.) Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, n.º 48.
- 158.—“Indices de la présence du Tithonique et du Néocomien dans la Dorsale calcaire du Rif”. (En colaboración con M. Durand Delga.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 245, pp. 2441-2447.
- 159.—“Observations à la note de M. Colom”. Bull. Soc. Géol. France, t. (7) VII, p. 1186.
- 160.—“Observaciones geológicas sobre el Jabalcón (prov. de Granada)”. (En colaboración con L. Solé.) Mem. y Com. Inst. Geol. Prov. Barcelona, t. XVI, pp. 7-18.
1958. 161.—“Le contact frontal du Subbétique entre le massif du Revolcadores et la Sierra Sagra (Espagne)”. (En colaboración con M. Durand Delga y R. Busnardo.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 246, pp. 2320-2325.
- 162.—“Données nouvelles sur le Tithonique, le Crétacé et l'Eocène inférieur de la zone marno-schisteuse du Rif septentrional (Maroc)”. (En colaboración con M. Blumenthal y M. Durand Delga.) Not. et Mém. Serv. Géol. Maroc, t. 16, Mém. 143, pp. 35-158.
1959. 163.—“Remarques sur la signification de la série du rio Fardes”. (En colaboración con J. Magné y J. Sigal.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 248, pp. 2833-2836.
- 164.—“Profil géologique à travers le massif du Veleta (Sierra Nevada), Andalousie”. (En colaboración con A. Faure-Muret, L. Solé y J. M. Fontboté.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 248, pp. 3247-3252.
- 165.—“Sur la constitution géologique de la partie orientale du massif de la Sierra Nevada (Andalousie)”. (En colaboración con A. Faure-Muret, L. Solé y J. M. Fontboté.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 248.
- 166.—“Le Bétique de la partie occidentale de la Sierra de Filabres (Andalousie), Espagne”. (En colaboración con A. Faure-Muret, J. M. Fontboté y L. Solé.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 248, pp. 3655-3659.
- 167.—“Sur la géologie de l'extrémité orientale de la Sierra de Fi-

- labres et sur l'individualité de la série de la Sierra Nevada”. (En colaboración con A. Faure-Muret, J. M. Fontboté y L. Solé.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 249, pp. 9-13.
- 168.—“Observations à la note de MM. Durand-Delga et Mattauer sur le Rif”. C. R. Soc. Géol. France, pp. 226-227.
- 169.—“La géologie profonde du Bassin du Pô et le mystère de celui du Guadalquivir”. Estudios Geológicos, n.º 41-44, pp. 155-162, 1 lám.
1960. 170.—“Sur la constitution et la signification de la roche appelée «Konglomeratische Mergel» dans la zone bétique (Andalousie)”. (En colaboración con S. Duplaix.) C. R. Ac. Sc. Paris, t. 250, pp. 1403-1408.

OBRAS POSTUMAS

- 171.—“Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencil y sus alrededores”. (En colaboración con A. Faure-Muret y J. M. Fontboté.) Not. y Com. Inst. Geol. y Min. de España, n.º 60, pp. 3-72, 15 fig.
- 172.—“Les «Konglomeratische Mergel» des Cordillères Bétiques”. (En colaboración con S. Duplaix.) Bull. Soc. Géol. France, t. (7) II, pp. 308-317, 3 fig., 2 tabl.
1961. 173.—“Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone”. (En colaboración con A. Faure-Muret, J. M. Fontboté y L. Solé Sabaris.) Bol. Inst. Geol. y Min. España.

Además, la hoja y memoria explicativa de Guadix (número 1.011, del M. G. N. a escala 1 : 50.000, y algunos trabajos más no totalmente terminados y que los colaboradores del Profesor Fallot están poniendo a punto para su publicación.

RESUMEN

En este trabajo se estudia una región inmediatamente al W. de los Picos de Europa. La unidad fundamental del área estudiada es la cuenca de Beleño, que forma una amplia cuenca sinclinal, en torno a la cual se disponen, en forma envolvente, las restantes unidades.

Desde el punto de vista estratigráfico, el máximo interés lo tiene el estudio del Carbonífero. Con anterioridad a este período, se encuentran tan sólo la cuarcita masiva del Ordoviciense y un núcleo anticlinal devónico, este último en el extremo SE. de la región estudiada y desligado ya de la cuenca de Beleño, que es el verdadero objeto de este trabajo.

La cuarcita masiva se presenta en masas compactas de unos 300 metros, con algún banco de conglomerado. En su base aparece una serie pizarrosa, con pizarras, cuarcitas y calizas; esta serie es generalmente metamórfica.

El Devónico se caracteriza por una alternancia de pizarras y cuarcitas, con algún banco calizo. Los afloramientos devónicos se extienden al S. de la zona estudiada. La rápida desaparición del Devónico hacia el N., así como algunas semejanzas de facies, podrían plantear el problema de la verdadera edad de las cuarcitas masivas que afloran constantemente por debajo del Carbonífero. No obstante, la relación de esta cuarcita con la del Suevo y Pajares ha hecho que se siguiera la interpretación clásica y se colocaran en el Silúrico.

El Carbonífero está formado por tres series: una serie con

multitud de episodios calizos, una serie fuertemente detrítica y una serie discordante sobre la primera.

La primera de estas tres series es la característica de la cuenca de Beleño, y es comparable al resto de Asturias. En ella pueden distinguirse los siguientes niveles, de abajo arriba: serie griotte (20 m.), caliza de montaña (100-300 m.), serie pizarrosa inferior (350-400 m.), caliza masiva (100-250 m.), serie superior con intercalaciones de caliza carbonera (700 m. mínimo). Tan sólo en el valle de Sajambre y en algún punto del valle del Sella aparecen unos 20 a 30 metros de una serie inferior a la "griotte" típica, son pizarras negras y calcosquistos; al igual que para la "griotte", su edad debe considerarse viseense. La "griotte" y la caliza de montaña son perfectamente comparables a las formaciones análogas de la cuenca minera y zonas vecinas y deben considerarse de edad viseense superior y namuriense, respectivamente. Los demás niveles son de edad namuriense superior-westfaliense, sin que pueda precisarse por el momento qué niveles alcanzan dentro del Westfaliense.

Comparando estos niveles con los de la cuenca minera, se observa un cambio de facies hacia el E., caracterizado por la aparición de niveles calizos. Si este hecho se continúa hacia el W., puede dar lugar, tal vez, a la fusión de varios de estos niveles con la caliza de montaña y dar lugar así a la gran masa de caliza que caracteriza a los Picos de Europa.

La serie detrítica es propia del área del Puerto del Pontón; en realidad está desligada ya de la cuenca de Beleño y representa el extremo de una unidad más meridional. Es una serie discordante sobre el Devónico y a su vez con discordancias progresivas. Su presencia plantea el problema de sus relaciones con las series detríticas de la cuenca del Pisuerga, donde se han citado dos formaciones de conglomerados, una westfaliense B-C (serie de Curavacas) y otra estefaniense B-C (serie de Peña Cildá). Por sus características tectónicas parece más lógico situar los conglomerados del Pontón en el Estefaniense.

El tercer conjunto ha sido datado paleontológicamente como Estefaniense. Ocupa un área poco extensa y se apoya discordante sobre la serie con episodios calizos.

Finalmente hay que considerar un pequeño retazo, probablemente Triásico, en Raso, entre Sajambre y Amieva.

Desde el punto de vista tectónico, una unidad destaca netamente y se impone a las demás: la cuenca de Beleño. Se trata de un amplio sinclinal complejo, disimétrico en sus bordes y orientado de NW. a SE.; en torno a él se sitúa un conjunto de unidades envolventes que rodean dicha cuenca por el S. y NE. y forman respectivamente sus rebordes meridional y nordoriental. Ambos rebordes se encuentran entre Sajambre y Los Beyos, pero no se continúan tectónicamente en uno por el otro, sino que abandonan la cuenca de Beleño, que termina periclinalmente, para seguir paralelos hacia el E. En la zona de unión de ambos rebordes existen violentas tectonizaciones, así como direcciones aberrantes, impuestas, por un lado, por la presencia de la cuenca de Beleño, a la que tienden a envolver, y de otro lado, por la orientación al E. que toman todas las alineaciones tectónicas. La cuenca de Beleño es, pues, en realidad un elemento más de cuantos forman la rama meridional de la "Rodilla Asturiana", sólo que con una individualidad que llega hasta el punto de disponer las directrices tectónicas de las unidades que la rodean.

Atendiendo a la estructura de las restantes unidades, se observa una tectónica más violenta en el reborde NE. que en el meridional. Las vergencias se dirigen hacia el NE. en toda la zona nordoriental; al SE., en Sajambre y terminación SE. de la cuenca de Beleño; en el reborde meridional no existen vergencias definidas. La cuenca de Beleño no tiene influencia sobre las vergencias.

Por lo que se refiere a la estructura de las unidades envolventes, en el borde NE. y unidades envolventes periféricas son típicas las estructuras en "retour" y en relevo; las primeras llegan a ocasionar la inversión del borde NE. de la cuenca. en el sector de Peña Salón; en este sector existe inversión, incluso de las unidades envolventes, externas a la cuenca. En la generación de este tipo de estructuras intervinieron fenómenos de deslizamiento gravitacional, en el sentido del buzamiento de los estratos, previamente verticalizados. Otro fenómeno típico es la existencia de extrusiones; los extremos SE. de los sinclinales

más importantes tienen disposición extrusiva: Seberga, Caso-La Foz e incluso la cuenca de Beleño. En algunos casos puede presentar disposición extrusiva la totalidad del sinclinal; tal ocurre en el sinclinal del Zalambra-Valdosín. Este hecho está relacionado con los frecuentes cabeceos de los ejes de los pliegues, cabeceos que pueden guardar relación o no, aun entre pliegues paralelos. En relación con todo esto hay que considerar una tectónica transversal, presente especialmente en la cuenca de Beleño, donde aparecen algunos pliegues transversales a las alineaciones principales. Este tipo de tectónica también se manifiesta por los accidentes verticales, es decir, de eje vertical. Todas estas estructuras han sido, en la mayoría de los casos, producidas conjuntamente. La mutua influencia de las estructuras y la falta de paralelismo entre los cabeceos de los ejes de los pliegues, así lo atestiguan.

Esta complejidad estructural, presencia de divergencias en las alineaciones tectónicas, estructuras transversales y verticales e indecisión de las vergencias, se debe a la posición de esta zona en el núcleo de la "Rodilla Asturiana", lo cual da lugar a grandes disarmonías entre las alineaciones tectónicas. Sin embargo, no hay que olvidar que existen series discordantes y que se encuentran accidentes entre los que se deduce un orden de formación. Todo ello lleva a la conclusión de que las estructuras de la cuenca de Beleño han sido creadas a través de un largo período de tiempo. La estructura del Estefaniense discordante demuestra que hay que tener muy en cuenta la importancia del plegamiento con posterioridad al Estefaniense, por lo menos al Estefaniense inferior. Por otra parte, la serie del Pontón es igualmente discordante por encima del Devónico y con discordancias progresivas en ella. Dos hechos pueden considerarse responsables de la complicada estructura de la cuenca de Beleño: de un lado, su origen, a partir de una historia orogénica compleja; de otro, su posición interna, dentro de la "Rodilla Asturiana", unida a la presencia de áreas con estructuras relativamente laxas, separando áreas de tectónica muy violenta; todo esto debió conducir a una descomposición de fuerzas que, al dar lugar a direcciones anómalas en su ac-

tuación, originaron algunas de las estructuras y direcciones aberrantes que se observan en los pliegues. Finalmente, los fenómenos gravitatorios condujeron a estructuras en "retour" e inversiones. La orogénesis alpídica dio lugar a algunas fallas, si bien de muy poca importancia.

INTRODUCCION

El presente trabajo, de orientación fundamentalmente tectónica, es el resultado de una serie de campañas realizadas a lo largo de cuatro años. La región escogida lo ha sido atendiendo a su situación dentro de la rodilla asturiana, zona escasamente conocida y, sin embargo, de interés para el conocimiento geológico de la Cordillera Cantábrica. Situada entre la cuenca minera y los Picos de Europa, es decir, entre dos zonas completamente distintas, su estudio tiene, asimismo, interés estratigráfico.

Con estas características queda delimitada un área extensa, área comprendida, de E. a W., entre los Picos de Europa y la cuenca minera. En ella se ha buscado una unidad de suficiente importancia para ser objeto de un estudio extenso. Un reconocimiento general preliminar ha dado como resultado poner de manifiesto la existencia de una importante unidad: la cuenca de Beleño. Esta cuenca, con su disposición sinclinal, determina la estructura de todo un conjunto de unidades periféricas. De este modo la importancia estructural de la cuenca de Beleño se realza. No se trata sólo de una zona con una estructura propia, sino de una unidad capaz de imponer una estructura a las unidades secundarias que la rodean. Así pues, el objeto de este estudio es el conocimiento de la Cuenca de Beleño y de aquellas unidades periféricas, satélites de la unidad central.

La falta casi absoluta de datos anteriores sobre la geología de esta zona ha hecho preciso extender, en algunos casos, las investigaciones algo más allá de los límites estrictos que po-

drían señalarse para la unidad que propiamente se estudia. En estos casos los estudios se han limitado a aquellos aspectos que afectan a la interpretación de la geología de la cuenca de Beleño. Cabe citar a este respecto los datos incluidos en este trabajo sobre la zona de Freñana y de Campo de Caso. Asimismo la zona pizarrosa al N. del Esla, entre La Uña y Retuerto, si bien se incluye en el mapa geológico, ha sido recorrida solamente con el objeto de encuadrar mejor por el S. la unidad que es el verdadero objeto de estudio, unidad cuyo límite meridional puede situarse, en realidad, al S. de la línea de fractura que se desarrolla entre Oseja de Sajambre y el puerto de Pontón, y que se extiende al SW. por el N. de Polvaredo, por La Uña y Maraña. Los datos obtenidos se incluyen aquí con el fin de destacar mejor el conjunto que forman la cuenca de Beleño y unidades envolventes, así como para que puedan ser utilizados en futuros estudios sin que se pretendan resolver los problemas que plantea esta otra región, externa ya a la unidad estudiada.

Finalmente, antes de acabar esta introducción debo hacer constar mi agradecimiento a todos aquellos que me han ayudado en alguna forma en la realización de este trabajo.

En primer lugar debo citar a D. Noel Llopis Lladó, quien ha dirigido mis trabajos y quien además me ha iniciado en el conocimiento de la geología de la Cordillera Cantábrica. A D. Luis Solé Sabarís, de la Universidad de Barcelona, que fue mi maestro y de quien recibí los primeros conocimientos geológicos. A los Sres. Stockmans, Demanet, Wagner y A. C. van Ginkel, que han hecho las determinaciones paleontológicas. También a Hans van Hoeflaken y Bas Koogmans, de Leiden, con quienes recorrí la zona de Cervera del Pisuerga y Guardo, en la que realizan estudios, y con los que tuve cambios de impresiones sobre problemas de interés común. Finalmente, a aquellos que me han acompañado en mis excursiones por la región, a Bernardo García, E. Rodríguez-Rubio, Antonio Moreno, Gregorio Fernández, Ignacio Arbide y Arturo García González.

LA REGION ESTUDIADA

1) EL MARCO GEOGRÁFICO

La región estudiada se halla enclavada en la Cordillera Cantábrica, en su sector occidental, paleozoico, sector que se ha denominado Macizo o Región Astúrica (Hernández-Pacheco, E., 1934; Dantín Cereceda, 1948; Solé, 1951). Ocupa la zona divisoria entre Asturias y León, entre los puertos del Pontón y de Tarna, y se extiende por ambas vertientes. Por la vertiente N., a lo largo de los ríos Sella, Ponga y Nalón, en sus cursos altos y por la vertiente meridional hasta el valle del Esla.

En líneas generales, la región estudiada queda comprendida entre cuatro unidades, si bien no ocupa en su totalidad el área que éstas delimitan. De E. a W. queda comprendida entre la cuenca minera asturiana y los Picos de Europa. De N. a S., entre la depresión prelitoral cantábrica y la alineación montañosa que pasa por Riaño y cuyo macizo culminante son los Picos de Mampodre, que quedan algo desplazados hacia el N.

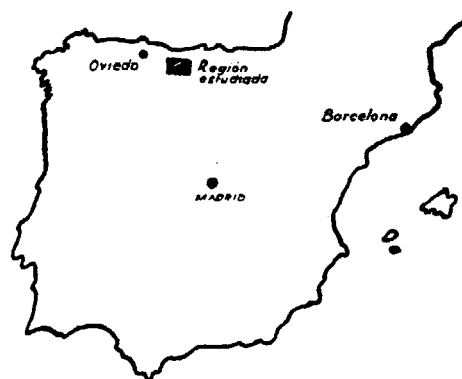
Dentro de este área se ha estudiado la parte oriental. Sus límites son: al E., el macizo occidental de los Picos de Europa, el valle de Valdeón y el río Orza; al S., el río Esla y los Picos de Mampodre. Los límites occidental y septentrional no coinciden con accidentes geográficos destacados y se sitúan aproximadamente en el meridiano de Campo de Caso y en el paralelo de Covadonga. A pesar de lo arbitrarios que puedan parecer los límites septentrional y occidental, la zona estudiada constituye una unidad puesta claramente de manifiesto en el mapa geológico.

gico. El elemento principal de esta unidad lo constituye una amplia cuenca que ocupa una posición central y forma el núcleo de toda la región estudiada: es la Cuenca de San Juan de Beleño. Las restantes unidades de segundo orden comprendidas en esta región, se disponen periféricamente a la Cuenca de Beleño y con una disposición envolvente que hace destacar aún más la unidad central.

2) LOS RASGOS MORFOLÓGICOS

En el conjunto de la región estudiada no existen unas alineaciones constantes en los relieves. El relieve, derivado de una antigua penillanura (Llopis, 1954), es el reflejo de la antigua estructura herciniana debido a la acción erosiva.

El roquedo tiene en el relieve una gran importancia. A este respecto cabe distinguir tres tipos fundamentales de rocas: las



calizas, que forman los relieves culminantes, desnudos generalmente de vegetación y con un importante desarrollo del karst; las cuarcitas, que forman también relieves notables, y la serie pizarrosa. Bajo este nombre, tomado en un sentido amplio, puede englobarse el conjunto de pizarras, pizarras arenosas, areniscas y aun conglomerados, que en bancos alternantes representan un conjunto uniforme desde el punto de vista morfológico. Las zonas pizarrosas dan lugar a relieves suaves y forman

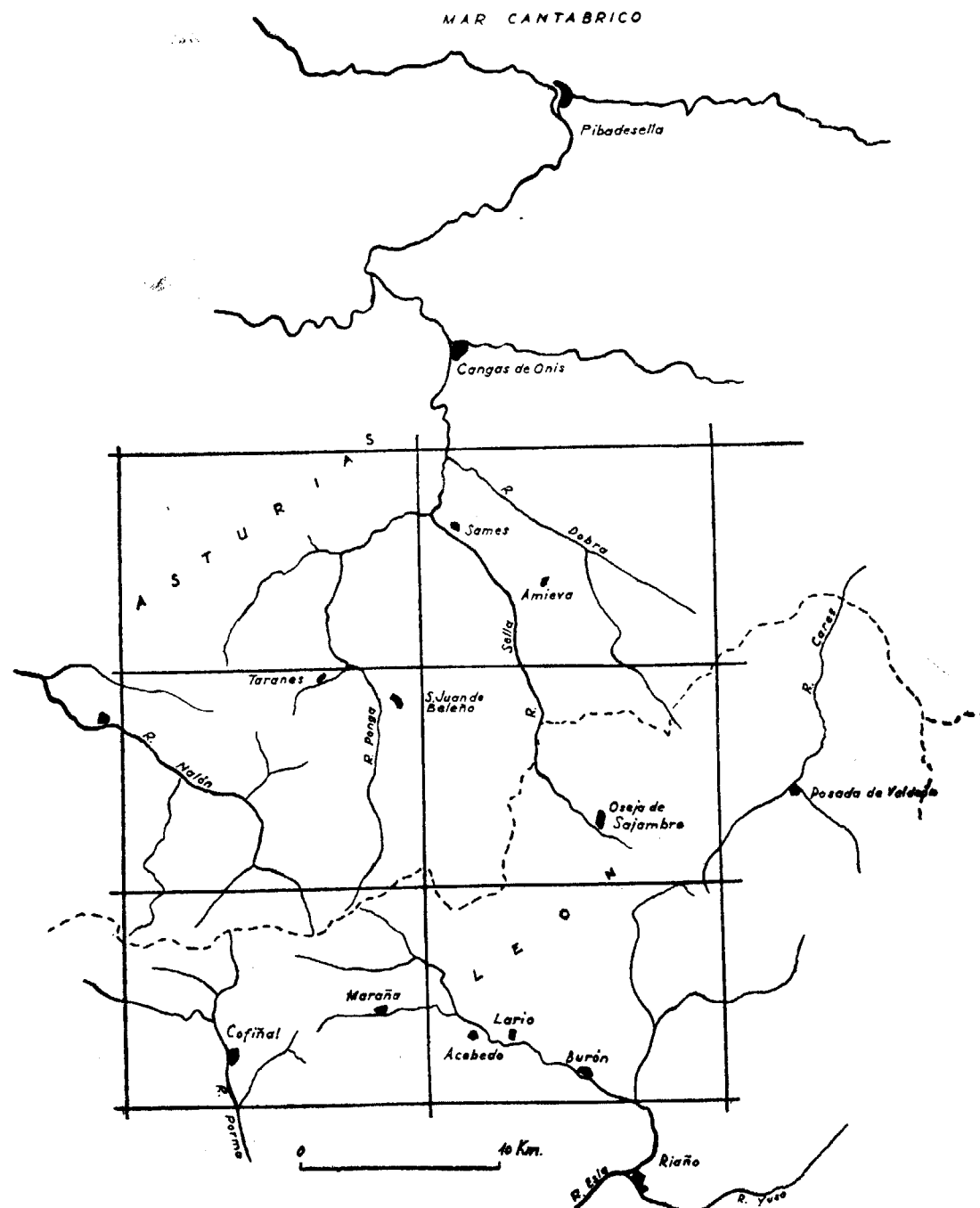


Fig. 1.—Región estudiada.

las áreas deprimidas, asiento de los núcleos de población. Tan sólo en el sector SE. esta serie deja, en algunos puntos, de ser morfológicamente uniforme, debido a la presencia de bancos de conglomerados extremadamente potentes que por su naturaleza silícica dan lugar a relieves semejantes a los relieves cuarcíticos.

Sobre este conjunto ha actuado la erosión destacando las rocas resistentes y erosionando con más rapidez las zonas de pizarras. Pero la acción erosiva no es igual en toda la región estudiada. Como ya es sabido, los valles cantábricos, debido a la proximidad de su nivel de base, ahondan rápidamente y originan profundos desfiladeros. Los ríos leoneses, en cambio, dan lugar a valles amplios en los que la erosión lineal es poco intensa.

Entre los ríos cantábricos, el Sella, que nace en el puerto del Pontón, a 1.311 m. de altura, a su paso por Vierdes, discurre entre 500-600 m. El Ponga, a su paso entre San Juan de Beleño y Abiegos, entre los 400 y 500 m., y el Nalón, que nace en el puerto de Tarna, a 1.490 m., ha descendido ya a 600-700 m. a su paso por La Foz de Caso.

Del otro lado de la cordillera, en cambio, los ríos discurren entre los 1.100 y 1.200 m. En Escaro, donde confluyen los dos ríos procedentes de Tarna y Pontón, el cauce se encuentra todavía entre los 1.000 y 1.100 metros.

Por otra parte, en la zona de la vertiente S. estudiada, existe un predominio de materiales pizarrosos, blandos, lo que favorece el carácter abierto de los valles, que son líneas naturales de comunicación. Entre el puerto de Tarna y Escaro, todo un conjunto de núcleos de población se dispone a lo largo del valle. La Uña, Acebedo, Lario, Liegos y Burón, y algo apartados, pero siempre en el fondo de un valle afluente, Maraña y Polvaredo. Lo mismo ocurre entre el Pontón y Escaro, si bien por no existir como antes un curso marcadamente principal, no se encuentra una distribución lineal en los pueblos. Estos ocupan, sin embargo, los fondos de los valles.

Entre las dos vertientes se encuentra una zona formada por materiales resistentes que dan lugar a las máximas alturas de la cordillera en esta zona. De W. a E. se suceden: la sierra del

Mongayo, que se extiende desde la Picota de las Mazas, a 2.022 m., hasta Remelende, a 1.889 m., y está formada por cuarcitas. Los Picos del Abedular (1.813 m.) y Montovio (1.751 m.), separados de la citada sierra por el puerto de Tarna, y las peñas Ten y Pileños (2.140 y 2.012 m.), separadas a su vez de los dos picos citados por el puerto de Ventaniella. Todos estos relieves están modelados sobre cuarcitas o calizas y en el sector citado la divisoria sigue, en líneas generales, las directrices tectónicas. Entre Peña Ten y el puerto del Pontón, los pliegues atraviesan la divisoria oblicuamente y se adentran en la vertiente N., perteneciente aquí todavía a León. En este sector de la cordillera, hasta Freñana y Gildar, la divisoria se modela, principalmente, sobre una serie pizarrosa en la que se abre el puerto del Pontón.

En la vertiente N. los valles están profundamente encajados. Los desfiladeros son su principal característica y en muchas ocasiones el valle no deja más espacio que el ocupado por las aguas.

Las alineaciones tectónicas de la región son fundamentalmente la NW.-SE. y la NE.-SW. La red hidrográfica se dispone discordante sobre esta estructura. Los valles son transversales a las alineaciones tectónicas. Por ello, a lo largo de las mismas se suceden los desfiladeros, originados al atravesar el río una zona de cuarcitas o calizas, y las zonas más abiertas correspondientes a franjas pizarrosas. A lo largo de los principales ríos existen profundas gargantas. Así el Nalón y el Ponga han excavado profundas gargantas entre Tarna y La Foz y entre Cadena y Sellaño, respectivamente. Ambos desfiladeros se abren en gran parte en cuarcitas. Por ello no alcanzan aún la verticalidad y la importancia de los desfiladeros del Sella o de Los Beyos y del Dobra, ambos en zonas calizas. El desfiladero de Los Beyos se extiende desde Corvacil a Bidosa y es el de mayores proporciones, no sólo de esta zona, sino de toda la cordillera, si se exceptúa el del Cares, que se extiende desde Valdeón a Cabrales.

Por todo esto, los valles no son vías de comunicación naturales y los núcleos de población no se disponen a lo largo de los mismos, como ocurría en el valle del Esla, sino a lo largo de

las franjas pizarrosas, oblicuas o perpendiculares a los valles, debido al carácter transversal de los mismos.

Las principales franjas pizarrosas son: la de Amieva-Sames, a lo largo de la cual se disponen: Amieva, San Román, Carbes y Sames. La de Cien-Sebarga-Eno, con Cien, La Vega de Cien, Argolibio, Villaverde, Pen, La Vega de Sebarga, Cirieño y Eno. La de Taranes-Beleño, con Taranes, Tanda, Abiegos, San Juan de Beleño, Viego y Víboli. Y la de Sajambre, con Oseja, Soto, Vierdes, Pío y Ribota. Los otros núcleos de población de la región se distribuyen igualmente en zonas pizarrosas: Cazo, Sellaño e incluso los caseríos de Los Beyos presentan esta disposición. Las zonas altas más montañosas están ocupadas solamente por majadas que se disponen en dolinas o pequeños retazos de pizarras pinzados entre las calizas o cuarcitas.

Actualmente los cursos del Nalón, Ponga y Sella están recorridos por carreteras. Con anterioridad a su construcción, los desfiladeros cerraban el paso por los valles, hasta el punto de aislar de Asturias, en Los Beyos o en el Cares, los valles de Sajambre y Valdeón, que a pesar de ser valles cantábricos, quedaban así ligados a León. En la actualidad el aislamiento de Oseja con Asturias ha quedado roto, debido a la carretera que recorre el Sella.

Sobre las zonas pizarrosas se conserva, particularmente visible, un modelado cíclico; por esto no existe una completa unidad entre todas las zonas de una franja pizarrosa. Sólo en el caso de Sajambre no existe ningún relieve que separe los distintos pueblos. La franja pizarrosa se orienta de NE. a SW. y corta perpendicularmente al río Sella, que a su vez lo divide en dos mitades casi iguales; Oseja y Soto quedan en su parte NE.; Vierdes y Ribota, junto al cauce del Sella, y Pío, en la parte SW. Esta unidad hace que esta franja sea la única que recibe el nombre de valle: valle de Sajambre. La franja de Amieva es oblicua al Sella y la de Cien-Sebarga-Eno oblicua también al Sella y normal al Ponga. Esto hace que queden cortadas por una serie de cursos afluentes del Sella que rompen su unidad. En la divisoria de estos cursos existen, a menudo, hombreras como la de Pen y Cirieño, situada entre los 300 y 400 m. En la franja de San Juan de Beleño, por su mayor extensión, es don-

de estas hombreras son más aparentes, hombreras que separan los diferentes pueblos de la franja; así la hombrera de 1.000-1.100 m. que separa Viego de Víboli, al S., y de San Juan de Beleño, al W. Una hombrera más alta, entre los 1.500-1.600 m., forma las cumbres de Raso y acaba de cerrar el pueblo de Víboli. La construcción de las carreteras en los valles del Sella y Ponga, así como de carreteras secundarias remontando los valles afluentes, contribuye a separar estos pueblos entre sí, a que estas divisorias adquieran importancia, perdiéndose desde el punto de vista humano, la importancia de estas franjas pizarrosas.

El roquedo tiene, pues, gran influencia en el relieve de esta zona, hasta tal punto que es el factor que aparece más destacado. Sin embargo, hay que señalar la presencia de formas cíclicas, así como la existencia de una notable carstificación en los macizos calizos, carstificación que es particularmente notable en la zona de Los Beyos y Beza, que constituye el mayor núcleo calizo. La carstificación de los macizos calizos debió efectuarse en varias fases, de acuerdo con los distintos ciclos que se observan en la región.

Los relieves más destacados los constituyen Peña Ten, con 2.140 m.; Pileñes, con 2.012 m.; el Pico del Pinar, con 2.007 m., y Pico Cabronero, con 1.998 m. Estas cumbres destacan netamente sobre los demás relieves, situados por debajo de los 1.900 m. A esta altura, entre los 1.750 y los 1.900 m., se desarrolla la más alta de las penillanuras observadas aquí. Se encuentra bien desarrollada en la Sierra del Mongayo y constituyen restos de la misma las "cerras" cuarcíticas que rodean el Zalambrial y Valdosing, y tal vez también algunas aristas, como la de Niajo. Los restos de esta penillanura son muy escasos y tan sólo en la Sierra del Mongayo se encuentran bien representados.

A un nivel inferior, entre 1.450 y 1.500 m., se encuentra otra penillanura parcial, encajada entre relieves más acusados, restos de la primera. Se conserva formando algunos cordales, como el cordal de Ponga, la collada de los Fitos, Raso y posiblemente parte de Guembres. Un tercer nivel se encuentra entre los 1.250 y 1.350 m.; se conservan de él sólo algunos retazos, así entre

Víboli y Peloño, la Sierra de Pondies y algunos restos en Los Beyos. Allí es de citar la existencia de un valle suspendido en plena zona caliza: el valle del Cardal, entre los 1.240 y los 1.360 m.; este valle es de considerables dimensiones, desmembrado en la actualidad por multitud de dolinas que, al absorber el agua que por él circularía, han sido causa de su conservación. Entre los 1.000 y 1.100 m. se desarrolla otro nivel, encajado en los anteriores, si bien visible entre Viego y San Juan de Beleño, formando el cordal de Bedules. La Sierra de Amieva deriva también de este nivel. Finalmente cabe citar las hombreras de 300-400 m. de Pen y Cirieño.

Los niveles que se distinguen son, pues: 1.750-1.900 m. (nivel del Mongayo); 1.450-1.500 m. (nivel del Cordal de Ponga); 1.250-1.350 m. (nivel de Pondies); 1.000-1.100 m. (nivel de Bedules); 300-400 m. (nivel de Pen).

Así pues, el policiclismo ha sido la principal característica en la evolución del relieve de esta parte de la Cordillera Cantábrica, al igual que ocurre en el sector central (Llopis, 1954). Al igual también que en aquel sector, la erosión diferencial es causa del relieve actual. Las penillanuras parciales, progresivamente más bajas, se encajan en las anteriores y se desarrollan sobre materiales más blandos, a la vez que ocupan áreas más externas en la cordillera. Los niveles inferiores se encuentran casi exclusivamente sobre las pizarras.

Simultáneamente con estos ciclos se han sucedido diversas fases de carstificación en los macizos calizos. Todo esto ha dado lugar a un relieve en el cual las calizas y las cuarcitas son los elementos destacados. Relieve que, por tanto, sigue las alineaciones tectónicas hercinianas. Por este motivo, la red hidrográfica se dispone completamente discordante con respecto a las alineaciones tectónicas y, por tanto, a las alineaciones orográficas.

Finalmente hay que citar, en los puntos culminantes de la cordillera, la existencia de formas glaciares, formas que se desarrollan en la divisoria de vertientes, dando a esta zona un aspecto especial que contrasta con la morfología de erosión fluvial y las formas cársticas que son características de los demás sectores de la cordillera.

HISTORIA DE LA GEOLOGIA EN EL ORIENTE ASTURIANO

Los datos geológicos concretos sobre la región estudiada en este trabajo son escasos. Tampoco existen estudios de detalle sobre ninguna de sus zonas. Sin embargo, su emplazamiento dentro de la Cordillera Cantábrica hace que estén relacionados y repercutan directa o indirectamente sobre ella todos aquellos trabajos que traten de algún sector o de algún problema de la zona oriental de Asturias y León. Por ello, esta reseña histórica deberá referirse, en realidad, a la evolución de los conocimientos geológicos de este sector oriental astur-leonés.

1) LAS BASES ESTRATIGRÁFICAS Y CARTOGRÁFICAS

Los primeros datos deben buscarse en los estudios de Verneuil, Schulz, Casiano de Prado, Paillete; trabajos que se desarrollan a partir del año 1831, en que J. Ezquerria, R. Amor, F. Bauza y F. García publican una Memoria sobre las "Minas de carbón de piedra de Asturias".

En esta primera época hay que citar también a Bouvignier, Barrande, Bentabol, Anciola, así como a D'Archiac y Collomb, que publican notas en colaboración con Verneuil, y a Zeiller y Grand'Euri, que posteriormente estudian la flora carbonífera.

En este período, hasta la aparición de los estudios de Barrois, la obra más importante es la de Schulz. Su labor es fundamentalmente cartográfica. Schulz publica un mapa topográ-

fico de Asturias y su "Descripción geológica de la provincia de Oviedo" (1858). Al trabajo de Schulz acompaña un mapa geológico. Este es el principio de la cartografía geológica de Asturias. Así como con Schulz se inicia la cartografía de Asturias, con Barrois se sientan las bases firmes de su estratigrafía. El plan seguido por Barrois difiere fundamentalmente, como él mismo dice, del seguido por Schulz. Las faunas reconocidas son abundantes. Asturias llega a ser una región importante para el conocimiento del Paleozoico. Barrois pretende establecer con claridad la estratigrafía de Asturias y Galicia y estudia, con el detalle propio de su época, las sucesiones estratigráficas. Como resultado de ello, publica varias notas y en 1882 su tesis, que se limita al estudio del Paleozoico. En ella crea un conjunto de niveles a los que asigna nombres locales, nombres que en su mayoría se han mantenido hasta la actualidad.

Ligeramente posteriores a Barrois son los trabajos de Calderón, Mallada y Buitrago, todos también de orientación estratigráfica. Mallada, en la "Explicación del Mapa Geológico de España" (1896, Cámbrico-Silúrico; 1898, Devónico-Carbonífero), sigue la estratigrafía de Barrois.

2) LAS TEORÍAS ALOCTONISTAS

A partir de 1900 se emprenden estudios de carácter tectónico. Hasta esta fecha las referencias tectónicas son escasísimas, hasta el punto de que pueden limitarse a los cortes que acompañan al mapa de Schulz y a los cortes que publica Barrois. Este último señala, en un breve capítulo de carácter tectónico, la existencia de dos fases distintas de plegamiento que sitúa, la una, entre el Carbonífero y Pérmico, y la otra, entre el Eoceno y el Mioceno. Señala también Barrois la existencia de movimientos de basculación de E. a W. y de N. a S., procediendo cada una de las fases de plegamiento respectivamente. No es, sin embargo, más que a partir de 1900 cuando empieza a buscarse una interpretación tectónica para la Cordillera Cantábrica, interpretación que empieza siendo aloctonista.

Es Termier, en 1905, quien publica una breve nota en los C. R. de la Academia de Ciencias de París; en esta nota expone diversas particularidades observadas en la estructura de la Cordillera Cantábrica y afirma que toda la provincia de Santander es un país de mantos posteriores al Numulítico, estructura que, según Termier, se prolonga por Asturias. Después de lanzar Termier sus ideas sobre la aloctonía de la Cordillera Cantábrica, Mengaud emprende su estudio y publica un conjunto de notas, algunas en colaboración con Bertrand, insistiendo en el carácter alóctono de la Cordillera Cantábrica. El sector estudiado por Mengaud es el comprendido entre Llanes y Santander. En 1912 aparecen, además de una serie de notas de Mengaud dedicadas a temas más concretos, varias publicaciones de Bertrand y el propio Mengaud, en las que se pretende ya enjuiciar de un modo más amplio el problema. En ellas se supone la existencia de tres series tectónicas. La serie I, formada exclusivamente por areniscas que considera devónicas y que posteriormente se han identificado con la cuarcita armoricana. Esta serie se apoya, según los autores, sobre la serie II, que comprende desde el Numulítico a la caliza de montaña de edad carbonífera. Todo este conjunto se considera también un manto de corrimiento, si bien secundariamente replegado hasta presentar a veces disposición isoclinal. Además de estas series, en Lebeña se cita todavía la existencia de una tercera serie; se trata de un afloramiento en forma de ojal que deja ver unas margas negras que Bertrand y Mengaud consideran las margas albienses. Por consiguiente, interpretan este afloramiento como una ventana tectónica. De este modo, por debajo de la serie II sitúan todavía una tercera serie, a la que atribuyen igualmente el Triás yesoso-salífero de Cabezón de la Sal. Las series I y II son, según Bertrand y Mengaud, dos mantos de corrimiento; sobre la serie III señalan la posibilidad tanto de que sea un nuevo manto como de que pertenezca al zócalo autóctono.

Una vez aceptada la existencia de estos mantos de corrimiento el problema que se trata de resolver es el de su origen. A este respecto, si bien en el manto segundo señalan la presencia de accidentes vergentes al S., Bertrand y Mengaud se inclinan por el origen meridional. Asimismo, en las notas más

recientes se inclinan a considerar la serie tercera como alóctona y equivalente a alguna de los mantos norpirenaicos. Como consecuencia, concluyen que la Cordillera Cantábrica es la prolongación tectónica de los Pirineos, por lo que la denominan Pirineos Cantábricos.

Más tarde, en 1918, Termier publica varias notas en la Academia de Ciencias de París. En una de ellas se habla de la zona de Careses-Fresnedo. Termier señala la edad carbonífera de las Peñas de Careses y la anomalía que representan estas masas de caliza de montaña en una zona liásica. La interpretación de Termier es completamente autoctonista; considera que se trata de anticlinales extrusivos. Otras notas de Termier se refieren al Carbonífero de Arnao, donde cita la presencia de una milonita de varios metros, mientras, en conjunto, el Carbonífero forma un simple pliegue tumbado al SE., pliegue que, según Termier, no basta para explicar la importancia de la milonita. Por otra parte, considera al Carbonífero de Arnao más antiguo que el de la Cuenca Central Asturiana y concluye que el contacto Carbonífero-Devónico es en Arnao una superficie de cabalgamiento. Por lo que respecta a la edad del Carbonífero de Arnao, ya Schulz señala sus diferencias con el de la Cuenca Central y su semejanza con el de Tineo, interpretación aceptada por Barrois; Geinnitz y Zeiller determinan la flora de Arnao y la clasifican como del Carbonífero superior; Termier, por el contrario, considera este Carbonífero como inferior al de la Cuenca Central, idea que es rectificada más tarde por Patac, que vuelve a la primitiva interpretación, abandonada por Termier sin motivos fundados. Para Termier, en el N. de Asturias se produjeron fenómenos de corrimiento al finalizar el depósito de las últimas capas westfalienses. Con posterioridad, tuvo lugar el plegamiento general, de edad estefaniense. Teniendo en cuenta estas conclusiones, Termier enjuicia las características tectónicas de la Cordillera Cantábrica y analiza las observaciones de Bertrand y Mengaud a la luz de las suyas propias.

Termier señala la existencia de dos direcciones en las estructuras tectónicas, unos haces de dirección NNE.-SSW. o NE.-SW. y otro E.-W.- o bien ESE.-WNW. La primera de estas direcciones la considera estefaniense; la segunda, alpídica. A esta última

dirección pertenecen la banda sinclinal cretácica que va de Oviedo a Cangas y la zona anticlinal de Peñas Careses. Considera también alpídicos los pliegues E.-W. que se desarrollan en el paleozoico de la vertiente leonesa, así como la alineación de la banda cretácica entre La Robla y Aguilar del Campo. Para Termier, las dos cordilleras no se cruzan, se superponen; la orogénesis pirenaica, más importante, ha modificado la estructura de los primitivos pliegues y les ha hecho tomar dirección E.-W.

Termier, al haber estudiado una zona más occidental que la estudiada por Mengaud, se da cuenta de que todos los terrenos están ligados entre sí, por eso plantea dos problemas: ¿Hay plegamiento preliminar al plegamiento pirenaico? ¿Hay corrimientos postnumulíticos? En esta nota, Termier parece dudar de la realidad de tales corrimientos; sus observaciones le llevan a afirmar que todos los terrenos, excepto el hullero de Arnao, están ligados unos a otros. Por otra parte, todo este conjunto equivale a lo que en Santander es el manto segundo de Bertrand y Mengaud. Termier concluye que si la ventana de Lebeña es, en efecto, una ventana tectónica y si en realidad la serie segunda es un manto de corrimiento, esta conclusión debe extenderse a toda Asturias. Señala asimismo que la resolución definitiva de este problema estará en el estudio detallado de la banda cretácica de La Robla. A pesar de todas estas dudas, Termier resume la tectónica de la Cordillera Cantábrica en cuatro fases: 1) Corrimientos anteestefanienses con Arnao como único testigo. 2) Plegamiento estefaniense dando lugar a haces de pliegues apretados. 3) Corrimientos postnumulíticos de edad imprecisa, resultados de un empuje de N. a S. 4) Plegamiento pirenaico posterior a este corrimiento, dando lugar a pliegues de dirección E.-W., o bien, ESE.-WNW. Termier considera que los mantos de corrimiento proceden del N.; en esto difiere de Bertrand y Mengaud, que les asignaban una procedencia meridional. Para Termier, los empujes son de N. a S., y los corrimientos representan el avance del país cantábrico sobre la región tabular de Castilla. Este diferencia entre la interpretación de Termier y la de Bertrand y Mengaud, deriva de la observación, por parte del primero, del contacto mecánico entre la franja cretácica de La Robla y el conjunto paleozoico cantábrico, contacto que interpre-

ta como frente del manto de corrimiento. Finalmente, Mengaud (1920) publica su tesis, en la que da como definitivamente sentada la existencia de estos mantos de corrimiento. La tesis de Mengaud no se reduce, sin embargo, a la interpretación aloctonista de la Cordillera Cantábrica, ya que en ella existe una primera parte de carácter estratigráfico, parte que ocupa más de la mitad de su libro. Así pues, actualmente, si bien completamente abandonadas las interpretaciones aloctonistas de la Cordillera Cantábrica, la obra de Mengaud representa una base para el conocimiento estratigráfico del mesozoico de la zona en ella estudiada.

3) LAS NUEVAS APORTACIONES. RECTIFICACIONES TECTÓNICAS ESTRATIGRÁFICAS.

Simultáneamente a los trabajos citados o ligeramente posteriores, aparecen un conjunto de publicaciones de autores españoles. Entre ellos cabe citar las de E. Hernández-Pacheco, de los años 1912, 1913. Hernández-Pacheco combate la idea de Bertrand y Mengaud de que la Cordillera Cantábrica sea la prolongación del Pirineo, y señala en sus trabajos los motivos en que fundamenta su opinión. Estos trabajos son, sin embargo, de síntesis o bien de carácter general.

Es Adaro quien en esta época da la aportación más importante al conocimiento de la geología cantábrica. Su obra fundamental aparece en 1916, es decir, al año siguiente de su muerte, recopilada y completada por Junquera. En ella se estudian principalmente los criaderos de hierro. Sin embargo, el aspecto más importante de la obra de Adaro es el aspecto cartográfico. Juntamente con su estudio sobre los criaderos de hierro de Asturias, se publica un mapa general a escala 1:400.000, y otro de detalle de la zona ferrífera central. Más tarde, en 1926, se publica un atlas de la cuenca minera, cuyo texto, que Adaro dejó sin redactar, no llega a publicarse. En este atlas figuran un mapa de la Cuenca Central Asturiana a escala 1:100.000, uno a 1:25.000 de la cuenca del Nalón y dos a escala 1:10.000, también de la zona del Nalón. Estos mapas significan la interpre-

tación de la estructura de plegamiento herciniano y son el primer paso firme dado en el conocimiento tectónico de Asturias, de manera que en la actualidad continúan siendo la base de todo estudio sobre Asturias. Desde el punto de vista estratigráfico, la labor de Adaro es, en cambio, escasa y se limita a alguna ligera modificación en las series dadas por Barrois.

Posteriormente a Adaro, son principalmente Cueto Rui-Díaz y Patac quienes continúan el estudio de la Cordillera Cantábrica. El primero, con obras de síntesis; el segundo, orientado principalmente al estudio del Carbonífero. A medida que el conocimiento geológico de la Cordillera Cantábrica va siendo mayor, las ideas aloctonistas se ven cada vez menos en consecuencia con los hechos observados. Adaro señala la posibilidad de una explicación tectónica más sencilla, y en su corte a través de Lebeña expresa una interpretación autoctonista. E. y F. Hernández-Pacheco combaten también en diversas publicaciones esta interpretación, e igualmente hace Patac, quien ataca, no sólo la idea de los corrimientos postnumulíticos, sino también la interpretación de Termier para el Carbonífero de Arnao. Kegel (1927) rechaza igualmente estas hipótesis. Ciry publica por esta misma época una notas sobre el borde meridional y oriental del macizo primario asturiano. En estas notas, si bien son principalmente de carácter estratigráfico, Ciry señala también la disconformidad entre sus observaciones y las hipótesis aloctonistas. El mismo Mengaud, en 1932, publica una breve nota en la que abandona su primitiva interpretación aloctonista.

Poco más tarde (1934), aparece la obra de Karrenberg, dedicada al estudio de los sedimentos secundarios y terciarios y a la tectónica alpídica. En esta obra se señala por primera vez la importancia de la tectónica de fracturas en el sector asturiano de la Cordillera Cantábrica.

Asimismo, estos últimos estudios obligan a abandonar la primitiva idea de que la orogénesis alpídica había rectificado las alineaciones hercinianas, dando lugar a los pliegues orientados E.-W.

Desde el punto de vista más estrictamente estratigráfico, hay que citar, además, los trabajos de Patac sobre el Carbonífero, los de P. Hernández-Sampelayo, de Quiring, de Ciry sobre

el Secundario y Terciario de la parte de León, Burgos y Palencia, de Gómez de Llarena principalmente sobre el Terciario de la cuenca de Oviedo.

Los de Comte, que estudia, en especial, las formaciones devónicas de León. Delépine, que investiga las faunas marinas del Carbonífero y rectifica la edad de la serie caliza con que empieza dicho período, problema el de la edad de esta serie caliza, que ha suscitado numerosas discrepancias. Igualmente ha sido objeto de viva discusión la edad de las areniscas y cuarcitas del oriente de Asturias, principalmente en los últimos tiempos, entre Hernández-Pacheco y P. Hernández-Sampelayo. Las opiniones emitidas sobre estos problemas serán tratadas en la parte estratigráfica correspondiente.

4) LAS ÚLTIMAS INVESTIGACIONES.

Finalmente cabe citar, en capítulo aparte, las últimas investigaciones, que se caracterizan por ser estudios regionales detallados. A este respecto, hay que citar los estudios de Almela, Alvarado, García Fuente, Ríos, sobre diversas zonas de ambas vertientes de la cordillera, con mapas geológicos a escala 1:50.000 varios de ellos.

También los estudios de Wagner y Wagner-Gentis, en la cuenca del Pisuerga, y los de De Sitter, con un carácter más de síntesis. En el aspecto cartográfico deben destacarse los mapas de Llopis sobre los alrededores de Oviedo y sobre la cuenca minera, mapas levantados con un criterio a la vez cronológico y de facies. Tampoco se ha descuidado en estos últimos tiempos el aspecto morfológico, si bien ha sido tratado con menos frecuencia, de modo que puede decirse que es el menos estudiado de la cordillera. Obermaier (1914), Cueto Rui-Díaz (1926), Gómez de Llarena (1927), Stickel (1929), Scheu (1930), Vosseler (1931), se habían ocupado ya de este tema, si bien en la mayoría de los casos tan sólo muy a grandes rasgos. Ultimamente, P. Hernández-Sampelayo y F. Hernández-Pacheco se ocupan del problema de las rasas litorales, y Llopis, de la morfología de la vertiente norte de la Cordillera Cantábrica, en la zona central de Astu-

rias. Estas últimas investigaciones señalan, pues, una época de estudios de detalle, de tipo monográfico, estudios en los cuales la cartografía ocupa un lugar cada vez más predominante.

Finalmente cabe citar algunos estudios sobre el Cuaternario, realizados con motivo del Congreso Internacional de 1957, que tuvo lugar en España.

LOS MATERIALES

A) GENERALIDADES

La estratigrafía se referirá principalmente al Carbonífero, período que en la zona estudiada está ampliamente representado, de tal modo, que es su principal constituyente. Además del Carbonífero no existen otras formaciones, sino las cuarcitas masivas, notablemente desarrolladas en todo el sector asturiano y leonés de la Cordillera Cantábrica y unos retazos, reducidísimos, probablemente de Triás; fuera ya del área propiamente objeto de este estudio, se encuentra un núcleo devónico formando parte de una unidad vecina. La cuarcita se caracteriza por su uniformidad. Se presenta en potentes masas compactas y con sólo ligeras intercalaciones de pizarras o conglomerados. Estas intercalaciones, así como las diferencias de tonalidades o la presencia de zonas más arenosas, no bastan para romper el aspecto uniforme y constante de todos los cordales de cuarcitas. Sólo por debajo de ellas aparecen a veces unas capas de pizarras bastantes desarrolladas. El Carbonífero, en cambio, presenta mayor variedad; está formado por un conjunto de paquetes de calizas, pizarras, areniscas y conglomerados, a veces masivos, a veces en bancos alternantes. Así pues, después de unos breves capítulos destinados a la descripción del Devónico y de los niveles inferiores, se emprenderá el estudio del Carbonífero, al que estará dedicada casi toda la primera parte de este trabajo.

Por lo que respecta a la ordenación seguida en la descripción estratigráfica, se ha tenido en cuenta el tipo de relieve del

país y la distribución de los diversos afloramientos. Como ya quedó indicado al hacer el esbozo morfológico, las unidades orográficas no guardan relación con el trazado de los valles. Por ello ha sido necesario escoger entre un criterio hidrográfico o un criterio orográfico, entre seguir una descripción tomando como base los cursos fluviales o bien las alineaciones de montañas y las zonas deprimidas ocupadas por núcleos de población. Este último sistema parece ser el más apropiado, ya que de este modo, además de seguir unas unidades naturales, se siguen también unas unidades geológicas, por cuanto existe una relación entre las alineaciones montañosas y la primitiva estructura herciniana. Por este motivo, siguiendo este criterio, se consigue una mayor claridad de exposición.

B) LA CUARCITA MASIVA

En toda la región estudiada, por debajo de la griotte con que empieza el Carbonífero, aflora un potente conjunto de cuarcita masiva, tan sólo alguna vez interrumpido por algún banco de pizarras o conglomerado; estas intercalaciones son poco potentes, en especial las de pizarras. Tan sólo en determinadas localidades aparece por debajo de la cuarcita masiva una serie más compleja, formada por capas cuarcíticas, pizarras e incluso capas de caliza metamórfica.

Esta cuarcita se encuentra uniformemente distribuída por toda la región. Aflora en forma de franjas alargadas, orientadas en diversas direcciones. Su característica es la uniformidad, sin que se observen en ella facies locales diferenciadas.

Para su estudio se consideran dos zonas, zonas que responden simplemente a una distribución de los afloramientos y que son: la nordoriental y la meridional. La primera de ellas es la que se sitúa al NE. del gran núcleo carbonífero de Beleño; está formada por dos grupos de sierras: al NE. las sierras de Faces, Tresiero y relieves próximos, y al SW. por los montes del Infierno, Sierra de Aves, sierras de Maranguero y Carangas y Pico

Pierzo. Una franja, aproximadamente N.-S., pone en relación esta zona con los afloramientos meridionales de cuarcitas. La zona meridional está formada por los relieves de las cuencas altas del Nalón y del Sella, en la vertiente N., y por las altas cuencas del Esla y Porma, en la vertiente S.

1) LA ZONA NORDORIENTAL.

En esta zona hay tres buenos cortes, que muestran la composición de la serie cuarcítica. Uno de ellos puede obtenerse en la confluencia de los ríos Dobra y Sella. Se trata de un corte bastante completo. En él, no sólo puede reconocerse toda la masa de cuarcita, sino que puede estudiarse también el conjunto de pizarras, capas cuarcíticas y calizas metamórficas inferiores a las cuarcitas. Por ser el corte más completo se estudiará en primer lugar. En él la sucesión es la siguiente:

Techo: serie griotte.

IV. Nivel superior de cuarcita masiva	Cuarcita blanca	200 m.
	Capas más o menos cuarcíticas en bancos de 40 cm. como máximo, alternando con cuarcita y pizarra	5 "
	Cuarcita	40 "
	Conglomerado cuarzoso de cantos hasta de 5 cm.	1 "
III. Nivel con conglomerados	Arenisca cuarcítica y conglomerado de grano inferior a 1 cm.	1 "
	Arenisca cuarcítica con algún canto esporádico de 15 cm.	5 "
	Conglomerado cuarzoso de cantos entre 1 y 3 centímetros hacia el techo y de hasta 5 centímetros hacia la base	3 "
	Cuarcita con algún canto esporádico	0,5 "
	Conglomerado cuarzoso de cantos de 5 cm.	1 "
	Cuarcita con cantos rodados, localmente formando acumulaciones	3,5 "
	Cuarcita blanca o de tonos claros	65 "

II. Nivel de pizarras metamórficas y cuarcitas.	Arenisca micácea de tonos claros y arenisca cuarcítica alternando con cuarcita verdosa. Es frecuente la estratificación cruzada.	100	"
		Pizarra verdosa micácea y capas arenosas micáceas de tonos ocres	20
I. Nivel inferior con caliza mármorea	Serie alternante de capas arenosas, micáceas, de color ocre y cuarcita de colores oscuros.	70	"
		Pizarra con capas arenosas y algún nódulo de caliza	40
	Caliza, a veces cristalina, con estructuras en malla	20	"

YACENTE.

Esta serie presenta la composición típica del conjunto cuarcítico, con una parte superior casi exclusivamente cuarcítica y una serie inferior (niveles I-II) con pizarras y hacia la parte baja calizas, generalmente metamórficas; estas calizas afloran en el mismo pueblo de Vis. Es de destacar también que la parte alta de la serie cuarcítica es de tonos claros, incluso blanca, mientras que la parte baja es de color algo más oscuro; es en esta parte baja donde se sitúan las capas de conglomerados, cuando aparecen.

Otra buena serie se encuentra en el valle del Ponga, en la Sierra de Maranguero, donde llegan a aparecer las calizas metamórficas, al igual que ocurría en Vis; las capas más inferiores de la cuarcita masiva y su tránsito a los niveles de pizarras y calizas pueden observarse en el ramal de Carangas, que corta en varios puntos la parte inferior del conjunto. La sucesión que se obtiene es:

TECHO.

Nivel de cuarcitas compactas	Cuarcitas masivas blancas, en especial hacia el techo	400	m.
----------------------------------------	--------------------------------------------------------------	-----	----

Nivel de pizarras metamórficas y cuarcitas.	zarras	10	m.	
	Cuarcitas verdosas, con intercalaciones de pizarras compactas, a veces verdosas	15	"	
	Cuarcitas en bancos de 10 a 20 cm., con alguna intercalación pizarrosa que pasa, hacia la base, a una pizarra con algún banco de cuarcita	7	"	
	Cuarcita compacta hacia la parte alta y con pizarras cada vez más frecuentes, hacia la parte baja	5	"	
	Cuarcita que hacia la base se presenta en bancos cada vez más delgados	2	"	
	Pizarras con intercalaciones de cuarcitas	4	"	
	Pizarras y cuarcitas	60	"	
	Pizarras con algún banco de cuarcitas	40	"	
	Nivel inferior con calizas mármreas	Caliza metamórfica, a veces rojiza, con bancos de pizarra rojiza	5	"
		Pizarra	0,5	"
Caliza mármorea y pizarras		3	"	
Pizarras y calizas rojas mármreas... ..		5	"	
Caliza gris mármorea		3,5	"	
	Caliza y pizarra roja	7	"	

YACENTE.

Esta serie es en todo comparable a la de Vis, tan sólo que en ésta faltan los bancos de pudingas.

La tercera serie se corta en el valle del río de Cándamo. En ella tampoco se encuentran los niveles de pudingas, en cambio está bien desarrollado el metamorfismo en las capas basales. La serie, según el citado río de Cándamo, es:

TECHO: griotte.

Nivel de cuarcitas compactas.	Cuarcitas masivas	170	m.
-------------------------------	--------------------------	-----	----

Nivel de pizarras metamórficas y cuarcitas.	Pizarra con alguna capa de cuarcita	1 m.
	Cuarcitas	1 "
	Pizarras	0,2 "
	Cuarcitas	30 "
	Pizarras	0,4 "
	Arenisca ferruginosa	1 "
	Pizarra	0,2 "
	Arenisca, pizarra y cuarcita, alternando en bancos delgados	3 "
	Cuarcitas, areniscas y pizarras metamórficas.	30 "
	Pizarras con algún banco de cuarcita	20 "
Nivel inferior con caliza mármorea	Caliza con intercalaciones finas de pizarra, a veces muy cristalinas	10 "
	Pizarras con cuarcitas	20 "
	Pizarras con nódulos calizos que pasan, hacia la parte baja, a una caliza con estructura reticular	4 "
	Caliza azulada, verdosa y rojiza, muy metamórfica	3 "
	Caliza azul con bancos de pizarras	3 "

YACENTE.

Siguiendo por el valle, en sentido descendente, se encuentran aún otros niveles calizos, pero es posible que se trate de tectonizaciones.

Los niveles más altos pueden reconocerse bien en el valle vecino, es decir, en el Valle de Viego. Allí se encuentra la siguiente serie:

TECHO: griotte.

Pizarras	6 m.
Cuarcita	3 "
Cuarcita con cantos rodados esporádicos ...	5 "
Cuarcita	8 "
Pizarra	2 "
Cuarcita	30 "
Pizarras con algún banco cuarcítico intercalado	2,5 "

YACENTE: cuarcita masiva.

Este corte pone de manifiesto la existencia de un nuevo nivel en el techo de la cuarcita masiva más fuertemente detrítico

que el resto de la serie; no obstante no llegan a diferenciarse bancos de conglomerados como en el nivel próximo a la base que aparecía en el Dobra.

2) LA ZONA MERIDIONAL.

En la zona meridional, la sucesión más completa se presenta en Pozúa, cerca del puerto de Pontón. La serie obtenida es la siguiente:

TECHO: griotte.

Nivel de cuarcita masiva ..	Cuarcita blanca	150 m.
Nivel de cuarcitas y pizarras. . . .	Pizarra verdosa en capas de 3-4 cm. y capas cuarcíticas	100 "
Nivel inferior con calizas ..	Caliza gris y calcosquistos con estructura en malla	25 "
	Pizarra deleznable y cuarcitas en lascas	60 "
	Pizarra oscura con alguna intercalación de caliza y cuarcita	10 "
	Caliza gris y calcosquistos con estructura en malla	15 "
	Pizarra, pizarra cuarcítica y cuarcita	40 "

YACENTE.

Esta serie es parecida a las obtenidas para la zona nort-oriental; en ella, como en todas las series descritas, la cuarcita masiva se sitúa en la parte superior y es, además, en los niveles más altos donde se encuentran las cuarcitas de tonos más blancos. En la carretera de Tarna, en el túnel que existe cerca del pueblo, se distinguen dos niveles en la cuarcita masiva: uno superior, de 150 m., de cuarcitas blancas, y otro inferior, de unos 100 m., formado por cuarcita gris y pardusca; en el nivel superior se encuentran a veces zonas de cantos rodados, aunque sin llegar a formar bancos diferenciados de conglomerados.

En la Sierra del Mongayo se distingue también un nivel superior de cuarcita blanca con potencia de 200 m. y con una zona de cantos rodados en la parte alta; por debajo aparece una cuarcita más oscura que, hacia la base, alterna con pizarras, cada vez más abundantes, hasta llegar a predominar sobre las cuarcitas; es frecuente en esta serie inferior la estratificación cruzada; su potencia es de unos 200 metros.

Un nuevo corte con las mismas características puede obtenerse según el río Porma, antes de Puebla de Lillo. La sucesión que se corta es:

TECHO: griotte.

Cuarcita blanca... ..	100	m.
Cuarcita gris o blanca y cuarcita de tonos oscuros, a veces algo ferruginosa. Los tonos blancos predominan en la parte alta, mientras que hacia la parte baja la cuarcita se hace más estratificada y más oscura... ..	200	"
Cuarcita con intercalaciones esporádicas de pizarra de 20 cm. de espesor, es frecuente la estratificación cruzada... ..	15	"
Pizarra y cuarcita bien estratificada	3,5	"
Cuarcita bien estratificada y pizarra, con estratificación cruzada. Hacia la base las pizarras son cada vez más abundantes... ..	30	"

YACENTE.

Estas series se diferencian tan sólo de las dadas para la región nordoriental en que en ellas no aparecen niveles calizos. Este hecho, no obstante, puede ser debido a que no se corten niveles suficientemente bajos.

3) EL PROBLEMA DE LA CUARCITA

La cuarcita masiva ha suscitado desde antiguo muy diversas opiniones por lo que se refiere a su edad. La presencia de importantes masas de cuarcita es una característica común para todo Asturias; sin embargo, ha habido desacuerdo no sólo en la edad que debe atribuírseles, sino incluso en si debe asignarse

una misma edad para todas ellas. Schulz (1858) considera carboníferas las cuarcitas del oriente de Asturias y las separa, por tanto, de las potentes masas cuarcíticas del sector occidental, que coloca en el Silúrico inferior. Barrois (1882) continúa considerando diferentes ambos conjuntos de cuarcitas, creando el nombre de areniscas de "Cabo Busto" para el conjunto occidental y el de "areniscas de Cué" para el oriental, y colocándolos respectivamente en el Silúrico inferior y Devónico superior. La determinación de Barrois se basa en la posición estratigráfica de ambos conjuntos al observar que mientras las cuarcitas de "Cabo Busto" están por debajo de una serie de pizarras de edad ordoviciense, la "arenisca de Cué" se encuentra constantemente por debajo de la caliza griotte con que empieza el Carbonífero. Barrois considera que la sedimentación ha sido continua; es por ello que al observar que estas cuarcitas se encuentran siempre por debajo de la caliza "griotte", Barrois les asigna edad devónica. No obstante, en Tornin, en el valle del Sella, cita en bloques desprendidos la presencia de *Scolithus linearis*, hecho que explica suponiendo que los bloques proceden de afloramientos silúricos de las montañas de León. Quiroga (1887) piensa en una posible edad cámbrica debido al hallazgo de *Scolithus*. Mallada (1896-1898) y Mengaud (1920), siguiendo a Barrois, colocan en el Devónico los niveles correspondientes a la arenisca de Cué. Es Adaro (1916) quien rectifica estas atribuciones y coloca en el Silúrico todas las cuarcitas masivas de Asturias, creando para ellas el término de "cuarcita de los Cabos". Hernández Sampelayo (1928) sigue esta atribución.

Más recientemente ha vuelto a surgir la discusión sobre la edad de estas capas. Sáenz-García (1943), en una nota sobre el Devónico palentino, insiste de nuevo sobre la edad devónica de la "arenisca de Cué", y más tarde (1944) cita fósiles que demuestran la edad devónica de las cuarcitas de Camporredondo (Palencia). Surge entonces una discusión (*Bol. de la R. Soc. Española de Hist. Nat.*, 1935), en la que Sáenz-García señala la identidad de la cuarcita de Camporredondo, Oseja de Sajambre y todo el oriente de Asturias, idea combatida por Hernández Sampelayo. Hernández-Pacheco (E.) y Hernández-Pacheco (F.)

citan (1935, 1936) la existencia de cuarcitas intercaladas en la caliza carbonífera, completamente concordantes con ella e incluso con capas de hulla, así como el hallazgo de un canto de cuarcitas con un tallo de *Lepidodendron* (1935). Estas ideas han sido repetidamente combatidas por Hernández-Sampelayo, que considera silúricas todas las formaciones cuarcíticas del oriente de Asturias (Hernández-Sampelayo, 1929, 1936, 1942, 1949; Hernández Sampelayo, P., y Kindelán, J. A., 1950). En la región estudiada en este trabajo, y probablemente también en todo el oriente de Asturias, las cuarcitas masivas se encuentran siempre por debajo de la serie griotte. En el Carbonífero se han encontrado intercalaciones cuarcíticas a veces ligadas a zonas calizas, otras en el techo de las mismas, pero la importancia de las mismas es siempre muy inferior a las grandes masas de cuarcitas inferiores a él. La cuarcita masiva se reconoce siempre en esta zona separada de la caliza de montaña por unos metros de griotte, serie que en Asturias constituye la base del Carbonífero.

La edad silúrica de la cuarcita inmediatamente inferior a la griotte ha sido aceptada por la mayor parte de los autores que se han ocupado últimamente de la geología asturiana (Comte, 1938; Delépine, 1932; Llopis-Lladó, 1954 a, 1954 c). Por lo que se refiere al Devónico de León, son frecuentes en él los niveles cuarcíticos (Quiring, 1935, 1939; Comte, 1936 a 1936 b, 1938 a, 1938 c; Sitter, L. U. de, 1955; Wagner, 1955). El problema que se plantea aquí es el de la comparación de las series de la región estudiada con las cuarcitas devónicas de León y con las cuarcitas de Asturias. Recientemente Schindewolf y Kullmann (1958, a, b) han considerado de nuevo las cuarcitas del Sella como posteriores al Silúrico y la comparan con la cuarcita devónica de la vertiente. No obstante, en Oseja, a diferencia de la vertiente S., concretamente en la cuenca del Montó, faltan las capas famenienses y la cuarcita se encuentra debajo de la serie griotte; por ello los autores citados asignan a la cuarcita una edad tournaisiense o anterior.

La observación del terreno demuestra que toda la cuarcita masiva está ligada entre sí. Es decir, que se trata de un nivel de cuarcitas único que debe relacionarse con las cuarcitas de

Pajares, estudiadas por Llopis (1954), así como con los niveles del Suevo y en general con todas las cuarcitas que en el oriente asturiano se sitúan por debajo de la serie griotte, y en las cuales se ha citado *Cruziana*, *Scolithus*, *Tigillites* (Delépine, 1932); Hernández Sampelayo, 1928, 1936, 1940). Todos estos restos atestiguan una edad silúrica, pero además, en Pajares estas cuarcitas se colocan por debajo de la serie devónica, que se interpone entre ellas y la caliza de montaña.

Las cuarcitas devónicas afloran en la región estudiada, tan sólo en el ángulo SE., en la zona de Casasuertes. Sus características se verán en los capítulos siguientes.

Este Devónico de Casasuertes se encuentra notablemente próximo a Pozúa, donde el Carbonífero se apoya sobre la cuarcita masiva. Este hecho, unido a las facies cuarcíticas del Devónico, podría hacer pensar, con García-Sáenz, en la equivalencia de ambas series. Sin embargo, este hecho llevaría a modificar la edad de todas las cuarcitas del oriente asturiano, ya que, como se dijo antes, todas ellas se hallan ligadas, no sólo por identidad de facies, sino incluso por continuidad de afloramientos, mientras que entre Pozúa y Casasuertes no existe continuidad y además las facies no son del todo iguales.

Así pues, siguiendo el criterio clásico, en este trabajo se considera como silúrica la cuarcita masiva.

4) CONCLUSIONES

En toda la región estudiada se encuentra un conjunto cuyo elemento más destacado es la cuarcita masiva, cuarcita que ocupa la parte alta de la serie, mientras que en la parte baja aparecen pizarras, areniscas e incluso calizas; estos niveles inferiores suelen ser metamórficos. Por lo que se refiere a las cuarcitas masivas que ocupan la parte alta del conjunto, la uniformidad no es tampoco total; en ellas se encuentran intercalaciones de pizarras, si bien poco potentes, y algún banco de conglomerados; éstos suelen situarse en el techo o hacia la parte baja de la formación.

C) DEVONICO

El Devónico está limitado a la zona SE.; en todo el resto de la región, sobre la cuarcita silúrica se apoya la caliza de facies "griotte", con la que empieza el Carbonífero en Asturias. Tan sólo en Cuénabres existe una importante serie devónica, serie que alcanza una considerable potencia y que sigue hacia el E., fuera ya de la región estudiada. Más al NW. o al W. esta serie desaparece.

1) ZONA DE CUÉNABRES-FREÑANA

En esta zona puede observarse una buena sucesión estratigráfica en la parte S., es decir, en Casasuertes y Cuénabres. Al N. en Freñana y Gildar, existe una tectonización violenta que no permite obtener buenas series estratigráficas.

La zona de Casasuertes la constituye un anticlinal laxo. Una capa de calizas que pasa por el mismo pueblo de Casasuertes destaca netamente y puede tomarse como excelente nivel guía. Esta capa caliza se tomará aquí como punto de partida para la serie devónica; por debajo de ella se desarrolla todavía una serie compleja, asimismo devónica, que se extiende hacia el E., fuera de la región estudiada. La sucesión entre Casasuertes y Cuénabres es la siguiente:

	Cuarcita	8	m.
	Pizarras y pizarras cuarcíticas	100	"
	Cuarcita	10	"
	Pizarra cuarcítica	40	"
	Caliza	8	"
	Pizarra y cuarcita	100	"
Serie cuarcítica de Peña Corolla.	Cuarcita con intercalaciones de pizarra	25	"
	Pizarra	50	"
	Cuarcita	50	"

	Pizarra oscura y verdosa alternando con capas arenosas y cuarcíticas	30	m.
	Pizarras parduscas, y pizarra, a veces algo calcosquistosa	30	"
	Pizarra y cuarcita alternando	40	"
	Cuarcitas	5	"
	Pizarra negra	1	"
	Cuarcita	1,5	"
	Cuarcita y pizarra negra alternando	2	"
	Pizarras oscuras	8	"
	Cuarcitas con intercalaciones de pizarras	6	"
	Pizarras oscuras	7	"
Intercalación caliza de Casasuertes.	Pizarra calcosquistosa	2	"
	Caliza gris	8	"
	Cuarcita alternando con pizarra	10	"
	Pizarra negra	10	"
	Calcosquistos y pizarras	10	"
	Caliza gris	20	"
	Calcosquistos	5	"

YACENTE: PIZARRAS.

La serie caliza de Casasuertes destaca netamente, y forma conjuntamente con los niveles de cuarcitas que se le superponen, los relieves que rodean y cierran la zona deprimida de Casasuertes, a saber: la Rasa de Cuenca, al S., y Peña Corolla, al N. Entre ambos relieves discurre de E. a W. el río Onza, formando un desfiladero al cortar los niveles resistentes; al W. de Peña Corolla se abre el valle de Cuénabres, zona deprimida excavada en el conjunto predominante pizarroso que forma la parte alta de la sucesión descrita.

Esta serie puede seguirse en sentido ascendente al W. del río Flañisquera, que forma el valle de Cuénabres. Por encima de la serie descrita se desarrolla un conjunto predominante pizarroso de 200 m. de potencia, sobre el que se apoyan 80 m. de calizas; el techo de estas calizas lo forman nuevamente pizarras y cuarcitas, de unos 30 m. de potencia; por encima de estas pizarras no puede ya seguirse la sucesión estratigráfica por desarrollarse una zona fuertemente triturada. Más al NE., si bien persiste una tectónica violenta, los pliegues se hacen más regulares, por lo que es posible obtener nuevas series.

Las capas más inferiores afloran en la cabecera del valle de Freñana, junto a la majada, y están constituídas por cuarcitas y pizarras sobre las que se apoya un conjunto de calizas y calcosquistos en los que se encuentra el chozo de Freñana, y que más al N. se continúan entre los valles de Freñana y La Jundera. En esta zona puede obtenerse la siguiente sucesión:

Pizarras y areniscas	50	m.
Arenisca	10	"
Calcosquistos	5	"
Pizarras	50	"
Cuarcitas	3	"
Pizarras	10	"
Pizarras y calcosquistos... ..	40	"
Pizarras	30	"
Calizas y calcosquistos	30	"
Pizarras	10	"

YACENTE: Cuarcitas y pizarras.

Por encima de esta serie se encuentra un nuevo nivel de arenisca cuarcítica y cuarcita compacta. Nivel que, si bien roto por multitud de escamas y pliegues, constituye toda la zona cuarcítica que desde Las Arenas se extiende hacia Freñana, Gildar, Cable y se prosigue aún más hacia el E. El nivel de pizarras, calcosquistos y calizas de Freñana se prosigue por el Collado, entre Gildar y la Becerrera de Seroya, donde, por encima del conjunto calizo y calcosquistoso de 50 m. de potencia, se apoyan 100 m. de pizarras que a su vez soportan el nivel cuarcítico.

Sobre estas cuarcitas se desarrolla un nuevo conjunto pizarroso y calizo. Una buena serie puede obtenerse por la Horcada del Oro y Peña Quebrada. En este punto la sucesión es la siguiente:

TECHO: Pizarra.

Caliza nodulosa y pizarra	15	m.
Pizarra con nódulos calizos y calizas en bancos de hasta 1-2 m.	4	"
Pizarra negra	8	"
Pizarra muy hojosa, nodulosa, cada vez más compacta hacia el techo... ..	10	"

Caliza, a veces con facies rojiza	10	m.
Pizarra y caliza roja nodulosa... ..	4	"
Pizarra con nódulos calizos y caliza calcosquistosa alternando en capas de 5-10 m. ...	5	"
Pizarras verdosas muy hojosas, pizarras nodulosas y calcosquistos	70	"
Calcosquistos, calizas con estructura alveolar y pizarras (con fauna).	20	"
Pizarras marrón y verdes, nodulosas en la parte superior.	30	"
Areniscas cuarcíticas y cuarcitas... ..	10	"

YACENTE: Cuarcita (50 m.).

En esta serie son de destacar las pizarras negras y las capas de calizas rojas que, en algunos puntos, parecen adquirir una facies algo griotte; las pizarras negras son pizarras muy hojosas y se encuentran en la parte alta del conjunto. Esta zona, al encontrarse fuera del área relacionada con la cuenca de Beleño, no ha sido estudiada con detalle. Por ello no puede adelantarse nada sobre la edad de estas capas con apariencia griotte. El único dato paleontológico de esta serie se refiere a su parte inferior, que ha dado una fauna del Devónico superior.

En resumen, el Devónico está formado por una serie alterante de pizarras, cuarcitas, calizas y calcosquistos, con una gran importancia de los niveles cuarcíticos y pizarrosos.

En líneas generales, la serie estratigráfica puede resumirse así:

TECHO: Pizarra.

Calizas, a veces en bancos potentes, alternando con pizarras (Peña Quebrada)... ..	50	m.
Pizarras con algunos calcosquistos (Horcada del Oro)... ..	130	"
Cuarcita (Gildar, Ceroya)	50	"
Pizarras y calcosquistos, más abundantes éstos en la base, donde alternan, a veces, con calizas (Freñana)... ..	200	"
Calizas	50	"
Pizarras y pizarras cuarcíticas con intercalaciones de cuarcitas y alguna intercalación caliza (Valle de Cuénabres)... ..	450	"

Cuarcita (Peña Corolla)... ..	100	m.
Pizarras verdosas, negras y parduzcas, alterando con delgadas capas cuarcíticas	130	"
Calizas (Casasuertes)... ..	60	"

YACENTE: Pizarra (Devónico).

Los únicos niveles de esta serie que han dado fauna son los niveles altos, aunque no los más superiores; concretamente, los niveles de pizarras que han proporcionado fauna en la Horcada del Oro y Gildar.

Según clasificación de la Sra. Wagner-Gentis, se trata de: *Baloceras multilobatum*, Beyrich, *Manticoceras* sp., *Tornoceras* sp. y *Sporadoceras* sp., material que indica el Devónico superior.

Más al N. de la zona devónica que acaba de describirse, se encuentra en algunos puntos una serie poco potente que se intercala entre la caliza, pizarra roja y radiolerita que forma la serie griotte, y la cuarcita silúrica. Por la carretera de Oseja de Sajambre al Puerto del Pontón, poco antes del túnel, cerca de Oseja, se corta un conjunto de unos 10 m. formado por caliza azul, pizarras negras y calcosquistos. Estas capas se encuentran representadas en toda la zona de Sajambre, tanto en Pio como en Jario y Neon, al NE. de Oseja. Más al N., en el desfiladero de Los Beyos, en Valdetordos, se encuentra en contacto con la caliza griotte un conjunto de calizas, pizarras, calcosquistos y pizarras negras; conjunto muy tectonizado, de posición estratigráfica dudosa, pero que por su facies parece equivalente al nivel descrito de Oseja de Sajambre; su potencia, como en Oseja, es también pequeña. Estas capas parecen encontrarse en algún punto del valle del Sella (Carmenero, El Picoreto), con potencias siempre entre 10 y 20 m. En cuanto a su edad, en un trabajo anterior se consideró en principio devónica (Julivert, 1953), ya que el Carbonífero de Asturias empieza normalmente con la serie de facies griotte, que se apoya directamente sobre los niveles inferiores. No obstante, Schindewolf y Kullmann (1958, a, b) citan la presencia de *Goniatites* viseenses en la caliza azul amigdaloides con que acaba esta serie y de *Pericyclus*, asimismo viseenses, en Jario, en un nivel inferior.

probablemente equivalente al de pizarras negras, inferiores a la caliza amigdaloides antes citada (ver el capítulo dedicado a la estratigrafía del Carbonífero, valle de Sajambre); así pues, estas capas deben atribuirse al Viseense y por tanto se describirán con él.

2) CONCLUSIONES

Aceptando la edad silúrica para las cuarcitas masivas, debe concluirse que la zona de Casasuertes-Freñana representa el borde de la cuenca de sedimentación devónica. Hacia el WNW., en el Zalambral y Terna, el Carbonífero recubre directamente a las cuarcitas silúricas; se trata, pues, del límite septentrional de Devónico de la vertiente S. de la Cordillera Cantábrica, Devónico que se acuña rápidamente hacia el N. hasta el punto que pasa de una potencia de varios centenares de metros en Cuénabres, a desaparecer en Oseja.

D) EL CARBONIFERO

1) GENERALIDADES

Al iniciarse el capítulo de estratigrafía se indicó ya el criterio a seguir en la ordenación de las descripciones locales. Siguiendo este criterio, destaca en primer lugar una unidad central; unidad estratigráfica, por cuanto constituye un núcleo exclusivamente carbonífero; unidad orográfica, ya que en torno a ella se disponen envolviéndola todas las restantes alineaciones montañosas. Esta zona constituye el verdadero núcleo de la región estudiada. En ella, San Juan de Beleño es el pueblo más importante; a esta primera unidad puede denominársela "núcleo de San Juan de Beleño", ya que en torno a él se dispone un conjunto de unidades periféricas. Dentro de estas unidades pueden distinguirse entre "el reborde NE." y "la zona meridional", el primero formado por un conjunto de sierras y

zonas deprimidas, estrechas y alargadas, de alineación general NW.-SE. La zona meridional, con dos partes bien diferenciadas: la "región del Pontón" y la "región de Tarna".

2) EL NÚCLEO DE SAN JUAN DE BELEÑO

Si bien estratigráficamente forma una sola unidad, geográficamente se distinguen en él dos zonas. Una franja NE., deprimida, de relieves suaves, con los más importantes núcleos de población, y una franja SW. de considerable altitud, ocupada casi exclusivamente por majadas y zonas de pastoreo. Un importante murallón, constituido por la Sierra de Pandemules, La Escalada, Tiatordos, Peña el Saber, Recuencu y Collado Zorro, separa las dos unidades.

a) La franja deprimida.

Está limitada por dos conjuntos de sierras que forman a su vez dos franjas paralelas a ella. Al SW., el ya citado escalón de Pandemules, La Escalada, Tiatordos, Recuencu y Collado Zorro. Al NE., los Montes del Infierno, Sierra de Maranguero, Sierra de Carangas, Valeru, Peña Salón. Ambas alineaciones tienen de común su naturaleza caliza. La franja deprimida de San Juan de Beleño se excava en materiales pizarrosos. El escalón que forma su límite SW. es calizo en su totalidad y constituye, desde el punto de vista estratigráfico, el techo de la formación pizarrosa. El límite NE. está formado asimismo por caliza, pero aunque de características similares, tanto por su facies como por las formas de relieve que origina, esta caliza es de significación distinta: estratigráficamente constituye el yacente de la serie pizarrosa. Por debajo de esta franja caliza se encuentran en contacto normal las cuarcitas, que desempeñan también un papel importante en la formación de las sierras antes citadas. Así pues, un conjunto de cortes paralelos a partir de la cuarcita ilustrará sobre las características estratigráficas de esta primera unidad.

Río del Infierno - Pandemules - Alto Corina.—Partiendo del NW. puede obtenerse un primer corte según el río del Infierno y entre el río Corbera y el collado de Pandemules. La carretera que remonta el río del Infierno corta por encima de la cuarcita la siguiente serie:

TECHO: Pizarras y areniscas.

Caliza gris	3	m.
Dolomías y caliza rojiza... ..	3	"
Caliza gris estratificada... ..	20	"
Caliza negra muy fétida... ..	6	"
Caliza estratificada alternando con bancos de 5-10 cm. de pizarras	15	"
Caliza gris	50	"
Caliza estratificada	20	"
Caliza griotte alternando con pizarras y capas silíceas, especialmente hacia la base.	20	"

YACENTE: Cuarcita.

Por encima de esta serie caliza se desarrolla un conjunto de pizarras y areniscas. En su parte inferior, y en contacto con la caliza subyacente, se encuentran unas capas poco potentes de pizarras rojas y abigarradas; entre los Montes del Infierno y la Sierra de Pandemules se encuentra la siguiente sucesión (figura 2, I), visible a lo largo de la carretera forestal, aunque enmascarada a veces por la tectonización:

Techo: 100 m. de caliza gris compacta.

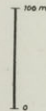
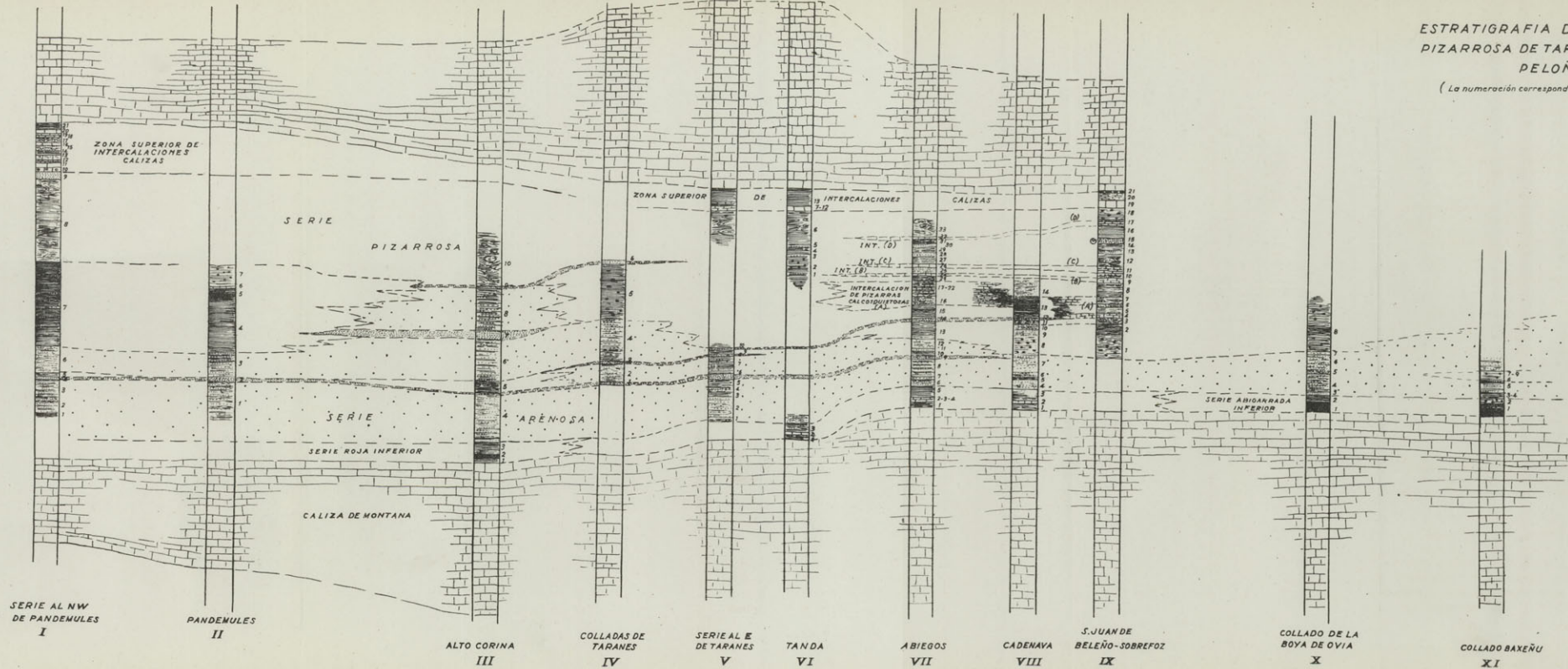
	21.—Pizarra	8	m.
	20.—Caliza compacta... ..	6	"
	19.—Caliza en lajas	4	"
	18.—Pizarra	1	"
Zona superior de intercalaciones calizas	17.—Caliza con intercalaciones de pizarra margosa en forma reticular, lo que a veces le da estructura nodulosa	5	"
	16.—Caliza	3	"
	15.—Arenisca compacta	2	"
	14.—Pizarra con capas de arenisca (especialmente hacia la parte alta) y delgados bancos (4-5 cm.) de pizarra carbonosa ...	8	"
	13.—Caliza con capas de pizarra margosa... ..	5	"
	12.—Pizarras negras y calcosquistos... ..	2	"
	11.—Caliza gris... ..	8	"
	10.—Caliza con crinoideos	2	"
Serie pizarrosa	9.—Areniscas	10	"
	8.—Pizarra, a veces compacta, en lajas y con fractura a veces concoidea y nodulosa, con algunos bancos arenosos	100	"
	7.—Pizarras micáceas de tonos claros y pizarras con alguna capa esporádica de arenisca... ..	100	"
Serie arenosa	6.—Areniscas y pizarras alternando en bancos de 2-3 m. las areniscas y de 5-6 m. las pizarras... ..	30	"
	5.—Pizarras con algún banco de 0,5 m. de areniscas	5	"
	4.—Areniscas	3	"
	3.—Pizarras arenosas deleznales, alternando con capas de areniscas de 10 cm.	10	"
	2.—Arenisca compacta alternando con pizarras	20	"
	1.—Pizarras	2	"

YACENTE: Pizarras rojas y abigarradas.

Esta serie representa el conjunto comprendido entre las dos masas calizas, ya que las pizarras rojas y abigarradas que forman el yacente de la serie tienen tan sólo unos metros y se apoyan sobre la caliza inferior (caliza de montaña); si no han

ESTRATIGRAFIA DE LA FRANJA PIZARROSA DE TARANES-BELEÑO PELOÑO

(La numeración corresponde a las series dadas en el texto)



- Intercalación caliza
- Pizarras y areniscas alternantes
- Carbón
- Pizarras nodulosas
- Pizarras con nódulos y fósiles
- Calcosquistos y pizarras calcosquistosas
- Areniscas
- Pizarras rojas
- Pizarras
- Caliza masiva

SERIE AL NW DE PANDEMULES I

PANDEMULES II

ALTO CORINA III

COLLADAS DE TARANES IV

SERIE AL E DE TARANES V

TANDA VI

ABIEGOS VII

CADENAVA VIII

S. JUAN DE BELEÑO-SOBREFOZ IX

COLLADO DE LA BOYA DE OVIA X

COLLADO BAXEÑU XI

sido incluídas en la serie se debe tan sólo a que la vegetación y los derrubios de pendiente impiden ver con claridad sus características.

Considerando todo el conjunto entre ambas formaciones calizas, pueden distinguirse los siguientes niveles: una parte basal, de unos pocos metros de espesor, formada por pizarras abigarradas; una parte baja, con abundancia de capas de arenisca; una parte alta, casi exclusivamente pizarrosa, y por último la parte más superior, de escasa potencia, como la parte basal, donde destaca la presencia de delgadas intercalaciones calizas.

Es de señalar, además, la relación que parece existir entre la parte más baja de la serie pizarrosa y la parte más superior de la caliza de montaña. A este respecto es interesante observar cómo las facies rojizas se encuentran en las dos series descritas en la zona de contacto; este hecho es de momento tan sólo una observación de detalle, pero más adelante se insistirá sobre ello por la constancia de este nivel abigarrado inferior en la serie pizarrosa. Por lo que respecta a la serie caliza, es interesante señalar también la presencia de delgadas intercalaciones de pizarras, hecho que se encontrará también repetido en otras zonas.

Más al E., en el collado de Pandemules, se observa la siguiente serie (fig. 2, II):

		TECHO.	
Serie pizarrosa	}	7.—Pizarras negruzcas con nódulos limoníticos	30 m.
		6.—Pizarras calcosquistas	2,5 "
		5.—Pizarras oscuras... ..	20 "
		4.—Pizarras, a veces, algo arenosas	60 "
Serie arenosa	}	3.—Pizarras algo arenosas, alternando con areniscas	30 "
		2.—Arenisca compacta... ..	4 "
		1.—Areniscas compactas en bancos de 0,4 m., alternando con pizarras en bancos de 1-2 m.... ..	40 "
		Visibles:	

YACENTE: Serie roja inferior.

Esta sucesión, muy incompleta, corresponde a la parte inferior de la sucesión descrita antes, es decir, a los niveles 1-7 de la serie anterior; la tectonización y el recubrimiento cuaternario no permiten en Pandemules un mayor detalle.

Una sucesión mejor puede obtenerse en el Alto Corina, donde, con excepción de la parte más alta, recubierta por los derrubios de pendiente, puede obtenerse una serie casi completa.

En el Alto Corina la sucesión es (fig. 2, III):

Serie pizarrosa	{	10.—Pizarra a veces algo arenosa, en lajas y con formas nodulosas	Visibles:	50	m.
		9.—Arenisca compacta... ..		2	"
		8.—Pizarra y arenisca alternando en bancos de 0,5 a 1 m.		50	"
Serie arenosa	{	7.—Arenisca compacta... ..		10	"
		6.—Pizarra y arenisca alternando		50	"
		5.—Pizarra micácea alternando con algunas capas de arenisca, pero con predominio de las pizarras		15	"
		4.—Arenisca compacta alternando con pizarra		60	"
Serie roja inferior...	{	3.—Pizarra muy deleznable, verdosa		15	"
		2.—Pizarra roja y verdosa, alternando.		5	"
		1.—Pizarra verdosa		5	"

YACENTE: Caliza de montaña

Este conjunto pizarroso se apoya sobre 180 m. de caliza de montaña, en la cual pueden distinguirse los siguientes niveles:

TECHO: Serie abigarrada

Caliza estratificada oscura, con pátina gris ...	40	m.
Caliza compacta, localmente estratificada, pero generalmente masiva y sin estratificación clara	100	"
Caliza bien estratificada, a veces con estructura disarmónica	40	"

YACENTE.

Esta serie está incompleta por su parte más inferior; sin embargo, tan sólo deben faltar unos pocos metros de caliza de

montaña y la serie griotte. Así pues, con excepción de la griotte, puede considerarse que los 180 m. de caliza representan la totalidad de la caliza de montaña. Por lo que respecta a la serie comprendida entre los dos grandes niveles calizos, puede considerarse, en líneas generales, que está formada en conjunto por unos 400 m. de pizarras y areniscas. En ellas se observan de una manera constante los cuatro niveles descritos en el primer corte, si bien no existe constancia por lo que respecta al límite entre la parte inferior, con abundancia de areniscas, y la parte alta, con pizarras casi exclusivamente; en efecto, en el corte por Alto Corina la serie arenosa alcanza los 200 m. de potencia, mientras que el valle del Corbera tiene sólo alrededor de los 100 m.; por lo que hace referencia a los dos niveles calizos, es de destacar su aumento de potencia hacia el E.; ésta, por otra parte, es aproximadamente igual para la caliza de montaña, base de la formación pizarrosa, que para la caliza que forma su techo.

Zona de Taranes.—Más al SE., en Taranes y Tanda, se mantienen en líneas generales las mismas características. En Las Colladas, al NW. de Taranes, la sucesión que se observa es (figura 2, IV):

Serie pizarrosa	{	6.—Areniscas	5	m.
		5.—Pizarras con nódulos ferruginosos... ..	70	"
Serie arenosa	{	4.—Areniscas con intercalaciones pizarrosas...	60	"
		3.—Arenisca compacta... ..	3	"
		2.—Arenisca con intercalaciones pizarrosas...	20	"
		1.—Arenisca compacta... ..	3	"

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Esta serie corresponde a la parte media del conjunto pizarroso-arenoso. Por debajo de estas capas continúa desarrollándose la parte con predominio de las areniscas. El corte puede completarse, por la parte inferior, al E. de Taranes. Entre el pueblo y el Alto Las Verdinosas, la sucesión es la siguiente (figura 2, V):

Serie arenosa	}	10.—Arenisca compacta micácea... ..	4	m.
		9.—Pizarra parduzca y ocrácea sericitica... ..	5	"
		8.—Arenisca compacta micácea... ..	3	"
		7.—Pizarra parduzca con intercalaciones de areniscas	20	"
		6.—Areniscas compactas	7	"
		5.—Pizarras grises lajosas sericiticas	10	"
		4.—Pizarras con capas de 30 cm. de areniscas...	8	"
		3.—Pizarras grises micáceas muy hojosas ...	5	"
		2.—Areniscas con algún banco de 30-40 cm. de pizarras	25	"
		1.—Pizarras grises y ocráceas con algún banco de arenisca	8	"

YACENTE: Pizarras con alguna intercalación caliza.

Este conjunto constituye la parte baja de la serie. Unos 20 metros de pizarras, con algunas intercalaciones calizas, poco visibles en este punto por la vegetación, separan la sucesión descrita de la caliza de montaña.

La parte alta de la serie pizarrosa puede observarse al W. de Taranes o entre Tanda y el Estrecho de Taranes. La sucesión en Tanda es (fig. 2. VI):

Techo: Caliza compacta (250 m.).

Zona superior de intercalaciones calizas	}	13.—Pizarra	20	m.
		12.—Caliza y pizarra en bancos de 20-60 cm., respectivamente... ..	2	"
		11.—Caliza	0,3	"
		10.—Pizarra	0,2	"
		9.—Caliza	0,2	"
		8.—Pizarra	0,25	"
		7.—Caliza en capas de 20-60 cm. y pizarras en capas de 50 cm.	1,5	"
		6.—Pizarras con formas nodulosas... ..	40	"
Serie pizarrosa	}	5.—Areniscas	0,5	"
		4.—Pizarras... ..	10	"
		3.—Areniscas	1	"
		2.—Pizarras con nódulos limoníticos	20	"
		1.—Areniscas	0,5	"

YACENTE: Pizarra.

Al W. de Taranes se observa una sucesión parecida, si bien visible con menos claridad; el camino que junto a la Peña de la Escalada se dirige a Las Colladas corta en diversos puntos el conjunto de pizarras con intercalaciones calizas.

Siguiendo desde Tanda hacia el río Ponga se encuentra, por debajo de la serie descrita, un conjunto de pizarras y areniscas equivalentes a las que se cortan al E. de Taranes; la tectonización y el abundante recubrimiento cuaternario y de vegetación impiden obtener una sucesión detallada. En cambio, siguiendo por el camino viejo de Tanda a Viego, se encuentra un buen corte, que muestra la constitución de la base de la serie pizarrosa (fig. 2, VI).

3.—Pizarra con algún banco de arenisca	10	m.
2.—Calizas en capas delgadas y pizarras	3	"
1.—Pizarras	7	"

YACENTE: Caliza de montaña.

La caliza de montaña, base de esta formación pizarrosa, es constante en sus facies; una sucesión puede obtenerse en el estrecho entre Tanda y el río Ponga, aunque algunos fenómenos de "retour" y la presencia de algunas tectonizaciones enmascaran algo las series. Por otra parte, la presencia de fenómenos de dolomitización contribuye también a que la serie pierda claridad. De todos modos puede obtenerse la siguiente sucesión:

Techo: Pizarras y areniscas.

Caliza gris (negruzca en las secciones frescas).	10	m.
Caliza con intercalaciones de 0,20 m. de pizarra... ..	8	"
Caliza gris (azulada en secciones frescas) bien estratificada	25	"
Caliza gris con zonas dolomitizadas... ..	100	"
Caliza estratificada y caliza compacta alternando con capas de calizas negras fétidas...	50	"
Caliza bien estratificada... ..	15	"

YACENTE: Caliza griotte.

La otra formación caliza, techo de la serie pizarrosa, es de naturaleza bastante uniforme, de modo que forma un conjunto

compacto. En el estrecho de Taranes se observan sólo dos niveles:

TECHO.

Caliza gris compacta, localmente con alguna estratificación, aunque por lo general masiva	200	m.
Caliza gris, algo más oscura en sección fresca, con cierta estratificación... ..	15	"

YACENTE.

Como puede verse, se trata de una masa prácticamente indiferenciada, a diferencia de la caliza de montaña, que presenta más variedad. Más al NW., en la Hoz de Sahoya, se observa el mismo hecho; allí, el nivel calizo superior está formado exclusivamente por 200 m. de una caliza blanca masiva. Por lo que respecta a la serie de pizarras y areniscas continúan distinguiéndose en ella cuatro zonas; la única diferencia estriba en la serie basal, que de estar formada por unos metros de pizarras rojas y abigarradas, ha pasado a ser una zona de intercalaciones calizas o de calcosquistos. igualmente de poca potencia; los últimos metros de la serie continúan caracterizándose también por sus intercalaciones calizas. Por lo que respecta a los dos niveles calizos, ha continuado su aumento de potencia, más rápido en el superior que en la caliza de montaña, hasta el punto de llegar a ser aquélla de mayor potencia que ésta.

Zona de San Juan de Beleño.—En el valle del Ponga, siguiendo la carretera de Abiegos, puede obtenerse la sucesión siguiente (fig. 2, VII):

TECHO.

	33.—Pizarras con nódulos pizarrasos	20	m.	visibles.	
	32.—Pizarras calcosquistosas ...	3,5	"	Intercal. D.	
	31.—Pizarras	6	"		
	30.—Areniscas	3	"		
	29.—Pizarra hojosa algo arenosa	6	"		
	28.—Pizarra y arenisca... ..	3	"		
	27.—Pizarras a veces arenosas.	7	"		
	26.—Pizarras calcosquistosas ...	3	"	Intercal. C.	
	25.—Pizarras con alguna intercalación de areniscas... ..	8	"		
	24.—Pizarras ligeramente calcosquistosas	2	"	Intercal. B.	
Serie pizarrosa	23.—Pizarras	8	"		
	22.—Pizarras calcosquistosas ...	4	"		
	21.—Pizarras y areniscas... ..	4	"		
	20.—Pizarras... ..	7	"		
	19.—Pizarras algo arenosas y calcosquistosas... ..	5	"	Intercal. A.	
	18.—Calcosquistos... ..	0,5	"		
	17.—Pizarras algo arenosas con alguna intercalación de calcosquistos... ..	6	"		
	16.—Pizarras y areniscas	10	"		
	15.—Pizarras	15	"		
	14.—Areniscas	5	"		
	13.—Pizarra... ..	20	"		
		12.—Pizarras con algún banco de areniscas	15	"	
		11.—Pizarras y areniscas	3	"	
	10.—Pizarras	6	"		
Serie arenosa	9.—Arenisca compacta... ..	8	"		
	8.—Pizarras con bancos de arenisca de 0,2 a 0,4 m. intercalados	20	"		
	7.—Arenisca compacta... ..	2,5	"		
	6.—Pizarras con bancos de areniscas	8	"		

Zona inferior con intercalaciones de calcosquistos ...	5.—Pizarras	25	m.
	4. Calcosquistos... ..	0,3	"
	3.—Pizarras	0,7	"
	2.—Calcosquistos... ..	2	"
	1.—Pizarras	1	"

YACENTE: Caliza de montaña.

En esta serie continúan las mismas características que en Taranes y Tanda. La parte basal sigue siendo unos metros de pizarras con débiles intercalaciones de calizas y calcosquistos. La parte más alta no es visible en este corte, pues queda recubierta por derrubios cuaternarios. En el resto de la formación, que constituye la casi totalidad de la serie, se distinguen las dos zonas con predominio arenoso y pizarroso respectivamente. La zona de predominio arenoso es aquí reducida. En la zona pizarrosa son de destacar la presencia de cuatro zonas, donde las pizarras son calcosquistosas e incluso llegan a verdaderos calcosquistos; la primera de estas intercalaciones calcosquistosas (A) se encuentra después de pasar el pueblo de Abiegos, y está formada por unos 25 m. de pizarras calcosquistosas, con alguna capa de calcosquistos. Las pizarras varían rápidamente su contenido en carbonato cálcico, tanto de unas capas a otras como en una misma capa en sentido longitudinal; las otras tres intercalaciones (B, C, D) son de menos importancia.

En la otra parte del valle pueden obtenerse dos buenas series, en Cadenava y entre San Juan de Beleño y Sobrefoz, series que se complementan dando un corte completo.

La serie de Cadenava es como sigue (fig. 2, VIII):

TECHO.

Serie pizarrosa	14.—Pizarras localmente arenosas	20	m.
	13.—Pizarras	25	"
	12.—Areniscas en bancos de 0,20 a 0,50 m., con capas de 0,10 a 0,20 m. de pizarras intercaladas	5	"
	11.—Pizarras con formas nodulosas, a veces pizarras arenosas	4	"
	10.—Pizarras con capas de areniscas intercaladas	4	"
	9.—Pizarras algo arenosas... ..	7	"
	8.—Pizarras con nódulos generalmente pizarrosos, muy astillosas. Los nódulos frecuentemente limonitizados	20	"
	7.—Pizarras y areniscas	20	"
	6.—Areniscas con intercalaciones de pizarras.	5	"
	5.—Pizarras... ..	2	"
Serie arenosa	4.—Areniscas con ligeras intercalaciones pizarrosas... ..	4	"
	3.—Pizarras... ..	15	"
Zona inferior con intercalaciones de calcosquistos ...	2.—Calcosquistos	3	"
	1.—Pizarras... ..	8	"

YACENTE: Caliza de montaña.

Entre San Juan de Beleño y Sobrefoz se corta el resto de la formación pizarrosa. Los niveles más bajos de esta nueva serie son la repetición de la parte alta de la serie de Cadenava (figura 2, IX). La sucesión que se obtiene es:

TECHO.

Zona superior con intercalaciones calizas	21.—Carbón	0,7	m.
	20.—Pizarra alternando con caliza fétida... ..	10	"
	19.—Caliza	5	"

Serie pizarrosa	18.—Pizarras con nódulos muy esporádicos de limonita ...	15	m.	
	17.—Pizarras y calcosquistos ...	6	"	Intercal. D.
	16.—Pizarras	15	"	
	15.—Areniscas con <i>Spenophyllum angustifolium</i> y <i>Pecopteris</i> sp. y con alguna intercalación pizarrosa ...	7	"	
	14.—Pizarras	7	"	
	13.—Pizarras con capas de arenisca de 20 cm. intercaladas	5	"	
	12.—Pizarras con formas nodulosas... ..	15	"	
	11.—Pizarras con algunas capas calcosquistosas.	10	"	Intercal. C.
	10.—Pizarras y areniscas	5	"	
	9.—Pizarras y pizarras calcosquistosas	5	"	Intercal. B.
	8.—Pizarras	15	"	
	7.—Areniscas y pizarras alternando con algún nódulo calizo esporádico.	8	"	Intercal. A.
	6.—Pizarras con ligeras capas de arenisca.	3	"	
	5.—Pizarras hojosas... ..	7	"	
	4.—Pizarras calcosquistosas.	5	"	
	3.—Pizarras con grandes formas nodulosas	5	"	
	2.—Pizarra oscura	15	"	
	1.—Pizarra con nódulos muy esporádicos de limonita ...	30	"	

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Estos cortes muestran gran semejanza con el obtenido en la margen izquierda del río Ponga. Las cuatro intercalaciones de calcosquistos y pizarras calcosquistosas se mantienen, y la escasa importancia de la serie inferior arenosa también. El último corte pone de manifiesto la continuidad de las intercalaciones calizas en la parte más superior de la serie; allí, por otra parte, existe una capa de carbón que aparece en la carretera de Beleño a Sobrefoz, junto al túnel; esta capa se encuentra muy triturada, ya que en la parte alta de la serie se observan unos

contactos mecánicos debidos a la presencia de la masa caliza superior, es decir, debidos a una tectónica diferencial. Por lo que hace referencia a las dos zonas calizas que limitan la serie descrita pueden obtenerse buenas sucesiones a lo largo del río Ponga. En la caliza de montaña la sucesión es la siguiente:

TECHO: Pizarras y areniscas.

-- Caliza gris (negruzca en las secciones frescas)...	8	m.
-- Pizarra marrón...	0,3	"
-- Caliza gris	0,2	"
-- Pizarra marrón...	0,2	"
-- Pizarra roja	0,2	"
-- Caliza gris (azulado oscuro en las secciones frescas), bien estratificada	7	"
-- Pizarra... ..	0,2	"
-- Caliza gris estratificada (azulada en las secciones frescas)	25	"
-- Caliza compacta	20	"
-- Caliza masiva con algunos niveles estratificados cada vez más aparentes hacia la base	180	"
-- Caliza griotte y caliza gris con algún nivel de pizarra roja y marrón	15	"
-- Pizarra roja hojosa, pizarra silícica y radiolitas	10	"

YACENTE: Cuarzitas.

En esta serie, más clara que la obtenida en la hoz del río Taranes, son de señalar varios hechos; en primer lugar, la presencia en la parte superior de intercalaciones de pizarra, hecho, por otra parte, observado ya anteriormente, y en segundo lugar, la presencia de una intercalación de pizarras rojas entre los bancos más altos de caliza; es decir, que ocurre como en Pandemules, donde en la parte más alta de la caliza de montaña existían algunos niveles rojizos; aquí, a diferencia de Pandemules, el nivel rojizo de la base de la serie pizarrosa ha sido sustituido por unas pizarras con algún nivel calizo o calcosquistoso. La interpretación y conclusiones a partir de estos hechos se estudiará más adelante, de momento interesa sólo destacarlos.

Por lo que respecta a la caliza superior, puede obtenerse un buen corte en Sobrefoz, según el curso del río, aguas abajo de dicho pueblo.

La sucesión que allí se obtiene es:

TECHO.	
— Caliza gris, poco estratificada... ..	50 m.
— Calcosquistos y pizarras con tallos de crinoideos	4 "
— Caliza azulada con estructura reticular. ...	2 "
— Caliza gris azulada, masiva	8 "
— Caliza fétida... ..	2 "
— Pizarra arenosa y arenisca... ..	0,5 "
— Pizarra carbónosa y carbón	0,2 "
— Arenisca y pizarra... ..	1 "
— Caliza con intercalaciones de 5-10 cm. de pizarra gris, a veces calcosquistosa	3 "
— Caliza gris compacta... ..	50 "
— Pizarras con tinciones de hierro... ..	1,5 "

YACENTES: (Niveles superiores de la serie IX).

Esta serie es la continuación por la parte superior de la serie descrita entre San Juan de Beleño y el túnel de la carretera de Sobrefoz (IX). En ella se observan una serie de hechos de interés: en primer lugar, destaca la diferenciación de multitud de niveles en el conjunto calizo, diferenciación que contrasta con las series uniformes de Tiatordos y La Escalada; aquí hay que señalar no sólo la diferenciación de niveles distintos dentro de la serie caliza, sino la presencia de niveles de pizarras y de areniscas que rompen su uniformidad. Por otra parte es de notar también la reducción de potencia de la serie.

Viego-Viboli-Peloño.—Al E. y SE. de San Juan de Beleño, la franja pizarrosa se ensancha. Así como hasta ahora la sucesión era normal, salvo accidentes de detalle, aunque a veces muy violentos, ahora, en toda esta zona, se desarrollan pliegues de mayor importancia. Una primera sucesión puede obtenerse por la Collada de la Boya de Oví. Esta sucesión muestra las características de la parte inferior de la serie. Es como sigue (figura 2, X):

Serie pizarrosa	}	8.—Pizarras con nódulos y capas nodulosas de limonita... ..	Visibles: 50 m.
		7.—Areniscas... ..	3 "
		6.—Areniscas con intercalaciones pizarrosas... ..	20 "
		5.—Arenisca compacta.	3 "
		4.—Pizarras y areniscas alternando... ..	25 "
		3.—Areniscas... ..	2 "
Serie abigarrada inf. }		2.—Pizarras	7 "
		1.—Pizarras abigarradas y rojas	10 "

YACENTE: Caliza de montaña.

Más al S., en Collado Baxeño, junto a Peña Salón, puede obtenerse la sucesión de la caliza de montaña y parte inferior de la serie que se le superpone. Hay que tener en cuenta en esta zona que la serie a todo lo largo del borde E. de la cuenca de Beleño está invertida; la explicación de este hecho se verá en la parte dedicada a la tectónica, aquí basta con señalarlo. Desde Peña Salón hacia el W. la sucesión es (fig. 2, XI):

TECHO: Pizarras y areniscas

Serie pizarrosa	}	9.—Pizarra marrón con tinciones de hierro y nódulos limoníticos.	40 m.
		8.—Pizarras y areniscas alternantes en bancos delgados	60 "
Serie arenosa	}	7.—Pizarras con nódulos o capas limoníticas y algún pequeño banco arenoso... ..	15 "
		6.—Areniscas... ..	2 "
		5.—Pizarras y areniscas con predominio de las areniscas	10 "
Serie abigarrada inferior	}	4.—Pizarras verdes y marrones	6 "
		3.—Pizarras con capas manganesíferas.	2,5 "
		2.—Pizarras con nódulos limoníticos y de manganeso	4 "
		1.—Pizarra roja y verdosa con nódulos de manganeso y limonita	15 "

YACENTE: Caliza de montaña.

En la caliza de montaña la sucesión es:

--- Caliza bien estratificada con alguna intercalación de pizarra.	60	m.
--- Caliza gris masiva... ..	80	"
--- Caliza estratificada.	5	"
--- Pizarra cuarcítica alternando con calcosquistos en la base y el techo	1	"
--- Caliza gris, oscura en las secciones frescas.	8	"
--- Caliza gris reticular, con capas de pizarras.	6	"
--- Caliza roja griotte y caliza gris	3	"

YACENTE: Cuarcita (contacto algo tectonizado por fenómenos de despegue).

En esta serie falta una buena estratigrafía de la griotte. El tipo especial de tectónica que ha dado lugar a la inversión de la serie ha traído como consecuencia la desaparición de niveles, tanto en la parte alta como en la parte baja de la serie; sin embargo, hacia Viego y Viboli, la serie se hace completa por su parte superior, por lo que ha sido posible describirla aquí.

Por lo que se refiere al conjunto de areniscas y pizarras comprendido entre los dos niveles calizos, todas estas series descritas últimamente muestran tan sólo la composición de la parte inferior, es decir, de la parte con abundancia de areniscas; en esta zona, la franja deprimida se ensancha, y de presentar sólo accidentes tectónicos de detalle que no rompan la normalidad de la serie, pasa a tener una tectónica más compleja, que no permite obtener en un solo corte la sucesión completa del nivel comprendido entre los dos niveles calizos. Otro hecho hay que destacar: la inversión estratigráfica existente en el borde E. del núcleo de San Juan de Beleño; en Collado Graceno, esta inversión es muy aparente, ya que los buzamientos son constantes hacia el E., mientras que hacia el W. se asciende en la serie estratigráfica. Para conocer las características estratigráficas de la parte más alta de la serie es necesario recorrer áreas más próximas a la intercalación caliza, tal las zonas al N. de Enol, o en Raso; de este modo se puede reconocer la continuación de la serie pizarrosa y sus intercalaciones de calcosquistos que aparecen en varios puntos; tal ocurre al N. de Raso, en el ca-

mino que de Bedules se dirige a Casielles, o en varios lugares del monte de Peloño.

b) La zona elevada.

Está formada por dos sectores diferentes; una parte occidental que se extiende desde el río Ponga hacia el W., y una parte oriental, que al E. de dicho río forma los relieves de Collado Zorro.

Desde el punto de vista geológico, se trata de dos sinclinales; complejo el primero de ellos, de características más simples el segundo. El primero de estos sectores forma la divisoria hidrográfica entre las cuencas del Nalón y del Ponga y se caracteriza por estar formado por las cabeceras de multitud de arroyos.

Zona de los afluentes del río Orlé y el río del Infierno.—Un corte bastante completo de esta zona puede obtenerse desde la Majada de las Traviesas a El Cuetón y Peña los Tornos. La sucesión que se obtiene es (fig. 3, fig. 10 y fig. 11, I):

21.—Caliza gris	90	m.	(nivel χ)
20.—Areniscas compactas en lajas	20	"	
19.—Pizarras en lajas algo arenosas y con grandes nódulos pizarrosos.	20	"	
18.—Pizarras y areniscas... ..	30	"	
17.—Pizarras... ..	10	"	
16.—Caliza... ..	1	"	
15.—Pizarras y areniscas.	15	"	
14.—Caliza gris	10	"	(nivel ψ)
13.—Pizarra	10	"	
12.—Areniscas	20	"	
11.—Pizarras y areniscas.	20	"	
10.—Caliza.	3	"	(nivel λ)
9.—Areniscas y pizarras.	25	"	
8.—Caliza.	15	"	(nivel θ)
7.—Areniscas y pizarras.	50	"	
6.—Caliza.	20	"	(nivel ξ)
5.—Pizarra algo arenosa	60	"	
4.—Arenisca.	30	"	
3.—Pizarra y arenisca	70	"	

2.—Caliza	8	m.	(nivel β)
1.—Pizarra	10	"	

YACENTE: Caliza compacta.

Esta serie muestra la existencia de un conjunto alternante de pizarras y areniscas con capas de caliza, de potencia, en general, de alrededor de unos 10 m. Todo este conjunto se apoya sobre la caliza compacta que forma la Sierra de Pandemules, caliza que forma a su vez el techo de la serie pizarrosa descrita anteriormente. Este conjunto alternante queda limitado en la parte superior por otra potente formación caliza (nivel λ), que en el corte estudiado alcanza los 90 m. de espesor.

Más al S., entre El Canto y La Trapa, puede obtenerse la sucesión siguiente (fig. 10 y fig. 11, X):

— Caliza gris.	70	m.	(nivel λ)
— Areniscas y pizarras	15	"	
— Pizarras en lajas con nódulos pizarrosos ...	40	"	
— Pizarra muy deleznable con alguna capa de arenisca.	50	"	
— Caliza gris.	10	"	(nivel ν)
— Pizarra con alguna intercalación arenosa que pasa en la parte más alta a una alternancia de pizarra y arenisca en bancos de 0,20 a 1 m.	35	"	
— Caliza	7	"	(nivel λ)

YACENTE: Pizarra y arenisca.

En la parte más alta de la Riega del Bocín puede obtenerse un corte sumamente limitado por la intensa tectonización existente (figs. 10 y 11, IX).

— Pizarras y areniscas	20	m.	
— Caliza algo esquistosa	5	"	(nivel λ)
— Pizarras	15	"	
— Areniscas y pizarras alternando	20	"	

YACENTE: Pizarra arenosa.

El primero de estos cortes equivale a la parte alta de la serie de El Cuetón. En ambos se ve la continuidad de los niveles puestos de manifiesto, especialmente por las intercalaciones calizas.

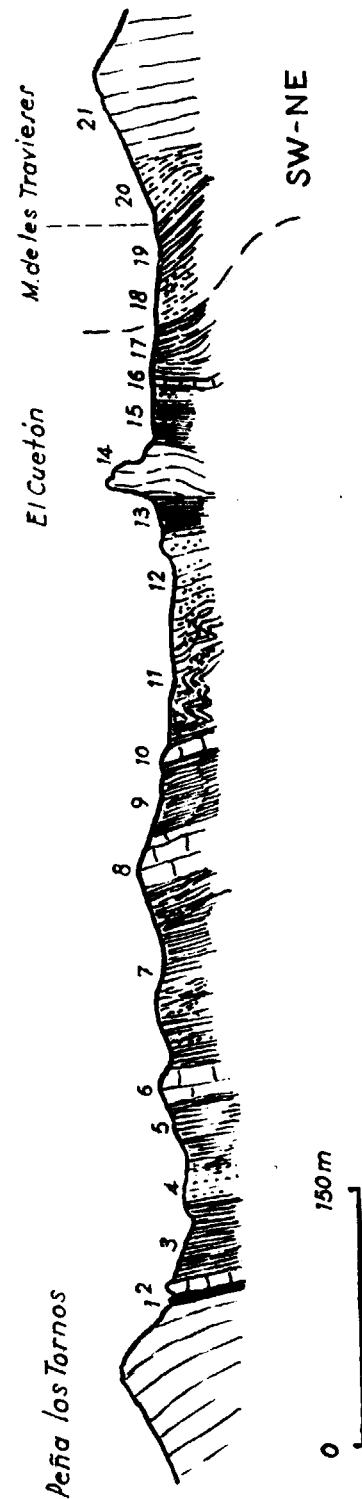


Fig. 3.—Zona de los afluentes del río Orlé y el río del Infierno.

Hacia el SE., remontando el río de Enmedio y el río del Monte o del Fresnedal, pueden obtenerse sucesiones más completas en su parte alta. Por el río de Enmedio la sucesión que se corta es (figs. 10 y 11, XI):

-- Pizarra algo arenosa con nódulos pizarrosos.	60	m.	
— Pizarra y areniscas...	15	"	
— Pizarra...	8	"	
— Caliza ...	4	"	(nivel ρ_2)
— Arenisca y pizarra ...	8	"	
-- Pizarra negra. ...	3	"	
— Caliza ...	8	"	(nivel ρ_1)
— Pizarra...	30	"	
— Caliza ...	80	"	(nivel γ)
— Pizarra que hacia el techo se hace arenosa.	80	"	
— Caliza ...	12	"	(nivel ν)

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Remontando El Fresnedal, la sucesión es (figs. 10 y 11, XII):

TECHO: Pizarra arenosa, pizarra y arenisca.

-- Pizarra muy ligeramente calcosquistosa ...	8	m.	
— Calcosquistos y pizarras...	5	"	
— Pizarra...	4	"	
— Calcosquistos y pizarra ...	3	"	
-- Arenisca con intercalaciones de pizarra hacia la base...	35	"	
-- Caliza ...	5	"	(nivel π)
-- Pizarras compactas en grandes lajas, con "ripple-marks", muy arenosas y areniscas.	60	"	
— Areniscas ...	10	"	
— Calizas ...	15	"	(nivel σ)
— Pizarras y areniscas ...	50	"	
— Caliza ...	80	"	(nivel λ)

YACENTE: Pizarra arenosa.

Este conjunto se halla en posición sinclinal, por lo que, remontando el arroyo, se corta primero en sentido ascendente y luego en sentido descendente, hasta llegar al potente paquete basal de calizas; éste forma los relieves culminantes que rodean la cabecera del arroyo. La sucesión descrita se refiere al flanco

co NW. del sinclinal; en el flanco SE., si bien se reconoce idéntica sucesión, ésta se halla más enmascarada. Tanto esta serie como la anterior muestran la continuidad por encima de la capa caliza λ de las mismas características estratigráficas. Esta capa, aunque de considerable potencia, no es más que una intercalación idéntica a las otras capas calizas; no puede, pues, compararse, ni por su papel en el relieve, ni como nivel estratigráfico, ni aun por su potencia, a la serie caliza basal que separa todo el conjunto estudiado ahora del que forma la franja deprimida de Taranes-San Juan de Beleño, estudiado antes. En efecto, este último nivel calizo, además de su mayor espesor, separa dos conjuntos con características estratigráficas distintas: in-

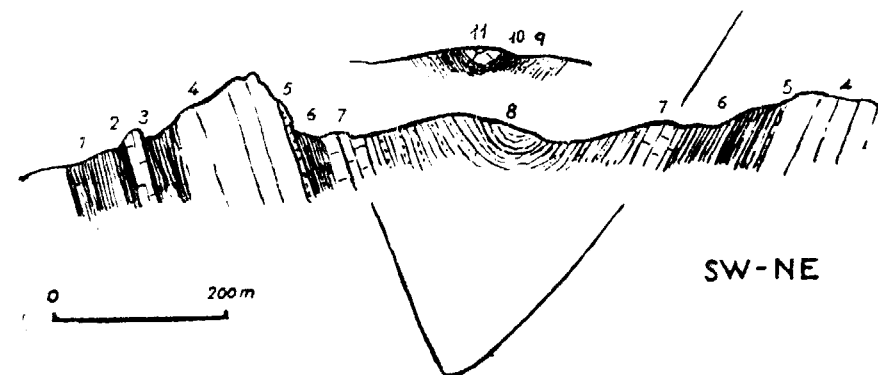


Fig. 4.—Corte por la Foz de Melosdaña.

ferior a él una serie de pizarras y areniscas donde, a lo sumo, existían algunos bancos de calcosquistos; por encima del nivel calizo un conjunto cuya característica principal es la abundancia de intercalaciones calizas, bien destacadas en el relieve por la presencia de "hog-backs". El nivel λ constituye, sin embargo, un excelente nivel de referencia, debido a su gran desarrollo.

Otro corte situado más al SE. puede obtenerse remontando el río Orle, más arriba de El Llanón, por la Foz de Melosdaña. La sucesión es allí (figs. 4, 10 y 11, XIII):

11.—Calizas	8	m.	(nivel π)
10.—Pizarras	20	"	
9.—Areniscas	15	"	
8.—Pizarras, areniscas y pizarras con grandes nódulos pizarrosos	100	"	
7.—Calizas	30	"	(nivel ρ)
6.—Pizarras	40	"	
5.—Areniscas	5	"	
4.—Caliza	100	"	(nivel χ)
3.—Pizarras	30	"	
2.—Calizas	10	"	(nivel ν)
1.—Pizarra con alguna intercalación arenosa	20	"	

YACENTE: Pizarras.

El valle, a su paso por la capa χ da lugar a una profunda garganta, denominada Foz de Melosdaña. Pasada esta "foz", el valle se ensancha, debido a los niveles de pizarras y areniscas que se superponen al nivel calizo. Siguiendo por el valle se cortan de nuevo estos niveles en sentido descendente, ya que se encuentran formando sinclinal. Todas estas series muestran la constitución de la parte alta del conjunto estudiado; la sucesión de la parte basal no puede estudiarse, debido a la tectonización. Algo más al SE., todo este conjunto queda limitado a algún sinclinal, ocupando las cumbres y limitando a la intercalación caliza ζ; por el contrario, el conjunto de capas comprendido entre esta intercalación y la serie caliza basal se encuentra ampliamente desarrollado.

Cabecera del río Taranes.—Se extiende entre la Peña de la Escalada, Tiatordos y los Picos de la Magrera. Un buen corte puede obtenerse por el Collado del Fito, entre el valle de Pagüe y La Vega. La sucesión es (figs. 5, 10 y 11, II):

27.—Pizarras	25	m.	
26.—Caliza	2	"	(nivel λ)
25.—Pizarras y areniscas	10	"	
24.—Caliza	8	"	(nivel κ)
23.—Arenisca con alguna pizarra intercalada	30	"	
22.—Caliza	6	"	(nivel η)
21.—Areniscas con alguna intercalación de pizarra más o menos arenosa	25	"	

20.—Calizas	1,5	m.	
19.—Pizarra	0,5	"	(nivel ξ)
18.—Caliza	1,5	"	
17.—Pizarra y arenisca	8	"	
16.—Caliza	0,5	"	
15.—Arenisca compacta	8	"	
14.—Pizarra y arenisca	5	"	
13.—Caliza	1	"	(nivel ε)
12.—Areniscas en lajas	15	"	
11.—Pizarras	8	"	
10.—Caliza	12	"	(nivel δ)
9.—Pizarra	5	"	
8.—Caliza	10	"	(nivel γ)
7.—Pizarra y arenisca	15	"	
6.—Calizas y calcosquistos	1,5	"	
5.—Pizarras	3	"	
4.—Calizas y calcosquistos	4	"	(nivel β)
3.—Calizas con abundantes coralaris	2	"	
2.—Pizarras	10	"	
1.—Caliza, calcosquistos y pizarras	20	"	(nivel α)

YACENTE: Caliza compacta.

Esta serie puede completarse por la parte superior, hasta la intercalación caliza ζ, para ello puede obtenerse un buen corte desde el Collado del Fito hacia el S. hasta el Pico de la Magrera. La sucesión es (figs. 5, 10 y 11, II):

TECHO: Pizarras.

46.—Caliza	100	m.	(nivel ζ)
45.—Pizarras	2	"	
44.—Areniscas	1	"	
43.—Pizarras	4	"	
42.—Caliza	5	"	(nivel ζ')
41.—Pizarras y areniscas	2	"	
40.—Caliza	8	"	(nivel ζ'')
39.—Pizarras	1,5	"	
38.—Caliza	1	"	
37.—Pizarras arenosas y pizarras	80	"	
36.—Areniscas compactas	35	"	
35.—Pizarras	20	"	
34.—Calizas	30	"	(nivel ν)
33.—Pizarras	10	"	

32.—Areniscas...	8	m.
31.—Pizarras...	15	"
30.—Pizarras y areniscas...	60	"
29.—Pizarras...	20	"
28.—Areniscas...	10	"

YACENTE: Pizarras (capa 27 de la serie anterior).

Este corte puede compararse con el obtenido por el Cuetón, ya que ambos presentan una sucesión completa entre la potente serie caliza que forma el yacente del conjunto estudiado y la intercalación caliza, que es, a su vez, la intercalación más importante de este conjunto; comparando, pues, ambas series, se ve como nota más destacada un aumento de las intercalaciones calizas.

Un nuevo corte puede obtenerse remontando el río Taranes, inmediatamente después del estrecho. La sucesión es en este punto como sigue (figs. 10 y 11, III).

TECHO: Pizarras.

23.—Caliza con algunas intercalaciones pizarras...	8	m.	(nivel ε)
22.—Pizarras...	4	"	
21.—Caliza formando "hog-backs"...	4	"	(nivel ε)
20.—Pizarra...	2	"	
19.—Caliza y pizarra...	1	"	(nivel δ)
18.—Pizarra...	3	"	
17.—Caliza...	2,5	"	(nivel γ)
16.—Pizarra...	4	"	
15.—Areniscas...	1	"	
14.—Pizarra...	2	"	
13.—Arenisca con <i>Productus</i> sp., <i>Leptaena</i> sp., <i>Chonetes</i> (Chon), <i>Languessianus</i> D. K., <i>Aviculopecten dissimilis</i> Eleming, <i>Chonetes</i> (Chon) cf. <i>Languessianus</i> D. K. y Artejos de crinoideos...	0,4	"	
12.—Pizarras...	1,5	"	
11.—Caliza con crinoideos...	0,3	"	
10.—Pizarra...	3	"	
9.—Caliza...	5	"	
8.—Pizarra...	0,4	"	} (nivel β)
7.—Caliza...	6	"	
6.—Pizarra con nódulos...	3	"	

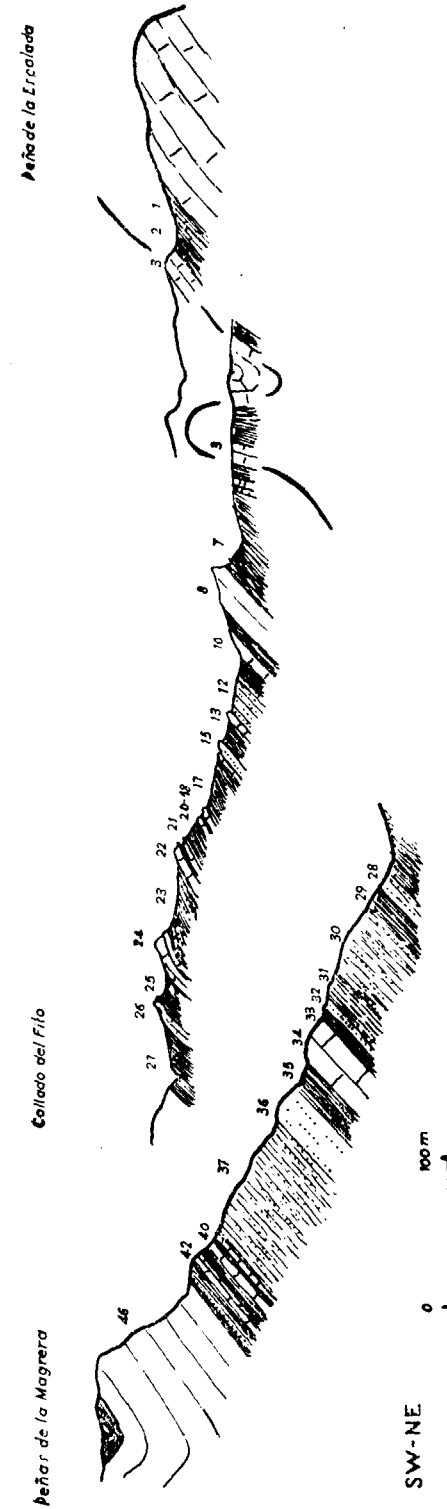


Fig. 5.—Cortes en la cabecera del río Taranes.

5.—Caliza con restos de crinoideos.	0,4	m.	
4.—Arenisca con estratificación cruzada.	1	"	
3.—Pizarra gris oscura.	30	"	
2.—Caliza	6	"	(nivel α)
1.—Pizarra gris oscura.	60	"	

YACENTE: Caliza.

Otro buen corte se obtiene por la Collada de los Fito, entre los picos de la Magrera y Tiatorodos. La sucesión en ella es (figuras 10 y 11, IV):

TECHO: Pizarra.

-- Caliza.	3	m.	(nivel μ)
-- Pizarra.	8	"	
-- Caliza.	10	"	(nivel λ)
-- Pizarra y arenisca.	25	"	
-- Caliza.	10	"	(nivel κ)
-- Calcosquistos y pizarras.	8	"	
-- Pizarras	20	"	
-- Caliza	1,5	"	(nivel θ)
-- Pizarras y areniscas	40	"	
-- Calcosquistos.	2	"	(nivel γ)
-- Areniscas con alguna intercalación pizarrosa.	15	"	
-- Calcosquistos.	1	"	(nivel ξ)
-- Pizarras	10	"	
-- Caliza	5	"	(nivel ϵ)
-- Pizarras	8	"	
-- Caliza	10	"	(nivel γ_2)
-- Pizarras	2	"	
-- Caliza	5	"	(nivel γ_1)
-- Pizarra	8	"	
-- Calcosquistos y pizarras.	5	"	(nivel β)
-- Calizas con corales en la base	15	"	
-- Pizarras	5	"	
-- Calizas.	15	"	(nivel α)
-- Pizarras	50	"	

YACENTE: Caliza.

Las tres series son completas por la base. En las dos últimas se mantienen las mismas características que en la primera, es decir, el aumento de intercalaciones calizas en relación con la

serie de El Cuetón. La única diferencia notable entre las series que acaban de describirse es la presencia en las dos últimas de una notable formación pizarrosa entre la caliza basal y la primera intercalación; estas pizarras alcanzan los 50 m., mientras que tanto en El Fito como en Peña los Tornos, casi inmediatamente encima de la caliza masiva, aparecían ya las primeras intercalaciones, separadas de ella sólo por débiles espesores de pizarras.

Cabecera del río Pendones.—Un primer corte puede obtenerse entre Collado Juaco y la Carrasca. La sucesión que se encuentra es (figs. 6, 10 y 11, XIV):

19.—Caliza	8	m.	(nivel ν)
18.—Pizarra	2	"	
17.—Caliza gris	5	"	
16.—Areniscas y pizarras	3	"	
15.—Areniscas	7	"	
14.—Pizarras con intercalaciones arenosas en bancos delgados	20	"	
13.—Pizarras muy exfoliables.	7	"	
12.—Pizarras y areniscas alternando en bancos de 5 a 10 cm.	2	"	
11.—Pizarras astillosas	6	"	
10.—Caliza	3	"	(nivel λ)
9.—Pizarras	4	"	
8.—Areniscas	2	"	
7.—Pizarras	4	"	
6.—Calizas	8	"	(nivel θ)
5.—Pizarras alternando con capas delgadas de calizas	5	"	
4.—Pizarra y areniscas.	15	"	
3.—Pizarras.	20	"	
2.—Pizarras arenosas y areniscas	100	"	
1.—Caliza con alguna intercalación pizarrosa.	20	"	(nivel $\gamma + \beta?$)

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Este corte se encuentra más al W. que los cortes anteriores, es decir, que los cortes de la cabecera del río Taranes, comparándolo con ellos se observa un empobrecimiento en las intercalaciones calizas, al igual que ocurría al comparar estos cortes con el de El Cuetón.

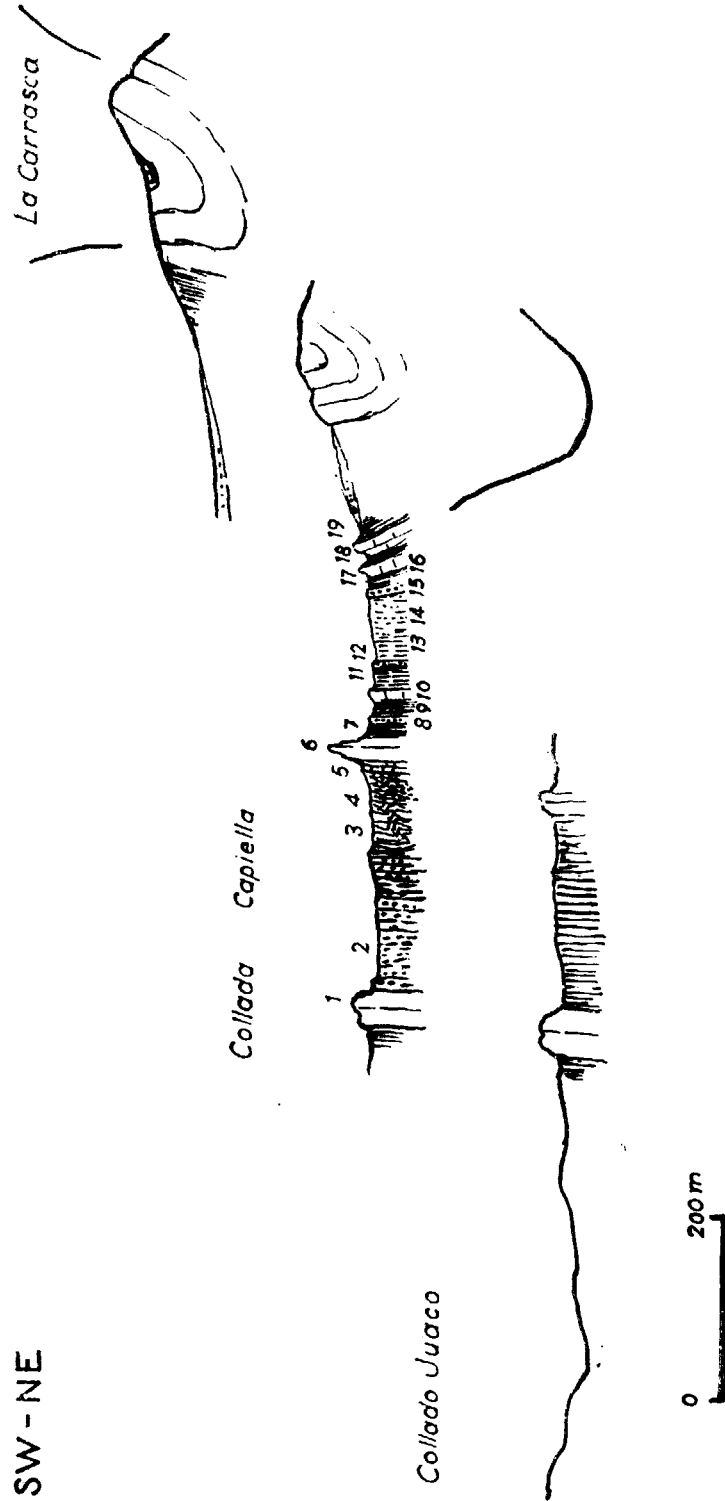


Fig. 6.—Cortes en la cabecera del río Pendones.—Corte entre Collado Juaco y La Carrasca.

Más al E. pueden obtenerse nuevas sucesiones entre la Pedrera, Sende la Vara y la Majada de Mermafoyu. Este corte se realiza a través de un sinclinal; en su flanco SW., la sucesión que se corta es (figs. 7, 10 y 11, XV):

49.—Areniscas y pizarras con predominio de la arenisca	40	m.	
48.—Arenisca compacta	4	"	
47.—Pizarra	4	"	
46.—Caliza	20	"	} (nivel λ)
45.—Arenisca	2	"	
44.—Caliza	10	"	
43.—Pizarra	3	"	
42.—Caliza	2,5	"	
41.—Arenisca	5	"	
40.—Pizarras	3	"	
39.—Arenisca	0,5	"	
38.—Pizarra con alguna intercalación de arenisca	15	"	
37.—Arenisca con alguna intercalación de pizarra	8	"	
36.—Pizarra con nódulos limoníticos esporádicos	7	"	} (niveles λ' - λ'')
35.—Pizarras y calcosquistos	2	"	
34.—Caliza y calcosquistos...	5	"	
33.—Caliza	4	"	
32.—Pizarras arenosas y areniscas	10	"	
31.—Caliza	5	"	
30.—Pizarras	3	"	
29.—Areniscas	1	"	
28.—Pizarras...	40	"	} (nivel ν)
27.—Caliza	8	"	
<i>Zona mecanizada:</i>			
26.—Areniscas	10	"	
25.—Pizarras...	40	"	} (nivel λ_2)
24.—Caliza	6	"	
23.—Areniscas y pizarras	4	"	
22.—Areniscas	3	"	
21.—Pizarras	3	"	
20.—Caliza	2	"	
19.—Pizarra	1	"	} (nivel λ_1)
18.—Caliza	0,5	"	

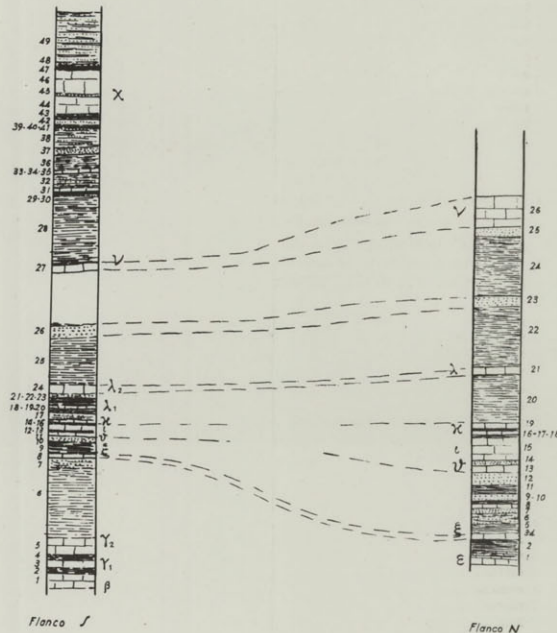
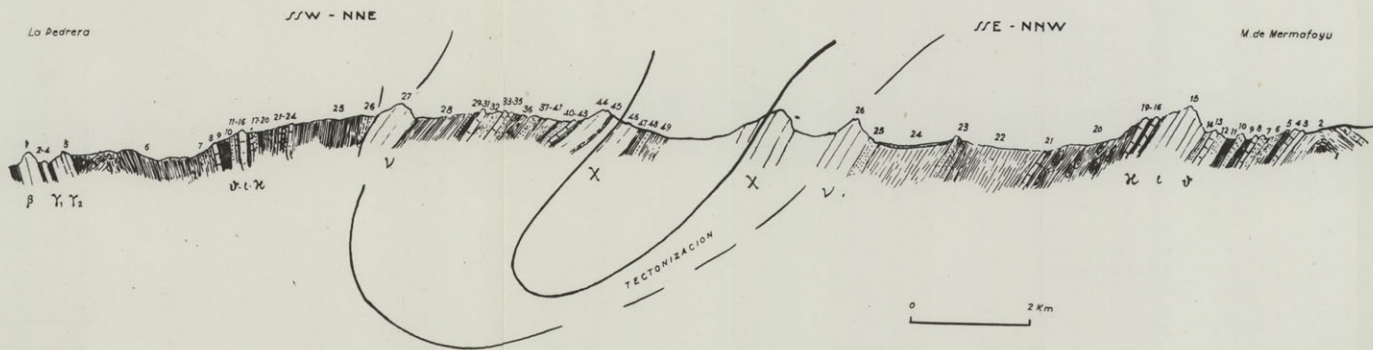
17.—Areniscas	6	m.	
16.—Pizarra y arenisca	5	"	
15.—Caliza	1	"	(nivel α)
14.—Pizarra	1	"	
13.—Caliza	6	"	(nivel ι)
12.—Pizarra	0,7	"	
11.—Caliza	1	"	(nivel β)
10.—Areniscas compactas	5	"	
9.—Pizarras	10	"	
8.—Calizas	4	"	(nivel ξ)
7.—Pizarras y areniscas	10	"	
6.—Pizarras	60	"	
5.—Caliza	15	"	(nivel γ_2)
4.—Pizarras oscuras	5	"	
3.—Calizas	5	"	(nivel γ_1)
2.—Pizarras	5	"	
1.—Calizas	20	"	(nivel β)

YACENTE: Pizarras.

En el flanco NE. del mismo sinclinal, la sucesión que se encuentra está algo tectonizada en la parte alta. Las capas calizas λ y ν han laminado muchos de los niveles comprendidos entre ellas. Así pues, la serie que se obtiene a partir de la intercalación es hasta la Majada de Mermafoyu (figs. 7, 10 y 11, V):

26.—Caliza	25	m.	(nivel ν)
25.—Arenisca	10	"	
24.—Pizarras	50	"	
23.—Arenisca	10	"	
22.—Pizarras	50	"	
21.—Caliza	5	"	(nivel λ)
20.—Pizarras con formas nodulosas	40	"	
19.—Caliza	4	"	(nivel α)
18.—Pizarras	2	"	
17.—Caliza	2	"	
16.—Pizarra	3	"	
15.—Caliza	20	"	(nivel ι)
14.—Areniscas	5	"	
13.—Caliza	4	"	(nivel β)
12.—Arenisca	10	"	
11.—Pizarras	5	"	
10.—Areniscas	6	"	
9.—Pizarras	3	"	
8.—Caliza	3	"	(nivel γ)

CORTES EN LA CABECERA DEL RIO PENDONES, CORTE ENTRE LA PEDRERA Y LA MAJADA DE MERMAFOYU



7.—Arenisca...	6	m.	
6.—Pizarras arenosas y areniscas ...	10	"	
5.—Pizarras...	7	"	
4.—Calizas alternando con pizarras y calcosquistos ...	6	"	} (nivel ξ)
3.—Calizas ...	4	"	
2.—Pizarras...	15	"	
1.—Calcosquistos, pizarras y calizas ...	8	"	(nivel ϵ)

YACENTE: Pizarras.

En ambos cortes se observa un aumento de las intercalaciones calizas con respecto a la serie de Collado Juaco; en cambio, ambas series tienen idénticas características a las obtenidas en la cabecera del río Taranes.

Un nuevo corte puede obtenerse por la Majada de Tiator-dos (fig. 8), la sucesión que se obtiene es (VI, figs. 10 y 11):

21.—Caliza con alguna intercalación de pizarra en la parte alta ...	15	m.	(nivel λ)
20.—Pizarra y arenisca ...	20	"	
19.—Caliza ...	4	"	(nivel α)
18.—Pizarra ...	11	"	
17.—Caliza ...	1,5	"	(nivel ι)
16.—Pizarras...	6	"	
15.—Caliza ...	8	"	(nivel θ)
14.—Pizarra verdosa con capas algo arenosas.	10	"	
13.—Calizas ...	9	"	(nivel η)
12.—Arenisca ...	4	"	
11.—Pizarra y pizarra arenosa ...	15	"	
10.—Pizarra oscura y pizarra verdosa muy hojosa ...	8	"	
9.—Caliza con alguna intercalación pizarrosa.	8	"	(nivel ξ)
8.—Pizarra ...	10	"	
7.—Caliza ...	2	"	(nivel ϵ)
6.—Pizarras y areniscas ...	25	"	
5.—Caliza ...	9	"	(nivel δ)
4.—Pizarras y areniscas ...	15	"	
3.—Areniscas ...	1	"	
2.—Pizarras...	1,5	"	
1.—Caliza con crinoideos en el techo y <i>Reticularia lineata</i> Martin ...	20	"	(nivel γ)

YACENTE: Pizarras.

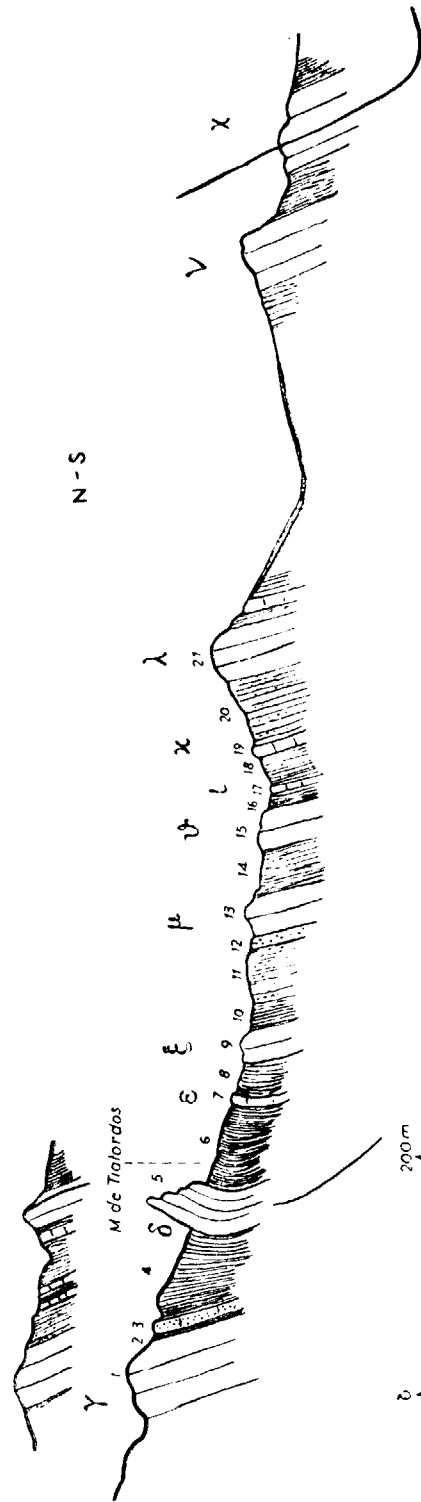


Fig. 8.—Cortes en la cabecera del río Pendones.—Corte por Tiatordos.

Algo más al E., entre las dos capas calizas basales, aparecen nuevos niveles calizos, así como intercalaciones pizarrosas en los ya existentes.

Este corte pone de manifiesto la continuidad hacia el W. de las mismas características estratigráficas, es decir, de la importancia de las intercalaciones calizas. Por otra parte, de la comparación de estas series se deduce que si bien en sus líneas generales la serie se mantiene constante, en el detalle, tanto las intercalaciones calizas como las capas de pizarras o areniscas sufren frecuentes variaciones, aun en espacio muy reducido.

Cabecera del río Sobrefoz.—Un buen corte se obtiene entre la Majada de Braña de Oso y El Cordal. Este corte muestra las características intercalaciones calizas, que aquí tienen una potencia considerable. La sucesión obtenida es (VII, figs. 10 y 11):

— Caliza...	3	m.	
— Pizarra y arenisca...	4	"	(nivel μ)
— Caliza...	4	"	
— Pizarra y arenisca...	10	"	
— Caliza...	8	"	(nivel λ ₂)
— Pizarra...	6	"	
— Caliza...	2	"	
— Pizarra...	1	"	} (nivel λ ₁)
— Caliza...	4	"	
— Pizarras	2	"	
— Areniscas	8	"	
— Pizarras	10	"	
— Caliza...	4	"	(nivel z)
— Pizarra...	20	"	
— Caliza...	15	"	(nivel η + ι)
— Pizarra arenosa y arenisca...	10	"	
— Caliza...	15	"	(nivel γ ₁)
— Pizarra...	4	"	
— Arenisca	15	"	
— Pizarra...	7	"	
— Caliza	15	"	(nivel ξ)
— Pizarra y areniscas	7	"	
— Caliza	2,5	"	(nivel ε)
— Pizarra y arenisca...	6	"	
— Caliza	8	"	(nivel γ)
— Pizarra micácea algo arenosa...	5	"	
— Pizarra	3	"	

— Caliza	2	m.	
— Pizarra	1,5	"	
— Caliza	0,5	"	
— Pizarra arenosa y pizarra calcosquistosa ...	0,7	"	
— Arenisca	0,3	"	
— Caliza	0,5	"	
— Pizarra	6	"	
— Caliza	7	"	(nivel β)
— Pizarras	10	"	
— Caliza gris, a veces algo calcosquistosa ...	3	"	(nivel α)
— Pizarras	3	"	
— Cuarzitas	3	"	
— Areniscas y pizarras	1	"	

YACENTE: Caliza gris de Tiatordos.

En este corte es de destacar la presencia de una capa de cuarcitas, capa que se encuentra justamente por encima de la gran intercalación caliza de Tiatordos, intercalación que forma

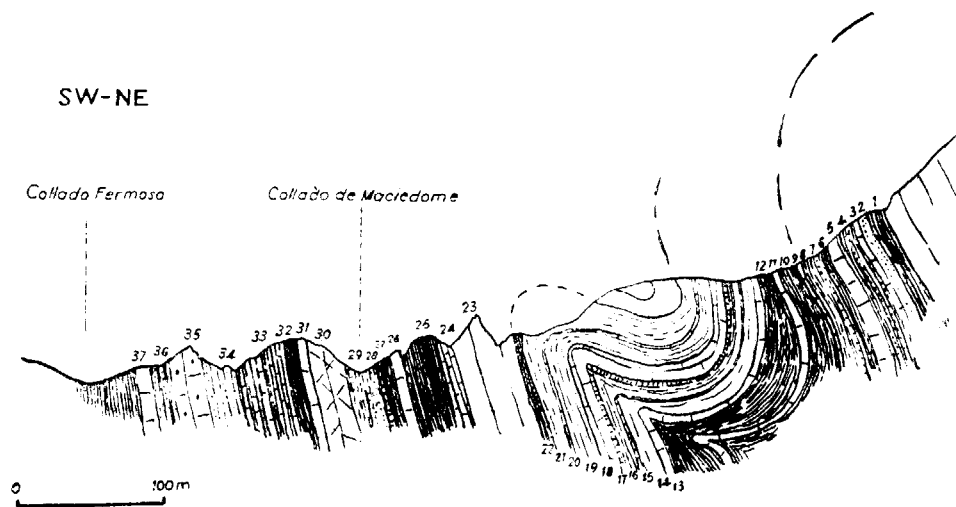


Fig. 9.—Cortes en la cabecera del río Pendones.—Corte por el Collado de Maciédome.

la base de toda la serie estudiada. Esta formación cuarcítica carbonífera es, sin embargo, poco potente. Todo este conjunto se continúa hacia el E. por el cerro de El Rampiu, donde forma un sinclinal. En él pueden reconocerse los niveles calizos.

La serie no puede seguirse más hacia la base, debido a la tectonización; por debajo de la última intercalación caliza aparecen potentes formaciones de pizarras y pizarras con calcosquistos, pero los contactos son mecánicos. En Maciédome, en Canalpodre (fig. 9), el corte es, en cambio, más completo. Allí se corta la serie siguiente (XVI, figs. 10 y 11):

TECHO: Pizarras

37.—Caliza	7	m.	(nivel λ ₃)
36.—Pizarras y areniscas	7	"	
35.—Caliza con algún nódulo silíceo	7	"	(nivel λ ₁)
34.—Pizarras y areniscas	10	"	
33.—Pizarra calcosquistosa y calcosquistos alternando con pizarra oscura	20	"	
32.—Pizarra	5	"	
31.—Caliza	3	"	(nivel β)
30.—Arenisca compacta y cuarcita	15	"	
29.—Areniscas alternando con pizarras	10	"	
28.—Pizarras con intercalaciones calcosquistosas y arenosas	3	"	
27.—Pizarras	4	"	
26.—Caliza	3,5	"	
25.—Pizarra	8	"	
24.—Caliza en bancos de 0,4 m. alternando con pizarras	2,5	"	(nivel η)
23.—Caliza	13	"	
22.—Pizarra y arenisca	5	"	
21.—Pizarra	6	"	
20.—Caliza	1,2	"	
19.—Pizarra con alguna capa algo arenosa hacia la base	7	"	
18.—Caliza	8	"	(nivel ε)
17.—Caliza con alguna intercalación pizarrosa de 0,2 a 0,3 m.	4	"	
16.—Pizarras	2	"	
15.—Calcosquistos y pizarras	2	"	
14.—Pizarra con algún nódulo limonítico esporádico	7	"	
13.—Caliza	3,5	"	(nivel ε)
12.—Pizarra	12	"	
11.—Caliza	4	"	(nivel δ)
10.—Pizarra	10	"	
9.—Caliza	2	"	(nivel γ)
8.—Pizarra y arenisca	8	"	

7.—Arenisca	2	m.	
6.—Pizarras... ..	8	"	
5.—Caliza	7	"	(nivel β)
4.—Pizarra y arenisca	10	"	
3.—Caliza	2,5	"	(nivel α)
2.—Arenisca... ..	4	"	
1.—Pizarra	4	"	

YACENTE: Caliza masiva de Maciédome.

En esta sucesión es de destacar la intercalación cuarcítica, que aquí no ocupa una posición basal como antes, sino que se intercala en plena serie. Esta cuarcita se encuentra también en El Cordal, donde alcanza una potencia de unos 30 m.

Zona de Sobrefoz-Collado Zorro.—Una primera serie puede obtenerse en esta zona siguiendo la carretera de San Juan de Beleño a Sobrefoz, pasado el túnel en dirección a Sobrefoz. La sucesión que se corta es:

Caliza azul compacta	6	m.
Pizarras nodulosas, con nódulos pizarrosos de unos 20 cm. y formas elipsoidales ...	25	"
Calizas azules	3	"
Pizarras hojosas alternando con alguna capa más compacta	2,5	"
Calizas... ..	2	"
Pizarras hojosas	2	"
Calizas	3	"
Pizarras algo calcosquistosas, cada vez más calcosquistosas hacia el techo... ..	3	"
Calizas azules	2,5	"
Pizarras muy hojosas con nódulos de limonita y piritita	5	"

YACENTE: 100 m. de caliza gris compacta.

Aquí persisten las mismas características que en las zonas anteriores, es decir, que sobre la caliza masiva basal se apoya una serie con intercalaciones calizas. La separación entre ambos niveles es clara.

Los niveles basales contienen abundantes braquiópodos; la fauna recogida consta de: *Pugna pleuredon*, *Phillips*, *Cleiothy-*

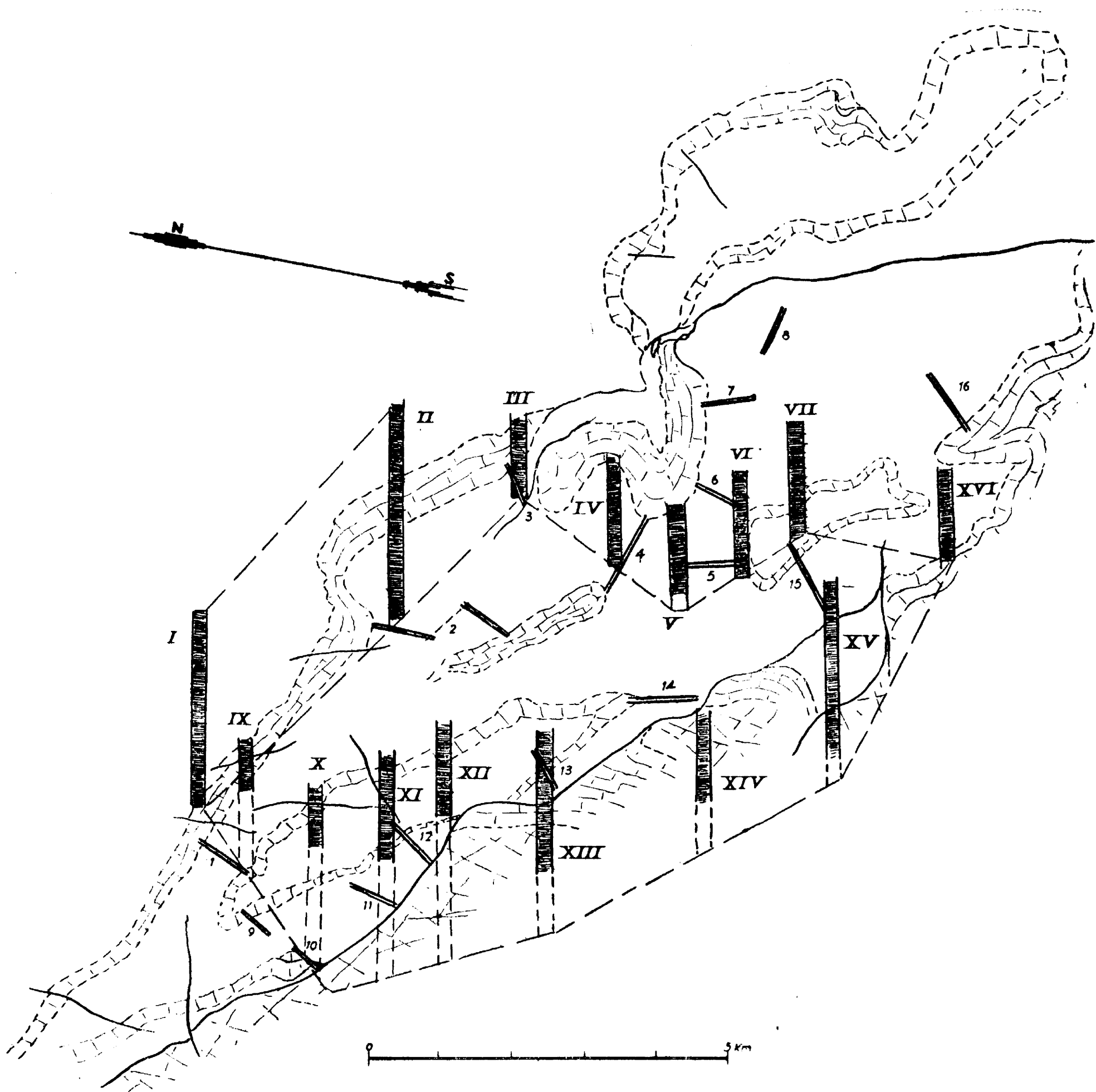
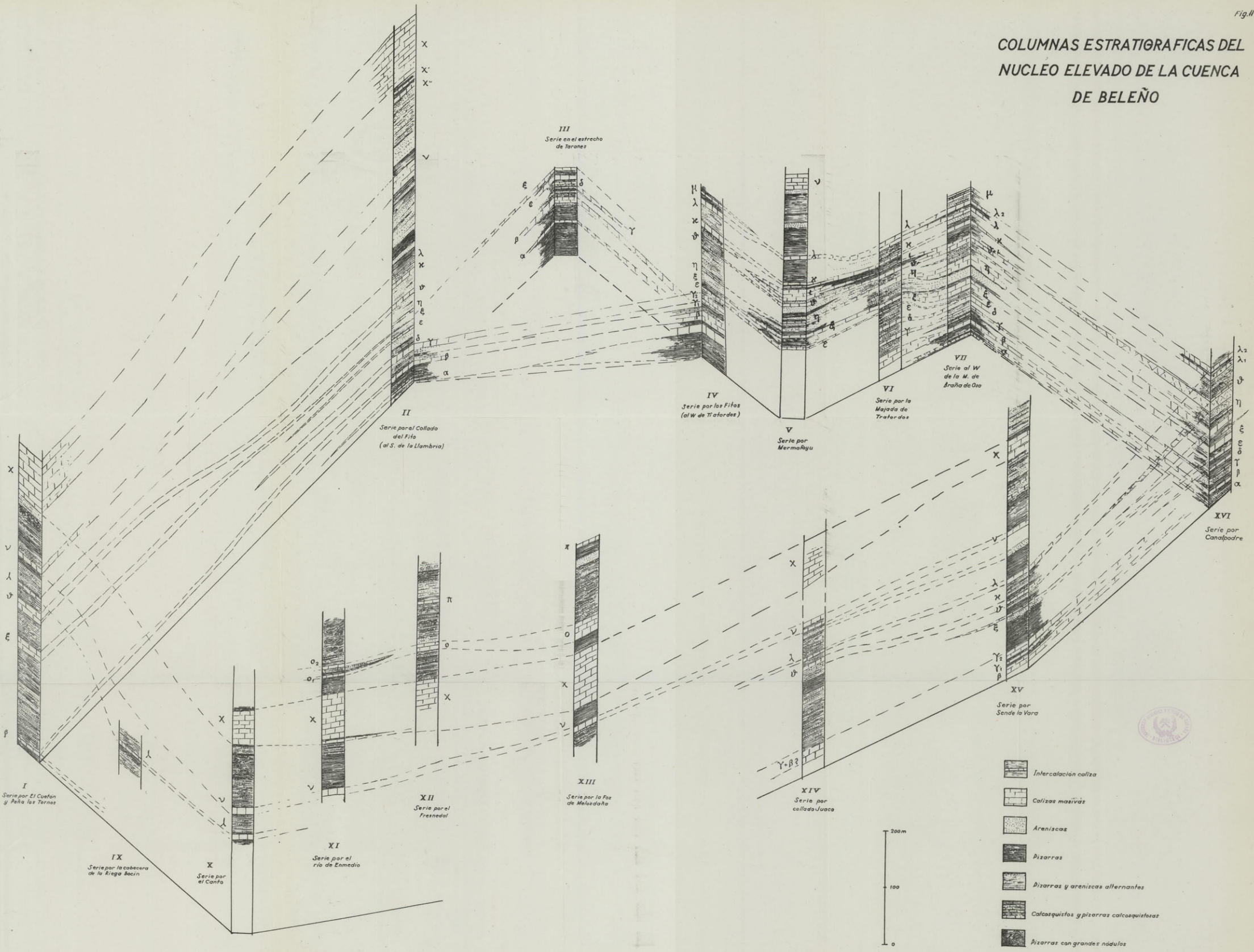


Fig. 10.—Esquema de la distribución de las columnas estratigráficas en relación con los itinerarios, según los cuales se han obtenido las series (núcleo de Beleño, zona elevada).

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS DEL NUCLEO ELEVADO DE LA CUENCA DE BELEÑO



ridina sp.; *Spirifer biplicoides*, Weller; *S. forbesi*, Nordw et Prat; *S. missouriensis*, Swallow; *Ambocoelia* sp.; *Chonetes* (*Chon.*) *laguessianus*, D. K.; *Productus* (*Plicatifera*) aff. *thomasi* n. sp.; *Phrycodothyris* sp.; *Reticularia lineata*, Martin; *Straparollus* sp.; *Athrys* sp.; *Phymatifer* sp. Especies clasificadas por el señor Demanet.

Junto al pueblo de Sobrefoz, y en la margen izquierda del río, puede obtenerse otro corte (fig. 12). La sucesión que se obtiene es:

17.—Caliza	5 m.
16-12.—Pizarras oscuras en lascas y pizarra oscura muy deleznable.	5 "
11.—Pizarras y areniscas con restos vegetales.	1,5 "
10.—Pizarras... ..	1,7 "
9.—Caliza	2 "
8.—Pizarra oscura y arenisca	3 "
7.—Calcosquistos y caliza silícica	1 "
6.—Liditas	0,4 "

YACENTE: Caliza gris.

Algo más al S. puede cortarse una sucesión algo más completa (fig. 12). Esta sucesión es:

17.—Caliza	5 m.
16.—Pizarra	0,4 "
15.—Carbón	0,01-0,02 "
14.—Pizarra con alguna capa arenosa	3 "
13.—Arenisca con pizarra arenosa intercalada.	1 "
12.—Pizarra, a veces arenosa	3 "
11.—Pizarra compacta y arenisca con restos vegetales... ..	4 "
10.—Pizarras... ..	3 "
9.—Caliza	3,5 "
8.—Pizarra oscura	4 "
7-6.—Caliza gris con concreciones nodulosas silícicas y capas de liditas... ..	4 "
5.—Caliza gris	30 "
4.—Pizarra	5 "
3.—Caliza gris	10 "
2.—Pizarra	30 "
1.—Caliza	4 "

YACENTE: Pizarra, a veces algo arenosa y micácea.

Este corte, más completo hacia la base que el anterior, nos muestra una disminución notable en la potencia de la caliza basal. En efecto, los niveles 3-4-5-6-7, que corresponden a dicha formación caliza, suman tan sólo 50 m.; por otra parte hay que señalar la aparición de una intercalación pizarrosa, que si bien débil, rompe la unidad de la formación. Por lo que respecta a los otros niveles, se presentan escasas diferencias con el corte anterior; tan sólo en los niveles 6-7 ó bien en los niveles 12-16, que ahora se diferencian bien, mientras en el corte anterior formaban una masa más uniforme.

Algo más al S., en la margen derecha del río Sobrefoz, puede obtenerse la siguiente sucesión que afecta a la caliza masiva basal (fig. 12).

5.—Caliza gris	30	m.
4.—Pizarra	20	"
3.—Caliza gris	6	"
2.—Pizarra y arenisca	15	"
1.—Caliza.....	3	"

YACENTE: Pizarras.

Las capas 3-4-5 corresponden a la caliza basal y muestran una importante intercalación pizarrosa: la capa 4, con 20 m. de potencia; con ello queda aquí completamente rota la continuidad en dicha formación caliza. Este hecho es, sin embargo, local. Más al SE., remontando el río de Enol, la sucesión que se encuentra es:

TECHO: Areniscas y pizarras, con predominio de las primeras.

— Calizas con intercalaciones de pizarras silíceas en bancos delgados	8	m.
— Calizas y areniscas alternantes en bancos de 20-40 cm. con predominio de las calizas.....	6	"
— Pizarras y areniscas	3	"
— Calizas en bancos de 20-40 cm. con concreciones pizarrosas	8	"
— Pizarra hojosa.....	4	"
— Areniscas y pizarras.....	60	"
— Caliza	15	"



Fig. 12.—Corte junto al pueblo de Sobrefoz.

-- Pizarra	15	m.
-- Calcosquistos y pizarras con restos fósiles.	20	"
-- Caliza	8	"
-- Pizarras con nódulos limoníticos...	5	"
-- Caliza gris compacta...	80	"

YACENTE: Pizarras.

Es decir, que la formación caliza basal, si bien menos potente que en la Peña de la Escalada o en Tiatorodos, constituye de nuevo un conjunto homogéneo.

Una nueva serie puede obtenerse desde la Collada de Pumarín a Collado Zorro. La sucesión que se obtiene es:

-- Caliza con crinoideos y caliza gris compacta	80	m.
-- Pizarras hojosas	5	"
-- Calizas calcosquistosas	4	"
-- Caliza alternante con pizarra y arenisca, con artejos de crinoideos y <i>Straparolus</i> sp.	15	"
-- Caliza gris	5	"
-- Pizarras y areniscas	70	"
-- Caliza gris con crinoideos	20	"
-- Calcosquistos y pizarras...	20	"
-- Pizarra muy deleznable...	20	"

YACENTE: 80 m. de caliza gris compacta.

Como ya queda dicho en varias ocasiones, todo el conjunto estudiado se apoya sobre una potente formación caliza. Esta forma un importante escalón en el relieve y separa, a la vez topográfica y estratigráficamente, la zona elevada de la franja deprimida, es decir, las dos zonas consideradas dentro de la unidad que constituye el núcleo de San Juan de Beleño. Las características de este escalón calizo se estudiaron junto con la franja deprimida; sin embargo, conviene recordar aquí que tanto en la Sierra de Pandemules como en la Loma de la Escalada o en Tiatorodos, estaba formado siempre por una masa compacta. Igual ocurre en Maciédome, donde, al igual que en Tiatorodos, el espesor de la caliza alcanza su máximo. Entre Sobrefoz y San Juan de Beleño, así como en Collado Zorro, este nivel calizo es menos potente, pero constituye aún un conjunto homogéneo.

Al W. de Sobrefoz, en cambio, no sólo su potencia es mucho menor, sino que se encuentra roto por intercalaciones pizarrosas, de tal modo resulta incluso difícil separar con precisión la parte alta del nivel calizo de la parte inferior de la serie alternante que se le superpone. Por lo que hace referencia a esta serie, continúa con sus características intercalaciones calizas, y las únicas diferencias con las otras zonas se refieren al número e importancia de estas intercalaciones.

c) Conclusiones.

En el núcleo de San Juan de Beleño se desarrolla una potente serie carbonífera, que puede estudiarse desde su base y que se apoya sobre la cuarcita silúrica. El estudio estratigráfico pone de manifiesto la existencia de cuatro niveles muy bien diferenciados. En la base, una importante masa caliza, la clásica caliza de montaña, con 100-250 m. de espesor, y por debajo, la serie griotte, formada por calizas, pizarras rojas y radioleritas y con potencias de alrededor de 20 m. Por encima, un conjunto pizarroso, con intercalaciones de areniscas, especialmente hacia la base, con una potencia de unos 400 m. A continuación, una nueva masa caliza, a veces de mayor potencia que la formación caliza basal; su espesor varía de 80 a 250 m. Finalmente, una serie de unos 700 m. de areniscas, pizarras y calizas alternantes; la nota más destacada de esta serie la constituyen las intercalaciones calizas. Dentro de cada uno de estos niveles pueden distinguirse aún otros niveles secundarios, pero no por eso menos constantes y aparentes. Esquematisando, puede resumirse la estratigrafía del núcleo de San Juan de Beleño en los niveles siguientes:

-- Pizarras, areniscas y calizas alternando... ..	} Serie superior con intercalaciones calizas (700 metros).
-- Caliza compacta (nivel γ)	
-- Pizarras, areniscas y calizas alternando	} Caliza masiva superior (caliza de las Sierras de La Escalada-Tiatorodos)
-- Caliza masiva superior (caliza de las Sierras de La Escalada-Tiatorodos)	

— Zona superior con intercalaciones calizas (20-50 metros)	} Conjunto pizarroso (250-350 m.)
— Serie predominante pizarrosa (200 m.)	
— Serie de predominio arenoso (100 m.)	
— Zona inferior de pizarras abigarradas y de intercalaciones calizas (20-30 m.)	} Formación caliza basal (100 - 250 metros).
— Caliza de montaña (100-300 m.)	
— Serie griotte (20 m.)	
— Serie griotte (20 m.)	

3) EL REBORDE NE.

Está formado por un conjunto de alineaciones orientadas de NW. a SE. Para el estudio estratigráfico pueden considerarse tres unidades: la alineación de Sebarga, la alineación de Amieva y el núcleo de Los Beyos. La primera de estas unidades comprende toda la franja pizarrosa que desde Fontecha se dirige hacia el SE. hasta Cien; sus límites son: al NE., las sierras de Texedo y de Tresiero; al SW., las sierras de Aves y Carangas, con Pico Pierzo (1.552 m.), como punto culminante. Esta unidad se presenta topográficamente dividida en tres zonas: una zona NE. deprimida, la zona Fontecha; una central, elevada, formando un núcleo montañoso calizo, que rompe aparentemente la continuidad de la franja pizarrosa, el núcleo de La Mota Cetín; una zona SE. deprimida, la zona de Pen. la alineación de Amieva limita al SW. con las sierras de Texedo y Tresiero, que la separan de la alineación de Sebarga; el límite NE. es la Sierra de Amieva, parte en realidad de los Picos de Europa, de los que la separa el río Dobra, excavando una profunda garganta entre ella la Sierra de Covadonga. El núcleo de Los Beyos es una importante zona montañoso, por la que discurre el río Sella, que excava el desfiladero de este nombre; bajo el nombre de núcleo de Los Beyos puede englobarse el desfiladero propiamente dicho y los relieves de Pico Cabronero y Niajo. Esta unidad se extiende al SE. de las dos precedentes y es su continuación en este sentido; un predominio de las calizas sobre las franjas pizarrosas de posición sinclinal es causa de que esta zona se diferencie como un notable núcleo montañoso, sus límites son: al W., la franja deprimida del núcleo de Beleño; al

SE. otra zona deprimida, el Valle de Sajambre; al E., el río Dobra que, al igual que con la Sierra de Amieva, excava una profunda garganta que separa este núcleo de los Picos de Europa.

a) La alineación de Sebarga.

Como se ha indicado ya, pueden distinguirse tres zonas en esta unidad. Esta división en tres zonas distintas tiene, sin embargo, un carácter excesivamente topográfico. Para el estudio estratigráfico es mejor considerar tan sólo una zona NW. y una zona SE.; la zona NW. puede comprender el área pizarrosa de Fontecha y el núcleo montañoso de La Mota Cetín; la zona SE., toda el área que se extiende desde el río Ponga hacia el SE.

La zona NW.—Hacia el extremo NW. de la alineación de Sebarga afloran los niveles más bajos del Carbonífero. La caliza de montaña aparece en tres anticlinales, y en uno de ellos, el más occidental, afloran las cuarcitas formando su núcleo. En este extremo NW. puede, por lo tanto, obtenerse la sucesión de los niveles más bajos dentro del Carbonífero. Un corte por la carretera de Sebares a Cazo a partir de la caliza de montaña de la Peña de Toyo permite obtener la sucesión siguiente:

TECHO.	
— Pizarras	4 m.
— Arenisca muy compacta en bancos de 1 a 3 m. alternando con pizarras en bancos de 1 m.	10 "
— Pizarras con intercalaciones de areniscas...	20 "
— Areniscas muy compactas en bancos de 1 a 3 m. alternando con pizarra en bancos de 1 m.	9 "
— Pizarras y alguna capa de arenisca con nódulos limoníticos.	4 "
— Arenisca muy compacta en bancos de 1 a 3 m. alternando con pizarra en bancos de 1 m., localmente, con zonas de mayor predominio de las pizarras	45 "
— Pizarra y arenisca... ..	30 "
— Pizarra roja alternando con calcosquistos, pizarra verdosa y capas dolomíticas... ..	10 "

Zona superior de la caliza de montaña con intercalaciones pizarrosas.	--- Caliza con alguna intercalación pizarrosa.	3	m.
	--- Caliza gris compacta...	20	"
	--- Pizarra ...	0,4	"
	--- Caliza gris ...	5	"
	--- Pizarra ...	0,4	"
	--- Caliza...	3	"
	--- Pizarra ...	0,5	"
	--- Caliza...	0,5	"
	--- Pizarra ...	0,7	"
	--- Caliza...	0,4	"
--- Pizarra ...	0,5	"	
--- Caliza gris compacta...	5	"	
--- Caliza con capas de pizarra ...	10	"	
--- Caliza gris compacta...		"	

YACENTE.

Este corte pone de manifiesto cómo hacia la parte alta de la caliza de montaña se intercalan delgados bancos de pizarra. Por lo que respecta a la serie que se superpone a esta caliza de montaña, y tal como se ha visto ya en muchos puntos de la cuenca de Beleño, existe un nivel basal de pizarras rojas y a veces abigarradas de unos 15 m. de espesor; la serie que sigue a este nivel es en gran parte arenosa, al igual que en la cuenca de Beleño. Esta sucesión se ve interrumpida, hacia la parte superior, por unos niveles de conglomerados, especialmente visibles entre los Km. 10 y 11; se trata de unos conglomerados de cantos calizos que se extienden al SE. hacia Fontecha, por el S. de las minas de carbón; más adelante se tratará de estas capas; de momento interesa sólo indicar que este nivel no guarda relación con la serie que se está estudiando ahora, sino que forma la base de un conjunto discordante sobre ella. Por encima de la serie descrita se encuentra un potente nivel pizarroso de unos 200 m. que en los 10-20 m. superiores tiene intercalaciones de calcosquistos y al que se superpone un espeso banco de caliza gris compacta de unos 150-200 m. de potencia. Estos niveles se ponen de manifiesto en la zona del collado por el que pasa la carretera, entre los Km. 12-13, y en los relieves del SE. formados por la caliza gris compacta antes citada.

Estos niveles que acaban de describirse encajan perfectamente en la serie tipo de la cuenca de Beleño. Al igual que

allí, existe por encima de la caliza de montaña un conjunto de unos 300-400 m. de pizarras y areniscas. En él las areniscas predominan en la parte baja, las pizarras en la parte alta. Por debajo y por encima de este nivel pizarroso se sitúan, limitándolo, dos niveles calizos igualmente potentes: el inferior lo constituye la caliza de montaña; el superior es una caliza masiva de unos 100-150 m. que equivale al nivel de Tiatordos, en la cuenca de Beleño. En el límite con la caliza de montaña se sitúa una serie de unos 15 m. de pizarras rojas y abigarradas; en la parte más alta de la serie pizarrosa, en el límite con la caliza superior, se disponen unos metros de pizarras con intercalaciones calizas. La serie descrita ahora es, pues, la misma que se encontraba en el núcleo de Beleño.

Un corte más completo de la caliza de montaña puede obtenerse según el curso del Ponga, al S. de Sellaño. La sucesión que allí se corta es la siguiente:

TECHO.

Serie roja y abigarrada	--- Pizarras rojas con lentejones calizos y nódulos ferruginosos...	1,5	m.
	--- Calcosquistos ...	0,7	"
	--- Pizarras rojas ...	2	"
	--- Calcosquistos ...	0,5	"
	--- Pizarra roja con lentejones calizos...	3	"
	--- Pizarras rojas y verdosas alternando con pizarras en capas compactas ...	4	"
	--- Pizarra roja...	1	"
	--- Calcosquistos y pizarras rojas. ...	3	"
	--- Pizarra roja...	4	"
	--- Calcosquistos y pizarras...	1	"
Caliza de montaña.	--- Pizarras rojas ...	3	"
	--- Caliza en capas delgadas con algún nivel pizarroso ...	60	"
	--- Caliza gris compacta...	150	"
Serie griotte	--- Caliza gris en capas delgadas, disarmónica.	50	"
	--- Caliza griotte y caliza gris...	20	"
	--- Pizarra roja y radiolerita ...	10	"

YACENTE: Cuarcita.

Tanto esta serie como la anterior ponen de manifiesto la existencia de varios niveles en la caliza de montaña; este hecho contrasta con la serie caliza superior, de carácter más masivo. Otra diferencia se aprecia aún entre ambos niveles calizos: la caliza de montaña es frecuentemente fétida y de tonos oscuros en las secciones frescas, si bien externamente presentan un color gris; la caliza superior, en cambio, es de tonos claros en las secciones frescas, a veces incluso su color es más claro en éstas que en la superficie. Otro hecho que diferencia ambos niveles es la presencia de abundantes fusulinas, fácilmente visibles, en el nivel calizo superior, contrastando con su ausencia en la caliza de montaña.

Hasta ahora se ha considerado una serie perfectamente paralela a la serie del núcleo de San Juan de Beleño. Incluso las diferencias apuntadas entre los dos grandes niveles calizos son las mismas que en aquella zona. Sin embargo, en Fontecha aparecen unas capas que no tienen equivalencia en la cuenca de Beleño. En este nivel se encuentra una mina de carbón: la mina de Fontecha, actualmente abandonada. En las escombrecas de la mina se encuentra flora; el profesor Stockmans clasificó las siguientes especies: *Annularia stellata*, Schl., *Callipteridium pteridium*, *Asterotheca lepidorachis*, *Pecopteris cyathia*, *Sphenopteris* sp., *Calamostachis tuberculata*, Sternberg, *Stenophyllum oblongifolium*, Germar et Kaulfuss, *Linopteris florini* y *Linopteris neuropteroides*,

Esta flora indica el Estefaniense. Este nivel forma un conjunto poco potente que empieza por un conglomerado de base, conglomerado que se apoya discordante sobre las pizarras y areniscas que separan los dos niveles calizos: la caliza de montaña y la caliza masiva superior. La serie estefaniense es:

TECHO.		
-- Pizarras y areniscas con carbón en la base.	100	m.
-- Cuarcita y arenisca cuarcítica...	40	"
-- Conglomerado de cantos calizos y cemento silíceo alternando con bancos de arenisca cuarcítica ...	2	"
-- Conglomerado de cantos calizos ...	20	"

YACENTE.

Los conglomerados de la base aparecen bien desarrollados en las proximidades de Fontecha, al S. de la mina. Hacia el NE. adelgazan y en algunos puntos son difíciles de ver. En algunos momentos parece como si existiese discordancia progresiva y las cuarcitas avanzan sobre los conglomerados. La gran vegetación que cubre la zona impide aclarar este punto.

La zona SE.—Al igual que para la anterior, en la zona SE. cabe distinguir una serie comparable a la descrita en el núcleo de San Juan de Beleño y un Estefaniense discordante sobre ella. Se trata, pues, de dos series estratigráficamente diferentes, por lo que serán descritas aparte.

1) *La serie inferior.*—Puede estudiarse sólo en sus niveles inferiores, debido al carácter discordante del Estefaniense que se le superpone. Tan sólo en el valle del Ponga aparecen niveles un poco altos, tal como el nivel superior de la caliza masiva. Sobre las características de este nivel no vale la pena insistir, ya que son las mismas que las descritas para la zona anterior. Hacia el SE., es sólo en los niveles más bajos donde se puede obtener una serie. Remontando el río Carmenero desde su confluencia con el Sella se corta una buena sucesión, si bien hay que tener en cuenta que existe una repetición tectónica señalada por la aparición, rompiendo el conjunto calizo, de una franja de pizarras rojas correspondientes al nivel inmediatamente superior a la caliza de montaña. La sucesión que puede obtenerse es:

TECHO.		
Serie roja y abigarrada.	-- Areniscas y pizarras...	1 m.
	-- Pizarras negras con lentejones de caliza...	1 "
	-- Pizarra negra y roja alternante...	1 "
	-- Pizarras abigarradas...	20 "
	-- Pizarra y calcosquistos...	0,5 "
	-- Pizarra roja...	1 "
	-- Pizarras verdosas con bancos de caliza de 20 cm. ...	1,5 "

Caliza de montaña.	— Caliza parduzca y pizarra	2	m.
	— Caliza en capas de 0,2 a 0,5 m.	15	"
	— Pizarra	0,3	"
	— Caliza bien estratificada	60	"
	— Caliza con intercalaciones de pizarras... ..	2	"
	— Caliza	50	"
	— Caliza en lajas	50	"

YACENTE: Griotte.

Como queda dicho ya, no pueden hacerse buenas sucesiones de los niveles más altos. En este corte es de señalar el desarrollo que alcanza la serie roja; por lo que respecta a la caliza de montaña, destaca su carácter marcadamente estratificado.

2) *El Estefaniense discordante.*—Ocupando el centro de la alineación de Sebarga se sitúa el Estefaniense en forma de una alargada franja pizarrosa. Su presencia queda señalada por los bancos de conglomerados que bordean el nivel de caliza superior; estos conglomerados tienen una potencia de unos 40 m. y alternan en bancos muy cementados con otros de cemento pizarroso y por tanto mucho más sueltos. Por encima de ellos se sitúa un nivel pizarroso de 100 a 150 m. que forma el núcleo de todo el sinclinal. Aquí falta la cuarcita, tan abundante en Fontecha; por otra parte, a veces los conglomerados pueden faltar también. Este hecho vuelve a plantear el problema de una discordancia progresiva, problema que las condiciones de observación de campo no permiten resolver. En la parte baja de la serie pizarrosa, y en contacto con el conglomerado inferior, se explotó en Carmenero una mina de carbón, mina que por tanto se encuentra en la misma posición que la de Fontecha.

b) *La alineación de Amieva.*

Es una zona muy poco apropiada para el estudio estratigráfico. Como se verá en la parte tectónica, se trata de un conjunto de escamas muy apretadas que se disponen entre la Sierra de Amieva y la Sierra de Tresiero-Aboguero. Hacia el NE. las estructuras son menos agudas; sin embargo, tan sólo en la ca-

liza de montaña puede obtenerse alguna serie. Los niveles superiores se encuentran reducidos a alguna franja pizarrosa, siempre muy estrecha y profundamente tectonizada.

Una serie en la caliza de montaña puede obtenerse según el río Sella, a partir del punto de confluencia con el Ponga. Se trata de un anticlinal de caliza de montaña en cuyo núcleo afloran las cuarcitas; a partir de este núcleo pueden obtenerse sucesiones según los dos flancos del anticlinal, si bien en el flanco NE. faltan los niveles más inferiores debido a una falla que corta longitudinalmente al anticlinal. La sucesión que se obtiene para la caliza de montaña y serie griotte es:

TECHO: Areniscas y pizarras.

— Caliza estratificada con intercalaciones de pizarras	15	m.
— Caliza gris... ..	50	"
— Caliza con intercalaciones de pizarra	4	"
— Caliza gris	8	"
— Caliza gris estratificada, con algún nivel pizarroso de 5-20 cm... ..	50	"
— Caliza amarillenta alternando con alguna capa roja	4	"
— Caliza griotte	10	"
— Pizarra roja y radioleritas	10	"

YACENTE: Cuarcita masiva.

Esta serie muestra un conjunto calizo poco potente. La caliza de montaña, a pesar de su proximidad con los Picos de Europa, no ha aumentado de potencia con respecto al núcleo de Beleño o a la alineación de Sebarga. Otra característica es la presencia de finas capas de pizarras interestratificadas que se encuentran tanto en la parte alta como en la base de la formación caliza. La serie griotte tiene las mismas características de siempre, es decir, caliza en la parte superior y de pizarras y radioleritas en la inferior; como siempre, el paso a la caliza de montaña no se hace de un modo brusco.

Esta serie es suficiente para dar idea de las características de la caliza de montaña en esta zona. La Sierra de Faces o los relieves de El Picoreto no están suficientemente alejados para

dar sucesiones o potencias notablemente diferentes; es en la Sierra de Amieva, en todo caso, donde la caliza de montaña adquiere unas características algo diferentes. La Sierra de Amieva no ha sido, sin embargo, estudiada a fondo, ya que en realidad está ligada a los Picos de Europa; es interesante hacer constar aquí solamente que la potencia de la caliza en la Sierra de Amieva debe ser mayor a las potencias dadas para la zona de Aboguero, que si bien descrita con la alineación de Sebarga, se encuentra muy próxima a la Sierra de Amieva. Así pues, las potencias, para la caliza de montaña, se mantienen prácticamente constantes hasta Amieva; las variaciones de espesor observadas son en realidad fenómenos locales de los que por ahora no puede sacarse una conclusión general. En la Sierra de Amieva, en cambio, parece que la potencia aumenta. En principio, y en espera de que al estudiarse los Picos de Europa se aporten nuevos datos al problema, puede asignarse a la caliza de la Sierra de Amieva unos 300 m. de potencia; este hecho, como se verá más adelante, está en estrecha relación con lo que se observa en Los Beyos.

Hasta ahora se ha hablado de la caliza de montaña; sin embargo, aunque en los niveles superiores no pueden obtenerse buenas series estratigráficas, se encuentran algunos datos que deben ser destacados. El primer hecho a destacar es la presencia de facies semejantes a las que en Beleño y Sebarga caracterizaban al conjunto de pizarras y areniscas que separan los dos grandes niveles calizos. Igual que en aquellas otras zonas, en la alineación de Amieva existe, por encima de la caliza de montaña, una serie de pizarras y areniscas, si bien no es posible obtener la sucesión de niveles de que está formada. Puede admitirse igualmente que hacia la parte alta las areniscas van siendo menos abundantes, hasta dar lugar a una serie exclusivamente pizarrosa. Es interesante también señalar la ausencia de Estefaniense, así como de los niveles altos de la serie westfaliense descritos en el núcleo de Beleño; a este respecto se observa, ya en la alineación de Sebarga, que el nivel más alto, dentro del Westfaliense, correspondía a la caliza masiva superior, mientras que en la cuenca de Beleño existían todavía unos 600-700 m. de pizarras y areniscas con intercalaciones calizas

por encima de este nivel. Aquí, en Amieva, se encuentra solamente la caliza de montaña y las areniscas y pizarras que se le superponen; todo esto no tiene, sin embargo, significación estratigráfica, ya que esta falta de niveles debe interpretarse como debida exclusivamente a la erosión.

Finalmente, antes de acabar con esta enumeración de los rasgos principales de la estratigrafía de Amieva, queda por considerar el límite entre la caliza de montaña y la serie que se le superpone. Este límite está marcado por la presencia de un nivel de pizarras rojas, al igual que en Sebarga y en gran parte del núcleo de Beleño. Este nivel rojo se encuentra bien visible en las proximidades de Amieva, en el límite entre la franja pizarrosa y las calizas que forman la sierra de este nombre. Aquí, a diferencia de otros puntos, llegan a aparecer calizas en esta serie roja; ello da lugar a que a veces existan niveles parecidos a la caliza griotte, con la cual pueden confundirse. Este hecho es un fenómeno local propio de esta zona de Amieva y deriva de la aparición de bancos calizos en esta serie roja, mientras que hasta ahora no existían calizas en ella o se limitaban a formas nodulares y de color oscuro, casi negro. Así pues, la alineación de Amieva no presenta ninguna particularidad desde el punto de vista estratigráfico; de una parte, la estratigrafía es completamente comparable a la del núcleo de Beleño; de otro lado se presentan sólo los niveles más bajos de la serie, y, finalmente, la tectonización impide obtener buenas sucesiones. Lo que cabe concluir es, en todo caso, que dentro de los pocos niveles que pueden considerarse aquí, la sucesión estratigráfica es paralela a la sucesión tipo descrita en la cuenca de Beleño.

c) *El núcleo montañoso de Los Beyos.*

Está formado casi exclusivamente por caliza. Más concretamente, por la caliza de montaña que forma la base del Carbonífero. Tan sólo en pequeñas franjas, siempre muy estrechas y tectonizadas, aparecen materiales superiores o inferiores a ellas, es decir, retazos de pizarras carboníferas o bien de la serie griotte. Esto hace que no sea esta zona muy apropiada para realizar

un estudio estratigráfico. Tan sólo por lo que se refiere a la caliza de montaña pueden obtenerse datos de interés. De las restantes formaciones sólo pueden obtenerse datos aislados, cuya interpretación debe hacerse siempre por comparación con las zonas vecinas. Considerando la caliza de montaña, pueden obtenerse a lo largo del río Sella algunas series, que se estudiarán de N. a S. La más septentrional puede obtenerse en San Ignacio de los Beyos. Esta serie muestra la composición de los niveles bajos. Es la siguiente:

-- Caliza gris en lajas	70	m.
-- Pizarras y caliza	1	"
-- Caliza gris con tintes algo amarillentos y rosados, hacia la base... ..	8	"
-- Caliza griotte y caliza gris reticular	20	"
-- Pizarra roja y radioleritas... ..	10	"

YACENTE.

Esta serie pone de manifiesto la sucesión estratigráfica de las capas inferiores de la caliza de montaña; niveles superiores a los descritos en este corte se encuentran remontando el río Cándamo. La sucesión allí es:

TECHO: Pizarras y areniscas.

-- Caliza	4	m.
-- Caliza y pizarra en bancos de 20-40 cm. ...	2	"
-- Caliza oscura, algo fétida, bien estratificada en las superficies recién cortadas, de apariencia más masiva en las superficies naturales, con intercalaciones de 2-5 cm. de pizarra	100	"
-- Pizarra negra	0,05	"
-- Caliza oscura, algo fétida, a veces masiva, otras estratificada, de color gris en superficie: Visibles	100	"

YACENTE.

Este corte, igual que muchas de las series obtenidas has ahora, pone de manifiesto una caliza de montaña con frecuentes niveles bien estratificados. Por lo que respecta a las inter

calaciones de pizarra, éstas son frecuentes, aunque sumamente delgadas, en toda la parte superior de la masa caliza.

Un corte completo de la caliza de montaña se obtiene algo más al S., desde el río Sella hasta Tolivia; en el Sella, junto a la confluencia con el río Mojizo, se encuentra la serie griotte; remontando el río Mojizo se corta hasta Tolivia toda la serie caliza. La sucesión que se encuentra es:

TECHO.

-- Caliza en bancos delgados y pizarra	7	m.
-- Caliza con niveles algo calcosquistosos y pizarrosos... ..	10	"
-- Caliza gris, más oscura en las secciones frescas, algo fétida, localmente más oscura, con algún banco pizarroso	60	"
-- Caliza estratificada, aunque, a veces, esta estratificación no se hace del todo aparente. De color gris. Más oscura en las secciones frescas. Fétida. Se diferencia del nivel que se le superpone por su mayor estratificación	70	"
-- Caliza algo calcosquistosa, a veces con estructuras en malla y finas capas de pizarra interestratificada	4	"
-- Caliza estratificada, gris, gris oscura en las secciones frescas, fétida, con bolsadas de dolomías en la base (estas dolomías son de origen metasomático y no tienen, por tanto, significación estratigráfica).	80	"
-- Caliza gris azulada con capas de pizarras verdosas, de 5-15 cm., interestratificadas.	8	"
-- Caliza gris	15	"
-- Caliza gris y caliza griotte con capas de pizarras verdosas hacia la base	15	"
-- Pizarras rojas y radioleritas	7	"

YACENTE.

Esta serie muestra gran uniformidad; la diferenciación en niveles se hace en gran parte atendiendo a la mayor estratificación o al carácter más masivo, hecho no siempre real en la caliza de montaña, ya que pueden influir muchos factores en realzar la estratificación o en ocultarla, haciendo aparecer la

caliza como más masiva. Por otra parte se observan intercalaciones pizarrosas, tanto en la base como en la parte alta. En este corte aparece la griotte en la base de la serie, es decir, que la caliza de montaña presenta una sucesión completa. Por debajo de la griotte no afloran nuevos niveles; las cuarcitas no aparecen involucradas en los pliegues; tan sólo en Valdetordos aparecen unos niveles inferiores a la griotte; de ellos se ha tratado ya al hablar del Devónico.

Igual que para los niveles inferiores, los niveles más altos a la caliza de montaña aparecen sólo en retazos muy estrechos, en forma de franjas alargadas. Estas se presentan principalmente en Espina, en la margen izquierda del Sella, en el extremo NW. de la región considerada y en Baeno, en la margen derecha. Baeno, como Espina, son un conjunto de prados colgados por encima del desfiladero; la tectonización es muy intensa e impide obtener series en las franjas pizarrosas; sin embargo, puede observarse un hecho de interés: entre las escamas calizas se encuentran retazos de pizarras rojas y abigarradas; éstas, por su facies, deben equivaler a la serie roja que corona la caliza de montaña; por otra parte, su posición está de acuerdo también con esta atribución, ya que si bien los contactos están siempre mecanizados, las pizarras rojas se encuentran constantemente ligadas a la caliza de montaña y, a la vez, a la pizarra carbonífera, situación que concuerda con su posición estratigráfica de separación entre ambas formaciones.

Estas estructuras se continúan al SE., entre Beza y Cabronero, donde tienen las mismas características. Hasta ahora, todas las formaciones descritas tienen su equivalente en las zonas estudiadas anteriormente y en las cuales la estratigrafía se presenta clara. En resumen, se distingue, pues, en esta zona una serie idéntica a la ya descrita en otras unidades estudiadas, pero limitada casi exclusivamente a la caliza de montaña. Es de señalar el hecho de que por encima de esta caliza se encuentra la serie roja y abigarrada. La caliza de montaña ha aumentado de potencia con respecto a la cuenca de San Juan de Beleño, aunque no muy notablemente; es decir, que se observa un ligero aumento de potencia de E. a W., idéntico al observado en Amieva. Aquí la caliza de montaña llega a alcanzar, tal vez, los

350 m. El techo de esta formación es constante en toda la zona estudiada; la serie roja y abigarrada así lo atestiguan.

Por otra parte cabe señalar la presencia de una franja de conglomerados que bordean, por el W., el Pico de Valdespino. Estos conglomerados son de naturaleza distinta de los estudiados en Sebarga y a los que se asignó edad estefaniense. En Sebarga, los conglomerados eran de cantos calizos, de modo que si bien el cemento era silíceo, predominaba el carácter calizo, debido a la gran abundancia de cantos que a veces no dejaban espacio al cemento; el carácter calizo de los conglomerados de Sebarga llegaba a manifestarse incluso en las formas de erosión que presentaban. Aquí, en cambio, los conglomerados son francamente silíceos y sus cantos rodados están formados casi exclusivamente por cuarcitas; se trata, por tanto, de una formación de carácter distinto. Sobre ella se insistirá más adelante, cuando se tengan más elementos para intentar una interpretación.

d) Conclusiones.

En el reborde NE. del núcleo de Beleño pueden distinguirse en el Carbonífero dos series, separadas por una discordancia: una serie inferior, con idénticas características a la estudiada en el núcleo de Beleño, y una serie superior, de edad estefaniense. En la serie inferior pueden reconocerse los siguientes niveles:

	— Caliza masiva superior (caliza de La Mota Cetín)...	100-150 m.
Conjunto pizarroso: 350 m.	— Zona superior con intercalaciones calizas o calcosquistosas ...	20 "
	— Zona predominantemente pizarrosa ...	200 "
	— Serie con abundancia de areniscas. ...	150 "
	— Serie roja y abigarrada inferior ...	20-40 "
Formación caliza basal (100-350 m.)	— Caliza de montaña ...	100-350 "
	— Serie griotte ...	25 "

La comparación de estos niveles con la serie obtenida en el núcleo de San Juan de Beleño muestra un paralelismo total. La

única diferencia estriba en que en la cuenca de Beleño aparecen niveles más altos que en su reborde NE. Por lo que respecta a las potencias de los diversos niveles se encuentran también escasas diferencias; tan sólo se observa, tal vez, un aumento de potencia en la caliza de montaña de la Sierra de Amieva y Los Beyos; sin embargo, la profunda tectonización de aquella zona hace que sea difícil de calcular con suficiente exactitud.

Además de esta serie, paralela a la de San Juan de Beleño, existe un Estefaniense de unos 150-200 m. de espesor, con un conglomerado de base y un conjunto pizarroso superior. En la parte baja de esta serie pizarrosa se encuentra carbón, que se ha explotado en Fontecha y Carmenero.

4) LA ZONA MERIDIONAL: LA REGIÓN DEL PONTÓN.

En la zona meridional pueden distinguirse dos subzonas: la región del Pontón y la región de Tarna, ligadas cada una de ellas a cada uno de los puertos de este nombre. Esta división en dos subzonas no es, sin embargo, una mera división geográfica; en cada una de estas zonas se dan unas características estratigráficas distintas, ya que mientras en la región de Tarna existen sucesiones comparables a las de Beleño, en el Pontón se desarrolla una serie especial, con abundancia de conglomerados.

En la región del Pontón, para su estudio estratigráfico, pueden distinguirse varias unidades, que son: El valle de Sajambre, la zona divisoria de Pileñes-Ten-El Zalambra y la franja del Esla-Pontón-Valdeón. Todas estas unidades se orientan de NO.-SE., es decir, normales a las que forman en el reborde NE., y, por tanto, envolviendo por el SE. al núcleo de San Juan de Beleño.

a) El valle de Sajambre.

Limita al NE. con los relieves de Niajo, Güembres y Beza, que forman parte del núcleo montañoso de Los Beyos. Hacia el SE. limita con la zona divisoria de Pileñes-Ten, que es su continua-

ción estructural, pero que tiene ya unas características geológicas distintas. Al NW. limita con los Picos de Europa, que aquí destacan formando un enorme murallón, que se levanta sobre el valle de Carombo. Al SE., los relieves de Jario y Pico Ten separan la franja del Pontón-Valdeón del valle de Sajambre.

Un primer corte puede obtenerse en esta zona a lo largo de las carreteras de Vierdes y de Pío. La sucesión que se corta es:

TECHO: Pizarras			
	51.—Pizarra y arenisca alternante	7	m.
	50.—Caliza calcosquistosa y pizarra en bancos de 20 cm.	5	"
	49.—Calizas con bancos interestratificados de pizarra	2	"
	48.—Pizarras... ..	2	"
	47.—Calcosquistos y pizarras	3	"
	46.—Pizarras con algún banco calizo	4	"
	45.—Caliza compacta con alguna intercalación pizarrosa de 5 cm.	7	"
Nivel pizarroso con calcosquistos y calizas.	44.—Pizarra	5	"
	43.—Caliza	1,5	"
	42.—Pizarra	10	"
	41.—Calizas y pizarras en bancos de 20-40 cm.	2,5	"
	40.—Pizarras muy hojosas y muy deleznales.	4	"
	39.—Pizarras algo compactas y calcosquistosas con algún banco de calcosquistos	3	"
	38.—Pizarras muy hojosas y muy deleznales, alternando con bancos más compactos.	10	"
	37.—Calizas en capas de 10-25 cm. y pizarras en capas de 5-20 cm., estas últimas muy deleznales... ..	2	"
	36.—Pizarras muy hojosas con nódulos ferruginosos	25	"
	35.—Pizarras con intercalaciones de areniscas de 50 a 20 cm.	3	"
Nivel predominantemente pizarroso.	34.—Pizarras hojosas	50	"
	33.—Pizarras algo arenosas, compactas, en bancos de 5 a 10 cm.	10	"

	32.—Arenisca compacta...	9	m.
	31.—Pizarras algo arenosas ...	7	"
	30.—Arenisca compacta...	4	"
	29.—Pizarra y arenisca ...	4	"
	28.—Pizarra oscura ...	1,5	"
	27.—Pizarra y arenisca ...	4	"
	26.—Arenisca compacta...	4	"
	25.—Pizarras y areniscas ...	8	"
	24.—Pizarras...	3	"
	23.—Pizarras y areniscas alternando ...	5	"
	22.—Areniscas en bancos de 0,4 a 1 m. con alguna intercalación pizarrosa...	2,5	"
	21.—Pizarras y areniscas alternando en bancos de 40 cm. ...	3	"
	20.—Areniscas en bancos de 0,4 a 1 m. con alguna intercalación pizarrosa...	3	"
Zona inferior con abundancia de areniscas.	19.—Pizarras y areniscas alternando en bancos de 40 cm. ...	3	"
	18.—Pizarras...	3	"
	17.—Pizarras con alguna intercalación de arenisca ...	7	"
	16.—Arenisca ...	1	"
	15.—Pizarra hojosa ...	1	"
	14.—Areniscas con alguna intercalación de pizarras en bancos de 5 cm. ...	3	"
	13.—Arenisca en bancos de 20-50 cm. alternando con pizarras en capas de 20 cm. ...	5	"
	12.—Arenisca compacta...	1,3	"
	11.—Pizarras...	2,5	"
	10.—Arenisca ...	0,2	"
	9.—Pizarras ...	4,5	"
	8.—Pizarra carbonosa ...	0,5	"
	7.—Pizarra ...	3	"
	6.—Pizarra carbonosa ...	0,6	"
	5.—Pizarra ...	2	"
	4.—Arenisca...	2	"
	3.—Pizarra ...	2	"
	2.—Calcosquistos...	0,3	"
Zona inferior con calcosquistos.	1.—Pizarra ...	3	"

YACENTE: Caliza de montaña.

Esta serie no se corta en su totalidad a lo largo de la carretera de Vierdes. Los niveles 17-25 se encuentran recubiertos por Cuaternario. La sucesión estratigráfica entre ambos niveles se

ha obtenido en la carretera de Pío, en el sector paralelo a la de Vierdes. La base de esta serie está tectonizada, si bien la tectonización debe ser muy escasa. Por debajo del nivel 1 faltan, probablemente, unos pocos metros más de pizarra.

A continuación se encuentra ya la caliza de montaña. En ella la sucesión es:

	XI.—Caliza azulada con multitud de vetas de calcita ...	6	m.
	X.—Caliza gris, localmente negra, más oscura en las secciones frescas, fétida ...	15	"
	IX.—Caliza masiva con algún nivel bien estratificado y abundantes bolsadas de dolomías (éstas son de origen metasomático y no tienen, por tanto, significación estratigráfica) ...	30	"
Caliza de montaña.	VIII.—Caliza gris (negra en las secciones frescas), en bancos de 20-50 cm., fétida. ...	15	"
	VII.—Caliza con abundantes bolsadas dolomíticas, hasta el punto de aparecer dolomitizada casi toda la masa (dolomía metasomática, sin significación estratigráfica). ...	50	"
	VI.—Caliza bien estratificada...	15	"
Serie griotte.	V.—Caliza azulada con estructura reticular y pizarra verdosa...	5	"
	IV.—Caliza griotte y caliza amarillenta ...	3	"
	III.—Caliza griotte ...	7	"
	II.—Pizarra roja hojosa y radioleritas...	10	"
	I.—Caliza azul amigdaloides, pizarra negra y calcosquistos ...	10	"

YACENTE: Cuarcita masiva.

Esta serie es la continuación de la anterior, de la que queda separada tan sólo por la tectonización del contacto. Más al W., una nueva serie puede obtenerse a lo largo de la carretera de Oseja de Sajambre al puerto de Pontón. La sucesión que se corta es:

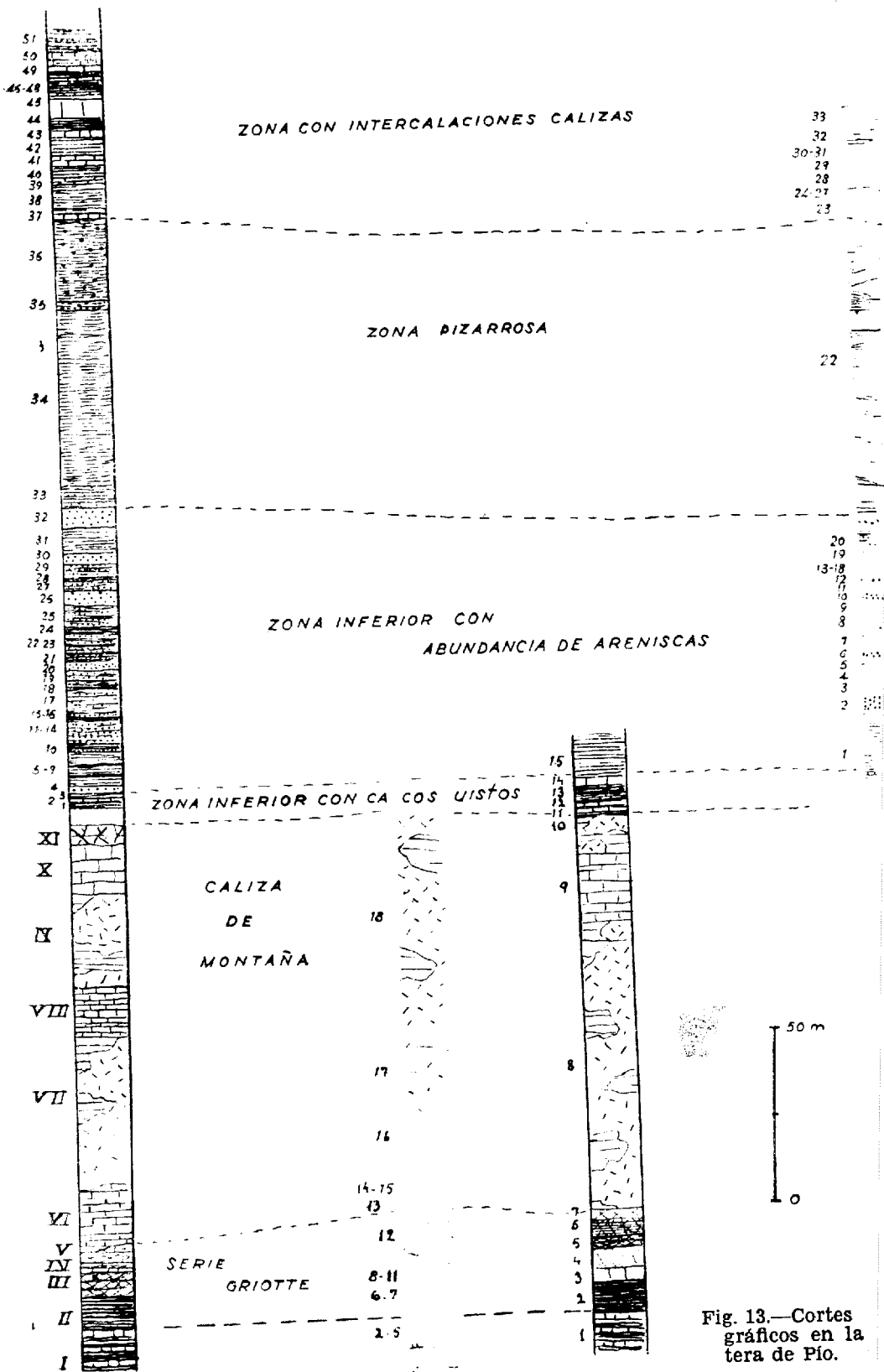


Fig. 13.—Cortes gráficos en la tera de Pio.

TECHO: Areniscas y pizarras.

- | | |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------|
| 13.—Caliza masiva con grandes bolsadas de dolomia metasomática y sin significación estratigráfica. | 70 m. |
| 17.—Caliza estratificada, también con dolomitizaciones ... | 15 " |
| 16.—Caliza negra fétida, en bancos de 20-40 m. que hacia la base se presenta en bancos de 10-15 cm. | 20 " |
| 15.—Pizarra en bancos de 5-15 cm. y caliza en bancos de 5-20 cm. | 1 " |
| 14.—Caliza calcosquistosa con finos bancos de pizarra interestratificados... | 1,5 " |
| 13.—Caliza estratificada... | 5 " |
| 12.—Caliza griotte ... | 20 " |
| 11.—Pizarra roja ... | 0,4 " |
| 10.—Caliza griotte con nódulos silíceos. | 1 " |
| 9.—Pizarras rojas... | 1 " |
| 8.—Caliza griotte ... | 0,5 " |
| 7.—Pizarras rojas muy hojosas alternando en capas de 20 cm. con capas de radioliritas ... | 7 " |
| 6.—Pizarra roja con capas nodulosas de caliza... | 1 " |
| 5.—Caliza azul amigdaloides ... | 2 " |
| 4.—Pizarras negras ... | 5 " |
| 3.—Calcosquistos... | 0,5 " |
| 2.—Pizarras negras ... | 1 " |
| 1.—Areniscas ... | 20 " |

Serie griotte.

YACENTE: Cuarzita silúrica

El paso de la caliza de montaña a la serie pizarrosa que se le superpone se observa bien en el camino de Panderruedas, allí la sucesión es:

- | | |
|------------------------------------------------------------------------|-------|
| 15.—Pizarras ... | 15 m. |
| 14.—Caliza ... | 0,7 " |
| 13.—Pizarra azul grisácea con tinciones de hierro... | 1,5 " |
| 12.—Pizarra y calcosquistos alternando en bancos de 0,4 a 0,10 m. | 3 " |
| 11.—Caliza en bancos de 5-40 cm. y pizarras en bancos de 5 cm. | 2 " |

Caliza de montaña.

(Estos tres niveles no tienen en realidad significación, son una consecuencia de la domilitización.)

Serie griotte.

10.—Caliza enmascarada por una fuerte dolomitización	7	m.
9.—Caliza gris	20	"
8.—Dolomias metasomáticas en bolsadas, dejando alguna zona caliza	80	"
7.—Pizarras silíceas en bancos de 40 a 60 cm.	3	"
6.—Pizarras silíceas en bancos delgados... ..	5	"
5.—Griotte	3	"
4.—Pizarra silícea y radiolerita... ..	5	"
3.—Caliza	4	"
2.—Pizarra roja	10	"
1.—Caliza azul amigdaloides, pizarra negra y calcosquistos	10	"

YACENTE: Cuarcita masiva.

En las dos últimas series llama la atención la presencia de notables masas dolomíticas; éstas, sin embargo, no tienen significación estratigráfica, ya que se trata de bolsadas en la caliza de montaña y cuyo origen no es sedimentario.

Un nuevo corte puede obtenerse en la carretera de Soto de Sajambre. La sucesión que se encuentra es:

TECHO: Pizarras.

Zona con intercalaciones calizas.	33.—Pizarras, calizas y calcosquistos	7	m.
	32.—Pizarras... ..	6	"
	31.—Caliza gris	3	"
	30.—Calcosquistos y pizarras	0,5	"
	29.—Pizarra con nódulos algo ferruginosos ...	3	"
	28.—Pizarra nodulosa con algún banco arenoso.	3	"
	27.—Pizarras y calcosquistos alternando en bancos de 10 a 20 cm.	4	"
	26.—Caliza con restos de crinoideos... ..	0,5	"
	25.—Pizarras y calizas alternando en bancos de 10 cm.	2	"
	24.—Pizarra azulada pasando a calcosquistos...	1	"
	23.—Pizarras y calizas alternando en bancos de 20 a 40 cm.	2	"
Zona pizarrosa.	22.—Pizarras, a veces nodulosas, con capas de areniscas intercaladas y localmente, con nódulos limoníticos	75	"

Zona inferior con abundancia de areniscas.	21.—Arenisca... ..	3	m.
	20.—Pizarra y arenisca	5	"
	19.—Pizarra	4	"
	18.—Arenisca y pizarra	0,5	"
	17.—Arenisca y pizarra con bancos de 5 cm. ...	0,3	"
	16.—Pizarra	0,8	"
	15.—Arenisca	0,3	"
	14.—Pizarra	1	"
	13.—Arenisca y pizarra	1	"
	12.—Arenisca... ..	3	"
	11.—Pizarra y arenisca alternando.	3,5	"
	10.—Arenisca.	3	"
	9.—Pizarra	3	"
	8.—Pizarra con intercalaciones de areniscas.	10	"
	7.—Arenisca con bancos de pizarra intercalados	3,5	"
	6.—Arenisca	3	"
	5.—Pizarras... ..	5	"
	4.—Arenisca	1	"
	3.—Pizarra	4	"
	2.—Arenisca	6	"
	1.—Pizarras y areniscas con algún banco calcosquistoso en la base	30	"

YACENTE: Caliza de montaña.

Estas series ponen de manifiesto algunos hechos de interés; en primer lugar, la aparición de unas capas negras, pizarras y calizas por debajo de la griotte; este hecho se discutió ya en el capítulo dedicado al Devónico; estas capas se encuentran bien representadas en todo Sajambre, y con menos claridad, en diversos puntos del valle del Sella (Carmenero, El Picoreto, Valdetordos).

Por lo que se refiere a la caliza de montaña, se observa una clara disminución con respecto a Los Beyos. La potencia de la caliza en el límite SE. del valle de Sajambre no llega a 200 metros. Sobre este hecho se insistirá más adelante. Otro hecho interesante destacar: la presencia de intercalaciones calizas en la serie pizarrosa superior a la caliza de montaña. Un precedente de esto se encuentra en el núcleo de San Juan de Beleño, donde existen unos niveles de calcosquistos. Aquí, sin embargo, se trata de niveles bien desarrollados de caliza. Finalmente hay

que señalar que la serie pizarrosa empieza por unos niveles con calcosquistos; así pues, al igual que en algunas localidades de la cuenca de Beleño, la serie roja ha sido sustituida en Sajambre por una zona con calcosquistos. Por lo que se refiere al resto de la serie, existe igualmente una parte baja con abundantes capas de areniscas y una parte alta con predominio de las pizarras; es en esta parte alta donde se sitúan las capas de caliza, del mismo modo que era también en ella donde se situaban, en Beleño, los niveles calcosquistosos.

Todas las sucesiones consideradas se refieren al sector SE. del valle de Sajambre. En el sector NW. no pueden obtenerse buenas series, ya que el contacto con el núcleo montañoso de Los Beyos-Sierra de Beza es un contacto tectónico importante. Sin embargo, son de señalar algunos hechos de interés: de un lado, la presencia de varias capas calizas intercaladas en las pizarras; de otro, la presencia de un nivel de capas rojas en Covarcil. El primero de estos hechos debe relacionarse con las intercalaciones citadas en los cortes que acaban de describirse, aunque no puede asegurarse su equivalencia; de todos modos parece deducirse una mayor importancia de estos episodios calizos hacia el N. Estas intercalaciones calizas se encuentran en el fondo del valle y en la carretera entre Ribota y Covarcil y se continúan hacia el NNE.; más hacia el NE. siguen con las mismas características, si bien la tectonización no permite obtener buenas series estratigráficas. En los alrededores de Soto de Sajambre se encuentran multitud de retazos calizos; su exacta posición estratigráfica no puede determinarse; estas calizas, sin embargo, deben ser equivalentes en su mayor parte a las intercalaciones que se cortan entre Ribota y Covarcil, y que bordeando Güembres por el E., siguen paralelas al río de San Pedro.

Por lo que se refiere a los niveles rojos de Covarcil, pueden equipararse por sus facies al nivel de pizarras rojas y abigarradas, que en todo el reborde NE. y en muchos sectores del núcleo de Beleño forman las capas de contacto entre la serie de areniscas y pizarras y la caliza de montaña sobre la que se apoya.

Finalmente queda por hablar de un banco de conglomerados que se encuentra al S. de las Peñas de Beza. Se trata de unos conglomerados relativamente potentes; pueden atribuirseles, in-

cluso, unos 40 m. de espesor. Su naturaleza es silícica. Sus cantos, de considerable tamaño y fundamentalmente de cuarcita. Se trata de una pudinga semejante a la que se encuentra bordeando Valdespino y, por tanto, diferente al conglomerado de base del Estefaniense de Sebarga. De momento cabe sólo señalar su presencia. Más adelante se insistirá sobre ellos, ya que en el Pontón aparece una serie con la que pueden relacionarse.

b) *La zona divisoria de Pileñes-Ten-El Zalambral*

Es una zona un poco heterogénea. De un lado se encuentran los relieves de Ten y Pileñes, puntos culminantes de la cordillera en la región estudiada; zona muy quebrada, fuertemente tectonizada y poco apta para los estudios estratigráficos. De otra parte, la zona de Zalambral, de topografía más suave, rodeada por "cerras" cuarcíticas, excepto por el SW., El Zalambral es una zona deprimida, cerrada por las "cerras" y abierta al SW.: dos valles: Becenas y Moñones lo recorren de NNW. a SSE. Esta zona, de tectónica mucho más suave, permite obtener mayor número de datos estratigráficos.

Entre Ten y Pileñes, si bien no pueden obtenerse series estratigráficas, se observan algunos datos de interés, en primer lugar, por lo que se refiere a la caliza de montaña; ésta es bastante potente, si bien de tectónica compleja, formando toda la masa de Peña Ten; su espesor puede calcularse en unos 300 metros. Por lo que respecta a la serie pizarrosa que se le superpone, sólo se encuentra representada por pequeños retazos; en el puerto de Arcenorio, abierto en una de estas franjas pizarrosas, se encuentran las típicas pizarras rojas y abigarradas, que forman más al N., en Viboli y Vieg, la base de la serie pizarrosa. Más al SE., en El Zalambral, puede obtenerse ya una serie estratigráfica, aunque no muy completa.

En el pico de los Argaos (fig. 14), la sucesión que se corta es:

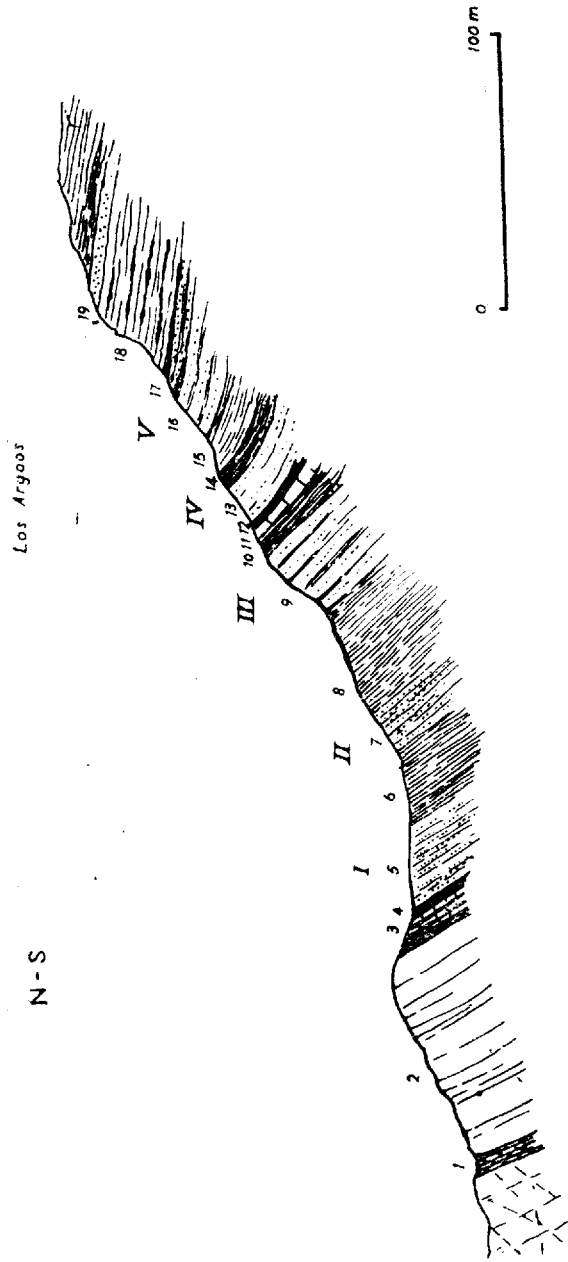


Fig. 14.—Corte por el pico de Los Argaos.

TECHO: Pizarras.		
19.—Areniscas.	4	m.
18.—Pizarra con algunas capas limoníticas.	20	"
17.—Pizarras y areniscas... ..	3	"
V. 16.—Areniscas con alguna intercalación pizarrosa; las areniscas, cada vez más compactas hacia la parte superior	15	"
15.—Pizarras	10	"
14.—Areniscas y pizarras alternando... ..	4	"
IV. 13.—Areniscas.	13	"
12.—Pizarras	1,5	"
11.—Calcosquistos y caliza	2	"
10.—Pizarras	8	"
III. 9.—Areniscas muy compactas formando cuevas, con algunos bancos de pizarra intercalados y de poca potencia	20	"
8.—Pizarra hojosa... ..	30	"
II. 7.—Areniscas.	15	"
6.—Pizarras	20	"
I. 5.—Areniscas.	20	"
4.—Pizarras	3	"
3.—Pizarras y calcosquistos	4	"
2.—Caliza de montaña	60	"
1.—Griotte	10	"

YACENTE: Cuarcita.

Lo primero que llama la atención en esta serie es la escásima potencia de la caliza de montaña, que de 300 m. en Ten, ha pasado a mucho menos de 100 en esta zona. Este hecho concuerda con lo observado en el valle de Sajambre. Allí, la disminución de potencia es también enorme entre los relieves de Niajo y Beza, situados al NW. de Sajambre, y los de Jario y Pica-Ten, que forma su límite SW.

Por lo que respecta a la serie pizarrosa, se observa, en primer lugar, que en la base, la serie roja y abigarrada ha sido sustituida por un conjunto de pizarras y calcosquistos de unos pocos metros de potencia. A este respecto existe igualmente concordancia con lo observado en el valle de Sajambre. Allí, igualmente, en su parte NE. (Covarcil) aparecía aún la serie roja, mien-

tras que al SE quedaba sustituida por un conjunto de calcosquitos y pizarras. Por encima de esta serie basal aparece un conjunto con abundantes areniscas; aquí, si bien existe concordancia con lo que es característica general de la parte baja de la serie pizarrosa, hay que destacar el hecho de que las areniscas se encuentran más diferenciadas; en efecto, en la serie descrita se distinguen cinco intercalaciones de areniscas compactas, que si bien presentan intercalaciones de pizarra, forman, por lo general, conjuntos arenosos bastante diferenciados. Por otra parte, separando las capas de areniscas existen niveles de pizarras bastante homogéneos; es decir, que así como en otras partes areniscas y pizarras estaban muy entremezcladas, de modo que sólo podía distinguirse un conjunto inferior con abundantes areniscas, aquí pueden señalarse unas intercalaciones bastante diferenciadas.

c) *Franja del Esla-Pontón-Valdeón.*

Se extiende de NE. a SW. Es una franja alargada, comprendida entre los relieves de Jario, Pica Ten y Pozúa, que la limitan por el NW., y los relieves de Gildar y Freñana, que son su límite SE. Hacia el NE., esta franja se continúa y forma el valle de Valdeón, hasta los Picos de Europa. Por el SW. queda limitada por los relieves de la margen derecha del río Esla. Desde el punto de vista estratigráfico cabe distinguir, en esta zona, dos series distintas. Dos series de características y de posición diferente. Una de ella, ligada al puerto del Pontón; su característica principal son los conglomerados. La otra, ligada al valle de Esla. En ella faltan los conglomerados, mientras que existe, hacia la base, algún nivel calizo. La serie del Esla está ligada estrechamente al estudio de los relieves del S. del río Esla, por lo que no se estudiará ya en este trabajo.

La serie del Pontón.—Puede empezar a estudiarse de SW. a NE. Un primer corte bastante completo se obtiene por Parmarico. La sucesión que se corta es (fig. 15. I):

21-18.—Pizarras.	180	m.
17.—Conglomerados	50	"
16.—Pizarras... ..	40	"
15.—Conglomerados	8	"
14-12.—Pizarras.	250	"
11.—Conglomerados	200	"
10-8.—Areniscas y pizarras... ..	40	"
" Pizarras	8	"
7.—Conglomerados	10	"
6.—Pizarras con algunas capas de areniscas.	100	"
5.—Conglomerados	5	"
4.—Pizarra	70	"
3.—Conglomerados	15	"

YACENTE: Pizarras.

La nota más destacada de esta serie es la presencia de importantes masas de conglomerados; importantes no sólo por el número, sino alguna de ellas también por su potencia. Estos conglomerados son siempre cuarcíticos, grandes cantos predominantemente de cuarcita y cemento, igualmente silíceo.

Estas capas se continúan hacia el NE. Entre la Collada Verde y Pozúa la sucesión que se corta es (fig. 15, II):

TECHO: Pizarra.

20.—Areniscas	15	m.
19.—Pizarras... ..	20	"
18.—Areniscas	30	"
17.—Conglomerados	60	"
16.—Pizarras... ..	40	"
15.—Conglomerados	8	"
14.—Pizarras... ..	250	"
13.—Areniscas	5	"
12.—Pizarras... ..	10	"
11.—Conglomerados	20	"

YACENTE: Areniscas y pizarras.

Esta serie es equivalente a la parte alta de la descrita en primer lugar; entre las dos se observan muy escasas diferencias. Más interesante es la sucesión que se obtiene entre el caserío del Pontón, el caserío de Retuerto y Vegacerneja. En esta serie se cortan niveles algo inferiores a los hasta ahora descritos. La sucesión es (fig. 15, III):

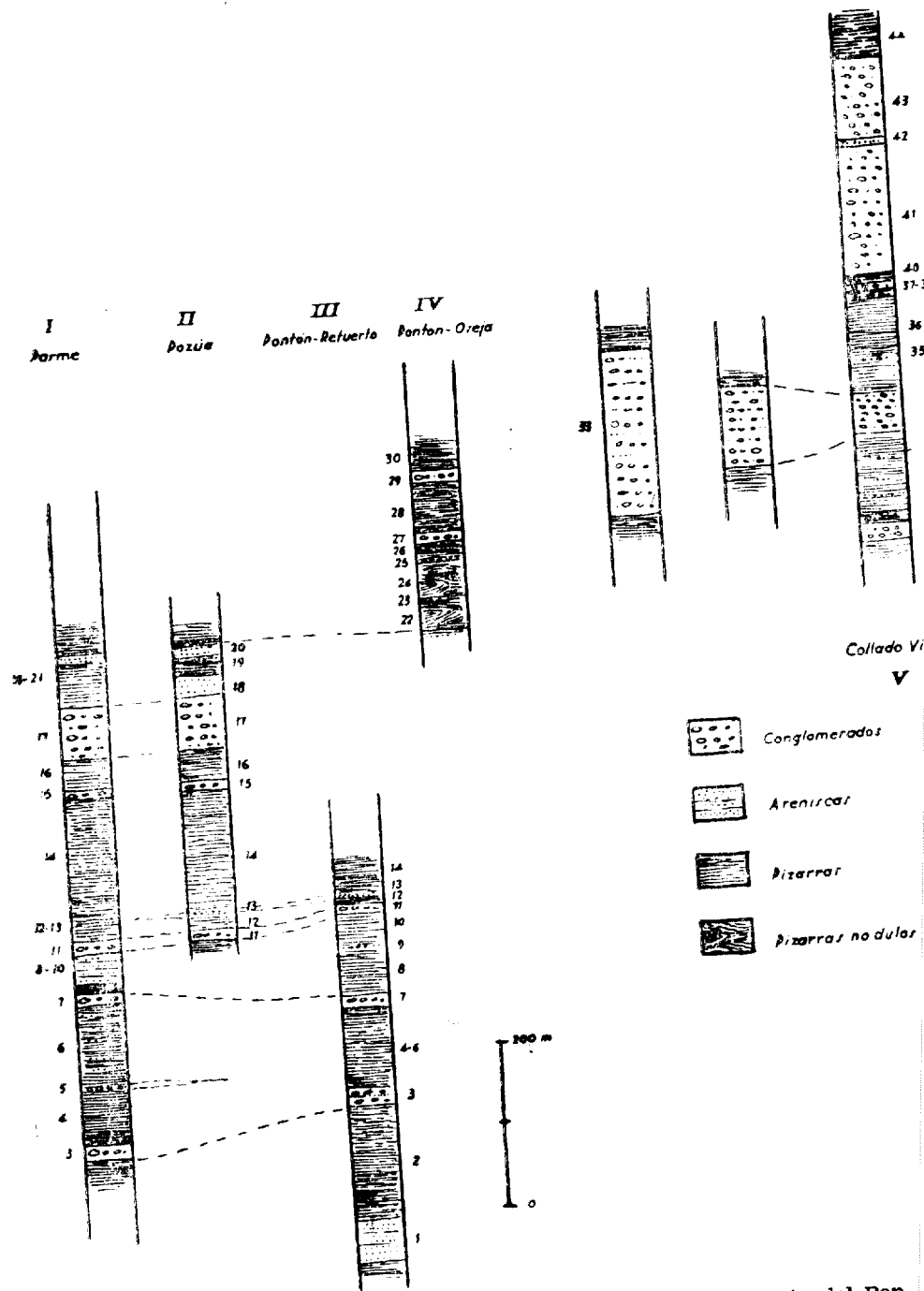


Fig. 15.—Columnas estratigráficas del Estefaniense del Puerto del Pontón (León). La numeración corresponde a las series dadas en el texto.

TECHO: PIZARRAS.

13.—Areniscas	15	m.
12.—Pizarras	20	"
11.—Conglomerados	10	"
10.—Pizarras	40	"
9.—Conglomerados	0,5	"
8.—Pizarras	60	"
7.—Conglomerados	12	"
6-4.—Pizarra oscura con brillo en las secciones frescas	100	"
3.—Conglomerado con intercalaciones pizarrosas irregulares.	8	"
Pizarras y areniscas con bolsadas de conglomerados	10	"
2.—Pizarras	10	"
Conglomerados	0,7	"
Areniscas	0,5	"
Pizarras	3	"
Conglomerado	1,3	"
Pizarras con alguna intercalación de areniscas de 0,2 m.	120	"
1.—Arenisca con alguna intercalación pizarrosa	50	"

YACENTE: PIZARRAS.

Niveles más altos a la serie descrita pueden obtenerse entre el puerto del Pontón y Oseja de Sajambre. Si bien en esta zona la tectonización enmascara algo la estratigrafía puede obtenerse la serie siguiente (fig. 15, IV):

TECHO: PIZARRAS.

29.—Conglomerados	15	m.
28.—Pizarras	60	"
27.—Conglomerados	10	"
Pizarras	0,7	"
Conglomerados	1,5	"
26.—Pizarra	5	"
Arenisca	2	"
Pizarra	15	"
25.—Conglomerados	5	"
24.—Pizarras nodulosas	40	"
23.—Conglomerados	3	"

YACENTE: PIZARRAS nodulosas.

Esta serie, aunque algo separada de la anterior por accidentes tectónicos, se sitúa sensiblemente por encima de ella, o mejor dicho, por encima de los últimos niveles de las series de Parme y de la Collada Verde, pudiendo considerarse prácticamente como su continuación.

Hasta aquí se han obtenido unas sucesiones con unas características constantes. Es decir, un conjunto fundamentalmente pizarroso, con frecuentes intercalaciones de conglomerados, a veces de notable potencia. Todo este conjunto se continúa hacia Valdeón, pasando por Panderruedas; pero allí, al N. de Panderruedas, se encuentran unas potentes formaciones de pudingas, de una importancia mucho mayor a las encontradas hasta ahora. Estas pudingas forman los altos crestones de la Peña del Prendao y El Pico de las Guadañas. Desde el punto de vista estratigráfico se sitúan por encima de las series descritas hasta ahora. Por Dobres y Collado Viejo puede obtenerse la sucesión siguiente (fig. 15, V):

TECHO: Pizarras.

43.—Conglomerados cuarcíticos con ligeras intercalaciones de areniscas de 1-2 m. ...	100	m.
42.—Areniscas	15	"
41.—Conglomerados cuarcíticos	250	"
40.—Pizarras... ..	10	"
39.—Conglomerados cuarcíticos	10	"
38.—Areniscas	4	"
37.—Conglomerados cuarcíticos	4	"
36.—Pizarras... ..	70	"
35.—Conglomerados cuarcíticos	3	"
34.—Pizarras... ..	40	"
33.—Conglomerados cuarcíticos	50	"
32.—Pizarras con zonas con acumulaciones de cantos rodados formando lentejones de 0,5 a un metro de potencia	150	"
31.—Conglomerados cuarcíticos	20	"

YACENTE: Pizarras.

En esta serie existen dos niveles principales de pudingas; uno superior, de mayor importancia, con una potencia de unos 350 m.; lo forman los tramos 41-42-43, ya que las areniscas del tramo 42 no rompen la unidad del conjunto. El otro nivel, más

inferior (nivel 33), es de menos potencia, si bien hacia el W. aumenta rápidamente de espesor, llegando a alcanzar los 100 metros en el Pico Alto, y 200 m. en la Peña del Prendao.

Comparando entre sí todas las series descritas, se observa un hecho general: el aumento en importancia de los bancos de conglomerados a medida que se consideran niveles estratigráficamente más altos. En efecto, en las series de Parme, Pozúa y Retuerto, tan sólo en la parte más alta (nivel 17) aparecían capas de conglomerados de cierta importancia. En la serie de Collado Viejo las formaciones de conglomerados superan en importancia a las de Parme y Pozúa, y dentro de los dos niveles de Collado Viejo es el superior el de mayor espesor. El aumento de potencia de las capas de conglomerados va acompañado de un aumento en el tamaño de los cantos rodados, que llegan a sobrepasar los 20 cm., alcanzando, incluso, los 30 y 40 cm. Los cantos son siempre bien rodados y casi exclusivamente de cuarcita, tanto en las capas inferiores como en las más altas; el cemento es, a menudo, igualmente cuarcítico y a veces es poco abundante, encontrándose cantos con impresiones de los cantos vecinos.

5) LA ZONA MERIDIONAL: LA REGIÓN DE TARNA.

Para el estudio estratigráfico de esta región pueden considerarse tres unidades, o mejor, tres grupos de unidades. Una zona algo heterogénea agrupada en torno al puerto de Tarna, formada por el área propiamente del puerto y los relieves vecinos. En esta zona puede englobarse también los valles de Valsoín y El Pinar de Lillo, aunque queden abiertos, respectivamente, al E. y W. y, por tanto, sin relación topográfica con la zona del puerto. El motivo de englobarlos en esta zona es porque no tienen suficiente importancia para ser tratados aparte, y de otro lado, porque si bien los valles quedan separados de la zona del puerto, no ocurre lo mismo con los altos relieves que los rodean; a este respecto, los Picos del Abedular y Cotalvo, así como el Pico de Pinar, se encuentran dominando el puerto y formando parte, por tanto de la misma unidad que él.

La segunda unidad es la del caserío de Tarna. En ella puede englobarse la franja deprimida de Tarna, que se extiende desde El Pareo, al E., hasta la Ablanosa, los relieves del Canto del Oso y la Vega de Brañagallones al W. Entre la zona deprimida de Tarna, los relieves del Canto del Oso y la Vega de Brañagallones no existe la discontinuidad desde el punto de vista estratigráfico, sino que forman parte de un mismo conjunto.

Finalmente, la tercera unidad es la zona de Campo de Caso-La Foz, es decir, el sector más septentrional de esta región de Tarna. La continuidad estratigráfica que existe desde La Foz hasta más al W. de Campo de Caso, justifica el estudio de las demás.

a) *El conjunto del Puerto.*

El conjunto del Puerto es una región algo heterogénea. En ella podrían distinguirse: una zona propiamente ligada al puerto, formada por las cabeceras del arroyo de Riosol y de Cagüezo, con los relieves de La Horcada y de Buecicardiel; una zona NE., la zona de Valdosín, que forma un valle cerrado por los relieves cuarcíticos de Montovío, Abedular y La Cerra; finalmente, una zona occidental, la del Pinar de Lillo, rodeada también por una "cerras" cuarcíticas, cuyo punto culminante es el Pico del Pinar, con 2.007 m. de altura.

La zona estricta del Puerto.—Está sumamente tectonizada; no es posible obtener en ella buenas sucesiones estratigráficas, por lo que a la serie pizarrosa se refiere; la pizarra es el principal elemento en esta zona, que por ello se caracteriza por sus formas suaves. De este conjunto pizarroso sobresalen a veces algunos relieves calizos, aislados frecuentemente entre sí. Se trata de intercalaciones en la serie pizarrosa, frecuentemente rotas y aisladas por causas tectónicas. En conjunto son cuatro las zonas calizas que pueden distinguirse: la zona de Buecicardiel, La Horcada, la caliza que rodea la Sierra de Mongayo y los relieves entre Maraña y la Uña. De estas cuatro zonas, las tres primeras son comparables, las calizas que las forman pertene-

cen a los mismos niveles o a niveles muy próximos. Las calizas de Maraña y la Uña tiene otras características.

El punto más apropiado para obtener una serie estratigráfica es la zona de Buecicardiel. Desde Riosol al Salegar y remontando Valcerradín, se corta la sucesión siguiente (figs. 16 y 17):

14.—Pizarras	40	m.	Visibles.
13.—Calcosquistos y pizarras	15	"	
12.—Pizarras	60	"	
11.—Areniscas y pizarras	50	"	
10.—Pizarras	40	"	
9.—Caliza gris	100	"	} Nivel superior.
8.—Caliza, calcosquistos y pizarras...	10	"	
7.—Caliza negra algo cristalina y calcosquistosa	40	"	
6.—Pizarra	70	"	
5.—Calcosquistos	6	"	
4.—Pizarras	20	"	
3.—Caliza...	60	"	} Nivel inferior.
2.—Pizarras con intercalaciones de areniscas.	70	"	
1.—Areniscas con alguna intercalación de pizarras	15	"	

YACENTE: Areniscas y pizarras.

En la serie descrita es de señalar, como hecho más destacado, la presencia de dos intercalaciones calizas, separadas entre sí por una serie principalmente pizarrosa; la intercalación inferior (nivel 3), de menos importancia, queda rota en dos en algunos puntos por una capa de 15 m. de pizarras. Por lo que respecta a la intercalación superior, son de señalar también algunas variaciones; de Valcerrau al Pico del Pinar, la serie que se corta es la siguiente:

9.—Pizarras...	4	m.	
8.—Calcosquistos y pizarras	15	"	
7.—Pizarras...	60	"	
6.—Areniscas y pizarras	50	"	
5.—Pizarras...	40	"	
4.—Caliza gris...	100	"	} Nivel superior.

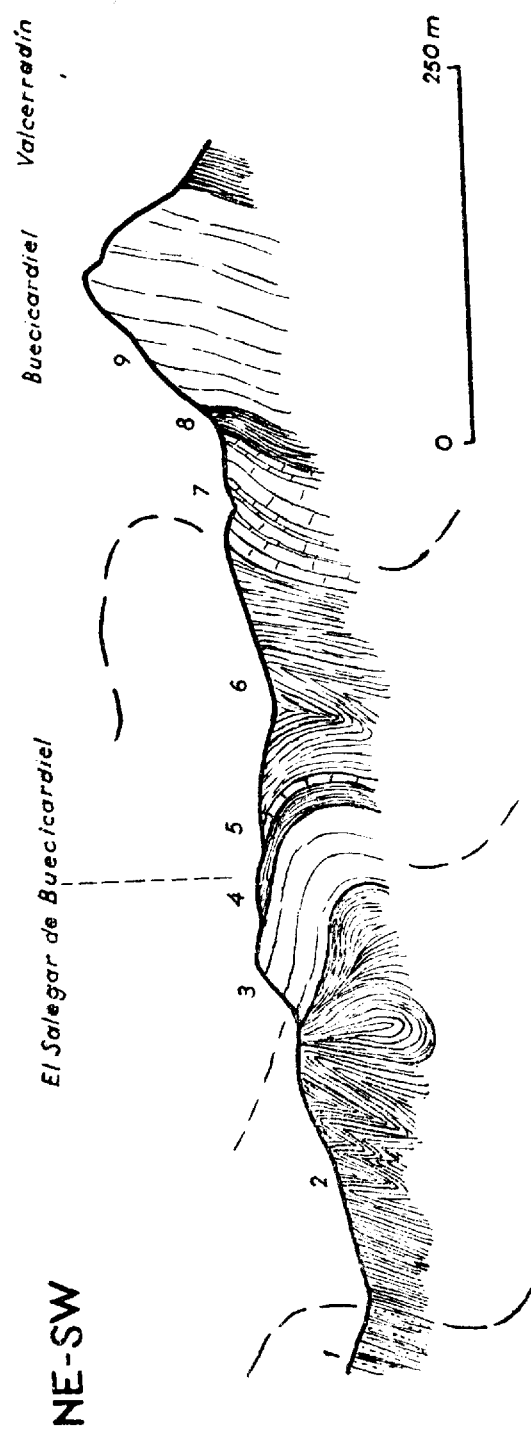


Fig. 16.—Corte por la zona de Bueicardiel.

Serie de Valcerrau

Serie de Buecardiel

*Serie de la mina
de Buecardiel*

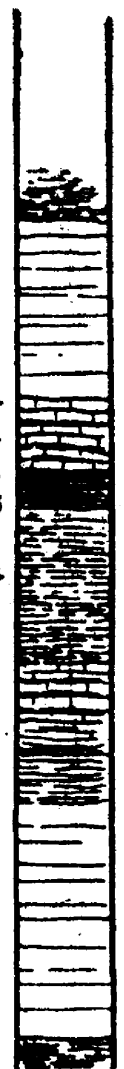
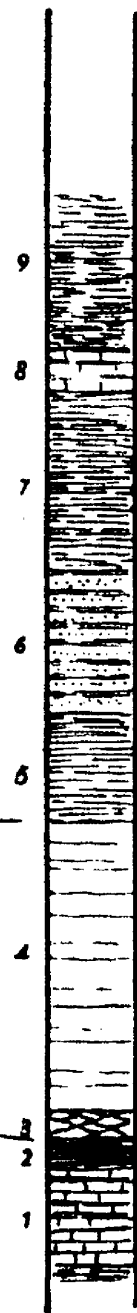
Calizas

Pizarras

Calcosquistos

Areniscas

Serie de la Horcada



Serie de la Requejada

Fig. 17.—Columnas estratigráficas de las intercalaciones calizas de Buecardiel y La Horcada. La numeración corresponde a las series dadas en el texto.

3.—Caliza rojiza, a veces con facies algo griotte	10	m.
2.—Pizarras	10	"
1.—Calcosquistos y calizas negras	30	"

YACENTE: Pizarras.

Es decir, que en la base de la intercalación caliza superior aparece aquí una facies rojiza, que recuerda en algún momento a la facies griotte.

Más al S., en el camino de Maraña a la mina de manganeso, se corta la siguiente serie:

TECHO: Pizarras.

	9.—Areniscas y pizarras	50	m.
	8.—Pizarras	20	"
	7.—Calcosquistos, pizarras y calizas	8	"
	6.—Caliza gris con alguna intercalación de caliza con estructura alveolar	12	"
Nivel superior calizo.	5.—Caliza y pizarra nodulosa, con nódulos calizos alternando con caliza alveolar	7	"
	4.—Caliza alveolar y pizarra nodulosa	1	"
	3.—Arenisca y pizarra con algún nódulo calizo	3	"
	2.—Pizarra	10	"
	1.—Caliza	15	"

YACENTE: Pizarras.

En esta serie, la intercalación caliza de Buecicardiel ha perdido compacidad y uniformidad; los 100 m. de caliza masiva han sido sustituidos por 60 m. de un conjunto en el que, si bien predominan las calizas, son abundantes las capas de naturaleza pizarrosa. Por otra parte, a la caliza gris, compacta, la ha sustituido una caliza con estructuras reticulares y alveolares; este tipo de estructuras se observa ya en Valcerrau, sólo que allí afectaba a la base de la formación y por su color rojizo le daban un aspecto griotte.

Esta serie se desarrolla por encima del conjunto pizarroso que forma las zonas deprimidas de Riosol y Cagüeso. Es decir, forma la parte alta del conjunto estratigráfico de esta región. Por debajo de la serie descrita se desarrolla una zona de pizarras y areniscas sumamente tectonizadas, recubiertas en gran parte por Cuaternario. En ningún punto se dan condiciones

apropiadas para obtener una buena serie de detalles. En líneas generales pueden calcularse unos 300-400 m. de pizarras y areniscas sin que llegue a aflorar la base de la formación.

Otro relieve calizo de menos importancia es La Horcada, situada al NE. del caserío de Riosol. Allí la sucesión que se obtiene es:

TECHO: Pizarras.		
8.—Caliza	50	m. { Nivel superior.
7.—Caliza, calcosquistos y pizarras	25	"
6.—Pizarra con alguna intercalación de arenisca...	8	"
5.—Arenisca y caliza alternando con pizarras.	4	"
4.—Pizarras...	50	"
3.—Calcosquistos y pizarras	20	"
2.—Pizarras...	30	"
1.—Caliza	80	" { Nivel inferior.

YACENTE: Pizarras.

Esta serie es comparable a la obtenida en Bueicardiel. Consta también de dos intercalaciones calizas entre las que se interpone una serie pizarrosa con calcosquistos, que aquí son más abundantes que en Bueicardiel. En la base de la intercalación superior, que ha perdido importancia, existe una serie de calcosquistos, calizas y pizarras; en la zona de Bueicardiel existían, asimismo, en la base de la intercalación caliza superior unas capas calcosquistosas con intercalaciones de pizarras, capas que variaban de importancia en los distintos puntos y que en el camino de la Maraña a la mina de manganeso, dominaba toda la formación caliza.

Otra zona caliza se encuentra rodeando por el E. la Sierra del Mongayo. Entre el puerto de Tarna y la bifurcación de creteras se encuentran igualmente dos escamas calizas. La sucesión entre Moneu y Remelende es la siguiente:

— Calcosquistos y pizarras con algún nódulo limonítico	15	m.
— Caliza	35	"

— Calcosquistos	5	m.
— Pizarras...	80	"
— Areniscas con intercalaciones de pizarras...	60	"

YACENTE: Areniscas y pizarras

Resulta algo difícil comparar esta serie con las descritas de Bueicardiel y La Horcada. Por su posición, está relacionada con la serie de Bueicardiel y, por tanto, con la de La Horcada. Ambas pueden seguirse hasta cerca del Puerto de las Señales, y si bien quedan rotas por causa de la profunda tectonización de la zona, pueden seguirse hasta quedar muy cerca una de otra. Lo que resulta más difícil de determinar es con qué capa debe relacionarse este nivel de las vertientes de Remelende; dos hechos deben tenerse en cuenta a este respecto; de una parte, la escasa potencia de este nivel calizo; de otra, que por debajo de él no aparece hasta el puerto ninguna caliza más. Ambos hechos conducen a relacionar esta serie con el nivel inferior de la zona de Bueicardiel.

Otros retazos calizos se encuentran en las proximidades del puerto; su posición parece ser por debajo, tanto de las calizas de La Horcada como de las de Remelende y Bueicardiel. Esto llevaría a relacionarlas con los afloramientos que se extienden entre La Uña y Maraña; en el puerto se trata tan sólo de dos retazos de caliza de pequeña extensión, sin que sea posible decir nada más.

Entre Maraña y La Uña se extiende, en cambio, una zona más amplia; son un conjunto de escamas calizas que buzan al NW., es decir, que parecen colocarse por debajo del área pizarrosa inferior a los niveles calizos descritos hasta ahora. Este hecho coloca a las calizas de Maraña-La Uña aparte de las estudiadas hasta ahora y plantea un problema que no puede resolverse sin estudiar la zona carbonífera del S. del río Esla y de la zona del Porma. Se trata del problema que plantea toda la zona descrita aquí; es decir, las relaciones entre esta serie y la de la cuenca de Beleño. La zona de escamas de Maraña y La Uña se extiende por los relieves del Alto del Quemado y Peña Redonda, es decir, entre los arroyos de Maraña y del Pontón. Se trata de un conjunto muy fraccionado si se estudia

con detalle, pero en líneas generales se trata de un banco que se orienta de NE. a SW.; desde la carretera de Maraña se ve incluso formando una cuenca que corona los relieves al N. del pueblo, si bien estudiada con más detalle se ve rota en varias escamas. Estas calizas parecen colocarse por debajo de la serie anteriormente descrita.

Esta distribución hace pensar en la existencia de un nivel calizo inferior a la serie de Buecicardiel y superior a la caliza de montaña. Sobre este problema volverá a insistirse más adelante, al hacer la comparación con las series vecinas.

La zona de los Llobiles-Valdosín.—Forma un valle abierto al W. y rodeado por unas "cerras" cuarcíticas que lo cierran por los demás lados; sobre estas cuarcitas de edad silúrica se encuentra la base del Carbonífero, formada, como siempre, por la caliza griotte y la caliza de montaña. Por Los Llobilos se obtiene la serie siguiente, que se apoya sobre la cuarcita armoricana:

	TECHO: Pizarra.	
	— Pizarra y arenisca	30 m.
	— Arenisca compacta, marrón, con estratificación cruzada... ..	6 "
	— Arenisca y pizarra	10 "
	— Pizarra oscura... ..	5 "
	— Arenisca verdosa compacta alternando con pizarra hojosa arenosa	10 "
	— Arenisca y pizarra	15 "
	— Pizarra negra... ..	3 "
	— Arenisca... ..	4 "
	— Pizarra	10 "
Caliza de montaña.	— Caliza gris	50 "
	— Caliza en lascas de 20-40 cm.	10 "
	— Caliza gris con bolsadas de dolomía de origen metasomático... ..	20 "
	— Calizas en lascas	0,30 "
	— Caliza gris azulada, más oscura en las secciones frescas y con bolsadas de dolomías en la base (metasomáticas)	25 "
Serie griotte.	— Caliza griotte y gris y pizarras rojizas y radioleritas, más abundantes hacia la base.	20 "
	YACENTE: Cuarcita.	

La zona del Pinar de Lillo.—Forma también un valle, abierto solamente por el W.; unas "cerras" cuarcíticas lo rodean, igual que a Valdosín. Sobre estas cuarcitas se desarrolla el Carbonífero, que, igual también que en Valdosín, empieza a verse desde su base. Siguiendo la carretera de Cofiñal, entre los kilómetros 26 y 28 puede obtenerse la sucesión siguiente:

	— Areniscas y pizarras alternando... ..	50 m.	
	— Pizarras... ..	10 "	
	— Areniscas	3 "	
	— Pizarras con alguna débil intercalación de arenisca	30 "	
	— Pizarras... ..	10 "	
	— Areniscas y pizarras... ..	0,5 "	
	— Pizarras... ..	1 "	
	— Areniscas	1 "	
	— Pizarras... ..	1 "	
	— Areniscas	1 "	
	— Pizarras... ..	60 "	
Caliza de montaña.	— Caliza gris	100 "	
	— Pizarra abigarrada y caliza	1 "	
	— Caliza griotte... ..	0,5 "	
	— Caliza gris	2 "	
	— Pizarra roja	0,2 "	
	— Caliza griotte	1 "	
	Serie griotte.	— Caliza gris con intercalaciones de pizarra roja	3 "
		— Caliza gris con estructura alveolar... ..	2 "
		— Caliza griotte	4 "
		— Pizarra roja	2 "
	— Pizarra negra y roja con bancos de radioleritas... ..	8 "	
	YACENTE: Cuarcita silúrica.		

Esta serie tiene unas características semejantes a la de Los Llobiles. La serie griotte presenta sus típicas alternancias de pizarras rojas o abigarradas con calizas grises y calizas de típica facies griotte, y hacia la base en el característico nivel de pizarras rojas y radioleritas; su potencia es de 25 m. La caliza de montaña que se le superpone tiene tan sólo 100 m. de espesor, es decir, que mantiene aproximadamente la misma po-

tencia que al S. de Oseja, El Zalambra y Los Llobiles. El escaso espesor de la caliza de montaña es, pues, la característica de la zona divisoria en todo este sector de la Cordillera Cantábrica. Por encima de la caliza de montaña se encuentra la típica serie de pizarras y areniscas sin ninguna particularidad digna de mención.

Comparación con las series vecinas y conclusiones.—Los datos estratigráficos expuestos son fragmentarios, ya que se requeriría estudiar las áreas situadas más al S. para poder sacar conclusiones y establecer una relación con las series vecinas. Sin embargo puede intentarse la comparación con otras series mejor establecidas.

Las series de Los Llobiles y del Pinar del Lillo no ofrecen dificultades. Por lo que se refiere a la serie Bueicardiel, una primera conclusión es su edad, necesariamente posterior a las capas del Pinar del Lillo; por otra parte, sus características estratigráficas conducen a relacionarla con la serie de la cuenca de San Juan de Beleño y apartarla, por tanto, de la que se describió en la zona del Puerto del Pontón. Aquí se encuentran de nuevo las intercalaciones de calizas, y al igual que en la serie de Beleño, faltan las capas de pudingas. Sin embargo resulta difícil coordinar la serie de Bueicardiel con la de la cuenca de Beleño.

El primer hecho que llama la atención en Bueicardiel es el carácter bastante masivo de las calizas, concretamente de la intercalación superior. Este hecho conduciría a comparar estas capas con el nivel masivo superior de la cuenca de Beleño, es decir, con la caliza de La Escalada y Tiatorodos. Sin embargo, este nivel separaba dos series diferentes: por debajo de él, un conjunto de pizarras y areniscas, sin intercalaciones de caliza; por encima, una serie en la cual las intercalaciones de caliza carbonera eran su nota más destacada. Las calizas de Bueicardiel no parece que tengan este papel, ya que por encima de ellas se encuentra una serie de pizarras y areniscas que, si bien queda pronto cortada por las cuarcitas del Pico del Pinar, se presentan con suficiente espesor como para pensar en que faltan en ella las capas de caliza carbonera. Por otra parte, la

caliza de Bueicardiel se presenta en dos niveles, separados por una importante intercalación de pizarras que hace que se diferencien incluso morfológicamente los dos bancos de calizas; este hecho contrasta con el carácter masivo de la caliza de Tiatorodos, si bien no hay que darle excesiva importancia, ya que en Sobrefoz aparecían niveles pizarrosos en la caliza, como también en el Canto del Oso, que está próximo a esta zona. Sin embargo, en estas localidades no se llega nunca a una separación en niveles tan importante como en Bueicardiel.

Un tercer hecho a considerar son las calizas de Maraña y La Uña, que, si son inferiores a las de Bueicardiel, impiden que puedan aquéllas relacionarse con el nivel de La Escalada, que en Beleño es el primer gran nivel calizo exceptuando la caliza de montaña. La zona de Bueicardiel tiene, pues, unas características que la apartan del tipo conocido. Su estratigrafía está en relación con el Carbonífero de la vertiente S. de la Cordillera Cantábrica, concretamente en la zona de los Picos de Mampodre, así como el área entre Cofiñal y Vegamián. Allí la estratigrafía del Carbonífero es diferente, ya que si bien tiene de común con la región estudiada la abundancia de calizas, en el Carbonífero que se extiende más al S. son más potentes y separadas en vez de numerosas y de poco espesor, como ocurre en toda la serie que se superpone a la caliza de La Escalada. Así pues, aunque el conjunto de Bueicardiel puede equipararse con la serie de niveles calizos de Beleño, no puede establecerse su correspondencia exacta, para lo cual se necesitaría extender las investigaciones más al S., por fuera ya de la unidad que constituye el objeto de este estudio.

Finalmente, queda tan sólo por señalar la estrecha relación existente entre las calizas de Bueicardiel y las que forman los Picos de Mampodre, al S. de Maraña. El estudio de esta zona puede aportar nuevos datos que conduzcan a una interpretación exacta del significado de las capas de Bueicardiel; aquí basta con señalar que las calizas de Mampodre pertenecen, por lo menos en parte, a intercalaciones de caliza y no a la caliza de montaña basal.

b) *La zona del caserío de Tarna y Canto del Oso*

Como ya queda dicho, forma una unidad estratigráfica; sin embargo, por razones de descripción conviene estudiar primero la zona pizarrosa deprimida, donde se sitúa el pueblo de Tarna, y luego la zona elevada del Canto del Oso.

La zona deprimida de Tarna.—Es en conjunto poco apropiada para obtener buenas series; sin embargo, desde el kilómetro 23 de la carretera del Puerto hacia el N. puede obtenerse la sucesión siguiente:

— Pizarras con alguna capa de arenisca esporádica	200	m.
— Areniscas y pizarras alternando... ..	50	"
— Areniscas con alguna capa de pizarra arenosa	70	"
— Pizarras... ..	6	"
— Caliza ferruginosa	2	"
— Pizarra... ..	0,1	"
— Caliza en bancos de 10-20 cm.	2,5	"
— Pizarras... ..	2	"
— Arenisca	1,5	"
— Pizarras... ..	2	"
— Areniscas y pizarras alternantes... ..	40	"
— Pizarras... ..	12	"
— Calcosquistos y pizarras	5	"
— Caliza en bancos de 20 cm. a 1 m.	8	"
Caliza de montaña. — Caliza gris... ..	100	"
— Caliza gris en lajas y caliza roja griotte ...	20	"

YACENTE: Cuarcita silúrica.

En esta serie se manifiestan las mismas características en la estratigrafía, tanto de la caliza de montaña como de la serie que se le superpone. La caliza de montaña es aún poco potente, igual que en Los Llobiles y Pinar del Lillo; por encima de la caliza de montaña se desarrolla una serie pizarrosa con frecuentes niveles de areniscas en la parte más baja. Igual también que en la cuenca de Beleño, el límite entre la caliza de montaña y la serie que se le superpone está señalado por

unos pocos metros de calcosquistos y pizarras; tan sólo es de señalar aquí la existencia de un nuevo nivel de calcosquistos y calizas en bancos delgados a unos 60 metros por encima de la caliza de montaña; en realidad, intercalaciones de este tipo se habían observado ya en Beleño, tan sólo que allí tenían un carácter menos marcadamente calizo; en Oseja se ha descrito también la existencia de un nivel calizo en esta serie. Así pues, la estratigrafía de la zona deprimida de Tarna está completamente de acuerdo con lo observado en las otras zonas estudiadas y con la serie de la cuenca de Beleño, que, excepto para el Carbonífero de la región del Pontón, es la serie que sirve de comparación en todas las zonas estudiadas.

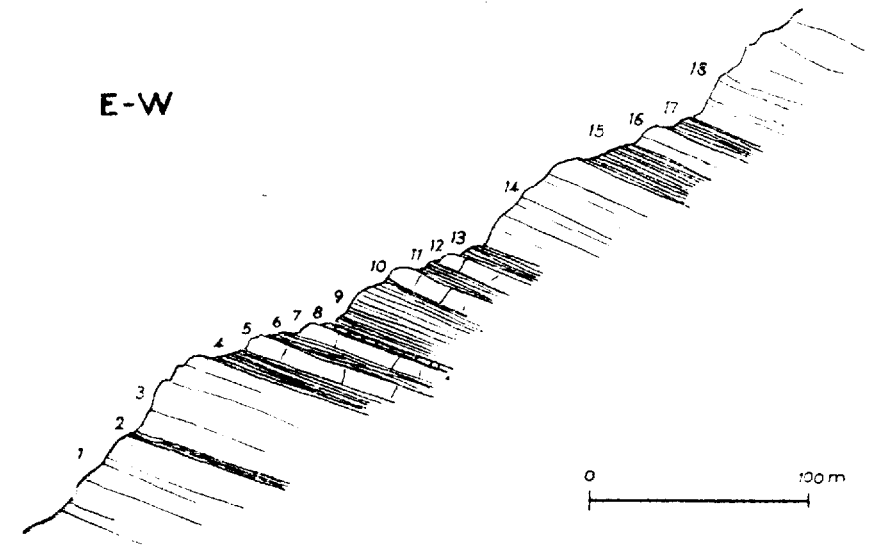


Fig. 18.—Relieves del Canto del Oso y la Vega de Brañagallones.

Los relieves del Canto del Oso y la Vega de Brañagallones.—Dominando por el W. la franja deprimida de Tarna, se levanta un alto murallón calizo; son las peñas que culminan en el Canto del Oso a 1.800 m. La significación de este murallón calizo es idéntica al murallón de Tiatorodos y La Escalada. Es decir, se trata de una formación caliza que se superpone a la

serie pizarrosa que acaba de describirse. Su posición normal por encima de la serie pizarrosa se reconoce con facilidad, pues forma un amplio sinclinal cuyo eje se hunde hacia el W. Ascendiendo al Canto del Oso por su vertiente E. puede reconocerse la estratigrafía de este nivel calizo. La sucesión que se encuentra es (fig. 18):

18.—Caliza	100	m.
17.—Pizarras	5	"
16.—Caliza con alguna intercalación pizarrosa.	8	"
15.—Pizarra oscura	10	"
14.—Caliza	20	"
13.—Arenisca y pizarra arenosa	4	"
12.—Caliza	1	"
11.—Pizarras	2	"
10.—Caliza	2	"
9.—Pizarra	7	"
8.—Calcosquistos y pizarras	1	"
7.—Caliza	5	"
6.—Pizarra	6	"
5.—Caliza	5	"
4.—Pizarra	8	"
3.—Caliza	15	"
2.—Pizarras	3	"
1.—Caliza	25	"

YACENTE: Pizarra.

Lo primero que destaca en esta serie es la presencia de niveles pizarrosos alternando con capas de caliza; antes de buscar el significado a este hecho conviene, sin embargo, comparar esta serie con las equivalentes de las regiones vecinas; así pues, ya se insistirá sobre ello más adelante. Otro aspecto a señalar es la gran potencia del conjunto, que sobrepasa los 200 metros. Por encima de esta serie se desarrolla un conjunto pizarroso que forma el núcleo sinclinal del Canto del Oso; la Vega de Brañagallones se extiende por esta zona pizarrosa. Estas pizarras se apoyan normalmente sobre la serie caliza descrita antes y representa la parte más baja de todo un conjunto que se desarrolla por encima de la caliza del Canto del Oso y que queda ya fuera de la región estudiada.

Comparación con las zonas vecinas: Conclusiones.— Con todo lo expuesto se deduce la existencia de una serie carbonífera con dos episodios calizos. Uno, inferior, que forma la base de la formación, de calizas masivas, aunque no muy potentes, que empiezan por unos metros de calizas de facies griotte. El otro episodio, más potente, es, sin embargo, menos uniforme; en efecto, si bien su potencia sobrepasa los 200 metros, son, en cambio, frecuentes las intercalaciones de pizarras, especialmente en la parte baja. Separando estos dos episodios calizos se encuentran unos 400 m. de pizarras y areniscas, más abundantes estas últimas en la parte baja, dominando las pizarras casi exclusivamente en la parte alta. Por encima del nivel calizo superior se desarrolla una serie que empieza por niveles pizarrosos y arenosos. Toda esta sucesión es perfectamente comparable a la serie de la cuenca de San Juan de Beleño. La única diferencia que con ella existe es en cuanto al episodio calizo superior se refiere; en la cuenca de Beleño la caliza de Tiatorodos y La Escalada es una caliza masiva; en el Canto del Oso existen, en cambio, episodios pizarrosos. A pesar de ello, ambas calizas, del Canto del Oso y de Tiatorodos, son perfectamente comparables, ya que ambas se desarrollan en idéntica posición estratigráfica. Por otra parte, en Sobrefoz, a la izquierda del río, existían también intercalaciones de pizarras en la serie caliza.

c) Zona de La Foz - Campo de Caso

Igual que ocurría para la zona del caserío de Tarna (en sentido estricto, es decir, Tarna-Canto del Oso), la zona de La Foz a Coballes (al W. de Campo de Caso) forma una unidad estratigráfica. Para facilitar la descripción se distinguirán, sin embargo, dos subzonas: la de La Foz y la de Campo de Caso-Coballes.

Zona de La Foz.—Forma la terminación periclinal de un sinclinal con núcleo pizarroso. El Nalón, después de atravesar mediante una "foz" las cuarcitas silúricas y calizas de la base del Carbonífero, ensancha su valle y discurre por este núcleo sincli-

nal pizarroso. En esta zona las pizarras están fuertemente plegadas, disarmónicas con respecto a la caliza que les sirve de base. Un corte en la caliza de montaña puede obtenerse en La Foz, siguiendo el curso del río. La sucesión que se obtiene es:

• TECHO: Areniscas y pizarras.

Caliza de montaña.	— Caliza bien estratificada, en bancos de 10 a 50 cm., con intercalaciones calcosquistosas y silíceas	25	m.
	— Caliza masiva con algunos niveles estratificados... ..	80	"
	— Caliza grisácea con estructura en malla y a veces tonos rosados	5	"
Serie griotte.	— Caliza griotte... ..	10	"
	— Pizarra deleznable roja y radioleritas	15	"

YACENTE: Cuarcita.

Sobre esta caliza de montaña se apoya la serie pizarrosa, que, como siempre, empieza con niveles arenosos.

Esta parte basal con areniscas es de unos 170 m. de potencia y soporta el conjunto, con predominio pizarroso conocido ya de otras zonas. En el contacto entre esta serie y la caliza de montaña no aparece la serie roja y abigarrada típica de otras zonas.

Una nueva serie de la caliza de montaña puede obtenerse en el área de Soto. La sucesión es:

TECHO: Areniscas y pizarras.

Caliza de montaña.	— Caliza negra con alguna capa calcosquistosa; la caliza en bancos de 0,4-1 m.	7	m.
	— Caliza negra, fétida, en bancos de 0,2-1 m. y con intercalaciones esporádicas de pizarras de 5 cm.	40	"
	— Caliza gris compacta	60	"
	— Caliza gris con intercalaciones de 4-5 cm. de pizarra carbonosa... ..	5	"
	— Caliza oscura, bien estratificada, en bancos de 20-40 cm, con alguna intercalación esporádica de pizarras... ..	25	"
	— Caliza gris estratificada	100	"

Serie griotte.	{	— Caliza griotte y caliza gris... ..	5	m.
		— Caliza griotte con algunas capas de pizarra roja	15	"
		— Pizarra roja deleznable y radioleritas... ..	8	"

YACENTE: Cuarcita.

La caliza de montaña ha aumentado de potencia con respecto a las áreas más meridionales. Por lo demás, se mantienen sus características, es decir, su variedad de niveles y la existencia de débiles intercalaciones de pizarras; asimismo son frecuentes las facies oscuras fétidas. Aquí, a diferencia de otras zonas donde faltaba el nivel abigarrado basal en la serie pizarrosa, no existen tampoco niveles rojos en la parte alta de la caliza de montaña.

La serie de Campo de Caso-Coballes.—Igual que en el núcleo de San Juan de Beleño y que en Tarna-Canto del Oso, aquí se encuentra también una serie caliza por encima de la serie pizarrosa por la que discurre el Nalón, entre La Foz y Bezanes. Este nivel calizo forma la Peña del Casal, al S. de Campo de Caso. Su continuación por el E. la forma Peña Blanca, y su prolongación NE. el Pico de Yago y Piquero.

Un buen corte puede obtenerse entre Campo de Caso y Las Llanas, que se encuentra en el techo de la formación caliza de la Peña del Casal. La carretera corta una buena sucesión hasta cerca de Campo de Caso. La serie puede seguirse luego por el N. de este pueblo. Se obtiene la serie siguiente (fig. 20):

TECHO: Pizarras y areniscas con intercalaciones calizas.

— Caliza (con bolsadas de dolomias)	100	m.
— Pizarras	4	"
— Caliza	1	"
— Pizarra con capas algo calcosquistosas hacia el techo	7	"
— Caliza	7	"
— Pizarras muy deleznales	8	"
— Pizarras alternando con areniscas hacia la parte superior	5	"
— Calcosquistos	0,3	"
— Pizarras... ..	2	"

--- Calcosquistos	0,2 m.
--- Pizarra	0,10 "
--- Calcosquistos	1,2 "
--- Pizarra	0,3 "
--- Caliza	1,5 "
--- Pizarra	1,5 "
--- Caliza	2 "
--- Pizarra muy deleznable con algún banco de arenisca hacia el techo	23 "
--- Pizarra y caliza calcosquistosa	4 "
--- Caliza	2,3 "
--- Arenisca compacta	1 "
--- Pizarras y areniscas	12 "
--- Pizarras con nódulos limoníticos	0,5 "
--- Calcosquistos	0,4 "
--- Pizarras	1,7 "
--- Calcosquistos con intercalaciones pizarrosas	1,2 "
--- Caliza	4 "
--- Pizarra con intercalaciones de arenisca en bancos de 0,2 - 0,4 m.	2 "
--- Arenisca compacta	4 "
--- Pizarra con bancos calcosquistosos y arenosos esporádicos	10 "
--- Pizarras con algún banco de areniscas de 5-10 cm., poco frecuentes	70 "
--- Pizarras con estructura en nódulos	15 "
--- Pizarra, pizarra compacta arenosa y algún banco de arenisca	15 "
--- Caliza	3 "
--- Pizarras satinadas grises en capas algo limoníticas con principio de formas nodulares arenosas	15 "
--- Pizarras verdosas, grises u ocráceas con capas y nódulos limoníticos, frecuentemente con estructuras nodulosas y con algún banco diferenciado de areniscas (los nódulos limoníticos se encuentran en la parte alta de la formación)	250 "

YACENTE: Pizarras y areniscas.

La serie con predominio de areniscas sobre la que se apoyan estas capas es en todo semejante a la obtenida en otras localidades, y no hace falta que sea repetida aquí. Lo mismo puede decirse por lo que se refiere a la caliza de montaña.

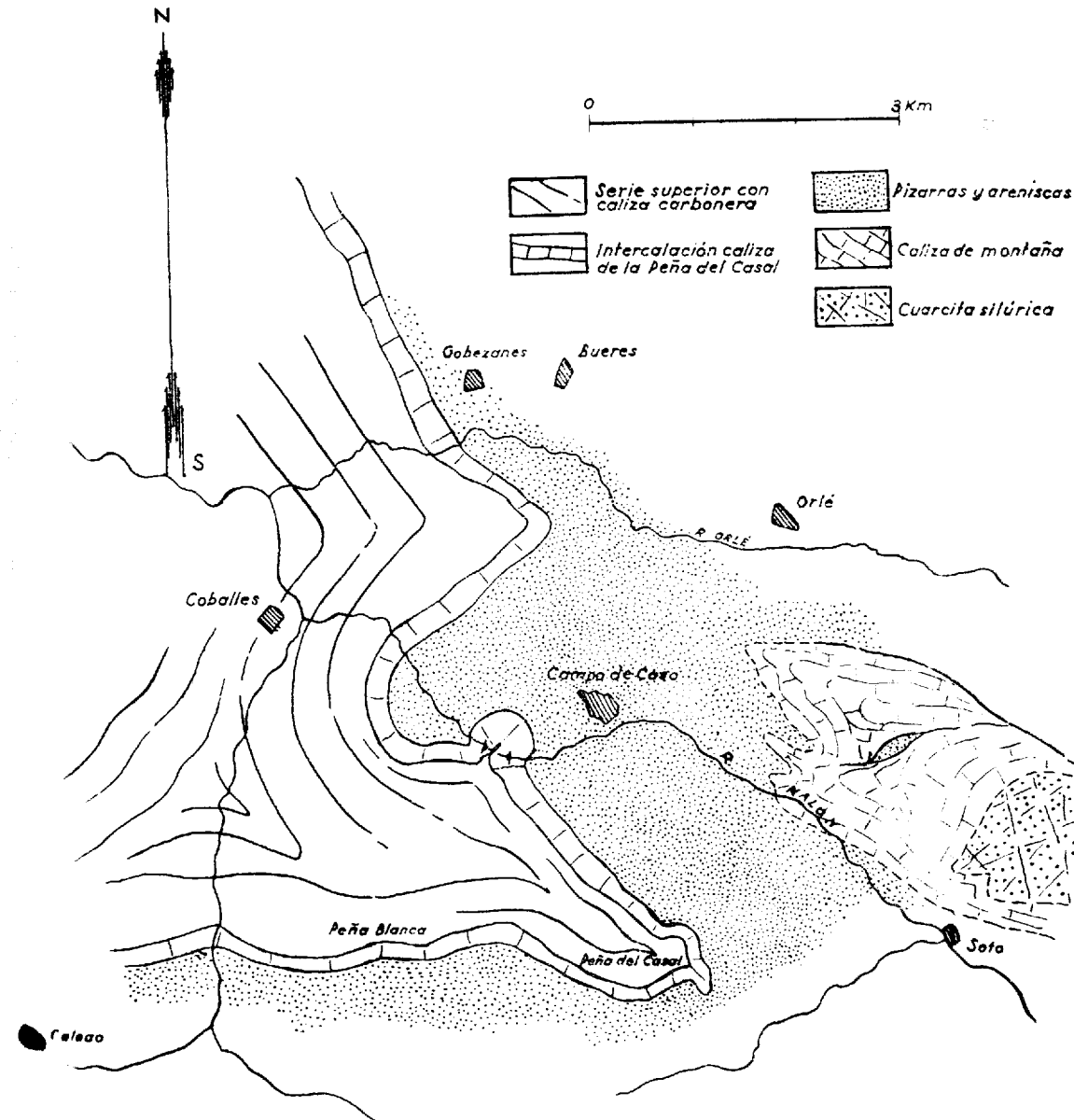


Fig. 19.—Esquema geológico del sinclinal de Coballes.

Es, en cambio, interesante la serie que se ha descrito últimamente; en ella se observa cómo, por debajo del nivel calizo principal (de unos 100 metros de potencia), se desarrolla toda una zona en la que la caliza no forma ya una serie masiva, sino que alterna con pizarras y areniscas, de tal modo que éstas llegan a dominar, tanto en espesor como en frecuencia, sobre las intercalaciones calizas. Es decir, que en la serie caliza de la Peña del Casal se encuentran las mismas características que en la que formaba las peñas del Canto del Oso.

Por encima de este nivel calizo de la Peña del Casal se desarrolla un conjunto con abundantes intercalaciones calizas de uno a cinco metros de potencia, por lo general; se trata de una serie perfectamente comparable a la que se desarrolla por encima de la caliza de Tiatorodos, en la zona elevada del núcleo de Beleño, si bien entre ambas series es imposible pretender encontrar un exacto paralelismo. La sucesión no se describe aquí, ya que su estudio detallado está ligado más bien al estudio de un área más occidental a la unidad que se describe en este trabajo. Simplemente puede interesar dar algunas sucesiones más de la caliza de la Peña del Casal y niveles inmediatamente inferiores. La carretera de Campo del Caso a Coballes puede suministrar una nueva serie; la sucesión que se obtiene es la siguiente (fig. 20):

--- Caliza gris (caliza de la Peña del Casal) ...	100	m
--- Pizarras con capas algo calcosquistasas ...	4	"
--- Pizarra oscura con nódulos calizos	4	"
--- Caliza	2	"
--- Pizarra arenosa... ..	3	"
--- Caliza	2	"
--- Pizarra oscura	2,5	"
--- Calcosquistas alternando con pizarras... ..	1,5	"
--- Caliza con estructura en malla hacia el techo... ..	7	"
--- Pizarra oscura con nódulos limoníticos y núcleo calizo	3	"
--- Caliza	4,5	"

YACENTE: Pizarras.

El nivel calizo de la Peña del Casal tiene las mismas características que en el corte anterior, es decir, que está formado

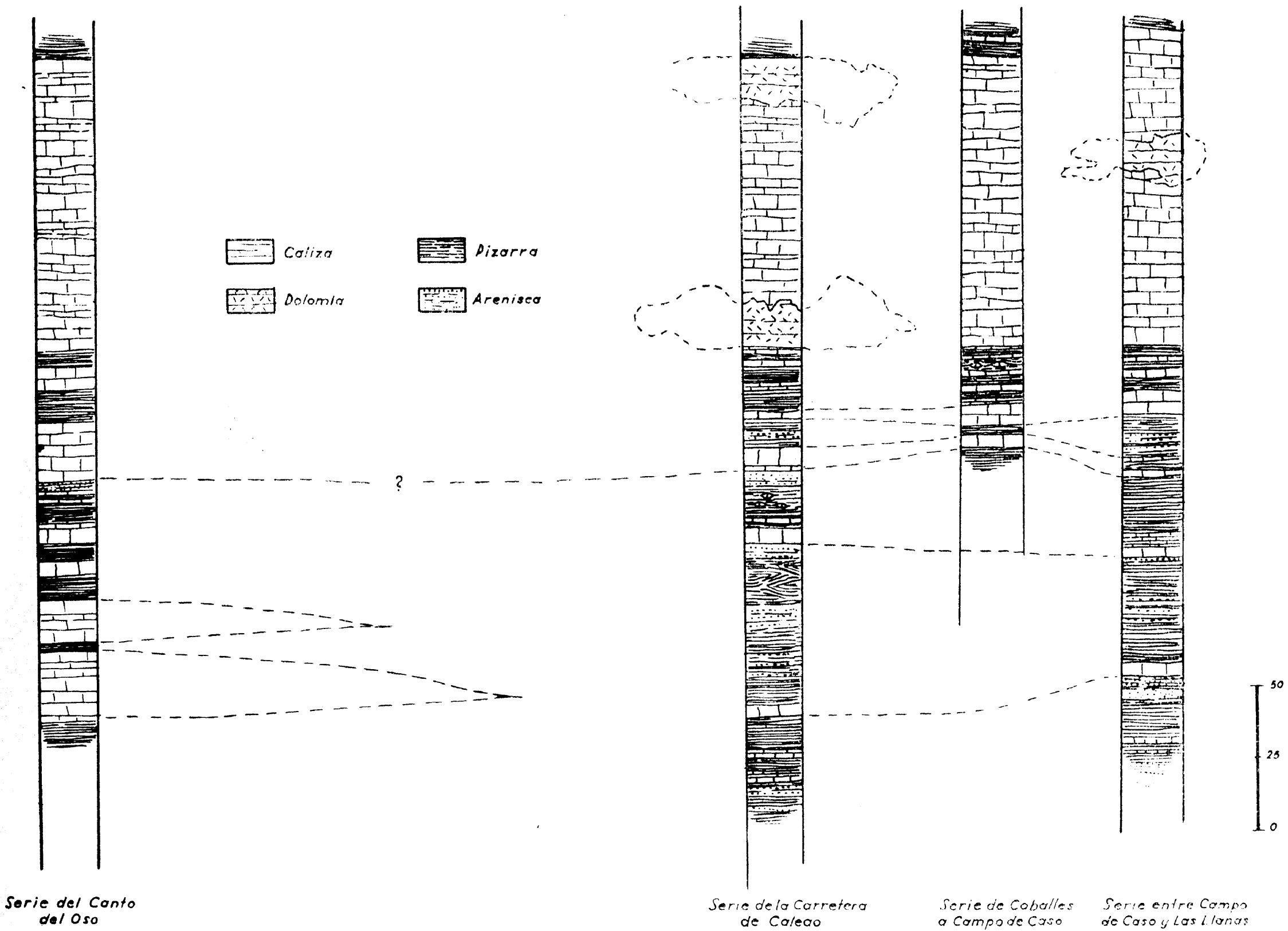
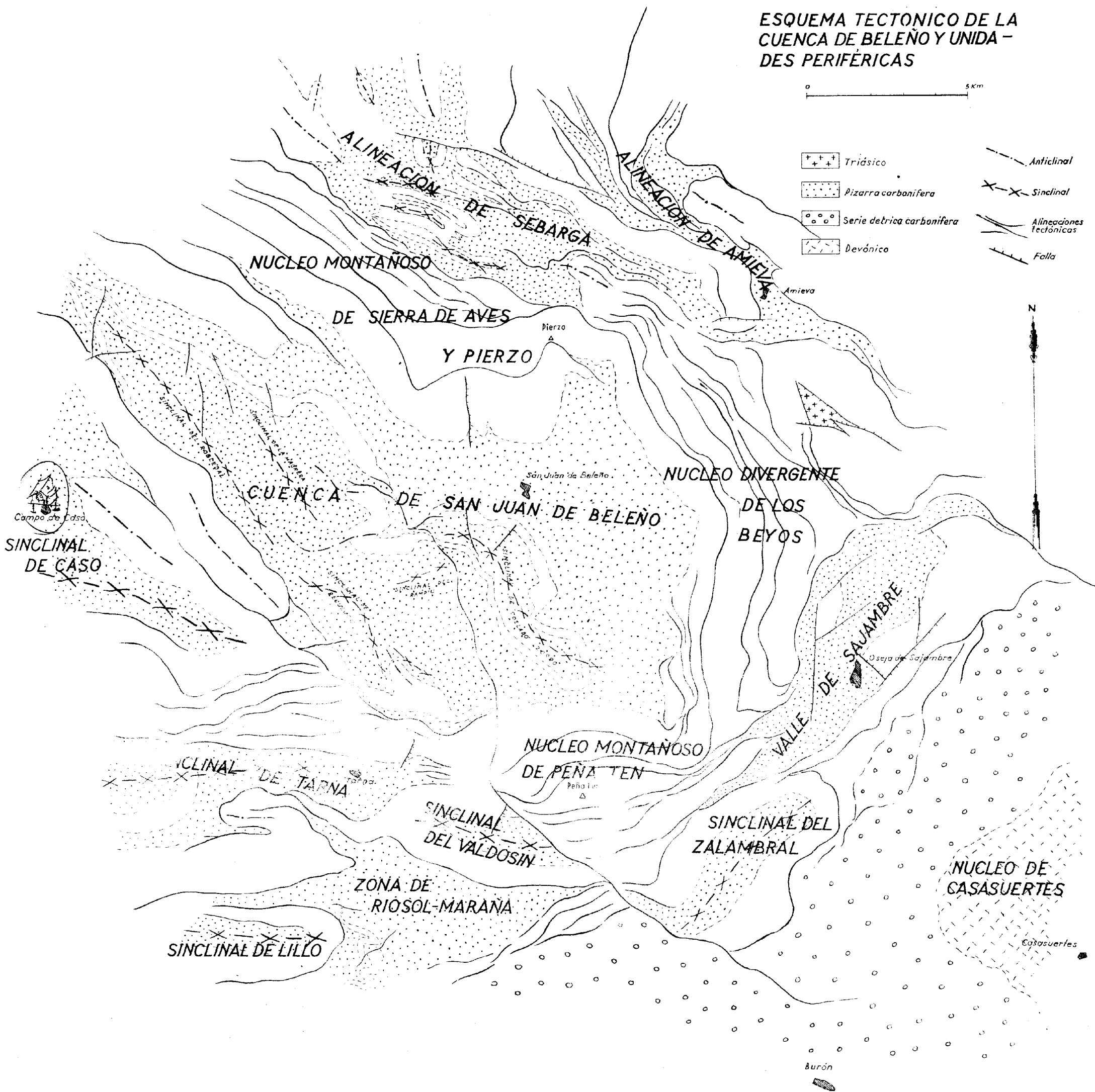


Fig. 20.—Columnas estratigráficas de la intercalación caliza de la Peña del Casal y Peña Blanca, y comparación con la serie del Canto del Oso.

ESQUEMA TECTÓNICO DE LA CUENCA DE BELEÑO Y UNIDAS PERIFÉRICAS



por una serie alternante de calizas y pizarras que culmina con un banco de caliza masiva de 100 metros, que es la caliza que propiamente forma la Peña del Casal. Entre Coballes y Callao se desarrolla un amplio sinclinal (fig. 19). La sucesión descrita en el corte anterior corresponde a su flanco N.; su núcleo está formado por la serie alternante de pizarras y areniscas e intercalaciones calizas citada antes. Un corte del mismo nivel calizo de la Peña del Casal en el flanco S, da la sucesión siguiente (fig. 20):

-- Caliza con bolsadas de dolomías (de origen metasomático y, por tanto, sin significación estratigráfica). (Caliza de la Peña del Casal.)	100	m.
-- Calcosquistos	2	"
-- Pizarra	2	"
-- Caliza	2	"
-- Pizarra	7	"
-- Pizarra calcosquistosa	1,5	"
-- Caliza que hacia el techo pasa a calcosquistos	4	"
-- Pizarras y calcosquistos con nódulos en su base	1,5	"
-- Pizarras	4	"
-- Caliza	2,7	"
-- Pizarra	1,3	"
-- Caliza	1,8	"
-- Pizarra	1,3	"
-- Arenisca compacta con alguna intercalación de pizarra	3,5	"
-- Pizarras	4	"
-- Calizas	2	"
-- Pizarra, caliza y calcosquistos en bancos alternantes	4	"
-- Arenisca que hacia la base alterna con pizarra	7	"
-- Pizarras con estructura en grandes nódulos.	13	"
-- Areniscas y pizarras alternando; las pizarras predominan hacia la base y son de estructura nodulosa	50	"
-- Caliza	5	"
-- Pizarras	12	"

-- Calcosquistos y pizarras.	4	m
-- Pizarras	2,5	"
-- Calcosquistos y pizarras.	3	"

YACENTE: Pizarras y areniscas.

Comparación con las zonas vecinas. Conclusiones.— Lo primero que destaca en las sucesiones descritas es su paralelismo con la serie tipo de la cuenca de San Juan de Beleño. En efecto, por encima de un conjunto de pizarras y areniscas, desarrollado en su mayor parte en la zona de La Foz - Bezañes, se encuentra el nivel calizo de la Peña del Casal y, por encima de éste, una serie con multitud de intercalaciones calizas, es decir, de lo que se han llamado calizas carboneras. Comparando esta serie superior con la que forma la parte elevada de la cuenca de Beleño, se observa ante todo una mayor multipartición en los relieves calizos en esta zona. Consideradas ambas series en conjunto, no existen en realidad profundas diferencias entre ellas; incluso en cuanto a número y frecuencia de las intercalaciones existe bastante paralelismo. Sin embargo, las diferencias se notan en cuanto se comparan estas intercalaciones entre sí; aunque no se ha descrito la sucesión de este conjunto con intercalaciones calizas, pueden darse algunas ideas generales. Ante todo, en las series de la majada de Tiatorodos, Collado de los Fitos y Picos de la Magrera existían capas calizas compactas, de potencia de dos a quince metros, pero por lo general completamente calizas, completamente uniformes; aquí, en cambio, si bien las intercalaciones calizas oscilan también entre los dos y quince metros de espesor, por lo general cada una de ellas puede subdividirse en una serie de capas distintas, tanto en estructura como en naturaleza, y a veces incluso con capas de pizarras intercaladas y muy frecuentemente con calcosquistos. Es decir, que comparándolo con la cuenca de Beleño, aquí en realidad ha disminuído la importancia de las facies calizas. Es interesante también la comparación de la caliza de la Peña del Casal con el nivel equivalente en la cuenca de Beleño, es decir, la caliza de Tiatorodos; en Tiatorodos existía una caliza potente que formaba un nivel único y separaba una serie inferior, sin intercalaciones calizas, de la serie superior con abundantes capas de esta naturaleza. Aquí, en la Peña del Casal, existe un

nivel de caliza masiva con 100 metros de potencia, pero si se consideran sólo los cortes obtenidos en esta zona, este nivel parece no ser más que uno de tantos bancos calizos, sólo que de mayor potencia. Es, por comparación con la cuenca de Beleño, cuando se pone de manifiesto la importancia de esta capa. Es también, por comparación con el Canto del Oso, cuando se llega a la conclusión de que hay que considerar como una unidad estratigráfica todo el conjunto que forman tanto la capa de 100 metros de caliza gris como las intercalaciones que se encuentran por debajo de ella. Así pues, igual que antes, se encuentra un nivel de separación entre la serie inferior, exclusivamente de pizarras y areniscas, en la que los calcosquistos apenas tienen importancia, y la serie superior con multitud de intercalaciones de caliza carbonera. El hecho es el mismo que en Tiatorodos; la única diferencia es que allí este nivel de separación era a la vez un nivel uniformemente calizo, mientras que aquí es un complejo en el cual, sin embargo, continúa dominando la caliza.

De todo lo que acaba de exponerse, no hay que sacar la conclusión de que este nivel de separación es aquí una simple consideración teórica; por el contrario, su importancia destaca claramente en la realidad. El nivel de la Peña del Casal, como el de la del Canto del Oso, destacan topográficamente de una manera clara, de tal modo que constituyen una verdadera separación, incluso topográficamente, entre las dos zonas descritas. En la cuenca de Beleño, el nivel de Tiatorodos y La Escalada formaban un alto murallón que separaba la franja deprimida, excavada en la serie pizarrosa inferior, de la zona elevada, modelada en la serie superior de intercalaciones calizas. En el Canto del Oso el nivel calizo forma también un notable escalón en el relieve, a pesar de ser menos uniforme y de sus frecuentes intercalaciones pizarrosas. Aquí, en la Peña del Casal, este nivel calizo continúa con notable importancia topográfica y separa claramente, no sólo desde un punto de vista estratigráfico, sino también topográfico, las dos series citadas. Su importancia es, pues, perfectamente real.

Por lo que respecta a la serie pizarrosa que se desarrolla por debajo de esta intercalación caliza, pocas diferencias pueden se-

ñalarse con respecto a las series ya conocidas. Continúan distinguiéndose con ella una parte inferior, con predominio de las areniscas, y una superior, con predominio de las pizarras, si bien esta última no es tan exclusivamente pizarrosa como en otras zonas.

Otro hecho a tener en cuenta se refiere a las capas en contacto con la caliza de montaña. A diferencia de lo que se ha visto en otras localidades, no existe aquí ningún nivel de separación diferenciado: es decir, que sobre la caliza de montaña se apoyan las pizarras y areniscas directamente sin la serie abigarrada o la serie con calcosquistos típicas de las demás zonas estudiadas.

La caliza de montaña se presenta, como es normal en ella, con multitud de niveles diferenciados por una estratificación más o menos aparente, por el color de las calizas o la presencia de delgadas capas de pizarras; son abundantes los niveles fértidos. Por lo que respecta a su potencia, ha aumentado considerablemente con respecto a la zona divisoria de la cordillera, de acuerdo con lo que ocurría también más al Este.

6) COMPARACIÓN ENTRE LAS DISTINTAS ZONAS DE LA REGIÓN ESTUDIADA

Una vez hechas las descripciones regionales, es necesario comparar los datos y conclusiones locales obtenidos y tratar de enjuiciar el conjunto de la región. Ante todo, un hecho llama poderosamente la atención: la existencia de tres series, de tres unidades estratigráficas independientes.

De un lado, un conjunto de pizarras y areniscas con episodios calizos, algunos muy importantes por su potencia y otros de menor espesor, si bien importantes en número. Es la serie que se desarrolla en casi la totalidad de la región estudiada y cuyo prototipo es la cuenca de Beleño. De otro lado, una serie notablemente detritica, con conglomerados, de cantos a veces de gran tamaño, con ausencia de episodios calizos. Este conjunto está limitado al ángulo SE. de la región estudiada, es

decir, a la zona que se extiende de Burón a Retuerto, Puerto del Pontón y Valdeón. Finalmente hay que considerar un tercer conjunto que, si bien ocupa una escasa extensión, no por esto carece de importancia; se trata de la serie discordante de Se-barga, serie que queda englobada dentro del área de dominio del conjunto con episodios calizos, es decir, de la serie de la cuenca de Beleño.

Antes de estudiar las relaciones entre estas tres series conviene ver las características de cada una de ellas por separado.

a) La serie de episodios calizos.

Puede tomarse como serie típica la de la cuenca de San Juan de Beleño. En ella las condiciones de estudio son óptimas; de un lado, por tener una tectónica poco violenta, en comparación con las unidades envolventes; de otro lado, por presentar la serie más completa de toda la región; finalmente, porque en todas las demás zonas estudiadas los resultados alcanzados son perfectamente comparables a los obtenidos en Beleño.

En líneas generales hay que distinguir, de arriba abajo, los siguientes niveles:

Serie superior con abundantes capas de caliza carbonera	700 m.
Caliza masiva superior... ..	100-240 "
Serie pizarrosa	300-400 "
Caliza de montaña	100-300 "
Serie griotte	15-30 "

YACENTE: Cuarcita masiva.

Los problemas que plantea el estudio estratigráfico comparado son el estudio de los cambios de facies y la determinación del valor estratigráfico de los niveles descritos.

La caliza de montaña y la serie griotte.—Con este nombre se ha denominado desde antiguo (Paillete, 1855; Malla-da, 1898; Adaro, 1916) a la formación caliza con que empieza el Carbonífero. Esta caliza de montaña se apoya sobre

una serie de pocos metros de espesor: la serie griotte, que es la verdadera base del Carbonífero. La serie griotte no es un conjunto uniformemente calizo, sino que está formada por calizas, no siempre griottes, pizarras principalmente rojas y capas silíceas de radiolarios. La serie griotte tiene pocas variaciones; generalmente las pizarras y radioleritas abundan en la base, la caliza de facies más típicamente griotte en la parte media y hacia el techo empieza una alternancia con calizas grises hasta que, de un modo más o menos gradual, se pasa a la caliza de montaña, cuya base forma constantemente.

Un problema más importante lo plantea el techo de la caliza de montaña, problema planteado por Llopis (1954, a) al señalar la posibilidad de que la formación caliza alcanzara, tal vez, niveles más altos dentro del Carbonífero en aquellas zonas donde la potencia de la caliza de montaña es mayor. Este problema no puede intentar resolverse en esta zona, ya que sólo el estudio de una región más amplia, concretamente del área de los Picos de Europa, puede aportar datos definitivos para su resolución. Sin embargo, la situación de esta zona, verdadero puente entre la Cuenca Minera y los Picos de Europa, la hace particularmente interesante y permite que se aporte algún dato sobre este problema. Una primera cuestión interesante a dilucidar es la constancia o variabilidad del techo de la caliza de montaña dentro de la región estudiada. El problema en conjunto será estudiado más adelante, al comparar este sector de la Cordillera Cantábrica con los sectores vecinos. Las consideraciones que ahora se hagan no pretenden tener más valor que el puramente local, ya que para plantear bien el problema debe tenerse en cuenta no sólo la caliza de montaña, sino toda la serie carbonífera en conjunto.

Ante todo es interesante estudiar las variaciones de potencia. A este respecto destaca en primer lugar una zona de potencias máximas: la Sierra de Amieva, Beza y Los Beyos, es decir, la parte más oriental, limitando con los Picos de Europa; las potencias no son, sin embargo, extremas, ya que pueden calcularse de unos 400 metros como máximo. Otra zona llama en seguida la atención, la que se extiende desde Oseja de Sajambre hacia el Zalambral y hacia Tarna por la zona divisoria

de la cordillera. Es una zona de potencias mínimas, incluso inferiores a los 100 metros (60 metros en el Zalambral). En el resto de la región las potencias son intermedias, entre los 200 y 300 metros.

Por lo que se refiere al techo de la caliza de montaña, conviene recordar la presencia de dos formaciones muy constantes, formaciones que se sustituyen una a otra según las regiones. Una serie roja y abigarrada, de pocos metros de espesor, principalmente pizarrosa, si bien con algunas capas o a veces lentejones de caliza, en especial de caliza negra, muchas veces silícea. Otra serie, también de poca potencia, caracterizada por la presencia de calcosquistos o alguna capa caliza. Ambos niveles son de la misma edad y corresponden al mismo momento en la historia del depósito de este Carbonífero; su presencia constante por encima de la caliza de montaña pone de manifiesto la constancia, en cuanto a la altura estratigráfica, es decir, en cuanto a edad, del techo de la caliza de montaña. La serie roja se encuentra típica en Valle Moro, Sebarga, Amieva, Los Beyos, Peña Ten, es decir, en la mayor parte de la región; donde no se encuentran estas capas rojas existen las capas calcosquitosas. Su equivalencia puede verse en el borde N. y E. de la cuenca de Beleño, donde la serie roja, presente en el Valle Moro, pasa lateralmente en Taranes y Cadenava a unas capas de pizarras con calcosquistos, para reaparecer de nuevo en Viego. En algún punto parece, sin embargo, como si la caliza de montaña subiera estratigráficamente algo; a este respecto cabe recordar que al N. de Abiegos se intercalaba en los niveles calizos más altos algún nivel rojo; este hecho, por coincidir con una zona donde la serie abigarrada falta, podría interpretarse como un cambio lateral de facies, debido al cual la serie caliza hubiera sustituido a la serie abigarrada, de la que sería un resto la intercalación de pizarras rojizas. En los Montes del Infierno se encuentra un hecho parecido, si bien allí no falta la serie roja. Esta interpretación no hace variar, sin embargo, la idea de conjunto de la estabilidad del techo de la caliza de montaña, ya que, aun admitiéndola, significaría una variación de unos pocos metros y sin valor desde un punto de vista general.

La serie pizarrosa.—Es un conjunto bastante uniforme. Pizarras y areniscas alternan sin llegar a formar bancos muy diferenciados. En líneas generales las areniscas predominan en la parte baja y las pizarras en la parte alta. En la cuenca de San Juan de Beleño pueden distinguirse en esta serie cuatro niveles, si bien el inferior y el superior son de muy pocos metros de potencia, y en realidad más que dos niveles de la serie representan el límite con las formaciones vecinas. Estos dos niveles son: la serie abigarrada o calcosquistosa, que forma el límite con la caliza de montaña, y una serie calcosquistosa y caliza que es su límite superior, y que no es más que el anuncio del nuevo episodio calizo que forma el techo del conjunto. En el conjunto de pizarras y areniscas propiamente dicho no se distinguen, pues, más que dos niveles; el nivel inferior, con preponderancia de areniscas, y el superior, con predominio de pizarras. Estos dos niveles no tienen límite preciso; por otra parte, frecuentes cambios de facies hacen que varíen su importancia relativa.

Las características de las capas más inferiores, límite con la caliza de montaña, han quedado suficientemente explicadas al hablar de ella. Las capas de calcosquistos, tránsito a la caliza superior, se estudiarán con este nivel. Aquí va a tratarse, pues, de los dos niveles centrales, niveles que, como queda ya dicho, forman prácticamente toda la serie.

La distribución hecha, en un conjunto inferior, con abundantes areniscas, y uno superior con pizarras, es en líneas generales válida para toda la región estudiada. Como se indicó ya, la importancia de cada una de estas formaciones varía según las localidades. Las areniscas, por lo general, no forman bancos bien diferenciados, sino que se presentan alternando con pizarras en bancos delgados. Es normal en la parte superior pizarrosa la presencia de capas de calcosquistos o pizarras calcosquistosas, que en la cuenca de Beleño forman tres niveles. Los calcosquistos de Beleño son muy pizarrosos, pero en otras partes llegan a formar delgadas capas de caliza; en Oseja de Sajambre y Tarna es donde su importancia es mayor. Estas capas, sin embargo, tienen tan sólo un valor muy local y su altura estratigráfica dentro de la serie varía mucho, según las

localidades. Por lo que respecta a la potencia de todo el conjunto, no son de apreciar variaciones importantes.

La caliza masiva superior.—El lugar donde esta serie tiene mayor simplicidad es la cuenca de Beleño. A la vez es allí donde su carácter de separación entre la serie anterior y la de intercalaciones calizas carboneras es más potente. En la cuenca de Beleño esta caliza forma una masa uniforme que a veces sobrepasa los 200 metros, es decir, que en algunas ocasiones es superior en espesor a la caliza de montaña. Es interesante estudiar las variaciones que sufre esta intercalación en las distintas zonas de la región estudiada; su presencia se reconoce, además de en la cuenca de Beleño, en la zona de La Mota Cetín, en la Peña del Casal, en el Canto del Oso y tal vez en Buecicardiel. En las sierras de Pandemules, la Escalada, Tiatordos, Maciédome e incluso en Collado Zorro, es decir, en casi la totalidad de la cuenca de Beleño, esta caliza forma una masa compacta con un espesor máximo en La Escalada, Tiatordos y Maciédome; tanto al E. como al W. el espesor disminuye. En La Mota Cetín también hay un único nivel calizo bastante potente, aunque sin llegar a la importancia de Tiatordos; es decir, que hacia el N. hay también una ligera pérdida de potencia. En la Peña del Casal y Canto del Oso existe, en cambio, una serie más compleja formada por calizas, pizarras y en menor proporción areniscas; no obstante, el carácter masivo de la caliza se conserva. En conjunto, el nivel calizo destaca netamente con perfecta individualidad; sin embargo, la presencia de pizarras indica una pérdida de uniformidad. Es de señalar también que en la parte alta es donde se conservan las calizas con carácter masivo.

Por lo que respecta a la cuenca de Beleño y la zona de La Mota Cetín, no existe ningún problema en cuanto a coordinación en los dos niveles. La correlación con las calizas del Canto del Oso o en Peña del Casal, con intercalaciones pizarrosas, plantea el problema de si la parte baja, con intercalaciones de pizarra, equivale a la parte baja de la caliza de Tiatordos, en la cuenca de Beleño, o si, por el contrario, corresponde a la parte alta de la serie pizarrosa en la que hayan aparecido capas de caliza carbonera. La comparación de las potencias y de las

facies de las intercalaciones de pizarras hacen pensar, como más verosímil, en la primera interpretación. Por otra parte, al E. de Sobrefoz también aparecen intercalaciones pizarrosas en la serie caliza, intercalaciones que se pierden acuñándose entre las calizas; es decir, que la serie con intercalaciones del E. de Sobrefoz se corresponde con la serie masiva de Tia-tordos. Por tanto, la interpretación más lógica es pensar que hacia el W. y SW. esta masa caliza masiva se rompe en varias capas por la aparición de intercalaciones de pizarra.

La serie superior, con calizas carboneras.—Por encima del nivel que acaba de describirse se encuentra una potente serie caracterizada por la presencia de multitud de capas de caliza carbonera. Tan sólo en dos lugares, la cuenca de Beleño y la zona de Coballes, al E. de la Peña del Casal, y fuera ya del del área propiamente estudiada, puede seguirse esta serie de modo algo completo. En las demás localidades sólo pueden estudiarse unos pocos metros de sedimentos por encima de la gran intercalación caliza. En la cuenca de Beleño lo normal es que por encima de la intercalación caliza se desarrolle un conjunto de pizarras, areniscas y capas de caliza. Lo mismo ocurre en la Peña del Casal. En la zona de La Mota de Cetín no pueden estudiarse los niveles superiores a esta serie por encontrarse por encima de la gran intercalación caliza un Estefaniense discordante con un conglomerado de cantos calizos formando su base.

Comparando las series de la cuenca de Beleño y de Coballes, al W. de la Peña del Casal, se observa que en Beleño las calizas son compactas, y que igual que ocurría para la gran intercalación caliza, hay una pérdida de potencia hacia el W. e incluso desaparición de niveles calizos. En Campo de Caso, en cambio, hay una aparición de niveles de pizarras y calcosquistos que así como antes rompían la unidad de la gran intercalación caliza, ahora rompen la uniformidad de las capas de caliza carbonera. En conjunto, pues, tanto en la caliza de montaña como en la gran intercalación y en las calizas carboneras, se observa una pérdida de importancia hacia el W.

Hasta ahora se han considerado sólo las series de la cuenca

de Beleño - Coballes; queda por considerar la serie de Buecicardiel. Como ya se indicó, no puede establecerse su relación exacta con las series de Beleño y Coballes; también se señaló su relación con las áreas carboníferas más meridionales. Por todos estos motivos se hablará de ella al hacer las comparaciones con los sectores vecinos de la Cordillera Cantábrica.

b) *La serie detrítica del Pontón.*

Al SE. de la región estudiada, y fuera ya del área ligada propiamente a la cuenca de Beleño, se extiende una zona caracterizada por la presencia de multitud de niveles de conglomerados. Se trata de bancos de pudingas de naturaleza cuarcítica, no sólo por sus cantos, sino a menudo también por su cemento. Los cantos rodados son de tamaño muy variable; alcanzando a veces grandes proporciones, principalmente en los niveles más potentes. Estos bancos de pudingas alcanzan potencias considerables en los tramos más superiores de la serie. En los niveles más bajos predominan las pizarras, que se encuentran separándolos. De momento basta tener en cuenta estos datos. Sobre esta serie del Pontón poco más puede decirse ahora, ya que la zona que ha sido estudiada es notablemente uniforme y sin cambios laterales de facies. El problema que plantea esta serie, es decir, el de su relación con la que forma la cuenca de Beleño, será abordado más adelante.

c) *La serie discordante de Sebarga.*

Es un conjunto poco potente que se encuentra enclavado en la alineación de Sebarga, es decir, en plena área de dominio de la serie con intercalaciones calizas. Su potencia es escasa y el área que ocupa reducida. Se trata de una serie que no tiene equivalente en el resto de la región estudiada. Se caracteriza por unos niveles detríticos en la base y un conjunto pizarroso en la parte alta. Hacia la base de este conjunto pizarroso aparece carbón. Los niveles más bajos de la serie, es decir, niveles

detríticos, están formados por conglomerados y areniscas cuarcíticas. Los conglomerados son de cantos calizos y cemento síliceo o pizarroso. A veces los cantos predominan en tan alto grado sobre el cemento que las capas de conglomerado presentan formas de erosión propias de las calizas.

La presencia de conglomerados, conjuntamente con la edad estefaniense, apartan esta serie del conjunto con episodios calizos en cuya área está enclavada. Por otra parte, estudiando el contacto entre ambas series se aprecia una discordancia entre ellas.

La naturaleza caliza de los cantos rodados aparta este conjunto estefaniense de la serie detrítica del Pontón, en la cual, si bien abundan los niveles de conglomerados, se trata siempre de conglomerados con cantos de cuarcitas.

Así, pues, los niveles estefanienses de Sebarga forman una serie independiente de todas las demás formaciones que se encuentran en esta región y está limitada, en el espacio, a la alineación de Sebarga.

d) *Relaciones entre las tres series.*

El problema principal que plantean las tres series descritas es el de la relación existente entre ellas. En este capítulo se va a hacer referencia solamente a las observaciones de campo que puedan hacerse a este respecto. El problema será enjuiciado más adelante de una manera más amplia, cuando se considere la edad relativa, dentro del Carbonífero, de cada una de estas series. Las simples observaciones de campo pueden conducir a establecer la relación existente entre la serie con episodios calizos y cada una de las otras dos. Dificilmente puede, en cambio, relacionarse el Estefaniense de Sebarga con la serie detrítica del Pontón, ya que ambos conjuntos ocupan áreas alejadas entre sí.

La relación entre el Estefaniense de Sebarga y la serie con episodios calizos es la más fácil de establecer, ya que no existen contactos mecánicos entre ambas. El Estefaniense se sitúa dis-

cordante por encima de diferentes niveles de la serie pizarroso-caliza.

La relación entre el conjunto detrítico del Pontón y el de pizarras y calizas de Beleño es más difícil. Ambas series ocupan áreas bien delimitadas, separadas entre sí. El contacto entre ambas es mecánico, de tal modo que nunca se ve una superposición directa entre ambas. Otro hecho, además, parece dificultar el relacionar ambos conjuntos: tanto la serie con episodios calizos como la serie detrítica del Pontón se apoyan sobre materiales precarboníferos. La caliza de montaña, base de la serie de Beleño, lo hace sobre la cuarcita masiva. Los niveles más bajos de pizarras y conglomerados de la serie del Pontón se apoyan sobre el núcleo devónico de Casasuertes. A partir de este hecho puede, sin embargo, obtenerse el primer dato que permita establecer la relación buscada; la serie griotte, base de la caliza de montaña, se apoya concordante sobre la cuarcita masiva; la serie detrítica del Pontón es discordante con respecto al Devónico, sobre el que se apoya. Por otra parte, no se ha observado discordancia entre ninguno de los niveles de la serie con episodios calizos ni existe ningún indicio que permita suponer una falta de continuidad en su depósito. Todo esto conduce a la conclusión de que la serie pizarroso-caliza de Beleño se depositó íntegramente con anterioridad al plegamiento principal, mientras que la serie detrítica del Pontón es posterior a él. Este hecho está completamente de acuerdo con el carácter de la serie de Beleño, sin niveles de conglomerados y con abundantes episodios calizos, y con el carácter fuertemente detrítico de la serie del Puerto del Pontón.

Queda finalmente por relacionar la serie del Pontón con la serie discordante de Sebarga, relación que no puede establecerse directamente. Por consideraciones tectónicas, teniendo en cuenta el carácter discordante en ambas series, podría intentarse establecer una comparación; sin embargo, no sería éste el sitio donde hacerlo. Más adelante, cuando se establezca la edad, dentro del Carbonífero, de las series descritas, se insistirá sobre la relación existente entre estos dos conjuntos.

7) LOS DATOS PALEONTOLÓGICOS

Los fósiles recogidos en la región no son muy abundantes ni característicos. No obstante, existen una serie de yacimientos que, juntamente con los fósiles recogidos, se enumeran a continuación.

Devónico.—En el Devónico se han hallado fósiles en la zona de Freñana, al S. del Valle de Valdeón. Los fósiles hallados en la parte alta de la serie devónica son, según clasificación de la señora Wagner-Gentis:

Baloceras multilobatum, Beyrich.
Manticoceras sp.
Tornoceras sp.
Sporadoceras sp.

Estos fósiles indican el Devónico superior.

Viseense.—En el Valle del Aspru, al N. de Cangas de Onís, en la serie griotte, se ha encontrado

Martinia aff. *glabra*, Martin.

Según clasificación del Sr. F. Demanet.

Namuriense - Westfaliense. — Los yacimientos westfalienses son varios, si bien han dado fósiles poco representativos. Tal como se vio ya en la parte estratigráfica, existen de abajo arriba los siguientes niveles carboníferos, por encima de la serie griotte: caliza de montaña; serie arenoso-pizarrosa; caliza masiva superior; zona superior con intercalaciones de caliza carbonera. En la caliza de montaña no se han encontrado fósiles. Los yacimientos encontrados en los otros niveles se enumeran de abajo arriba en la serie estratigráfica.

En el Pico Raso, en Ponga (cuenca de Beleño), en la serie arenosa que caracteriza la mitad inferior del nivel pizarroso-arenoso que se interpone entre los dos grandes episodios cali-

zos, existe un yacimiento de braquiópodos en el que se ha recogido, según clasificación de F. Demanet:

Derbyia planumbona, Weller.
Productus (Dictyoclostus) americanus, D. et C.

En la carretera de Beleño a Sobrefoz, en la parte más alta de la serie pizarrosa, por debajo de la gran intercalación caliza de Tiatorodos, se encontró

Sphenophyllum angustifolium.
Pecopteris sp.

Según clasificación del profesor F. Stockmans.

En una escama caliza al S. de Siña, de posición no totalmente clara, pero que parece pertenecer a la caliza masiva superior (nivel de Tiatorodos), se encontró, según clasificación de F. Demanet:

Chonetes (Chon.) aff. *kaiseri*, Paeck.

Los demás yacimientos pertenecen ya a la serie superior con intercalaciones de caliza carbonera. En el límite de esta serie con la caliza masiva del nivel de Tiatorodos-Collazo Zorro, en la salida del túnel de la carretera de Sobrefoz, se encontró la siguiente fauna, según clasificación de F. Demanet:

Pugnax pleurodon, Phillips.
Cleiothyridina sp.
Spirifer biplicoides, Weller.
Spirifer forbesi, Nordw. et Prat.
Ambocoelia sp.
 cf. *Phrycodothyris* sp.
Spirifer sp.
Chonetes (Chon.) laquessianus, D. K.
Productus (Plicatifera) aff. *thomasi* n. sp.
 cf. *Reticularia lineata*, Martin.
Spirifer missouriensis, Swallow.
Straparollus sp.
Athris sp.
Phymatifer sp.

En posición idéntica, si bien en areniscas ligeramente superiores a los niveles anteriores, se encontró remontando el río de Taranes, inmediatamente a la salida del estrecho que forma

la caliza de Tiatorodos, la siguiente fauna, clasificada por F. Demanet:

Chonetes (Chon.) cf. *laguessianus*, D. K.
cf. *Aviculopecten dissimilis*, Fleming.
Chonetes sp.
Productus sp. o *Leptaena* sp.
Artejos de crinoideos.

Y en la Majada de Tiatorodos, en posición idéntica, se halló también, según clasificación de F. Demanet:

Reticularia lineata, Martin.
Artejos de crinoideos.

Ya plenamente en la serie con intercalaciones calizas, si bien en su parte inferior, se halló en la mina de Las Llanas, en Campo de Caso, la siguiente fauna, clasificada por F. Demanet.

Pugnax sp.
cf. *Modiolus* sp.
Murchisonia sp.
Loxonema sp.
Turbinopsis sp.
Crurithyris sp.
Straparollus sp.
Productus sp.
cf. *Edmondia arcuata*, Phillips.
Coleolus sp.

En la mina de Puente Piedra (Campo de Caso), en idéntica posición estratigráfica que la anterior, se encontró, según clasificación de Stockmans:

Limopteris obliqua, Bunbury.
Alethopteris sp.

Estefaniense.—En la mina de Fontecha, según clasificación del profesor Stockmans, se encontró:

Annularia stellata, Schl.
Callipteridium pteridium, Zeiller.
Asterotheca lepidorachis.
Pecopteris cyathea, Brongniart.
Sphenopteris sp.
Calamostachys tuberculata, Sternberg.

Sphenophyllum oblongifolium, Germar et Kaulfuss.
Linopteris florini.
Linopteris neuropteroides, Gutbier.

En el mismo yacimiento se encontró, según clasificación de Wagner:

Linopteris neuropteroides, Von Gutbier.
Callipteridium pteridium, Zeiller.
Pecopteris pluckeneti, Von Schlotheim; forma *sterzeli*, Zeiller.
Pecopteris polymorpha, Brongniart.
Pecopteris candoliana, Brongniart.
Pecopteris sp.
Sphenophyllum oblongifolium, Germar et Kaulfuss.
Sphenophyllum sp. (cf. *tenuifolium*, Fontaine et White?).
Annularia stellata, Von Schl.
Calamostachys tuberculata, Sternberg (espiga fructífera de *Annularia stellata*).
Calamites schützei, Stur.

Estas floras indican el Estefaniense, sin poder precisarse si se trata de un Estefaniense A o B, ya que la determinación del *Sphenophyllum tenuifolium*, que indicaría el Estefaniense B, no es posible por mala conservación.

8) CONSIDERACIONES SOBRE LA EDAD DE LOS DIVERSOS NIVELES CARBONÍFEROS

Los capítulos anteriores han servido para establecer las relaciones entre las diversas series obtenidas en la región estudiada y para dar una enumeración de los fósiles encontrados en ellas. Una vez puesta en claro la sucesión litológica y conocidos los datos paleontológicos, debe abordarse el problema de la edad relativa de los diversos niveles carboníferos. Para ello habrá que considerar por separado las tres series distintas que se desarrollan en el conjunto de la región estudiada: la serie con episodios calizos, la serie detrítica del Pontón y la serie discordante de Sebarga.

a) *La serie con intercalaciones calizas.*

La base del Carbonífero está uniformemente constituida por la griotte. Fue Barrois (1877, 1879, 1882) quien colocó la griotte cantábrica en el Carbonífero, señalando (1877) cómo se encuentra estratigráficamente ligada a la caliza de montaña que se le superpone. Según Barrois, la caliza griotte y la caliza de montaña corresponderían, en bloque, al conjunto de capas inferiores de la caliza carbonífera de las Ardenas. Más tarde, Delépine (1928, b; 1932, b; 1943), basándose en determinaciones paleontológicas, coloca en el Viseense superior la serie griotte y en el Namuriense e incluso Westfaliense inferior la caliza de montaña, atribución que no siempre siguen los autores posteriores (García Fuente, 1952; Hernández - Sampelayo y Kinde lan, 1950), quienes colocan la griotte en el Tournaisiense y la caliza de montaña en el Viseense. Para la serie griotte, sin embargo, no existen problemas de orden estratigráfico, debido a su constancia y uniformidad. Se trata de una serie formada por unos metros basales de pizarras rojas y capas de radiolarios y, por encima, por la caliza griotte. Entre ambos niveles hay un tránsito gradual. Considerando, con Delépine, como Viseense superior la caliza griotte, pueden considerarse de la misma edad las capas de radiolarios inferiores, criterio seguido también por Kanis en Palencia. Esta interpretación se basa tanto en la escasa potencia de la serie como en el tránsito gradual entre ambos conjuntos. La constancia de este nivel en toda la región carbonífera cantábrica hace que sea perfectamente comparable entre todas las localidades.

La caliza de montaña, en cambio, presenta ya problemas más complejos. Delépine (1943) rectifica la edad viseense que se le había atribuido y le asigna una edad namuriense, e incluso, westfaliense inferior para la parte alta.

El problema de la edad de la serie carbonífera no puede ni siquiera intentarse resolver aquí. En todo caso, lo único que puede hacerse es intentar simplificar alguno de los términos de su planteamiento.

Por lo que se refiere a la caliza de montaña, se recordará

que se concluyó su constancia comprendida entre dos niveles fijos: la griotte y la serie abigarrada superior. Esta conclusión puede extenderse hacia el W. En este sentido, las potencias se mantienen siempre próximas o, por lo menos, comprendidas entre los límites constantes, y en ningún punto se observa nada que permita creer en una variación en la altura estratigráfica del techo de la formación caliza. Este problema de los cambios de facies fue planteado por Llopis (1954, a), al considerar la enorme potencia de la caliza en los Picos de Europa. Lo que acaba de indicarse no afecta a su planteamiento; simplemente desplaza el problema hacia el E. La gran potencia de la caliza en los Picos de Europa es un hecho que sigue en pie y el problema sigue, por tanto, en pie también. Sobre este hecho se insistirá más adelante, enjuiciándolo a la luz de las series obtenidas en esta zona. Lo que sí puede concluirse, en cambio, es que desde la cuenca de Beleño hacia el E. los cambios de facies no han afectado a la caliza de montaña. Todo esto trae como consecuencia una mayor relación entre el problema de las edades en la cuenca de Beleño y el mismo problema en la cuenca central; problema que deberá ser resuelto allí por la mayor abundancia de restos vegetales. Así pues, *griotte, caliza de montaña y serie superior*, son equivalentes a la griotte, caliza de montaña y parte del paquete de Lena, de la cuenca central. Esta equivalencia hace que sean de interés las determinaciones de flora hechas por Jongmans (1951, a; 1952). Estas determinaciones ponen de manifiesto el Westfaliense A en Linares, nivel puesto también de manifiesto en San Emiliano, cerca de Puerto Ventana (Wagner, comunicación personal). Todo esto obliga a reconsiderar la opinión de Delépine de que la caliza de montaña llega al Westfaliense, sobre todo teniendo en cuenta que no es posible imaginarse una localidad o un área donde esta caliza alcanzara niveles más altos que en otras localidades. Sitter, L. U. de (1955), coloca el límite Namuriense-Westfaliense entre la caliza de montaña y el paquete de Lena, interpretación que parece lógica teniendo en cuenta el hallazgo de flora del Westfaliense A dentro ya de la zona pizarrosa; Wagner cree, incluso, que la parte más baja de la serie pizarrosa que se superpone a la caliza de montaña es aún Namuriense. A este respecto, la presencia de

la *Fusullinella bocki*, Moeller, constituye un dato muy aislado, sobre todo teniendo en cuenta la dificultad de correlaciones entre las facies continentales y marinas. El mismo Delépine habla, solamente, en muchos casos de edad moscoviense (Delépine y Llopis, 1956). Finalmente cabe citar la abundancia de fusulinas (especialmente en la cuenca de Beleño) en los niveles calizos superiores, es decir, a partir de la caliza masiva superior, frente a su ausencia en la caliza de montaña que, generalmente, es oscura, fétida y sin fauna, contrastando con el nivel superior de tonos claros y microfósilíferos. Todo esto conduce a la conclusión de que las fusulinas se desarrollan en los bancos calizos superiores más que a la caliza de montaña.

De todos modos puede hacerse la sincronización de las capas de la cuenca de Beleño con la caliza de montaña y el paquete de Lena, respectivamente. Otro problema es hasta qué altura estratigráfica, dentro del Westfaliense, llega la serie carbonífera que se superpone a la caliza de montaña. En la cuenca minera, Jongmans (1951-1952) coloca el límite entre el Westfaliense B y C en el paquete "Las Generalas"; de mantenerse los espesores, toda la serie descrita quedaría comprendida en el Westfaliense A y B; no obstante, la presencia de *Linopteris obliqua* Bunbury, indica un Westfaliense alto. Por otra parte, Van Girkel recogió microfauna en las calizas de la serie superior, con intercalaciones de caliza carbonera. Si bien sus estudios no están todavía terminados, parece ser que se trata del Westfaliense C-D.

b) La serie detrítica del Pontón.

El conjunto de conglomerados y pizarras del Pontón debe intentarse datarse por comparación, dada la ausencia de restos fósiles. Su carácter discordante impide comparar estos conglomerados con las pudingas de la cuenca minera y obliga a buscar, para establecer comparación, las series detríticas del SE. En la zona de Cervera del Pisuerga se han citado dos series fuertemente detríticas (Sitter, L. U. de, 1955; Kanis). Estas series son las Curavacas y Peña Cildá, a las que se asigna edad westfaliense

y estefaniense B-C, respectivamente (Sitter, L. U. de, 1955; Wagner, 1955; Kanis). Ambas series detríticas, de Curavacas y Peña Cildá son discordantes sobre los terrenos en los que se apoyan, hecho que si bien lógico para el Estefaniense B-C, plantea un problema para el Westfaliense B-C. Las dos series fueron consideradas en un principio como equivalentes y colocadas en el Estefaniense, y como tal figuran en el mapa de De Sitter (1955), aunque en el texto del mismo trabajo figura ya la rectificación. Los conglomerados de Curavacas reposan en discordancia sobre el Devónico y el Carbonífero inferior. El problema se plantea al considerar el área situada inmediatamente al E. del extremo oriental de los conglomerados de Curavacas, En Sierra Coriza se ha determinado el Westfaliense D, caracterizado por abundantes niveles calizos. La base del Westfaliense D ha sido determinada (Wagner y Wagner-Gentis, 1952; Wagner, 1955, y De Sitter, 1955) inmediatamente por debajo de la caliza de Peña Coriza, caliza que se apoya aún sobre una potente serie (200 m.) de pizarras arcillosas, con arenisca y calizas intercaladas, nivel que se apoya, a su vez, sobre el paquete de Brañosera, con una potencia también de unos 1.200 m. Por debajo del paquete de Brañosera se encuentra ya el paquete de Parapetú, considerado Viseense-Namuriense. En esta serie los conglomerados faltan completamente; por otra parte no se ha podido poner de manifiesto la discordancia que debería existir entre el Westfaliense D y los niveles inferiores si se considera Westfaliense B-C al conglomerado de Curavacas. La relación entre estos problemas y la cuenca de Beleño estriba en la comparación de los conglomerados de Peña Cildá o de Curavacas con la serie detrítica del Pontón. La serie del Pontón es superior a todo el conjunto de la cuenca de Beleño. Esta afirmación se fundamenta en dos hechos. De una parte, en la ausencia de discordancias dentro de la serie con episodios calizos propios de la cuenca de Beleño y ausencia, además, de todo indicio detrítico en dicha serie. De otra parte en las escamas del Pontón, en las cuales, especialmente en la que corta la carretera del puerto, se reconoce una posición inferior. Estas escamas, tanto por su facies como por la abundancia de fusulinas, deben relacionarse con los niveles altos de caliza, hecho que excluiría la edad Westfaliense B-C si la

gran intercalación caliza superior es Westfaliense D y, por tanto, comparable a la caliza de Peña Coriza.

El problema de los conglomerados de Curavacas debe ser resuelto más al S. de la zona donde realizan sus estudios los discípulos de De Sitter. El problema de los conglomerados del Pontón tiene su solución, también en este sentido, al enlazar con las zonas más meridionales. Aquí no puede hacerse otra cosa sino plantearlo. Tanto el área ocupada por los conglomerados como el problema que plantean, pertenecen ya a otra unidad: sin embargo, hay que señalar la fuerte discordancia de estas capas que se manifiestan, incluso en la dirección de las alineaciones, hecho que contrasta con la posición del Estefaniense de Sebarga, que se dispone en alineación paralela a todas las estructuras de la región. Este hecho parece que favorezca la atribución Estefaniense para los conglomerados, Estefaniense que sería, por tanto, más reciente que el de Sebarga.

Este problema volverá a enjuiciarse una vez hecho el estudio tectónico, ya que son de esta índole las consideraciones que sobre él pueden hacerse.

c) *La serie discordante de Sebarga.*

Poco puede decirse sobre la serie discordante de Sebarga, a no ser destacar su falta de relación con las otras series que acaban de describirse, falta de relación que más bien corresponde estudiar en el capítulo siguiente. La serie discordante de Sebarga se encuentra limitada a la unidad de este nombre y se caracteriza por empezar por un conglomerado de base, de cantos calizos y de cemento silíceo o pizarroso, conglomerado que soporta una serie pizarrosa, con carbón en la base; la potencia total es alrededor de los 200 m. Su edad estefaniense ha sido puesta de manifiesto por fósiles.

9) COMPARACIÓN CON LAS ZONAS VECINAS DE LA CORDILLERA CANTÁBRICA

La región que se ha estudiado en este trabajo se sitúa entre la cuenca central asturiana y los Picos de Europa. Es decir, entre dos zonas con unas características netamente distintas. La zona de Beleño tiene, por ello, una disposición adecuada para aportar datos a la comparación de las dos áreas citadas. Por otra parte, hacia el SE. se sitúa la cuenca de Pisuerga, no muy alejada de la zona estudiada aquí y con la cual pueden establecerse algunas relaciones.

Estas comparaciones conducen a abordar principalmente dos problemas: el de la caliza de montaña y, en general, de todos los episodios calizos del Carbonífero y el problema de los conglomerados del Pontón. El segundo de ellos ha sido tratado ampliamente al hacerse la discusión de la edad a asignar a los diferentes niveles carboníferos. Aquí va a tratarse, por lo tanto, el problema de la caliza de montaña y, por consiguiente, el de las transgresiones y regresiones carboníferas.

a) *El problema de la caliza de montaña y de la paleogeografía carbonífera.*

Antes de abordar la discusión del problema interesa precisar el sentido que conviene dar a la denominación "caliza de montaña". Siguiendo el criterio empleado hasta ahora, es decir, un criterio de facies, pero a la vez englobando un único conjunto calizo continuo, puede considerarse caliza de montaña la masa caliza comprendida entre la serie griotte, en la base, y la primera intercalación de pizaras, en el techo. Naturalmente, por lo que se refiere al límite superior se toma en consideración la primera intercalación importante, es decir, capaz de romper la unidad en la serie caliza. En la región estudiada, la caliza de montaña termina bajo el conjunto de pizarras y areniscas que se ha denominado serie pizarrosa inferior; el nivel de caliza ma-

siva superior, es decir, de Tiatordos, La Mota Cetín, etc., no debe llamarse ya caliza de montaña. Dejando aparte el problema de la edad, que se discutió en un capítulo anterior, interesa considerar ahora los problemas que se han planteado en relación con ella; problemas que son fundamentalmente dos: el de la constancia o no de la caliza de montaña como nivel bien definido y el de las variaciones de potencia.

El límite inferior de la caliza de montaña lo forma la serie griotte, serie que es transgresiva en toda la Cordillera Cantábrica (Delépine, 1928 b, 1943; Kanis; Llopis-Lladó, 1954 a; Sitter, L. U. de, 1949, 1955). Sobre esta transgresión se ha hablado bastante, tanto por su carácter brusco, de invasión súbita del mar sobre un área amplia, como por las facies con que empieza la serie transgresiva, facies roja, griotte, con un nivel en la base de pizarras rojas y radioleritas (Delépine, 1936; Kanis). Estas pizarras rojas y rocas de radiolarios son constantes por debajo de la caliza griotte, en toda el área estudiada y se encuentran también en otros sectores de Asturias, así como en la vertiente meridional de la Cordillera Cantábrica (Kanis). No es necesario insistir aquí sobre las condiciones de sedimentación de estas capas, pues es ya sabido que las rocas de radiolarios pueden sedimentarse en un mar de poco fondo (Tromp, 1948; Geze, 1949; Sitter, L. U. de, 1950), idea de acuerdo con el carácter transgresivo de la serie. Lo único que aquí interesa es recordar el hecho, por lo demás conocido ya, de la constancia de la base de la caliza de montaña en toda la Cordillera Cantábrica y del carácter uniformemente transgresivo de la serie griotte sobre la que se apoya.

Por encima de la serie griotte se coloca la caliza de montaña y encima de ella un conjunto de pizarras, con intercalaciones calizas, algunas bastante potentes. Para un estudio comparativo es mejor tomar todo el conjunto a hacerlo por separado con la caliza de montaña por un lado y las series que se le superponen por otro; además, la posibilidad de cambios de facies apuntadas por Llopis (1954, a) obliga a considerar conjuntamente toda la serie.

En la cuenca de Beleño existían dos episodios calizos de considerable potencia (100-250 m.) separados por un nivel pi-

zarroso (300 m.). Por encima del nivel calizo superior se superponía una serie de calizas, pizarras y areniscas (700 m.). Es decir, que en líneas generales, por encima de la caliza de montaña se desarrollaba una zona de más de 1.000 m. con abundantes calizas, exceptuando los 300 m. basales. La potencia de la caliza de montaña variaba entre los 100-300 m., si bien en la divisoria de vertientes quedaba reducida a 60 m. Comparando con las áreas más occidentales se observa la pérdida en importancia de los niveles calizos, hecho señalado ya por Llopis-Lladó (1954, a) al comparar las series de Laviana, en el borde de la cuenca minera, y de Tudela Vegún. En las áreas periféricas de la cuenca se dispone aún un conjunto de capas calizas intercaladas entre la serie pizarrosa. En Laviana (Llopis, 1954, a) existe un potente banco calizo, que puede, en principio, equipararse a la caliza masiva superior de Tiatordos. En Pajares (Llopis, 1954, a), si bien las intercalaciones calizas son frecuentes, en especial en la parte baja, no se encuentra un nivel de caliza masivo que comparar con la caliza de Tiatordos de la cuenca de Beleño. En la parte central de la cuenca minera, los niveles calizos son aún más escasos; es en la parte baja del paquete de Lena donde estos niveles son más abundantes. Puede concluirse, pues, que hacia el W. los capas de caliza intercaladas en la serie pizarrosa se pierden, dando paso a una serie progresivamente más pizarrosa. Paralelamente a este hecho tiene lugar una variación en la posición de las capas de carbón, hecho que hace destacar Wagner al comparar la cuenca del Pisuerga con las cuencas asturianas (Wagner, 1955; Wagner y Wagner-Gentis, 1952). A este respecto hay que considerar que en el Carbonífero productivo de La Camocha (Jongmans, 1951, 1952) ha encontrado una flora que demuestra el Westfaliense A y tal vez el B en la parte más superior, es decir, que en La Camocha son productivos los niveles que pueden considerarse equivalentes a la parte baja del paquete de Lena, con calizas carboneras. En Lieres (Jongmans, 1951, 1952) se explota el Carbonífero B-C; el límite entre ambos debe colocarse, según Jongmans, dentro del paquete de las "Generalas". Finalmente, en la cuenca central se explota el Westfaliense D (Jongmans, 1951, 1952). Esta disposición es paralela a las variaciones

que se observan para las facies calizas. Estas van desapareciendo hacia el W. y WNW. y, por consiguiente, aparecen las capas de carbón.

Esta conclusión es válida para el Westfaliense inferior, cuya presencia debe aceptarse tanto en La Camocha, donde ha sido datado paleontológicamente, como por debajo del paquete de las "Generalas", datado como Westfaliense B-C, o en la cuenca de Beleño. Aun en el caso de que fuera cierta la atribución de Delépine (1942), que considera ya Westfaliense la parte alta de la caliza de montaña, la conclusión de una pérdida hacia el W. y WNW. de los niveles calizos de la cuenca de Beleño quedaría en pie. Más hipotético resulta sacar conclusiones sobre los niveles más altos, ya que, al no saber hasta qué nivel llega la serie de Beleño, se ignora cuál es el nivel más alto afectado por este cambio. Por otra parte, a los 1.000 m. por encima de la caliza de montaña, la serie de la cuenca de Beleño termina, si bien ello es debido probablemente a haberse erosionado los niveles más altos. Por lo menos ningún indicio hace pensar en que la sedimentación fuera a tocar a su fin. Hay que tener en cuenta, no obstante, la posibilidad de que la serie con caliza carbonífera sea de edad Westfaliense C-D. Por lo que respecta a la caliza de montaña, sus potencias son próximas a las que da Llopis (1944, a) para la zona de Pajares, exceptuando el umbral del puerto, a las del Aramo, Latores, etc. (Delépine y Llopis, 1956). Las grandes potencias que, a veces se han dado para la caliza de montaña, deben ser tomadas con reserva. Exceptuando la región de los Picos de Europa, de la que se hablará más adelante, la potencia de la caliza de montaña permanece entre unos límites bastante constantes y sin que pueda trazarse para ella, por lo menos dentro de los conocimientos actuales, una ley general sobre el sentido de tales variaciones. Un hecho se presenta concordante entre la zona de Pajares, estudiada por Llopis (1954, e) y el área de Beleño: la presencia de un umbral coincidiendo con la actual zona divisoria de vertientes, coincidencia que se manifiesta incluso en las potencias del orden de los 100-60 m., tanto en Pajares como en el área del Zalambral o de los pinares de Lillo. Las variaciones de potencia de la caliza de montaña deben ser consideradas como fenómenos locales, cuya explicación de-

berá hacerse cuando se conozca mejor su distribución. Tan sólo puede aceptarse, en todo caso, como hecho significativo, la disminución de potencia hacia Grado (Llopis, 1954, e), o en Perán, al E. de Candás (Barrois, 1882).

En resumen, comparando la cuenca de Beleño con la cuenca central asturiana puede concluirse, por lo que respecta a la caliza de montaña, que ésta abarca los mismos niveles, dentro del Carbonífero, en la cuenca central asturiana que en la cuenca de Beleño. La serie que se superpone a la caliza de montaña y en la cual son característicos los episodios calizos, exceptuando los 300-400 m. basales, pasa hacia el W. a una serie con niveles calizos cada vez menos numerosos y potentes, hasta pasar lateralmente a unos paquetes productivos. No se puede por el momento adelantar ninguna idea sobre la evolución que sufren hacia el E. los niveles altos del Westfaliense, por cuanto se ignora qué altura estratigráfica, dentro del Westfaliense, se alcanza en la cuenca de Beleño. El problema quedará, de todos modos, mejor planteado algo más adelante.

Al E. de la cuenca de Beleño se dispone otra zona asimismo extensa, pero de características opuestas a la cuenca carbonífera: son los Picos de Europa. Los datos que de su constitución geológica se tienen son prácticamente nulos. Se sabe sólo de ellos que están formados por una potente masa caliza, que Llopis (1954, e) evalúa en unos 1.000 m. La gran masa caliza que existe en los Picos de Europa plantea el problema de sus relaciones con las zonas más occidentales, concretamente, con la cuenca minera. Llopis (1954, a) señaló a este respecto la posibilidad de un cambio de facies en el sentido de que, hacia el E., la caliza de montaña fuera alcanzando niveles cada vez más altos dentro del Carbonífero. El estudio de la cuenca de Beleño muestra un importante cambio de facies. Este cambio, si bien no conduce a una invasión, por parte de la caliza de montaña, de niveles más superiores a los que alcanza en la cuenca minera, conduce a la aparición de multitud de niveles calizos, algunos de indudable importancia; uno de ellos tan importante como la caliza de montaña basal. Así pues, la idea de los cambios de facies lanzada por Llopis tiene lugar hasta la cuenca de Beleño por la aparición de niveles calizos intercalados en la serie piza-

rosa y progresivamente más potentes hacia el E. Falta conocer lo que ocurre más al E.; de todos modos, como hipótesis de trabajo, puede pensarse en la continuación de este régimen hasta dar lugar a la fusión, en uno solo, del conjunto de los niveles calizos que aquí aparecen aún separados. Ello daría lugar a un aumento brusco de la potencia de la caliza de montaña (dando al nombre "caliza de montaña" el valor que se le ha dado al principio del capítulo) a partir del momento en que tuviera lugar la fusión de niveles. También es posible que esta fusión no se realice completamente. Basta un adelgazamiento notable de los niveles pizarrosos para que, teniendo en cuenta el plegamiento existente, se acumule la caliza de montaña en forma que parezca homogénea. En los Picos de Europa existen, rompiendo la uniformidad caliza, franjas estrechas de pizarras que pueden tener tanto un origen tectónico como el origen sedimentario que acaba de exponerse. Finalmente cabe señalar que hasta que se tengan datos paleontológicos, es imposible determinar hasta qué niveles alcanza la caliza de los Picos de Europa.

Una última zona queda, por fin, por considerar: la cuenca del Pisuerga. Allí tienen lugar varios hechos interesantes de comparar. En primer lugar, la presencia de un Viseense-Namuriense, formado por pizarras, areniscas, calizas coralíferas y arrecifales, es decir, por facies costeras (Wagner, 1955; Wagner y Wagner-Gentis, 1952). Este conjunto, al que los autores citados dan el nombre de "paquete de Parapetú", corresponde a la caliza de montaña de Asturias y León. Aquí, a diferencia de las áreas consideradas antes, no existen episodios calizos importantes hacia la base, en cambio, en el Westfaliense D aparece una serie con importantes bancos de calizas, alguno de ellos muy potente (Wagner y Wagner-Gentis, 1952; Sitter, L. U. de, 1955; Wagner, 1955). El Carbonífero productivo se sitúa aquí en el Westfaliense D-Estefaniense A, nivel ligado aún a la serie westfaliense. A este respecto hay que recordar que en la cuenca central asturiana, en el paquete La Oscura, hay, por su flora, indicios de una transición a Estefaniense (Jongmans, 1951-1952).

Todos estos datos permiten enfocar, ya que no resolver, el problema paleogeográfico. Dos opiniones se han expuesto desde el punto de vista paleogeográfico. Llopis (1954, a) considera que

la transgresión viseense superior, sobre cuyas características se ha indicado algo al principio, procede del E.; Wagner (Wagner y Wagner-Gentis, 1952; Wagner, 1955) se muestra contrario a esta interpretación e indica que la transgresión viseense procedía del NW., basándose en las facies especiales del Viseense-Namuriense en Parapetú. De la distribución de los terrenos productivos deduce igualmente que en el Westfaliense-Estefaniense A, la tierra firme debió emerger hacia el NW. (Camocho), mientras el mar se extendía hacia el SE. Estas ideas de Wagner son, sin embargo, demasiado simples.

Las facies de la serie Viseense-Namuriense indican, en efecto, en Barruelo, un área marginal. Estas facies, frente al carácter masivo de la caliza de montaña que es su nivel equivalente en el resto de la cordillera, permite concluir el origen NW. de la transgresión en este punto, pero no generalizar esta conclusión para toda la Cordillera Cantábrica. Siendo así que, como hace notar Wagner (1955), la base de la serie griotte tiene siempre la misma edad. Comparando la cuenca central con la cuenca de Beleño, se ha visto cómo en el Westfaliense inferior el mar se sitúa hacia el E. con relación a la cuenca minera, y que los episodios transgresivos que le llegaban a la cuenca central procedían del E., conclusión que se apoya en los cambios de facies. Volviendo a la caliza de montaña, aunque sin variaciones regulares de potencia, por lo menos hasta el Dobra, sí puede admitirse, en cambio, un adelgazamiento en las áreas más externas a la cuenca, es decir, en Grado y en Perán. Hay que tener en cuenta, pues, que en el Westfaliense bajo, el mar se sitúa hacia los Picos de Europa, ya que es en este sentido donde aparecen y ensanchan las capas calizas y que en Grado y en Perán se encuentran los afloramientos más orientales y septentrionales de la caliza de montaña; estos afloramientos son, a la vez, los de menos potencia. Lo lógico es admitir, con Llopis (1944), el origen oriental de la transgresión, por lo que a Asturias se refiere, hecho que no se contradice con el origen NW. de la transgresión en Barruelo.

El aumento de potencia de la caliza en un sentido no es prueba, como hace notar Wagner, del sentido de la transgresión, cuando, como en Asturias, la base de la serie transgresiva tiene

una edad constante, ya que la máxima profundidad de la cuenca pudo instalarse independientemente del sentido de la transgresión, y además los espesores guardan relación fundamentalmente con la subsidencia. Sin embargo, la interpretación más lógica, de no existir datos concretos en contra, es de suponer una concordancia entre el área con carácter más marcadamente marino a lo largo del Carbonífero y el origen de la transgresión. Por otra parte, en el Westfaliense, los episodios marinos existentes en la cuenca central proceden del E. Por tanto, puede concluirse provisionalmente que el origen de las transgresiones es oriental para Asturias y nordoccidental para la zona de Baruelo; esto coloca en los Picos de Europa el área origen de las transgresiones. El mar namuriense-viseense superior pudo alcanzar el área de los Picos desde el NE. o N., esto es ya otro problema de carácter más amplio.

10) CONCLUSIONES

En la región estudiada se desarrollan tres series independientes entre sí. Una serie con frecuentes episodios calizos, serie que empieza asimismo por un nivel calizo: la caliza de montaña. Un conjunto fuertemente detritico, con bancos de conglomerados de cantos a veces de gran tamaño. Finalmente, una serie discordante sobre el conjunto con episodios calizos. Estas tres series pueden denominarse: serie de Beleño, del Pontón y serie discordante de Sebarga, tomando los nombres de las localidades donde se encuentran bien representadas.

La serie de Beleño, es decir, la serie con episodios calizos, está formada en líneas generales por los siguientes niveles de abajo arriba: caliza griotte (20 m.), caliza de montaña (100-400 m.), serie de pizarras y areniscas (400 m.), caliza masiva (100-250 m.), serie de pizarras y areniscas con numerosos bancos de caliza carbonera (700 m.).

Estos niveles pueden hacerse coincidir con sus equivalentes de la cuenca minera. La serie griotte es constante. La caliza de montaña debe admitirse como un nivel definido y constante en-

tre la cuenca minera y el río Sella. Los niveles superiores a la caliza de montaña en Beleño equivalen total o en parte al paquete de Lena, en la cuenca minera, si bien no puede precisarse hasta qué altura estratigráfica llega el Carbonífero en Beleño.

De una manera provisional, por lo que respecta a la posición exacta del límite Namuriense-Westfaliense, puede considerarse *Viseense superior la serie griotte*, con inclusión de las capas pizarrosas y de radiolarios basales; *Namuriense, la caliza de montaña, y Namuriense superior y Westfaliense, el resto de la serie.*

La cuenca de Beleño es una zona puente entre dos regiones de características muy distintas: la cuenca minera y los Picos de Europa.

Desde la cuenca minera hacia el E., las facies se hacen más calizas. Existe un cambio de facies determinado por la aparición de bancos calizos en la serie pizarrosa. En La Camocha, el Westfaliense A es productivo. En el paquete de Lena, por debajo del nivel de las Generalas (Westfaliense B), existe una zona de intercalaciones calizas. En Beleño se sitúan multitud de bancos calizos, algunos de los cuales, como el de Tiatordos, llega a superar en potencia a la caliza de montaña.

El nivel calizo de Tiatordos, es decir, la caliza masiva superior, adelgaza hacia el W., hasta el punto de que no puede reconocerse como tal nivel en la cuenca minera.

Hacia el E. se desconocen las características estratigráficas, sin embargo, *teniendo en cuenta la gran potencia de la caliza en los Picos de Europa, puede pensarse con hipótesis de trabajo en que puede existir una fusión hacia el E. de algunos de los niveles calizos en la zona de Beleño, por acuñaamiento de las pizarras que los separan.*

Durante el Namuriense-Westfaliense se situaba hacia el E. un área marina que, en sus momentos transgresivos, depositó las cuñas calizas que se intercalan en la serie pizarrosa y que por eso se ensanchan hacia el E. y se acúan hacia el W.

En el Viseense-Namuriense, la base de la formación tiene, en todas partes la misma edad. Sin embargo, teniendo en cuenta que en Grado y Perán existe una notable reducción de potencias y que luego, en el Westfaliense, los episodios transgresivos

proceden (en Asturias) del E., puede concluirse que *la transgresión viseense llegó a Asturias procedente también del E.*

Otra serie completamente distinta es la serie detrítica del Pontón, que está formada por un conjunto alternante de pizarras, areniscas y conglomerados, cada vez más potentes, hacia la parte alta de la serie.

La serie del Pontón es de edad posterior a la serie con episodios calizos de la cuenca de Beleño.

La serie detrítica plantea el problema de la comparación con los conglomerados de Curavacas o de Peña de Cildá, problema que no puede resolverse en la región estudiada en este trabajo.

En la zona de Seberga, en plena área de dominio de la serie con episodios calizos, aparece un conjunto discordante de edad estefaniense. Esta serie empieza por un conglomerado de base sobre el que se apoya un conjunto pizarroso con carbón en la parte más inferior.

E) EL TRIASICO

Puede referirse al Triásico una formación que ocupa un reducido espacio en el Pico de Raso, en la zona montañosa entre Soto de Sajambre y Amieva. Se trata de unas areniscas y conglomerados cuarzosos; la base de la formación está constituida por conglomerados; la parte alta, por areniscas cuarcíticas. La potencia total de la serie es de unos 170 m. Cien metros para el nivel de conglomerado basal y 70 para las areniscas cuarcíticas.

Además de los niveles descritos, cerca de la Majada de Gustalcuendi y entre Raso y la Majada de Sabugo, se encuentran unos niveles rojos en los que puede distinguirse la siguiente sucesión:

TECHO		
Arenisca roja y pizarra	1	m.
Pizarra muy deleznable, margosa	10	"
Areniscas con alguna pizarra muy esporádica.	25	"
Pizarra arenosa	1	"
Arenisca blanca	1	"

YACENTE: Arenisca roja y arenisca cuarcítica.

Este conjunto se encuentra limitado por fallas en estruchas dovelas, de manera que no puede observarse su relación con los conglomerados y areniscas anteriormente citados. Sin embargo, en principio pueden considerarse superiores a ellos. La base de esta serie no puede verse, debido a las fallas que la limitan; la base de la serie de conglomerados y areniscas cuarcíticas no se ve tampoco, por lo menos de una manera clara; no obstante, al N. de Raso, donde parece que afloran los niveles más inferiores, no se encuentran las capas rojas descritas. Esto parece apoyar la interpretación de la serie roja como un nivel superior a los conglomerados cuarzosos; por otra parte, los niveles de conglomerados parecen tener el carácter de conglomerados de base, así pues, puede admitirse que la serie de Raso está formada por los siguientes niveles:

Areniscas y pizarras margosas rojas	50	m.
Arenisca cuarcítica blanca	70	"
Conglomerado cuarzoso blanco	100	"

YACENTE: Carbonífero (discordante).

La edad de esta serie puede considerarse, de momento, triásica. Si se compara con las demás series descritas se ve que no guarda relación con ninguna. Parte de ella, por su carácter groseramente detrítico, podría relacionarse con la serie del Pontón; sin embargo, allí, los conglomerados tienen los cantos de cuarcita, mientras que los conglomerados de Raso son cuarzosos. Los niveles rojos, ni siquiera remotamente, pueden relacionarse con ninguna de las series conocidas. Por otra parte, estas capas se encuentran en posición horizontal, en una zona donde la tectonización es intensa. Aunque no se aprecia bien su relación directa con los niveles carboníferos, la horizontalidad de estos estratos frente a la fuerte inclinación o verticalidad de todas las capas que los rodean, conducen a la conclusión de que se encuentran discordantes sobre ellos. Este afloramiento se encuentra limitado por fallas al W., S. y E. Tan sólo al N. existe, tal vez, un contacto que no tenga carácter mecánico y donde

parece que puedan verse estas capas en relación directa y discordante sobre los niveles carboníferos.

Así pues, por todos estos motivos, estos niveles pueden colocarse en el Triásico, probablemente en el Triásico inferior, y constituyen el único retazo mesozoico en toda la región estudiada.

LAS ESTRUCTURAS

A) GENERALIDADES

Del mismo modo que desde el punto de vista estratigráfico era la cuenca de Beleño la unidad a la cual tenían que referirse todas las demás, ahora, desde el punto de vista tectónico, es también esta unidad la que determina toda la estructura de la región. La simple observación del mapa geológico pone ya claramente de manifiesto cómo la cuenca de Beleño, con su estructura sinclinal, forma un amplio núcleo en torno al cual se dispone un conjunto de unidades secundarias. El estudio tectónico se iniciará, pues, por la cuenca de San Juan de Beleño.

Periféricamente a este núcleo se dispone una serie de unidades secundarias. A grandes rasgos pueden distinguirse: la zona montañosa de Sierra de Aves - Pierzo, la alineación de Sebarga, la alineación de Amieva y la zona divergente en Los Beyos; estas cuatro unidades forman el reborde NE. de la cuenca de Beleño y se interponen entre ella y los Picos de Europa. Al S. se dispone otro conjunto de unidades: el valle de Sajambre, el núcleo montañoso de Pen y la zona del Zalambrial, que forman el borde SE. La zona de Caso-La Foz, la alineación de Tarna y el complejo del puerto de Tarna bordean la cuenca de Beleño por el SW. Finalmente hay que considerar otra unidad: el núcleo de Casasuertes y su envoltura. Esta última unidad no forma ya parte, en realidad, de las estructuras satélites del núcleo de San Juan de Beleño; su significación se verá más adelante.

B) LA CUENCA DE BELEÑO

Ocupa un área considerable en el centro de la región estudiada. En líneas generales, forma un gran sinclinal complejo. En él, para su estudio tectónico, se puede distinguir: un borde nordoriental; una franja deprimida, ligada a este borde; un borde SW.; una terminación SE., donde convergen ambos bordes, y un núcleo elevado, que es el núcleo tectónico de la cuenca.

1. EL BORDE NE. DE LA CUENCA

El borde NE. de la cuenca de Beleño lo forman, sucesivamente, de NW. a SE., los Montes del Infierno, la Sierra de Maranguero, con Pondies como punto culminante, y la sierra que desde Pierzo se extiende por Peña Salón. Estas tres sierras, o conjuntos de sierras, no se suceden, sino que se relevan; es decir, que no se trata de nombres distintos dados a una misma alineación montañosa, sino que se trata de tres unidades diferentes que en tres sectores distintos forman el borde de la cuenca. Unos accidentes tectónicos en relevo son la causa de esta disposición. En el sector más nordoccidental son, como ya queda dicho, los Montes del Infierno, los que forman el límite de la cuenca; la caliza de montaña que forma su vertiente SW. se apoya sobre la cuarcita masiva que forma sus cotas culminantes, mientras que por el SW. se hunde bajo las capas de arenisca y pizarras que forman la franja deprimida de la cuenca de Beleño. De NE. a SW., la sucesión es, pues, normal; si se sigue el corte hacia el NE., aparece un contacto mecánico, contacto que marca el límite nordoriental de la serie cuarcítica; a partir de este contacto mecánico se encuentra una nueva sucesión normal, en la que, hacia el NE., se alcanzan niveles cada vez más antiguos: a la franja pizarrosa de Traslafuente sigue la caliza de montaña de la Sierra de Aves, y bajo ésta, la cuarcita de esta misma sierra y la serie pizarrosa sobre la que ésta se apoya.

Esta estructura será explicada más adelante en su capítulo correspondiente.

Siguiendo hacia el SE., los Montes del Infierno desaparecen. Al E. del Pico de Maoño descienden hasta el río del Valle Moro, y más al E. ya no se continúan. En este punto tiene lugar el primer relevo. A partir de este lugar es la continuación de la Sierra de Aves la que forma el borde de la cuenca. Dicha sierra se sigue por la loma de la Morena, por el Porro, por el Pico de Calera, al N. de Taranes, y por la Sierra de Maranguero y Pondies. El relevo entre ambas alineaciones se efectúa a la altura del Alto Corina. Entre ellas se interpone, sin embargo, otra alineación, si bien de importancia muy escasa, ya que, en realidad, no se trata más que de un detalle en el relevo que acaba de describirse; es la alineación formada por Peña Cresca, La Bolera y la Sierra de Llués; se trata de una franja caliza de montaña ligada a la sierra de Aves y de posición anticlinal; esta franja caliza forma un anticlinal complejo tectonizado por ambos flancos (fig. 22), si bien principalmente por el flanco NE.; el carácter anticlinal de esta franja contrasta con las grandes alineaciones que se relevan, las cuales, mientras hacia el SW. muestran una sucesión normal, tiene importantes tectonizaciones al noroeste. Por otra parte, tanto en la alineación de los Montes del Infierno como en el sector de la Sierra de Maranguero, aparecen hacia el NE. las cuarcitas. Estas, o la serie de pizarras inmediatamente inferiores a ellas, que son las que mediante un contacto mecánico importante limitan al NE. con la alineación vecina. El segundo relevo tiene lugar en Pico Pierzo; la franja caliza que formaba el borde de la cuenca desaparece en Oví y es sustituida por una nueva franja que, desde el Picón de los Palombinos, se extiende hacia el Pico Pierzo y luego, girando al SE., hacia Peña Salón. Así pues, pueden distinguirse tres sectores, sectores que corresponden a tres alineaciones que se relevan en su papel de constituirse el borde de cuenca y que pueden denominarse, de NW. a SE.: alineación de los Montes del Infierno, alineación de Pondies y alineación de Peña de Salón.

No es éste, sin embargo, el único hecho a destacar en este borde NE. de la cuenca de Beleño. El estudio de detalle de cada una de estas alineaciones muestra una estructura particular.

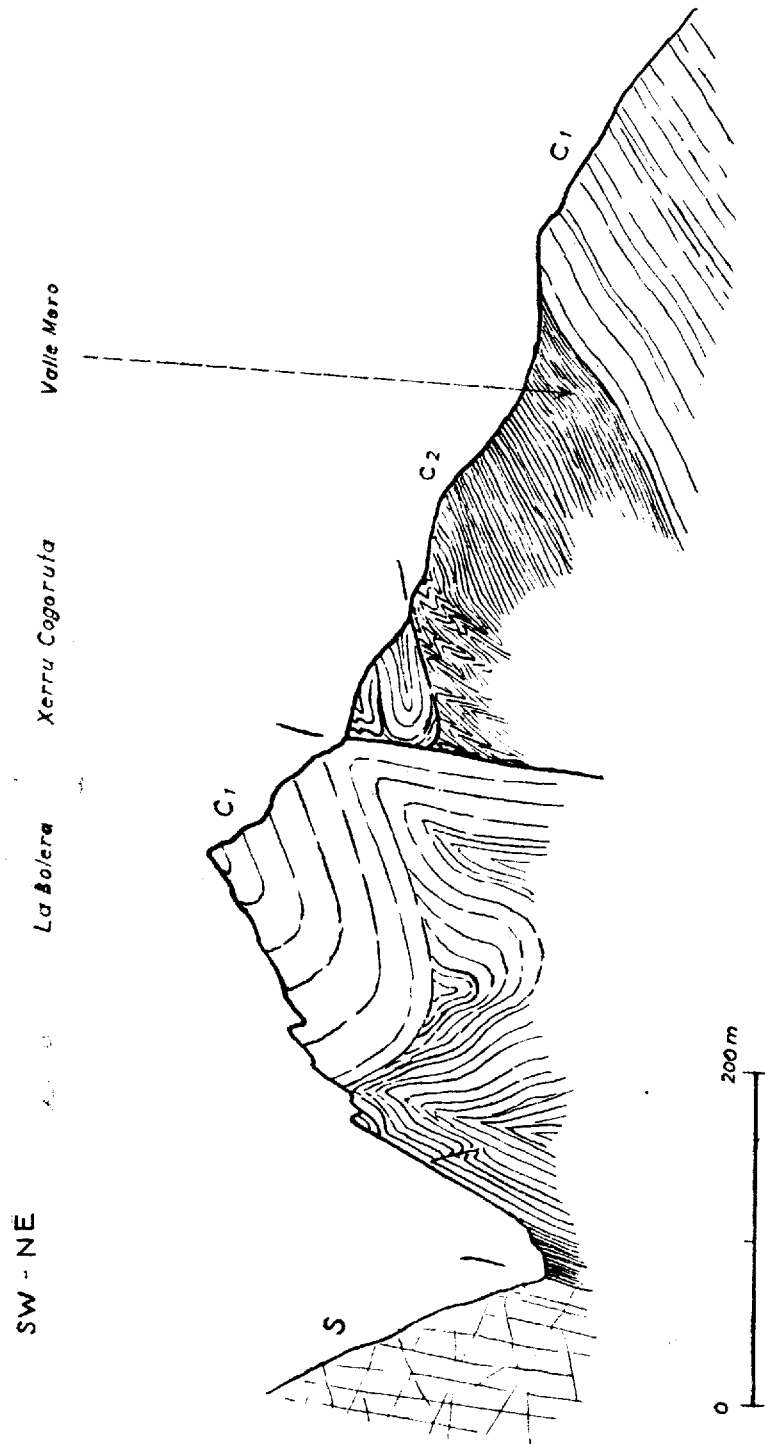


Fig. 22.—Franja caliza de posición anticlinal. Alineación formada por Peña Cresca, La Bolera y la Sierra de Llués.

El sector de los Montes del Infierno tiene escasa complicación. Como ya queda dicho, la caliza de montaña se hunde hacia el SW., bajo las pizarras y areniscas de la franja deprimida. Lo mismo ocurre en la parte más nordoccidental del sector de Pondies, es decir, del Porro y del Pico de Calera; pero ya en el estrecho del río Taranes, aguas arriba del balneario de Mestas, se observan unos fenómenos de "retour" en la caliza de montaña (figura 23). Más al E., al N. de Abiegos y de San Juan de Beleño, la caliza de montaña se hunde otra vez normalmente bajo las pizarras y areniscas. Es la tercera alineación la que presenta fenómenos más interesantes. Al principio, la disposición es normal; la caliza de montaña se hunde bajo la serie pizarrosa. Es al E. de Viego donde vuelven a presentarse anomalías, y de una intensidad mucho mayor. En Peña Salón, la caliza de mon-

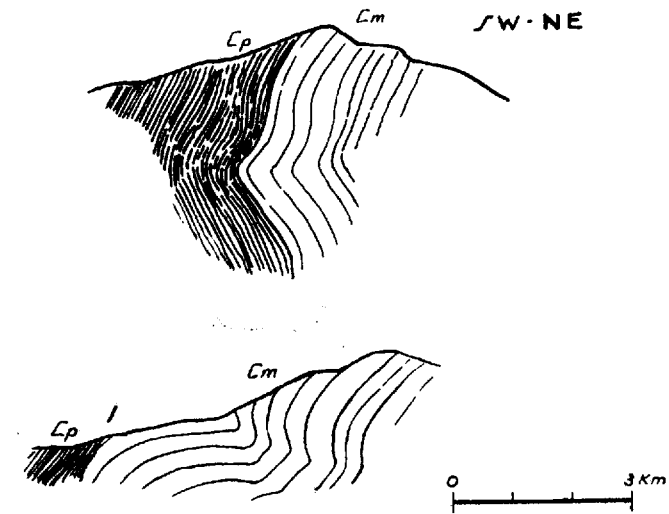


Fig. 23.—Estrecho del río Taranes. Fenómeno de "retour" en la caliza de montaña.

taña se encuentra completamente invertida, apoyándose horizontalmente sobre la serie pizarrosa que estratigráficamente le sucede (fig. 24); son frecuentes las disarmonías, y el contacto está mecanizado por tectónica diferencial. Lo mismo ocurre al E. de Viboli, donde el fenómeno no llega, sin embargo, a al-

canzar tal magnitud y la serie, si bien igualmente invertida, acaba tomando una posición vertical (fig. 24). Esta disposición se continúa hacia el S., de modo que en Collado Graceno, no sólo la serie está invertida, sino que existe, además, un pliegue de detalle, en apariencia vergente, hacia el interior de la cuenca. Este pliegue, desarrollado en la caliza de montaña, es, aparentemente, un sinclinal, pero se apoya sobre la serie de pizarras estratigráficamente más altas (fig. 24). Así pues, prácticamente, en toda la alineación de Peña Salón el borde de la cuenca está invertido, de modo que a veces la caliza de montaña se encuentra incluso horizontal sobre la serie pizarrosa o bien forma pliegues que se encuentran cabalgando a dicha serie. Para llegar a una correcta interpretación de este hecho hace falta seguir estos cortes algo más hacia el E. En las alineaciones anteriores era siempre hacia el exterior de la cuenca donde se situaban los contactos mecánicos. En los Montes del Infierno o en Pondies se cortaba hacia el NE. una sucesión normal, con aparición de niveles cada vez más bajos, hasta llegar a la cuarcita; entonces, a través de un contacto mecánico, aparecían de nuevo las pizarras carboníferas, y la sucesión se repetía hasta alcanzar otra vez la cuarcita, que al NE. quedaba rota por un nuevo contacto mecánico. Estos contactos son siempre muy verticales, aunque frecuentemente se reconoce en ellos una cierta inclinación hacia el S. o SE., es decir, que, si bien muy ligeramente, se presenta una vergencia al NW. De todos modos, si bien por lo que se refiere a la inclinación de las superficies de rotura la vergencia no es clara, los buzamientos constantes hacia el S. y SW. y la disposición siempre septentrional de los contactos mecánicos ponen de manifiesto la realidad de esta vergencia NE.

Considerando de nuevo la tercera alineación, es decir, la de Peña Salón, parece que la estructura haya cambiado. Los buzamientos son en ellas al W., hasta el punto de dar lugar a una inversión en la serie estratigráfica. Sin embargo, no existen contactos mecánicos; las mecanizaciones existentes entre la caliza de montaña y la serie pizarrosa son debidos a la tectónica diferencial y no tienen significación. Es decir, que de W. a E., si se prescinde de la inversión de la serie, se encuentra la misma su-

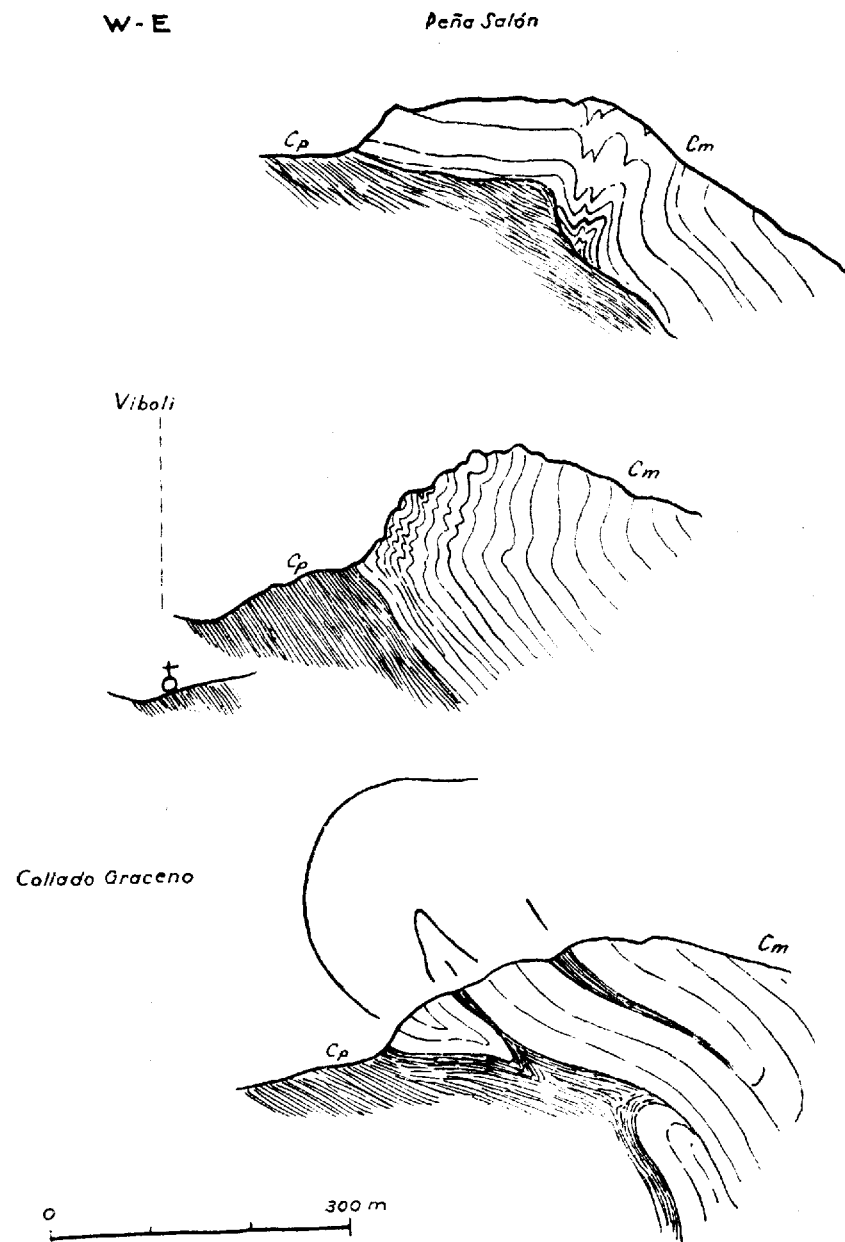


Fig. 24.—Cortes por Peña Salón, Viboli y Collado Graceno. Inversión de la caliza de montaña.

cesión de antes: serie pizarrosa, caliza de montaña, serie griotte, cuarcita masiva. También, como en otros sectores, la cuarcita limita al W. con una nueva franja de pizarra en contacto mecánico con ella. Es decir, que en todo el borde de la cuenca los contactos mecánicos se sitúan hacia el exterior de la misma. Este hecho obliga a reconsiderar el significado de la inversión del sector de Peña Salón. Los fenómenos de "retour" de Taranes y la verticalización de las capas invertidas en Viboli conduce a la interpretación de estos fenómenos como casos de "retour", ya que, de existir una verdadera vergencia hacia el interior de la cuenca, los contactos mecánicos se situarían hacia su interior. Así pues, tres hechos caracterizan este borde NE. En primer lugar, ausencia de tectonización hacia el interior de la cuenca. Es un borde normal en el que, hacia el exterior, van encontrándose niveles cada vez más bajos, hasta alcanzar la cuarcita; a partir de este momento se entra ya en una de las unidades envolventes de la cuenca, donde se desarrollan los contactos mecánicos citados. El segundo hecho es la disposición en relevo de este borde; de NW. a SE. se suceden tres unidades que se relevan, unidades sucesivamente más exteriores a la cuenca. La tercera característica es la existencia de una tectónica en "retour", tectónica que se hace cada vez más aparente hacia el SE., hasta llegar a provocar inversiones en la serie estratigráfica e incluso a enmascarar el verdadero sentido de la vergencia; por el momento no van a interpretarse las causas que han dado lugar a estos fenómenos de "retour" o de inversión del borde, simplemente se han descrito sus características estructurales; más adelante se discutirá su significado.

2. ESTRUCTURA DE LA FRANJA DEPRIMIDA

La franja deprimida está estrechamente ligada al borde NE. de la cuenca, no sólo por su tectónica, como se verá más adelante, sino por el hecho de que en vez de tener una disposición periférica con respecto al conjunto de la cuenca de Beleño y paralela en todo momento al borde de dicha cuenca, se encuentra

únicamente paralela al borde NE. Al SW. la franja deprimida falta. Este hecho es consecuencia de la diferente estructura de ambos bordes. Sobre él se insistirá más adelante, una vez estudiado el borde SW. Esta relación con el borde NE. es el motivo por el cual la franja deprimida se estudia ahora, antes de describir el otro borde de la depresión.

Como se señaló ya en la parte estratigráfica, se trata de una franja pizarrosa limitada al NE. por la caliza de montaña, que forma el borde de la cuenca, y al SW. por la gran intercalación caliza que forma el murallón que rodea el núcleo elevado.

La estructura del borde NE. de la cuenca acaba de ser estudiada. La cuesta caliza que forma el límite sudoriental de la franja pizarrosa buza uniformemente hacia el SW. Interpuesta entre ambas alineaciones se extiende la franja deprimida. Su límite SW. es un nivel calizo sin accidentes tectónicos de importancia. En la franja caliza que forma su límite NE. existen, en cambio, unos fenómenos de "retour" cada vez más aparentes e importantes hacia el SE., hasta llegarse a una inversión de la serie. El problema principal que plantea el estudio de esta franja es la repercusión que en su estructura pudieron tener los fenómenos de "retour" y su atenuación hacia el interior de la cuenca, ya que el nivel calizo superior buza uniformemente hacia el interior de la misma.

El sector de menos complicación en la franja pizarrosa es el sector NE., es decir, el comprendido entre los Montes del Infierno y la Sierra de Pandemules; la ausencia de fenómenos de "retour" en los Montes del Infierno, unido a lo estrecho de la franja en esta zona hacen que sea aquí donde la tectonización sea menor. Un corte ilustrando la estructura de esta zona puede obtenerse a lo largo de la carretera forestal (fig. 25). Este corte muestra una cierta complicación de detalle en la estructura de las pizarras, hecho que ya era de esperar, debido a fenómenos de tectónica diferencial. En efecto, a pesar de formar estas pizarras un paquete comprendido entre dos niveles calizos buzando uniformemente al SW., los fenómenos de tectónica diferencial dan lugar a un replegamiento en las capas pizarrosas que no se traduce en los niveles calizos de naturaleza más rígida. Sin embargo, aparte de este aspecto de escaso interés, se observan dos

hechos dignos de tener en cuenta. El primero, que la complicación tectónica es mayor hacia el NE, que hacia el SW., es decir, en las capas más en relación con los Montes del Infierno que en las próximas a la Sierra de Pandemules, de tal modo que mientras la movilidad tectónica de las pizarras parece ligada a los primeros, la segunda parece haber contribuido a impedir la tectonización de las capas más próximas a ella. Este hecho, puesto de manifiesto en este corte, es general para todo este sector. El segundo hecho es la aparición de algún pliegue vergente hacia el interior de la cuenca. Por lo general, en todos los pliegues de detalle de la pizarra existe una vergente NE., sin embargo, en las capas próximas a los Montes del Infierno aparecen a veces buzamientos NE., y por consiguiente, pliegues con vergencia hacia el interior de la cuenca. Este hecho, si bien esporádico en esta región, tiene interés y se insistirá de nuevo sobre él más adelante.

Más al SE., la franja pizarrosa se ensancha algo, por consiguiente, la complejidad tectónica se hace mayor; sin embargo, igual que en el sector de los Montes del Infierno, se trata sólo de un plegamiento de detalles. Si se atiende a los dos grandes niveles de la franja, es decir, al nivel inferior con predominio de las areniscas y el superior con predominio pizarroso, se encuentra siempre una disposición normal, sin que la tectonización existente alcance nunca suficiente importancia como para afectar a su distribución; las areniscas se encuentran siempre, y con exclusividad, junto a la caliza de montaña, y las pizarras, junto a la caliza superior.

En esta segunda zona pueden obtenerse tres buenos cortes a lo largo de las tres carreteras de Tanda, de Abiegos y de San Juan de Beleño. Los datos obtenidos en los demás puntos corroboran lo que se observa en estos tres cortes, por lo tanto van a ser éstos, por su mayor claridad, los que se describan. El corte de Tanda pone de manifiesto importantes fenómenos de "retour", junto al contacto con la caliza de montaña; esto, por otra parte, era de esperar, dada la presencia de un pliegue de este tipo en la caliza de montaña. Interesa más estudiar el corte entre Tanda y la Peña de la Escalada. Un buen fragmento de dicho corte lo da la carretera desde Tanda hacia Taranes (fig. 26)

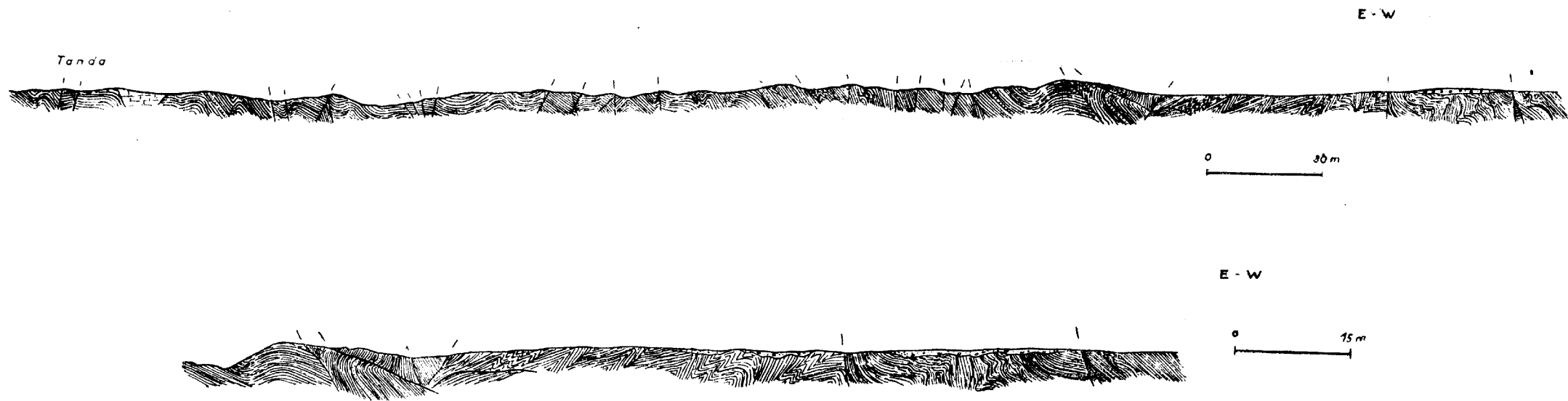


Fig. 26.—Corte a lo largo de la carretera de Tanda hacia Taranes.

hasta la curva en que la carretera atraviesa el río. En este corte se observan: primero, un conjunto de pliegues bastante laxos, en las proximidades de Tanda, y luego, un conjunto de pliegues de detalle claramente vergentes al W., es decir, hacia el interior de la cuenca; al llegar a la curva de la carretera, los buzamientos vuelven a ser normales. Igual que en los cortes descritos anteriormente, los buzamientos son ya normales hasta la Peña de la Escalada. El fenómeno que se presenta es idéntico a lo descrito en la zona de los Montes del Infierno, sólo que aquí las vergencias hacia el interior de la cuenca tienen mayor importancia e incluso llegan a manifestarse a bastante distancia de la caliza de montaña; sin embargo no existen tectonizaciones; se trata de un conjunto de pliegues de detalle que no llegan a ser pliegues imbricados. Los contactos mecánicos que se observan son de escasa importancia, ya que en la mayoría de los casos no se trata más que de movimientos de las diaclasas.

Un corte más completo es el de Abiegos (fig. 27); en él se observa igualmente un máximo de tectonización en las proximidades de la caliza de montaña, si bien no falta, con carácter menos apretado, en el resto del corte. Aquí no llega a haber vergencias hacia el interior de la cuenca, pero sí existe una serie de pliegues verticales, mientras que más lejos de la caliza de montaña, las vergencias son claramente al NE. Un corte desde la caliza de montaña hasta San Juan de Beleño es aún más representativo (fig. 28). Entre la caliza de montaña y Cadenava existen vergencias hacia el interior de la cuenca, hasta el punto de existir, incluso, mecanizaciones. Entre Cadenava y San Juan de Beleño, los pliegues son de vergencias indecisas, si bien existen aún las vergencias hacia el SE. Desde San Juan de Beleño a Sobrefoz la tectonización es mínima (fig. 29). Tan sólo junto al túnel el nivel calizo superior sufre despegues sobre el substrato pizarroso y da lugar a contactos mecánicos. Estos cortes muestran, pues, una estructura idéntica a la observada en el sector de los Montes del Infierno, es decir, gran plegamiento de detalle en la franja pizarrosa, mayor replegamiento en la proximidad de la caliza de montaña que en los niveles próximos a la caliza superior, presencia de vergencias hacia el interior de la cuenca en las proximidades de la caliza de montaña.

Más al SE., la franja pizarrosa se ensancha considerablemente y da lugar a una amplia zona, donde se encuentran Viego, Viboli y más al S. el monte de Peloño. En esta zona la complejidad tectónica es ya mayor; no se trata sólo de accidentes de detalle, sino de verdaderos pliegues que dan lugar a una estructura bastante apretada. En esta zona es donde las vergencias hacia el interior de la cuenca son más aparentes. En todo el sector oriental, es decir, en Viego, Viboli y Collado Graceno, los buzamientos son al E., o sea, que las series están invertidas, hasta llegar en algunos puntos casi a la horizontal. En líneas generales, esta zona está formada por tres grandes anticlinales, orientados de N. a S., y con gran complicación de detalle. Los niveles de calcosquitos son buenos niveles de referencia para su determinación, si bien se trata de una región muy cubierta por la vegetación. En esta zona se observan los mismos hechos que en las anteriores, sólo que a menor escala. Por otra parte, su mayor complejidad tectónica hace que desaparezca casi totalmente la zona poco replegada en relación con el nivel calizo superior. Un hecho diferencia ligeramente esta zona de las anteriores: la presencia de retazos calizos. Estos se encuentran principalmente en Viboli y en Raso. Estas escamas calizas tienen de todos modos escasa significación, ya que no son más que una consecuencia de la mayor complejidad tectónica de esta zona. Complejidad que llega, incluso, a afectar los niveles calizos.

El fenómeno de los retazos calizos en un conjunto pizarroso fuertemente tectonizado es frecuente en toda la región estudiada, por lo que se insistirá más adelante sobre el mismo, al describir zonas donde el fenómeno se presente más claro. En esta zona no puede descartarse la existencia de deslizamientos por gravedad de algún bloque calizo. Su relación con las pizarras no siempre es clara. Los isleos de Raso y de Viboli parecen enraizados por su forma alargada, de acuerdo con la alineación tectónica general; en cambio, el isleo al NE. de Raso, con su forma redondeada, difícilmente puede interpretarse como una escama; la vegetación impide ver bien los contactos, pero es posible que proceda por deslizamiento gravitacional de alguna escama más alta, como, por ejemplo, la de Raso, o bien de la misma cuesta que forma el nivel calizo superior. Lo mismo pue-

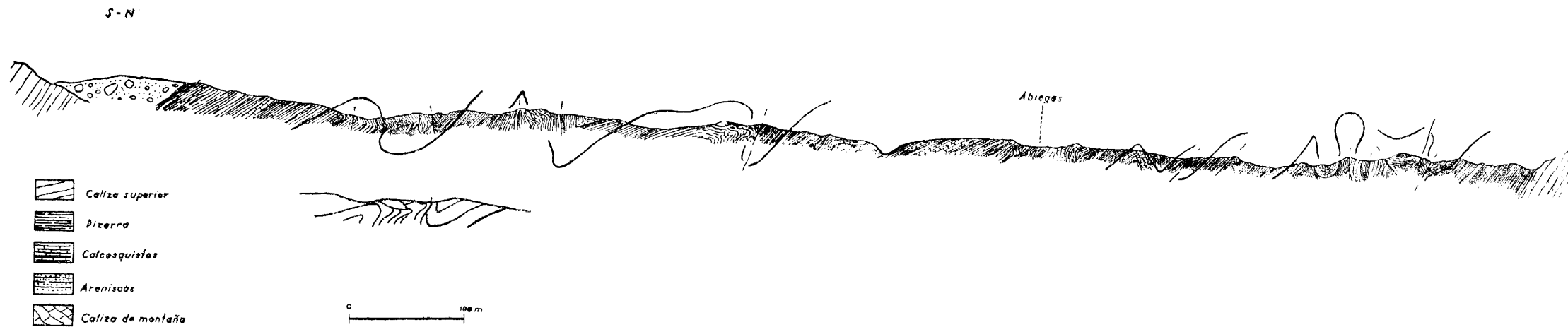
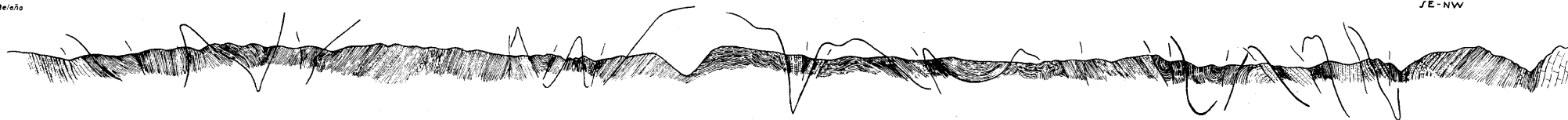


Fig. 27.—Corte a lo largo de la carretera de Abiegos.

CORTE DESDE LA CALIZA DE MONTAÑA HASTA SAN JUAN DE BELEÑO

San Juan de Beleño

SE-NW



0 200 m

Pizarra

Arenisca

Caliza de montaña

SW-NE

San Juan de Beleno

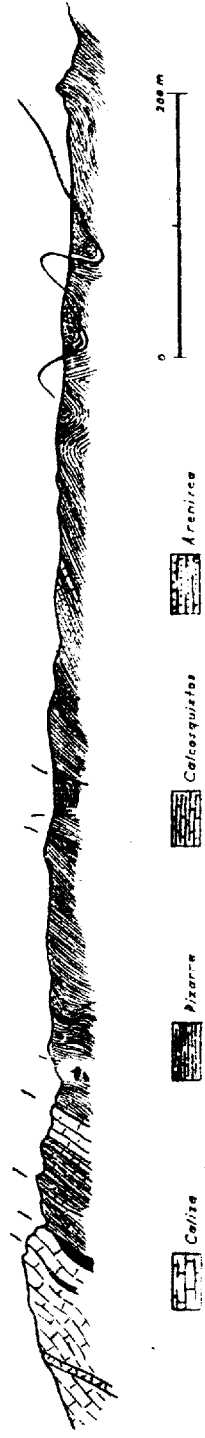


Fig. 29.---Corte desde San Juan de Beleno a Sobrefoz.

de decirse del pequeño retazo que se encuentra al E. de Collado Zorro. De todos modos, estos retazos tienen escasa significación, ya que desde el punto de vista de la estructura de la cuenca su importancia es nula cuando se trata de masas resbaladas, y cuando se trata de escama no son más que una consecuencia extrema de la mayor complejidad tectónica de esta zona, que ha llegado, incluso, a afectar los niveles calizos.

Del estudio de la franja pizarrosa pueden sacarse una serie de conclusiones. En primer lugar, la existencia de una estructura tectónica, progresivamente complicada hacia el SE., favorecida por la mayor plasticidad de las pizarras frente a la mayor rigidez de los niveles calizos que las limitan; esta tectónica llega en sus sectores de máxima intensidad a afectar a los dos niveles calizos. En segundo lugar, la existencia de una mayor complejidad tectónica hacia el exterior de la cuenca con respecto a las áreas más interiores; este hecho se hace cada vez menos aparente hacia el SE., al mismo tiempo que crece la complejidad tectónica en este sentido. La tercera conclusión está ligada a la anterior; es la presencia de accidentes vergentes hacia el interior de la cuenca, accidentes que se encuentran siempre en las capas próximas a la caliza de montaña, es decir, al borde de la cuenca. Este hecho debe relacionarse con la presencia de pliegues en "retour" en la caliza de montaña; a este respecto es interesante señalar el paralelismo existente en cuanto a la intensidad de ambos fenómenos, crecientes ambos hacia el SE.; además es interesante también que las vergencias SW. aparecen en las pizarras con anterioridad a los fenómenos de "retour" en las calizas, es decir, que se presentan aun en aquellos puntos, como el sector de los Montes del Infierno o en Abiegos y Cadenava, en las que la caliza de montaña se hunde normalmente bajo el conjunto pizarroso. Consecuencia de todos los fenómenos es la cuarta conclusión, es decir, la existencia de fenómenos de despegue en los contactos entre las pizarras y los dos niveles calizos; fenómenos que alcanzan su máximo en el sector de Peña Salón, donde, por su inversión de la serie, la caliza de montaña se apoya sobre el conjunto pizarroso.

Finalmente, y como recapitulación de todo lo expuesto, puede concluirse la existencia de un paralelismo entre la estruc-

tura del borde de la cuenca y la estructura de la franja deprimida: una mayor complicación en ambos de NW. a SE., la existencia en ambos fenómenos de "retour", progresivamente acusados hacia el SE. Un ensanchamiento progresivo de la franja pizarrosa hacia el SE., ensanchamiento al que no es extraña la estructura en relevo del borde de la cuenca.

3. LA TERMINACIÓN SE.

No es más que la continuación del borde NE. y de la franja pizarrosa; no obstante, por su significado tectónico y su particular estructura, merece un estudio aparte. Y no sólo merece ser destacada por este hecho, ya que la estructura podría considerarse una simple exageración de las estructuras ya descritas, sino porque más adelante, al compararla con áreas de significación análoga, destacará su verdadero significado.

El borde de la cuenca de Beleño, de orientación primero NW.-SE. y N.-S., después, sufre una brusca inflexión al llegar a La Guaranga; como consecuencia de esta inflexión, dicho borde se dirige hacia el W. Este ángulo que forma la terminación SE. de la cuenca se caracteriza por su gran tectonización, que rompe la franja caliza en multitud de escamas. Esta estructura empezaba a manifestarse al E. de Collado Graceno y se acentúa, cada vez más, hacia el S. Estudiando estas escamas se observa cómo en la mayoría se reconoce su origen a partir de pliegues con los flancos más o menos tectonizados; así, por ejemplo, en Collado Graceno, el pequeño pliegue a que se ha hecho ya referencia.

Al S. del río de La Canalita, en el estrecho antes de llegar a Llué, se reconocen cuatro escamas; la más oriental corresponde al verdadero borde de la cuenca, es la continuación de la alineación de Peña Salón y tiene las mismas características de todo este borde; forma una franja continua de caliza de montaña y bajo ella aparece hacia el E. la serie griotte y por debajo la cuarcita masiva. Las otras tres escamas son retazos calizos separados entre sí por estrechas franjas de pizarras. Estos reta-

zos constituyen verdaderas escamas hacia el N., mientras que hacia el S. ensanchan hasta poner de manifiesto una estructura anticlinal. Este hecho es particularmente claro en la escama occidental, que mientras por el N. acaba en una forma aguda, completamente tectonizada, por el S. forma una terminación periclinal.

Esta tectonización conduce también a otro hecho: en La Guaranga aparece una nueva escama, que da lugar a un nuevo relevo en la franja que toma el significado de borde de la cuenca. En efecto, la franja continuación de Peña Salón se prosigue por Bocoba y Pileñes, mientras que el borde de la cuenca queda al N., en Sierranza. Sobre este hecho se insistirá más adelante, puesto que, en realidad, estas estructuras forman ya parte del borde S. de la cuenca.

Por lo que hace referencia a la terminación SE. conviene tener las siguientes conclusiones: la terminación SE. de la cuenca se caracteriza por una intensa tectonización, que rompe la continuidad del arco que describen las alineaciones en este punto; esta terminación señala un verdadero cambio en las características del borde de la cuenca, ya que a partir de ella se inicia un fenómeno de relevo en el borde S., de tal modo que hacia el W. aparece formando el borde de la cuenca una unidad más interna. Sobre este punto y sobre el significado de la terminación SE. se insistirá cuando pueda enjuiciarse más ampliamente la estructura de la cuenca.

4. EL BORDE SW.

La estructura del borde SW. difiere fundamentalmente de la del borde NE. Ya desde el punto de vista topográfico se aprecian notables diferencias. En primer lugar, una mayor irregularidad en los relieves que limitan la cuenca. En segundo lugar, la ausencia de una franja deprimida entre el núcleo elevado y el borde de la cuenca. Esta ausencia trae como consecuencia topográfica que así como por el NE. los relieves que limitan la cuenca destacan sobre ésta o, por lo menos, sobre la franja de-

primida, por el SW. las cotas son siempre próximas o incluso, como en Maciédome, el núcleo elevado de la cuenca queda notablemente por encima de los relieves que forman su borde. Esta disposición topográfica no es más que una consecuencia de la estructura tectónica. Desde este punto de vista pueden distinguirse de NW. a SE. tres zonas diferentes: un primer sector que se extiende desde Campalasangana a Valdunes, Senda y Peña de la Quemada; una segunda zona desde Pendones hasta Cotiones, en el valle de Ventaniella, y la tercera hasta La Guaranga, es decir, hasta la terminación SE. de la cuenca.

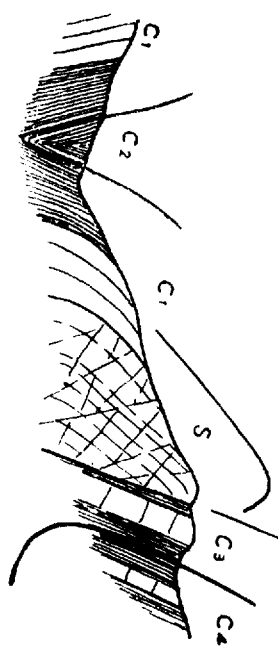
Cada una de estas tres zonas tiene unas características particulares que la diferencian de las demás. La primera de ellas es la más simple; forma una alineación montañosa que procede del NW. y termina en la Peña de la Quemada; la estructura tectónica es también simple; se trata de un anticlinal que acaba periclinamente por el SE., anticlinal tectonizado en sus flancos, principalmente en su flanco NE.; en su sector más nordoccidental, el flanco NE. ha desaparecido totalmente, la tectonización es muy violenta, las pizarras y areniscas de Orlé y Nieves se apoyan normalmente sobre la caliza de montaña y ésta sobre la cuarcita masiva, y a continuación, en contacto mecánico, aparece la serie pizarrosa inferior, es decir, que falta toda la caliza de montaña y los niveles más bajos de la serie pizarrosa. Hacia el SE., el contacto va cortando oblicuamente las capas de la cuenca de Beleño, de tal modo que en la Peña del Canto la cuarcita está ya en contacto con la gran intercalación caliza, o sea, el nivel de La Escalada y Pandemules. Más al SE., en Conforcos, el contacto tiene lugar con los niveles más altos de la serie superior, con intercalaciones de caliza carbonera, es decir, que la importancia de la tectonización alcanza un máximo; sin embargo, en la alineación montañosa que limita la cuenca se pone de manifiesto la estructura anticlinal, ya que la tectonización ha respetado en parte la caliza de montaña del flanco NE. del anticlinal. En esta zona, la cuarcita masiva forma el núcleo anticlinal en la Peña del Valfrumo y El Llanón, los Picos Vallina Menor, el Requexon de Moncayo y Valdunes, en su flanco SE., y la Peña de Conforcos, su flanco NE. Más al SE., en Llagos y Senda, la cuarcita desaparece bajo la caliza de montaña que

forma todo el anticlinal. Al E. de Senda, el valle que baja de Capiella al Nalón, hace aflorar de nuevo la cuarcita masiva, que en la Peña de la Quemada queda de nuevo oculta bajo la caliza de montaña, que forma la terminación periclinal del anticlinal (fig. 30). Las características de esta primera zona son, pues: en primer lugar, simplicidad tectónica de la alineación montañosa que limita la cuenca, ésta es única y está formada a su vez por un único accidente tectónico: un anticlinal cuyo flanco NE. está tectonizado, especialmente hacia el NW., donde la tectonización llega, incluso, a hacer desaparecer la estructura anticlinal; el flanco SW. empieza normal hacia el NW. y sufre una progresiva tectonización hacia el SE., es decir, lo contrario que para el otro flanco. Es frecuente, en las proximidades de Peña Quemada, una tectonización en el contacto entre la caliza de montaña y la cuarcita. Tectonización que puede conducir a la desaparición de la serie griotte. El otro hecho que debe tenerse en cuenta está ligado a su vez al primero. Es la desaparición, por motivos tectónicos, de la franja pizarrosa inferior e incluso más al SE de la gran intercalación caliza y de muchos de los niveles de la serie que se le superpone. La segunda zona difiere de la primera en su falta de unidad topográfica, consecuencia de su falta de unidad tectónica. A la alineación de Senda y la Peña de la Quemada la releva un conjunto cuarcítico, roto en tres franjas distintas separadas entre sí por franjas pizarrosas. Se trata de una estructura muy apretada, que ha dado lugar a una rotura en escamas; unos retazos de caliza muy tectonizada se conservan en el contacto entre cuarcitas y pizarras. No interesa ahora profundizar en esta estructura, puesto que ya se hará más adelante, sino destacar el hecho de que la terminación de la primera alineación trae como consecuencia un relevo que, al igual que ocurría en el borde NE., da lugar a que limiten la cuenca estructuras cada vez más externas. Este relevo se repite varias veces más en esta zona. Se trata de un conjunto de escamas que llegan oblicuamente al borde de la cuenca y se sustituyen unas a otras en su papel. Este relevo en el detalle es poco claro, ya que la característica fundamental de la zona anterior, es decir, la fuerte tectonización del contacto, subsiste. Esta tectonización disminuye de nuevo hacia el SE; así, en Ma-

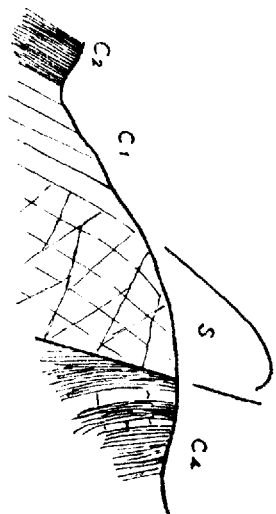
0 2 km

El Conito

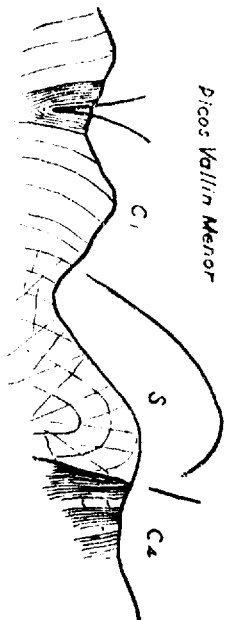
SW-NE



El Pison



Peña del Volfurnio

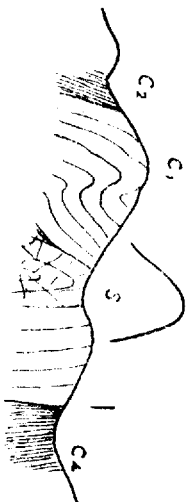


Picos Vallin Menor

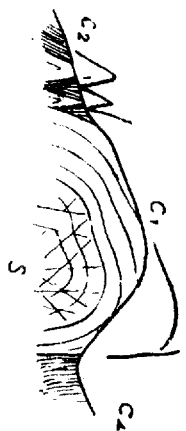
El Llanoñ Conforcos



Llagos



Pico Senda



Capiella

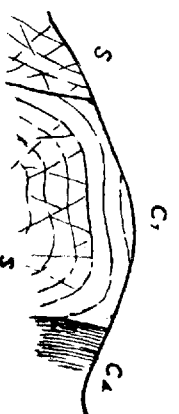
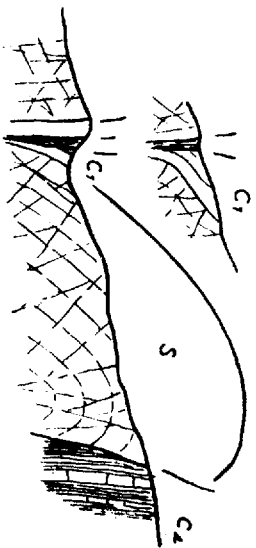


Fig. 30.—Cortes en serie del anticlinal de Senda, en el borde SW. de

ciédome, aparecen de nuevo las calizas masivas de la gran intercalación; al S. de dicha Peña se observa, incluso, una sucesión en cierto modo normal, si bien con el nivel pizarroso que se interpone entre los dos episodios calizos notablemente laminados por efectos tectónicos.

Donde desaparece ya la tectonización es en la tercera zona. La franja caliza de Sierranza, que se continúa en el margen derecho del arroyo de Ventaniella, por la Cerra de Altu Pasu y el Mosquito, ha relevado a la serie de escamas cuarcíticas que entre La Canalella y Pendones habían relevado a su vez al anticlinal de Senda y de Peña de la Quemada. Esta franja de caliza de montaña se hunde normalmente bajo las pizarras y areniscas de las Colladas de Obrango y del monte de Peloño, y a su vez se apoya normalmente sobre la cuarcita masiva. Esta tercera zona difiere, pues, notablemente de las anteriores; su principal diferencia estriba en la ausencia de tectonización, pero además ha de tenerse en cuenta otro hecho: la cuarcita sobre la que se apoya la caliza de montaña, borde de la cuenca de Beleño, se halla en contacto mecánico con la franja de pizarra que señala el principio de una nueva unidad: la de Pileñes. En ella se cortan de nuevo de N. a S. niveles sucesivamente más bajos, hasta la cuarcita masiva que limita al S. con un nuevo contacto mecánico. Aquí otra vez, como en el borde NE., los contactos mecánicos se sitúan hacia el exterior de la cuenca.

La alineación de Sierranza se sigue por Cazoli, y en La Guaranga, como se indicó ya al tratar de la terminación SE., es relevada por la franja caliza que enlaza con Peña Salón.

5. COMPARACIÓN ENTRE LOS DOS BORDES DE LA CUENCA

Una semejanza y una diferencia destacan al comparar la estructura de los dos bordes de la cuenca de Beleño. La semejanza, la disposición en relevo. La diferencia, la tectonización del borde S. hacia el interior de la cuenca frente al carácter normal del borde N. Sin embargo, conviene analizar a fondo ambas estructuras.

La disposición en relevo puede considerarse un carácter común. En ambos bordes el relevo se efectúa, por lo demás, en el mismo sentido. Es decir, que de NE. a SW. la cuenca tiende a agrandar, tanto por la divergencia de ambos bordes como por la disposición del relevo que hace que hacia el SW el borde de la cuenca quede constituido por unidades cada vez más externas. El relevo es claro en el borde NE., en el borde SW. está enmascarado por otro fenómeno: la tectonización.

El segundo problema a considerar es el de la posición de los contactos mecánicos. En el borde NE., el límite de la cuenca no es tectónico; los accidentes que dan lugar a la disposición en relevo no deben ser tenidos en cuenta, ya que su significado es otro; la caliza de montaña se apoya sobre la serie griotte, y ésta, verdadero límite de la cuenca, reposa normalmente sobre la cuarcita masiva. La zona de tectonizaciones aparece más al N., y no forma parte ya, en realidad, de la cuenca. Es la serie cuarcítica la que está en contacto mecánico con las unidades más septentrionales. En el borde S. ocurre lo contrario; el límite de la cuenca es tectónico, un importante contacto mecánico se extiende desde el NE. hasta Cotiones, e incluso algo más allá; las alineaciones que se relevan forman el límite de la cuenca, pero están ya, en realidad, fuera de ella; están ya al S. del contacto mecánico.

Esta disposición da lugar a una asimetría desde el punto de vista tectónico, asimetría que se traduce topográficamente. Por este motivo, por el NE., la franja deprimida permite que en cierto modo los relieves que forman el borde de la cuenca destaquen sobre ella; por el SW., en cambio, el núcleo elevado se encuentra en contacto con los relieves limitantes; la franja pizarrosa, ausente por efecto de la tectonización, no da lugar a ninguna zona deprimida; el núcleo elevado llega, incluso, a destacar sobre los relieves que limitan la cuenca.

Otro problema a tener en cuenta es el de las vergencias. Aunque será abordado más adelante, puede señalarse aquí una coincidencia en este sentido entre ambos bordes. La situación de los contactos mecánicos en el borde NE., o mejor dicho, por fuera del mismo, permitían deducir una vergencia hacia el NE., a pesar del enmascaramiento debido a los fenómenos de "retour"

En el borde SW., los contactos mecánicos están en el interior de la cuenca, es decir, son las unidades periféricas las que se aprietan contra la cuenca de Beleño. Las vergencias son igualmente al NE., igual que antes son los flancos NE. de los anticlinales los que sufren tectonización.

La cuenca de Beleño no actúa, por lo tanto, de divisoria de vergencias.

Finalmente hay que señalar la presencia de fenómenos de "retour" en el borde NE. En el SW. tal estructura falta; tan sólo en su sector más oriental existe una ligera inversión en el borde; es el sector del monte de Peloño, cuyas analogías con el borde NE. han sido ya señaladas, sector en el que no existe ya tectonización y donde además los contactos mecánicos vuelven a situarse hacia el exterior de la cuenca.

El simple estudio de los bordes muestra ya para la cuenca de Beleño una amplia estructura sinclinal. Sin pretender adelantar conceptos, puede indicarse aquí que la terminación SE. representa el extremo de la terminación periclinial, extremo profundamente tectonizado. Bajo esta interpretación es como cobra interés la estructura de esta zona. En la zona donde convergen los dos bordes con su característica distinta, si bien, al acercarse a ella, el borde SW. ha perdido ya su carácter tectónico. Sobre este extremo SE. de la cuenca volverá a hablarse cuando se estudien las unidades periféricas, a fin de poner de manifiesto la influencia que han tenido sobre su estructura.

6. EL NÚCLEO ELEVADO

Pueden distinguirse en él dos zonas. Una formada por los relieves comprendidos entre la Sierra de Pandemules, la Escalada, Tiatorδος, Maciédome y el borde SE. de la cuenca, y la otra, de menos extensión, la que forma los relieves de Collado Zorro. A la primera puede llamarse zona occidental, y a la segunda, oriental o de Collado Zorro, por ser este el punto culminante en ella. Ambas zonas quedan separadas por el río de Ventaniella. pero además de esta separación puramente topográfica, existe también una separación estructural entre ellas.

a) *La zona occidental.*

Su máxima simplicidad se encuentra hacia el NW., como es normal en toda la cuenca de Beleño. Al NW. del Pico Robredal, la estructura es de un sinclinal sencillo. Las capas más altas de la serie superior con calizas carboneras dibujan en La Trapa una terminación periclinal. El mismo gran nivel calizo de la Sierra de Pandemules no forma sino el flanco NE. de este sinclinal, cuyo flanco SW. es la capa de caliza que en la Peña del Canto queda cortada por la dislocación que forma el borde S. de la cuenca. Esta zona corresponde, pues, a la terminación periclinal del núcleo de la cuenca, si bien en sus niveles más externos, es decir, más bajos, la terminación periclinal se tectoniza; sobre este punto se insistirá al enfocar la estructura general de la cuenca.

En esta zona, si se considera exclusivamente el núcleo sinclinal, la vergencia no está bien definida, el sinclinal es recto. Sin embargo, si se consideran las capas más próximas al borde SW. de la cuenca, se observan buzamientos de 45-50° al SW., es decir, una inversión de las capas; esto, unido a la dislocación que marca el borde de la cuenca, son indicios de una vergencia NE. Este primer sinclinal, que puede denominarse del Robledal, se prosigue hacia el SE. hasta La Carrasca, donde se encuentra su terminación sudoriental; dos buenos cortes pueden obtenerse por el arroyo del Fresnedal y por la Foz de Melosdaña; estos cortes ponen de manifiesto cómo hacia el SE. la vergencia del sinclinal se hace más definida; en El Fresnedal, el sinclinal es aún completamente recto; en Melosdaña, su flanco SW. tiene un buzamiento notablemente más pronunciado que el flanco NE.; finalmente, en La Carrasca, donde el nivel calizo de Corona y la Foz de Melosdaña forma su terminación periclinal, los buzamientos son ya exclusivamente al SW.; la vergencia NE. se ha impuesto ya claramente. La terminación SE. del sinclinal del Robledal tiene, sin embargo, una significación muy distinta a su terminación NW. Mientras hacia el NW. la gran intercalación caliza de La Escalada y Pandemules dibujan también, más o menos tectonizada, una terminación periclinal,

hacia el SE., esta intercalación caliza, lejos de cerrarse periclinamente se abre en forma divergente. Ello trae como consecuencia, o mejor dicho, es consecuencia de la aparición de otros pliegues que se interponen entre el extremo SE. del sinclinal del Robledal y la Peña de la Escalada. Así pues, mientras por el NW. el sinclinal del Robledal representa el extremo, la terminación del núcleo elevado y en realidad también de la cuenca de Beleño, por el SE. pasa a ser un pliegue secundario dentro de un conjunto más complejo.

El otro accidente importante aparece al NE. del primero, interponiéndose entre aquél y la Peña de la Escalada. Es otro sinclinal, que puede denominarse de La Magrera, ya que el núcleo calizo que lo forma destaca en el relieve formando los picos de este nombre. Entre ambos, el anticlinal se halla mecanizado. El sinclinal de La Magrera se halla por este motivo bastante tectonizado en su flanco SW. Hacia el NE., la sucesión es, en cambio, normal hasta el nivel calizo de La Escalada. Este sinclinal termina en Los Fitos, al W. de Tiatordos, es decir, a la altura del sinclinal del Robledal.

Cerca de su terminación, en las majadas de Piedrafrita y de Mermafoyu, aparece un anticlinal interponiéndose entre los extremos de ambos sinclinales; sobre este anticlinal se insistirá más adelante. Más al SE., el área ocupada por el núcleo elevado vuelve a estrecharse; la estructura se hace de nuevo más simple. Al S. de Tiatordos, un sinclinal único se interpone entre las calizas de la Peña de Tiatordos y la prolongación W. de Maciédome. El núcleo elevado tiene, pues, aquí la estructura de un sinclinal sencillo, sinclinal al que puede denominarse sinclinal de Recuencu, nombre de una majada situada en los prados que, a manera de muralla, cierra la intercalación caliza que dibuja el núcleo del sinclinal.

La simple observación del mapa conduce a la conclusión de que el sinclinal de Recuencu y el sinclinal del Robledal no son sino partes de un mismo pliegue, estrangulado y fuertemente laminado entre Sende la Vara y la Carrasca, es decir, donde se manifiesta desarrollado el anticlinal de Piedrafrita y Mermafoyu.

Por lo que respecta a la vergencia, se acentúa el carácter NE.

Un corte por Sende la Vara y Palombar manifiesta una vergencia clara en este sentido.

Esta estructura simple se complica de nuevo más al E. Las dos franjas calizas, límite del núcleo elevado que forman las peñas de Tiatorodos y Maciédome vuelven a diverger. Como consecuencia, un buen número de niveles de caliza carbonera, en vez de seguir en dirección SE., como el sinclinal de Recuencu, se dirigen hacia el E. para describir un arco en el Rampiu y dirigirse hacia el S. Esta disposición da lugar a un área con fuertes disarmonías que corresponden aproximadamente al Cordal de Ponga. Por lo que respecta al sinclinal del Rampiu termina

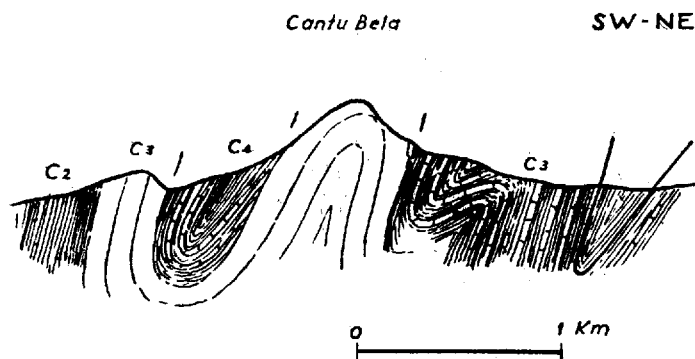


Fig. 31.—Corte por la zona de Cantu Bela.

como tal sinclinal en Llagos; en este punto se divide en dos, separados por un anticlinal que cobra bruscamente importancia y que da lugar a la aparición de las calizas masivas de la gran intercalación que forman de este modo el Cantu Bela, en la Peña de Maciédome. Los dos sinclinales resultantes bordean el Cantu Bela por el NE. y SW., respectivamente. El primero de ellos se prolonga hasta el río de Ventaniella, y el segundo se pierde pronto en la caliza masiva de Maciédome. Así pues, la presencia de tres núcleos sinclinales es la nota más destacada de esta zona (fig. 31).

Sin embargo, más hacia el NE., es decir, en las proximidades de Tiatorodos, se desarrolla una tectónica digna de especial atención. Desde el estrecho de Taranés, al S., se suceden un conjunto

de pliegues, dos sinclinales y dos anticlinales, orientados de E. a W. El más septentrional, que es un sinclinal, se interpone entre las peñas de La Escalada y de Forada Agudo y llega por tectonización a provocar una rotura, una interrupción, en la franja caliza de La Escalada y Tiatorodos. Esta interrupción corresponde al cerro de Monteagudó. Los otros pliegues se disponen paralelamente a éste y son cada vez de mayor importancia. El más meridional, que es a la vez el de mayores dimensiones, forma la Peña de Tiatorodos. El pico de este nombre se sitúa casi en la misma charnela del pliegue, y el profundo arco cerrado que forma la peña por delante y que se conoce con el nombre de La Copa, no es más que una consecuencia de esta estructura. En todos estos pliegues los ejes se hunden rápidamente hacia el W. y dan lugar a la forma sinuosa de la peña. El anticlinal de Tiatorodos se continúa por las majadas de Mermafoyu y Piedrafita, es decir, que se trata del anticlinal citado, ya que se interpone entre los sinclinales de La Magrera y del Robledal.

Toda esta estructura llama rápidamente la atención. Los pliegues descritos ahora no guardan relación con los tres sinclinales descritos antes. Sus orientaciones son diferentes: NW.-SE. para los tres sinclinales del Robledal, La Magrera y Recuencu, y W.-E., para los pliegues de la Peña de Tiatorodos.

El anticlinal de Tiatorodos se interfiere incluso con el sinclinal de La Magrera y es causa de su terminación, si bien más al W. sufre una inflexión, toma dirección NW.-SE. y queda incorporado a las estructuras con esta alineación. Así pues, debe concluirse la existencia de dos alineaciones en los accidentes tectónicos: una NW.-SE. y otra W.-E., alineaciones que interfieren entre sí. La divergencia que se observa a partir de la majada de Tiatorodos entre la caliza que forma la peña de este nombre y el núcleo sinclinal de Recuencu no es más que otro de estos fenómenos. En efecto, se trata de un nuevo accidente de orientación E.-W.: el sinclinal del Rampiu. Todo esto conduce a la conclusión de la existencia de una tectónica que podría llamarse longitudinal, y de otra transversal o por lo menos oblicua. Esta última tectónica se pone de manifiesto no sólo por estos accidentes de Tiatorodos, sino también por la inclinación

de los ejes de los pliegues. En el extremo NW. del sinclinal del Robledal, el eje se hundía hacia el SE. A medida que se avanza en esta dirección tiene lugar un cambio. En La Carrasca existe una terminación periclinal, debido a que el eje del sinclinal se eleva ahora en este sentido, para volver a hundirse de nuevo más al SE. y dar lugar al núcleo sinclinal de Recuencu. Este núcleo sinclinal termina, como ya se dijo, dividiéndose en dos por la aparición del anticlinal del Cantu Bela. En este punto los ejes de los pliegues se elevan de nuevo hacia el SE. Para dar idea de la importancia de este fenómeno basta tener en cuenta que el Cantu Bela, más de doscientos metros por encima de la Collada de Llagos, está formado por la caliza masiva que aflora debido a este anticlinal, caliza que en Llagos, menos de un kilómetro al NE., se ha hundido ya debajo de la serie pizarrosa superior.

Resumiendo, se observan de NE. a SW. dos puntos de máxima profundidad de los ejes sinclinales, coincidiendo, como es lógico con el centro de los sinclinales del Robledal y Recuencu. Entre La Carrasca y Sende la Vara se encuentra una zona de concavidad del eje sinclinal. La relación entre esta disposición y la tectónica transversal descrita antes se pone de manifiesto al observar que la zona cóncava coincide con el anticlinal de Tiatorodos y que la zona de hundimiento del eje en Recuencu se sitúa en la prolongación del eje sinclinal del Rampiu. Así pues, ambas estructuras tectónicas se influyen mutuamente.

El carácter sinuoso del borde de este núcleo elevado no tiene otro origen que la tectónica transversal. En efecto, si se observa la configuración de este núcleo elevado se ve en él un perímetro muy irregular, especialmente en la zona de Tiatorodos, donde se ha descrito una serie de accidentes transversales. De no ser así, este perímetro irregular no tendría explicación en un país de alineaciones rígidas en un solo sentido. Todo esto ayuda a poner de manifiesto la importancia de estos otros accidentes, menor que los longitudinales, pero cuya existencia se traduce, incluso, en la configuración topográfica del país.

Más al E. del Cordal de Ponga, una línea de fractura hace desaparecer ya todas estas estructuras. De este modo, en la margen derecha del río Ventaniella aparece una zona pizarrosa correspondiente al nivel de pizarras inferior, sobre el cual se en-

cuentra formando un murallón bien visible el núcleo sinclinal de Collado Zorro. Este núcleo sinclinal no es más que la continuación hacia el E. de las estructuras descritas y su terminación en este sentido, solo que el accidente del valle de Ventaniella hace que se presente desgajado del conjunto principal del núcleo elevado.

b) *El sinclinal de Collado Zorro.*

Tiene una orientación NE.-SW., es decir, idéntica a la orientación de los pliegues en la zona occidental; hecho por lo demás lógico, ya que no es más que su continuación. Sin embargo, a diferencia de la zona anterior, aquí se trata de un sinclinal simple. Es decir, que si bien con notables complicaciones de detalle existe

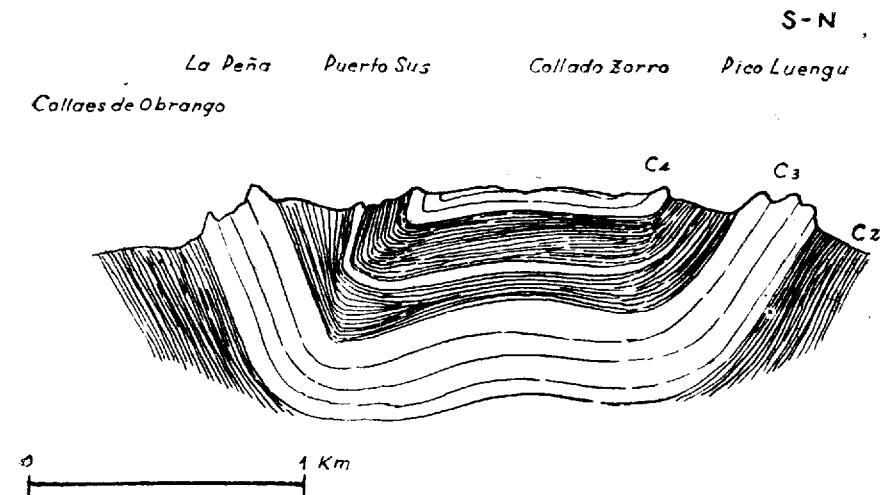


Fig. 32.—Pliegue laxo en el sinclinal de Collado Zorro.

un pliegue único. Pliegue que, al igual que la mitad NW. del sinclinal del Robledal, significa la terminación periclinal del núcleo elevado; aquél, la terminación NW.; éste, la terminación SE.

Atendiendo la estructura de detalle se observan una serie de hechos de interés. El primero es el de la vergencia. El sinclinal de Collado Zorro vuelve a no presentar vergencia definida. Se trata de un pliegue laxo (fig. 32), con ambos flancos de buza-

miento contrario. Sin embargo, si se estudian con más detalle, los dos flancos tienen unas características diferentes; el flanco NE. es de trazado muy irregular, pero además, en el Pico Bargoli o Pico Recuencu, aparece una escama, es decir, que la capa caliza se rompe y da lugar a una escama cabalgada con la caliza del pico y, por tanto, vergente al E. Este hecho está en consonancia con la existencia de una escama caliza de Raso, hecho del que se trató ya al describir la tectónica de la franja deprimida. El flanco SE. es de trazado más rectilíneo, y si bien su buzamiento es uniforme al NE., si se atiende sólo a la gran intercalación caliza, si se observan los niveles más interiores, aparecen disarmonías (fig. 32), que tienden a manifestar una tendencia a la vergencia NE. Otra característica es la mayor complejidad tectónica de detalle del flanco SW. con respecto al flanco NE., a pesar de la escama del Pico Bargoli; este aspecto se abordará más adelante.

La significación del sinclinal de Collado Zorro ha sido ya señalada. Falta decir tan sólo cómo su estructura está completamente de acuerdo con la descrita para los bordes de la cuenca y la franja deprimida. En efecto, el sinclinal de Collado Zorro constituye el núcleo de la zona de Beleño, Viego, Viboli, Obrango, es decir, una zona en la que todos los bordes de la cuenca eran normales, en la que este borde lo formaba la serie griotte apoyándose sobre la cuarcita; esto se traduce en un núcleo sinclinal más suave, más sencillo. Por lo que respecta a la tectonización de la terminación SE. de la cuenca se atenúa antes de alcanzar Collado Zorro. Por este motivo, en contraste con aquella terminación periclinal, la de Collado Zorro es perfectamente normal.

Además de estas características, y al igual que para la zona occidental, hay que señalar la presencia de una serie de accidentes de carácter más secundario, pero no por esto sin interés. La simple observación del perímetro del sinclinal de Collado Zorro revela ya un replegamiento en sentido transversal, replegamiento que se pone de manifiesto si se estudia la estructura de la franja caliza que forma la cuesta que rodea al núcleo sinclinal. Uno de estos accidentes se manifiesta en el Pico Bargoli o Recuencu; allí existe un anticlinal, cuyo eje se hunde rápidamente hacia el W.; su dirección, igual que para los accidentes de Tiator-

dos es E.-W. En el flanco SE., el replegamiento es más intenso, contrastando con el trazado más rectilíneo del flanco. En la franja caliza que baja desde la peña al arroyo de Ventaniella se observan dos pliegues anticlinales, de orientación igualmente E.-W. y vergente al S. o el SE. (fig. 33). Este replegamiento es de poca importancia; mayor atención merecen los accidentes de los alrededores de Sobrefoz (fig. 34). En la franja caliza, al W. de dicha localidad, aparece un replegamiento que alcanza su máximo al W. mismo del pueblo, donde aparece un núcleo anticlinal profundamente disarmónico y de dirección poco clara, y un sinclinal, disarmónico igualmente. Ambos pliegues están muy influenciados por la orientación NW.-SE., especialmente el primero, si bien son oblicuos a la dirección de la franja. El anticlinal tiene un carácter más marcadamente transversal. Más hacia el S. se sucede una serie de pliegues, apretado el primero, muy poco marcados los demás. Estos pliegues, ya claramente transversales, hunden sus ejes, lo mismo que el anticlinal, hacia el E.; este hecho contrasta con el flanco NE., en el cual el anticlinal de Bargoli se hundía hacia el W. Es decir, que a uno y a otro lado del sinclinal los accidentes transversales hunden sus ejes hacia el interior del mismo. Esto pone de manifiesto una influencia del sinclinal sobre los accidentes transversales. Otro hecho llama la atención si se comparan los dos flancos. La mayor complejidad de los accidentes de detalle en el flanco SW. contrastando con un trazado más rectilíneo de este flanco en comparación con el trazado en zig-zag del flanco NE. A este respecto hay que señalar que ambos hechos, el replegamiento del flanco SW. y el trazado irregular del flanco NE., no son más que dos aspectos de un mismo fenómeno, es decir, de un replegamiento en sentido transversal al eje del sinclinal de Collado Zorro. Este replegamiento se manifiesta en el flanco SW. por una serie de accidentes transversales al mismo, mientras que en el flanco NE. se manifiesta por unos accidentes de ejes verticales. Así pues, a la tectónica longitudinal y transversal hay que añadir un tercer tipo de accidentes, que podrían denominarse verticales. En definitiva, se trata de un mismo fenómeno que conduce a un acortamiento del sinclinal. La diferencia entre uno y otro tipo de acci-

dentales estriba sólo en el grado de inclinación del pliegue. Próximo a la horizontal en unos casos, cercano a la vertical en otros.

7. LA ESTRUCTURA DE CONJUNTO DE LA CUENCA. CONCLUSIONES

Después del estudio fraccionado de la cuenca de Beleño, una comparación de los datos obtenidos y de las conclusiones parciales permite llegar a una visión de conjunto de la cuenca y a unas conclusiones de carácter más amplio.

Ante todo destaca el *carácter sinclinal de la cuenca*. Su complejidad estructural, no obstante ser grande en ocasiones, no hace perder a la cuenca su carácter de sinclinal único, con su única y clara terminación periclinal.

En segundo lugar destaca la *asimetría de los dos bordes de la cuenca*. El borde NE. es normal; en él, la caliza griotte, base del Carbonífero, se apoya sobre la cuarcita masiva. El borde SW. está caracterizado por una importante línea de fractura; a diferencia del borde NE., el SW. tiene carácter tectónico.

La *estructura tectónica se traduce en la topografía*. Así, al NE. de la cuenca, entre el borde y el núcleo elevado, se dispone una franja deprimida, donde se sitúan todos los pueblos de la cuenca. En cambio, al SW., desaparecido por la tectonización el nivel pizarroso, el borde elevado queda adosado a los relieves que limitan la cuenca. Como consecuencia también, mientras por el NE. los relieves limitantes de la cuenca destacan, por lo general, sobre ella, por el SW. el núcleo elevado llega a dominar sobre los relieves periféricos.

Entre ambos bordes existen, no obstante, algunos rasgos de semejanza. Tal es su *disposición en relevo*. Esta es típica en el borde NE., donde se relevan sucesivamente tres unidades, que de NW. a SE. son cada vez más externas con relación al centro de la cuenca. En el borde SW., debido a la existencia de la tectonización, el relevo es menos claro, pero las unidades periféricas a la cuenca llegan a ella oblicuamente. En ambos bordes el relevo se hace en el mismo sentido, es decir, que de NW. a SE. el borde de la cuenca lo forman alineaciones cada vez más externas.

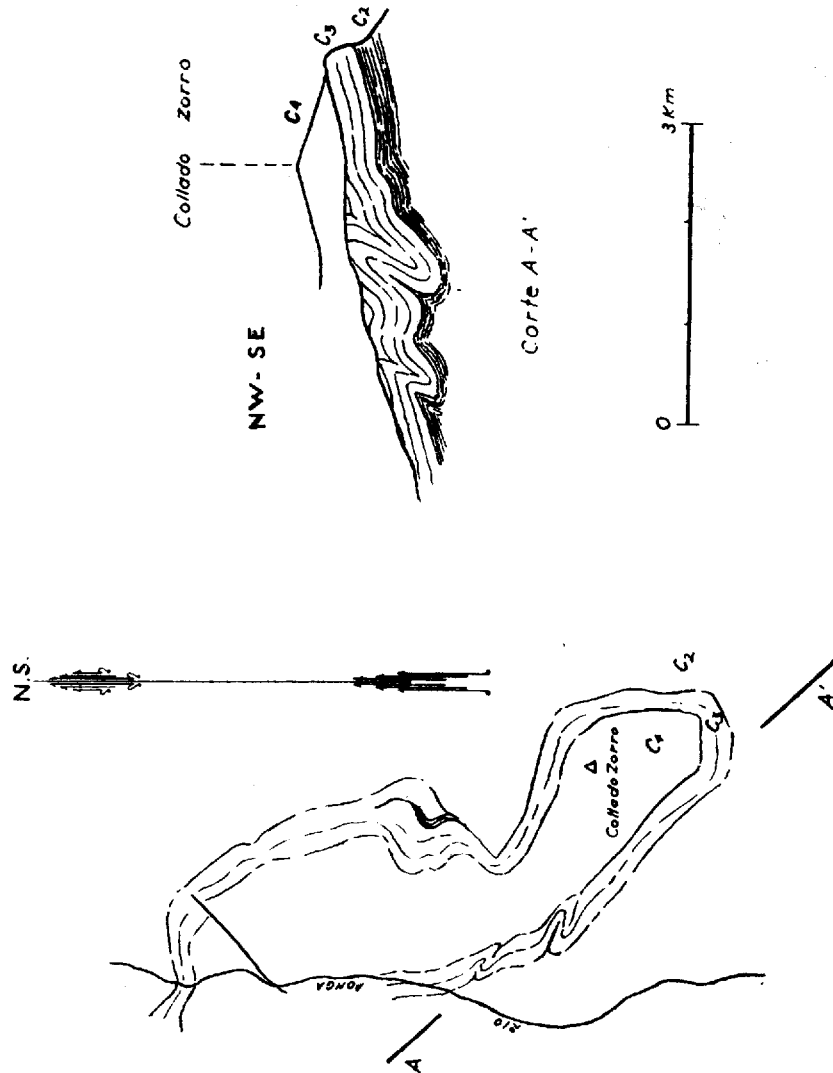


Fig. 33.—Pliegues anticlinales en la franja caliza que baja al arroyo de Ventaniella.

Este hecho se desarrolla paralelamente a otro: *el ensanchamiento progresivo de la cuenca hacia el SE.* Ensanchamiento en el que si bien influyen varios factores, uno de ellos es la estructura en relevo de sus bordes.

Como consecuencia de este ensanchamiento, los dos extremos NW. y SE. de la cuenca tienen características distintas. *La terminación NW. es una terminación periclinal tectonizada progresivamente en este sentido. De este modo, la cuenca termina como tal algo al W. de la sierra de Pandemales, si bien tectónicamente se continúa en una estrecha franja pizarrosa.*

La terminación SE. es una amplia terminación periclinal, si bien tectonizada en su extremo. Esta tectonización da lugar a la aparición de multitud de escamas, pero *sin perder la forma de arco, propia de una terminación periclinal.* Igual que para la terminación NW., hacia el interior de la cuenca, la terminación va haciéndose cada vez más normal; así, en Collado Zorro, el nivel calizo superior describe un arco perfecto.

La tectonización de la cuenca aumenta hacia el SW., o sea, transversalmente a ella. Este hecho se presenta al W. del río Ponga. Hacia el E., el aumento de extensión en la franja pizarrosa da lugar a una complicada tectónica en ella. Es de señalar también la relación entre este hecho y la tectonización del borde SW. En efecto, al E. del río Ponga, donde la tectonización del flanco SW. desaparece, lo hace también la mayor tectonización en la zona SW. de la cuenca.

Con todos los datos expuestos se podría abordar ya el problema de la vergencia. Pero antes conviene señalar que *en el borde NE. de la cuenca existen importantes fenómenos de "retour".* Estos fenómenos adquieren incremento de NW. y SE. y llegan, incluso, a provocar inversión estratigráfica del borde E. de la cuenca. La naturaleza de fenómenos en "retour" de estos accidentes se reconoce por el hecho de que los contactos mecánicos se sitúan siempre hacia el exterior de la cuenca. Es decir, que las series se cortan normalmente y en sentido descendente de W. a E.

Estos fenómenos en "retour" se manifiestan en las pizarras por pliegues vergentes hacia el interior de la cuenca y que se atenuan progresivamente en este sentido, hasta ser sustituidas por pliegues vergentes al NE.

Los fenómenos de "retour" se manifiestan en las pizarras con anterioridad a las calizas. Es decir, que se presentan en puntos donde las calizas se hundían normalmente bajo la serie pizarrosa.

Las vergencias pueden, a primera vista, parecer poco claras. Los fenómenos de "retour" de una parte, las disarmonías y el carácter amplio del sinclinal las enmascaran. De todos modos, la posición de los contactos mecánicos, constantemente hacia el exterior de la cuenca en el borde NE.; la mecanización del borde SW. frente a la normalidad del NE.; la clara vergencia de los pliegues de la zona elevada, todo ello demuestra que *la vergencia tiende a ser al NE.*

De todos modos, *la existencia de los fenómenos de "retour" y la inversión del borde E. parecen indicar la existencia de fuerzas convergentes hacia el interior de la cuenca. Tales fuerzas pueden ser, por lo que al borde NW. se refiere, exclusivamente gravitatorias. El origen de la inversión del borde NE. y de los pliegues en "retour" deben interpretarse como debidos a un deslizamiento gravitacional de este borde NE.*

Además de los pliegues dominantes de alineación NW.-SE. y que pueden denominarse longitudinales, *existe una tectónica transversal a las estructuras dominantes.* Se trata de un conjunto de pliegues orientados principalmente de E. a W.

Otro hecho a tener en cuenta es la irregularidad de los bordes de la cuenca y de los flancos de todos los sinclinales, en vez de seguir una dirección única de acuerdo con los ejes de los pliegues. Este hecho es una consecuencia del plegamiento de la cuenca en sentido transversal. Se trata de verdaderos *accidentes de eje vertical.*

Los accidentes transversales y verticales tienen el mismo significado, es decir, de un replegamiento transversal de la cuenca. La diferencia entre ambos estriba únicamente en el grado de inclinación de sus ejes, próximo a la horizontal en los primeros, casi vertical en los segundos. Este hecho se pone de manifiesto en el sinclinal de Collado Zorro, en el cual el flanco SW. se halla afectado por accidentes transversales. El flanco SE., en el que la tectónica transversal es escasa, tiene un trazado notablemente retorcido, debido a los accidentes verticales.

La tectónica transversal de la cuenca se manifiesta, además,

en los ejes de los pliegues. En efecto, *los ejes de los pliegues cambian frecuente y rápidamente en el sentido de su inclinación.*

Las tectónicas longitudinal y transversal interfieren entre sí. El anticlinal de Tiatordos y el sinclinal del Rampiu influyen sobre el sinclinal del Robledal-Recuencu. En el Collado Zorro, por el contrario, es este sinclinal el que influye sobre los ejes de los accidentes transversales. Como consecuencia debe concluirse una estrecha relación de origen.

c) *El reborde NE. de la cuenca de Beleño.*

Al NE. de la cuenca de Beleño se dispone una serie de unidades orientadas, en líneas generales, de NW. a SE. e interponiéndose entre dicha cuenca y el macizo occidental de los Picos de Europa. La observación del mapa muestra una uniformidad de características para todo este conjunto, tanto en la orientación de las alineaciones como en la intensidad del plegamiento. Sin embargo, con una observación más atenta se pueden diferenciar varias unidades bien individualizadas; estas unidades son fundamentalmente cuatro: *La zona montañosa de sierra de Aves y Pierzo*, con alturas considerables, adosada a la cuenca de Beleño, a la que separa de una nueva zona deprimida *la alineación de Sebarga*. Esta constituye la segunda unidad y limita al NE. con la tercera de ellas: *la alineación de Amieva*. Por el SE. estas dos últimas unidades se continúan por una nueva zona que, aunque es su continuación estructural, tiene unas características que le dan suficiente individualidad para constituir con ella una cuarta unidad: *La zona divergente de Los Beyos*. Esta cuarta unidad limita al SE. con el valle de Sajambre, de características y significación completamente distintas, por lo que será estudiada aparte.

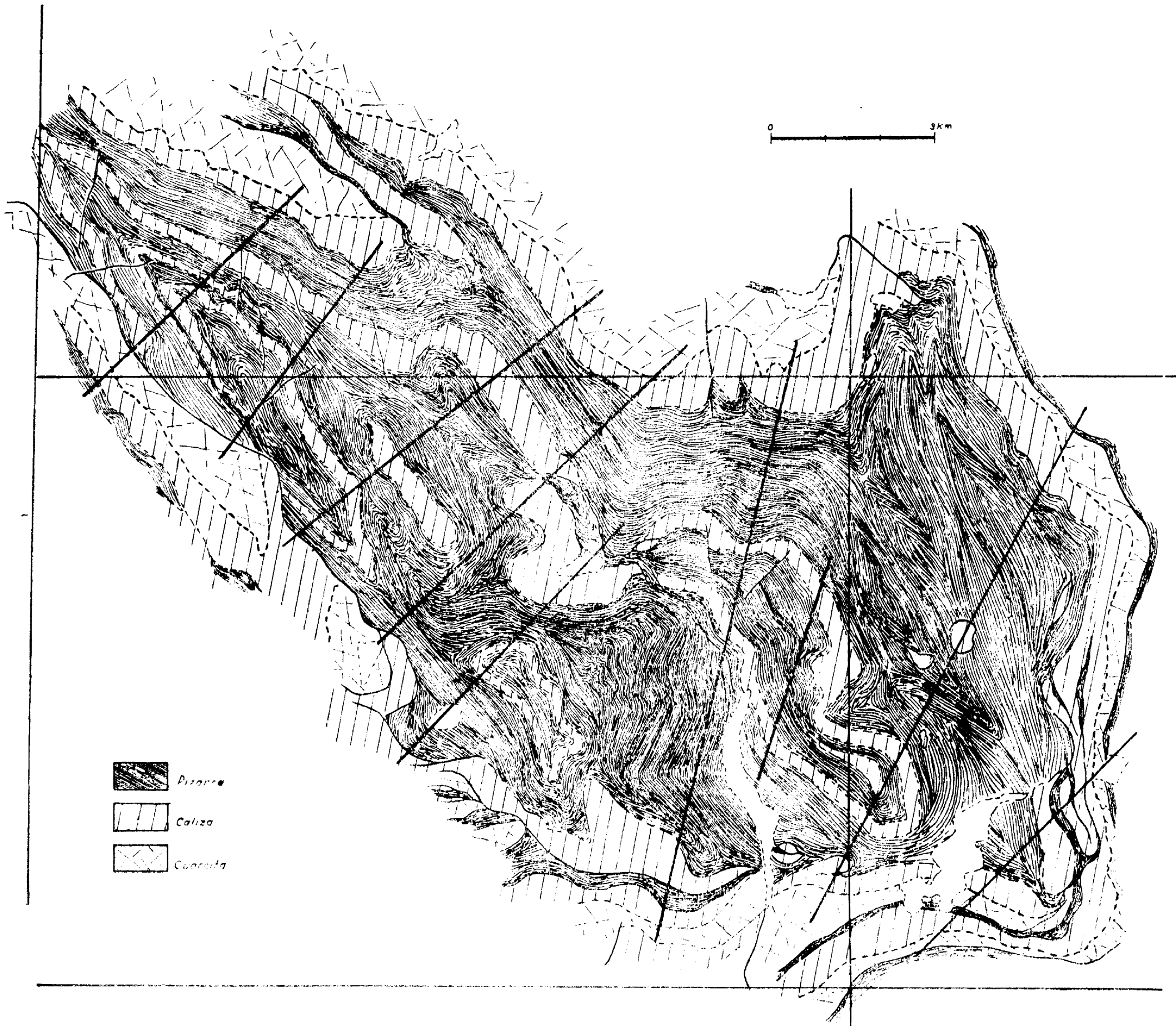
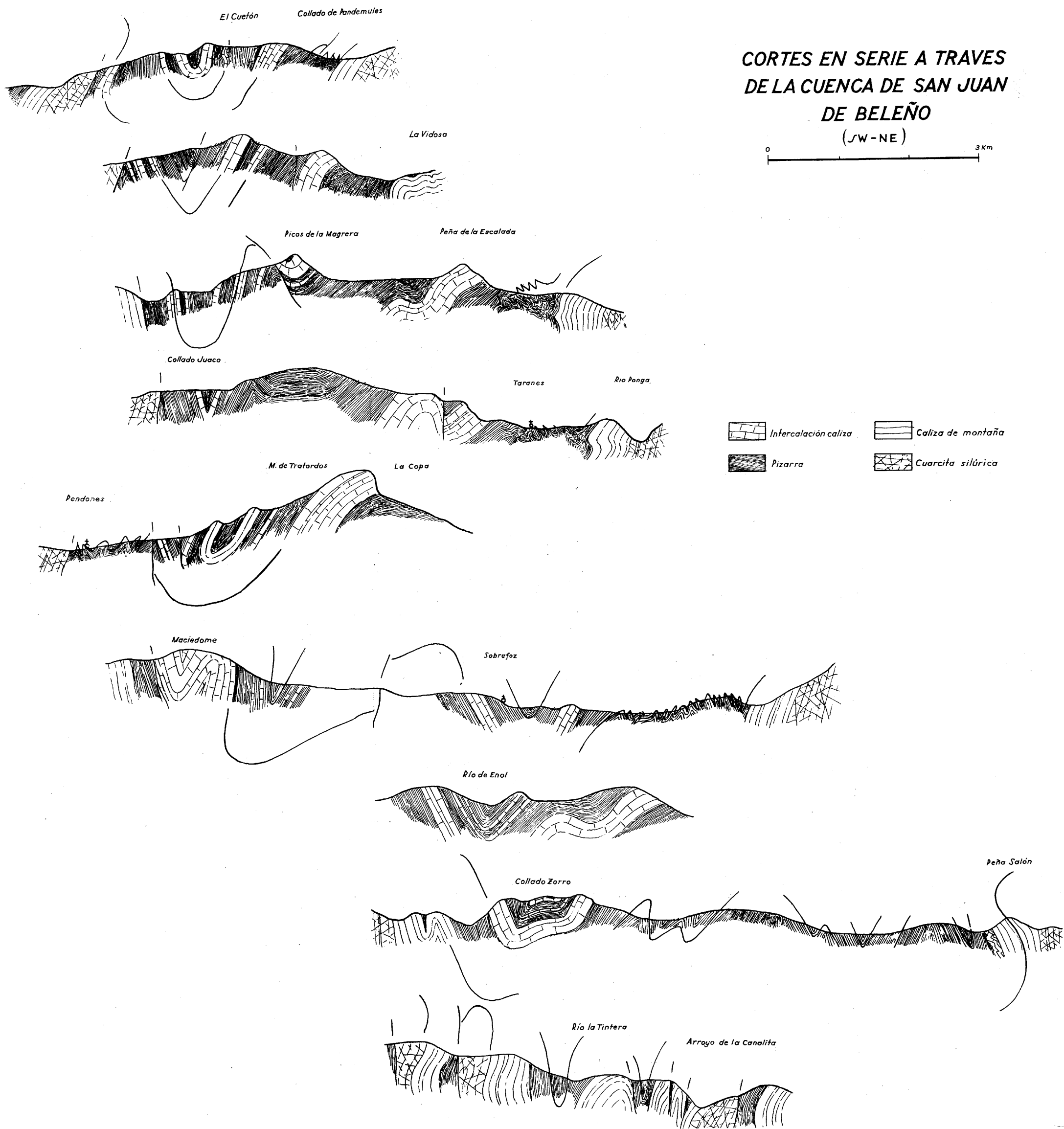


Fig. 35.—Esquema de la distribución de los cortes en serie por la cuenca de San Juan de Beleño.



El Cuelón Collado de Pandemules

La Vidosa

Picos de la Magrera Peña de la Escalada

Collado Juaco

Taranes Rio Panga

M. de Trafardos La Copa

Pendones

Maciedome

Sobrefoz

Río de Enol

Collado Zorro

Peña Salón

Río la Tintera

Arroyo de la Canalita

1. REGIÓN MONTAÑOSA DE SIERRA DE AVES Y PIERZO

Esta región es el extremo de una unidad más amplia, que se extiende hacia el NW., para describir luego un arco y tomar dirección NE. En realidad, se trata de todo un núcleo montañoso que forma las sierras de Pesquerín, Bedular y de Aves, sierras que entre Aves y Bedular describen un arco. La zona que se estudia aquí corresponde al extremo SE. de dicho arco.

Cuatro alineaciones forman esta zona. Alineaciones orientadas de NW. a SE., y que enumeradas de más meridional a más septentrional son: los Montes del Infierno, Sierra de Aves-Sierra de Maranguero, alineación del Pico de Las Quebradas-Pico Pierzo y alineación de Pondies.

Las tres primeras sierras se han citado ya al hablar del borde NE. de la cuenca de Beleño, ya que por su estructura en relevo forman, sucesivamente, hacia el SE., el límite de la cuenca. Por ello esta zona que se estudia ahora acaba en Pierzo, ya que más al SE. la alineación de Pierzo pasa a formar el borde de la cuenca y la alineación de Pondies, que es más meridional, se interrumpe por causas tectónicas a la altura de Pierzo.

a) *Descripción y estudio de las distintas zonas.*

De los Montes del Infierno, de la pequeña franja caliza de Peña Cresca, La Bolera y la Xerra de Llués y de la Sierra de Aves-Sierra de Maranguero-Pondies no hace falta hablar de nuevo. Su estructura quedó suficientemente explicada al hablar del borde de la cuenca. Sólo interesa recordar aquí que se trata de un conjunto de franjas en las que de SW. a NE. se corta una sucesión normal y descendente; esta sucesión se interrumpe por una fractura que pone en contacto la cuarcita, o las pizarras inferiores a ella, que son el tramo más inferior de la unidad más meridional, con la pizarra carbonífera o la caliza de montaña, que es el nivel con que empieza la unidad siguiente, situada más al NE. Así pues, se trata de un conjunto de series que bu-

zan al SE. y que cabalgan muy ligeramente, cada una de ellas, a la serie que la limita por el NE.

Lo que acaba de indicarse es válido sin limitaciones para los Montes del Infierno y la Sierra de Aves. La franja caliza que se interpone entre ella, en Peña Cresca y La Bolera, es un simple detalle en la estructura general.

Por lo que respecta a la alineación del pico de Las Quebradas-Pierzo la estructura es la misma y su extremo SE. En el Picón de Los Palombinos y Pico Pierzo, la caliza de montaña se apoya sobre la serie griotte, y ésta, sobre la cuarcita. Todo este conjunto queda separado de la unidad de Pondies por un contacto mecánico. En Pico Pierzo, son las calizas de montaña de los dos conjuntos las que se ponen en contacto. La cuarcita de Pondies se halla recubierta, hacia el S., por la caliza de montaña, que forma una franja que se extiende por Espina y Peña Prieta y cuyo relieve es menos acusado que el de Pondies. Más al E., esta franja caliza forma ya las cotas más altas de la sierra, continuándose por Aranga y Cerboes, hasta converger en Pierzo, con la franja del Picón de Los Palombinos. Un contacto mecánico y a veces algún retazo de pizarras separa ambas calizas.

En esta zona descrita ahora, la estructura es la misma que para los Montes del Infierno y Sierra de Aves, es decir, un conjunto de series buzando uniformemente al S. o al SE. y separadas por accidentes tectónicos vergentes al N. o al NE.

Más al W., en cambio, se observa una modificación en esta estructura, modificación que, en realidad, es más aparente que real. La caliza de Pierzo y del Picón de Los Palombinos acaba en Carangas. La tectonización que se observa entre la caliza de montaña y la pizarra devónica que formaba su límite meridional llega ahora a cortar y provocar la desaparición de todo el nivel calizo. De Carangas, hacia el NE., se extiende una franja cuarcítica mecanizada por ambos lados y en contacto con las dos extremas franjas pizarrosas que la bordean.

Sobre la estructura de la cuarcita puede decirse poco. Se trata de una serie inclinada uniformemente al SE. y con buzamientos comprendidos entre los 85° y 60°. Tan sólo en la zona del Pico de las Quebradas existe un poco de variación. En esta zona, la franja cuarcítica se ensancha como consecuencia de unos

pliegues laxos que la afectan. Se trata de un sinclinal y un anticlinal; el primero, al S. del Pico de las Quebradas, que forma su flanco N., el anticlinal se desarrolla al W. mismo de Carangas. El arroyo de Carangas, que desde dicho pueblo baja al kilómetro 11 de la carretera de Ponga, lo disecciona por el eje (fig. 37). Los buzamientos en esta zona oscilan entre 45° y 20°.

Como queda dicho, se trata de una franja cuarcítica limitada por dos franjas pizarrosas, pero, en realidad, la estructura

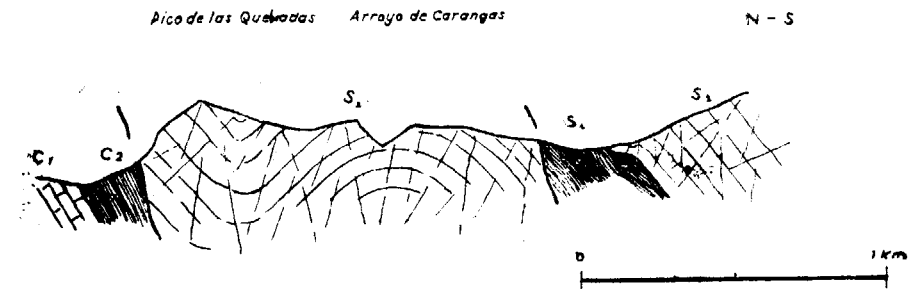


Fig. 37.—Corte por el Pico de las Quebradas y arroyo de Carangas.

no ha variado, es una serie inclinada al SW. y ascendente en este sentido.

La única diferencia es que el contacto mecánico que forma su límite SW. llega aquí, a diferencia de las otras alineaciones, a provocar la desaparición de la caliza de montaña.

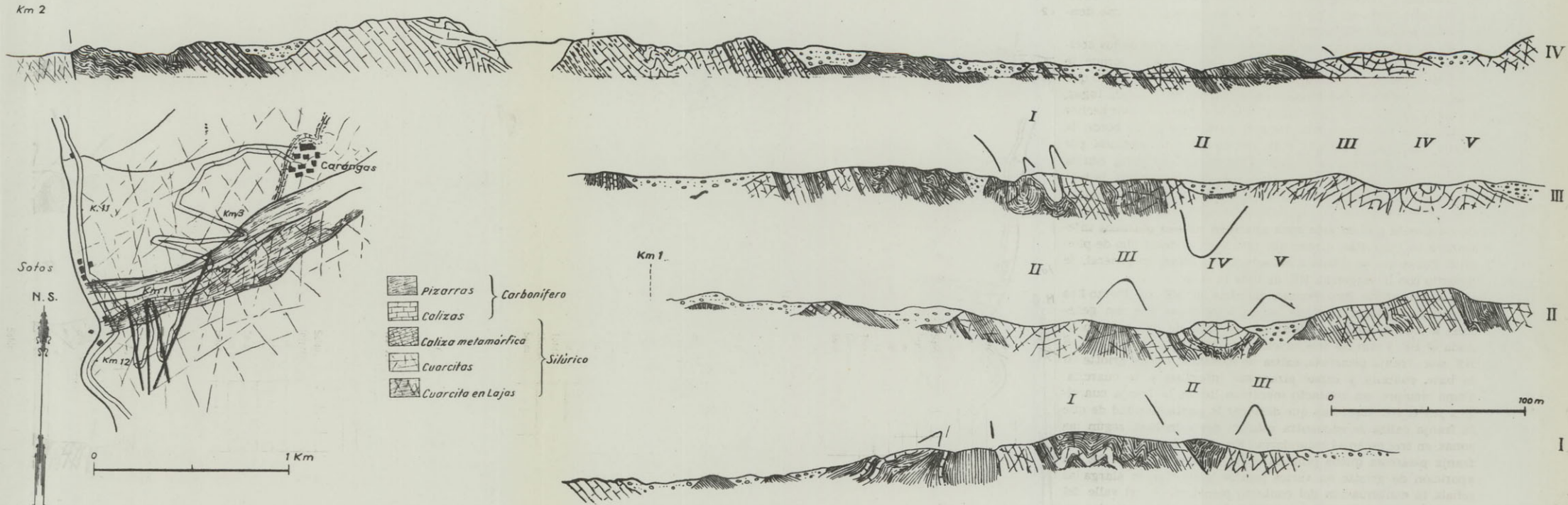
Contrastando con la poca complejidad tectónica de las cuarcitas, la franja pizarrosa paralela a ellas por el S., es decir, la franja de Carangas, presenta una complicación notable; esta franja está formada por niveles inferiores a las cuarcitas, niveles que corresponden, en realidad, a la unidad meridional vecina. Es decir, que se trata de la serie que aflora normalmente bajo las cuarcitas de Pondies. Unos buenos cortes se obtienen entre la carretera de Ponga y Carangas. Allí el ramal de dicho pueblo, con su trazado zigzagueante, permite obtener una serie de cortes paralelos de toda la franja pizarrosa comprendida entre las dos zonas calizas. La observación de estos cortes pone de manifiesto una estructura con abundantes pliegues de detalle,

tanto en la serie cuarcítica como en la serie calizo-pizarrosa. Estos pliegues son frecuentemente disarmónicos, ya que alternan niveles resistentes con niveles más plásticos. En esta zona aparecen niveles muy bajos en la serie cuarcítica, niveles en los que abundan las pizarras más o menos silíceas. La alternancia de pizarras y cuarcitas dan lugar a una tectónica diferencial. Lo mismo ocurre entre las pizarras y las calizas, así como dentro de la misma serie caliza (fig. 38).

No va a hacerse aquí la descripción de cada uno de los accidentes que existen en esta zona. En primer lugar, porque se trata de accidentes de detalle, que si tienen interés es por lo que puedan significar considerados en conjunto. En segundo lugar, porque los cortes son ya suficientemente expresivos. Dos hechos destacan de su observación. De una parte, que en su borde, la franja cuarcítico-pizarrosa más meridional está afectada por multitud de pliegues de detalle. Este hecho contrasta con la normalidad de las capas de cuarcitas. En segundo lugar, la tendencia a las vergencias N., aunque no faltan pliegues dirigidos hacia el S. El primero de estos hechos puede explicarse teniendo en cuenta que en esta zona aparecen niveles plásticos inferiores a las cuarcitas, niveles que favorecen el desarrollo de pliegues. Por lo que se refiere a las vergencias, están, en general, de acuerdo con la vergencia NE. de toda la zona.

La unidad de Pico Pondio, paralela al NE. de Pierzo-Las Quebradas-Bubiarreda, tiene las características que son generales a toda la región, es decir, que se trata de una serie inclinada al SE. y con los tres niveles característicos que de SW. a NE. son: franja pizarrosa, caliza de montaña y serie griotte en la base, cuarcita y capas pizarrosas inferiores a la cuarcita. Como siempre, un contacto mecánico limita la franja cuarcítica por el NE. Aquí hay que destacar la particularidad de que la franja caliza se encuentra rota en dos e incluso, según las zonas, en tres escamas secundarias. En efecto, hacia el NW., una franja pizarrosa queda pinzada entre la caliza. Más al SE., la aparición de griotte en varios puntos y en franjas alargadas señala la continuación del contacto mecánico. En el valle del Ponga, es decir, en Pondies y en Pico Ancueva, aparecen dos accidentes en la serie caliza. Uno, el más septentrional, da lugar

CORTES GEOLOGICOS ENTRE SOTOS Y CARANGAS



a la aparición de algún nivel de caliza griotte; es la prolongación del accidente descrito más al NW., que llega aquí ya muy atenuado, para perderse a poca distancia hacia el SE. El otro, de mayor importancia, da lugar a una franja pizarrosa constituida casi totalmente por el nivel rojo y abigarrado que se superpone inmediatamente a la caliza de montaña. Esta unidad desaparece hacia el E., pinzada entre la cuarcita de Solapeño, en la cara N. de Pierzo.

Como ya queda dicho, la franja cuarcítica que forma la parte nordoriental de esta alineación limita por el NE. por una importante fractura. Igual que para todos los demás casos, esta fractura es marcadamente vertical.

Al NE. de esta fractura se desarrolla todavía otra alineación, que pasa por los caseríos de Ambingue y Tribierto, y más al SE. por el Canto de los Llabazales y la majada de Piedrafita. Esta alineación podría estudiarse aquí, porque tanto por su estructura como por los terrenos que la forman, corresponde a la misma unidad que las alineaciones descritas; su estructura, especialmente en la zona NW., es comparable, si no igual, a las estructuras estudiadas, su constitución es, a partir de la caliza de montaña, pizarra, y, sobre todo, de la cuarcita masiva, hechos que caracterizan esta zona frente a la constitución geológica de la cuenca de Beleño, en que la cuarcita masiva estaba ausente. Sin embargo, esta última unidad forma el límite SE. de la alineación de Sebarga; por ello es interesante estudiarla conjuntamente con ella. Como por otra parte pocos nuevos datos de interés general aportaría ahora, de ser estudiada aquí, es mejor reservar su descripción para más adelante. De momento se señalará que esta franja se caracteriza por una mayor tectonización que las zonas precedentes.

b) Conclusiones.

De todo lo expuesto hasta ahora pueden sacarse algunas conclusiones. En primer lugar llama la atención la uniformidad, el paralelismo entre las diversas sierras que constituyen esta región. *En todas las alineaciones se observa la misma disposición*

de terrenos buzando al SW., disposición que pone de manifiesto unas series estratigráficamente ascendentes de NE. a SW. En la única alineación en que la caliza de montaña falta se trata de un hecho de origen secundario, pero aun en ella el conjunto buza uniformemente al SW. y en el extremo más oriental de la zona se encuentra ya la misma disposición.

En estas series, el límite NE. de la cuarcita masiva es un contacto mecánico. Hacia el SW. no suele haber contactos mecánicos, a no ser casos de tectónica diferencial. Cuando por debajo de las cuarcitas masivas aparecen niveles pizarrosos inferiores, es ya al NE. de estos niveles donde se sitúan los contactos mecánicos. Es decir, que éstos separan siempre los niveles más bajos que afloran en la serie cuarcítica de los niveles más superiores que se encuentra en la unidad vecina más septentrional.

La situación de la casi totalidad de contactos mecánicos y la tectónica de detalle llevan a la conclusión de que *las vergencias son al NE.*

No obstante lo acabado de enunciar, *las superficies de fractura están siempre muy próximas a la vertical*, si bien en algunos casos se reconoce en ellas una ligera inclinación al SW.

Llama la atención el comparar esta zona con la cuenca de Beleño. Ambas unidades tienen unas características completamente diferentes. Frente a una estructura predominante de pliegues de la cuenca de Beleño, la región de la Sierra de Aves-Pierzo se caracterizó por la existencia de importantes fracturas orientadas todas ellas paralelamente.

Frente a la multitud de accidentes secundarios en la cuenca de Beleño, la zona estudiada ahora presenta una gran uniformidad en su estructura de detalle. A este respecto hay que señalar que si bien en las calizas existen a veces pliegues disarmonicos, especialmente en aquellos niveles con estratificación en bancos delgados, en las cuarcitas es normal la ausencia de pliegues de detalle. En cambio, la diaclasación de las cuarcitas es muy importante; estas diaclasas han jugado a menudo como superficies de deslizamiento.

Finalmente queda por señalar cómo esta zona *está íntimamente ligada al borde de la cuenca de Beleño*, hasta el punto que de las cuatro alineaciones que la forman, tres de ellas pa-

san hacia el SE., a formar sucesivamente el borde de la cuenca, hecho que no es más que una consecuencia de la disposición en relevo de este borde.

2. LA ALINEACIÓN DE SEBARGA

La alineación de Sebarga forma un conjunto algo heterogéneo a primera vista. Es una región de tectónica violenta e incluso, desde el punto de vista topográfico, está dividida en tres zonas, que pueden parecer independientes: la zona de Fontecha y la de Pen-Villaverde, con carácter deprimido, y un núcleo montañoso, en la Mota Cetín, separando las dos áreas anteriores. Una observación más detallada conduce a la conclusión de que todas estas zonas no son sino parte de un mismo todo y que su individualización topográfica no es más que una consecuencia de la estructura geológica. En realidad, el núcleo elevado de la Mota Cetín, si bien separa las dos zonas deprimidas atendiendo a un concepto topográfico, desde el punto de vista geológico forma una unidad con ellas.

Los límites de esta unidad de Sebarga son: por el SW., la alineación de Ambringue y Tribierto, citada en el capítulo anterior. Esta alineación termina en Solapeñe, en Pierzo. Más al SE. son las peñas de Siña y su prolongación las que forman este límite suroccidental. Por el NE., los límites son: Texedo, la Sierra de Tresiero y los relieves de Aboguero, que son la continuación de la Sierra de Tresiero, por la margen derecha del Sella.

Por lo que se refiere a las terminaciones NW. y SE., existen importantes diferencias, al igual que para la zona anterior o la cuenca de Beleño. La alineación de Sebarga se continúa al NW., por Llerandi, de tal manera que propiamente no termina, si bien sus características cambian de modo que adquiere ya otra significación. La terminación SE. es, en cambio, más definida, la franja pizarrosa que desde Pen se extiende por Villaverde, Argolibio y la Vega de Cien queda cerrada en Cien por un arco montañoso: son los relieves formados por las calizas y cuarcitas

masivas de la zona de Aboguero, al W. de Amieva; estos relieves describen un arco al tomar primero dirección S., y luego, dirección W., para enlazar con las peñas de Siña. Así pues, la alineación de Sebarga queda bien definida por el SE. El arco descrito, aunque algo enmascarado por la tectonización, se reconoce bien en el mapa geológico.

Para el estudio de esta alineación de Sebarga se seguirá, como siempre, un orden, que a la vez que tenga en cuenta las unidades topográficas, lo haga igualmente con las unidades geológicas. Así pues, se distinguirán las seis siguientes zonas: borde NE., reborde SW., zona de Fontecha, núcleo montañoso de La Mota-Cetín, zona de Pen y terminación SE.

a) *El borde NE.*

El borde NE. de la alineación de Sebarga constituye una unidad topográfica, ya que está formado por las sierras de Texedo y Tresiero, situadas en la prolongación una de otra.

La zona de Texedo y del Canto de Trabandi se encuentra al N. del río Ponga. Está formada por una franja de caliza de montaña orientada de N. a S., y paralelamente, una franja cuarcítica, separada de la caliza de montaña por la serie griotte. Esta estructura recuerda la del borde NE. de la cuenca de Beleño y, por tanto, la de todas las alineaciones de la zona de Sierra de Aves. Al igual que ellas, su límite oriental es una fractura que pone en contacto las cuarcitas con una franja pizarrosa, franja que forma el valle de Carnede. Estas pizarras no son más que la parte alta de otra serie que, con los mismos términos, se desarrolla más al E. y forma la Sierra de Faces. Por lo que se refiere a la zona de Texedo, el límite entre la caliza de montaña y la pizarra, es decir, el límite W., se halla algo tectonizado y con pliegues de detalle; sin embargo, las tectonizaciones son fenómenos de tectónica diferencial y, por tanto, de significación muy distinta a la tectonización que al E. afecta a la cuarcita.

Esta estructura queda rota por el S. por dos fallas paralelas

y muy próximas, orientadas WNW.-ESE. La más septentrional, de menor importancia, corta el valle de Carnede, interrumpiendo la zona pizarrosa, a la que pone en contacto con la cuarcita masiva. Esta falla se continúa hacia el ESE. y forma el límite S. de la Sierra de Faces; luego sigue el curso del río Ponga, oculta por los aluviones hasta los alrededores de Santillán. La falla más meridional se extiende, en cambio, por el WNW., mientras que hacia el ESE. se pierde pronto en la cuarcita. Por el WNW. forma el límite S. de la zona de Texedo y Canto de Tebrandi, al poner en contacto la caliza de montaña y la cuarcita que forma estos relieves con las pizarras del valle de Obrandi. Su continuación WNW. se reconoce al N. de la Mota Cetín y en Fontecha, pero sobre su papel, en estas zonas, se hablará más adelante al hacerse su estudio. Aquí interesa destacar el papel de estas fallas en la formación del límite S. de los relieves de Texedo y del límite NE. de la Sierra de Tresiero. Sin embargo, estas fallas no llegan a dar lugar a una interrupción de las estructuras que forman el borde de la región de Sebarga. Una franja cuarcítica comprendida entre ellas une, a manera de un istmo, la zona de Texedo con la Sierra de Tresiero. Esta unión es, sin embargo estructural, no topográfica. Topográficamente parece ser la Sierra de Faces la relacionada con Tresiero y la que forma el borde de la alineación de Sebarga. La estructura geológica pone de manifiesto que este borde corresponde a Texedo.

La Sierra de Tresiero tiene, en conjunto, la misma disposición de Texedo, y, por tanto, del borde NE. de la cuenca de Beleño y de todas las sierras hasta ahora estudiadas, en cuya formación intervenga la caliza de montaña y la cuarcita. Dos franjas paralelas, formadas por estos dos niveles y separadas por una estercha franja de griotte, se extiende de NW. a SE.; la franja caliza al SW., la cuarcítica al NE. El límite NE. de la franja cuarcítica es como siempre un contacto mecánico, contacto muy próximo a la vertical. El contacto entre la caliza de montaña y las pizarras que se le superponen por el SW. varía del NW. a SE. En el estrecho del río Ponga, junto a la vega de Sebarga, la caliza, con buzamiento de 25° a 40°, se hunde bajo las pizarras y areniscas. Más al SE., en el estrecho que forma el río de Les Pontigues, poco antes de desembocar en el Sella, los

buzamientos en la caliza de montaña son en sentido opuesto. Es decir, que la caliza buza ahora al NE., de 60° a 45°, y, por tanto, la serie está aquí invertida. Siguiendo el estrecho hasta el río Sella, en el contacto con la cuarcita, la serie griotte está profundamente plegada, disarmónica, con respecto a la cuarcita y con estructuras en "retour" (fig. 39). La griotte ha resbalado según la superficie de contacto con las cuarcitas, por causas probablemente gravitatorias.

Aquí, la semejanza entre este borde NE. y el mismo borde, en la cuenca de Beleño, se acentúa; no sólo ambos son normales,

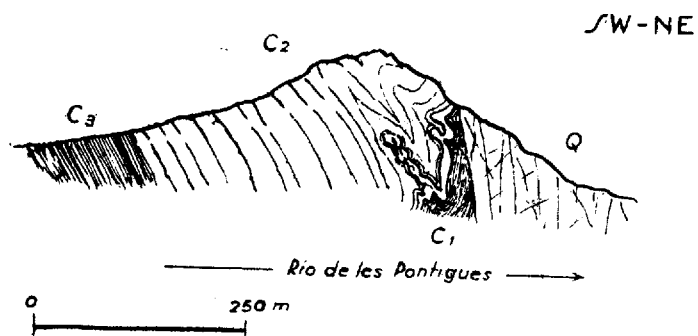


Fig. 39.—Corte por el estrecho que forma el río de Les Pontigues.

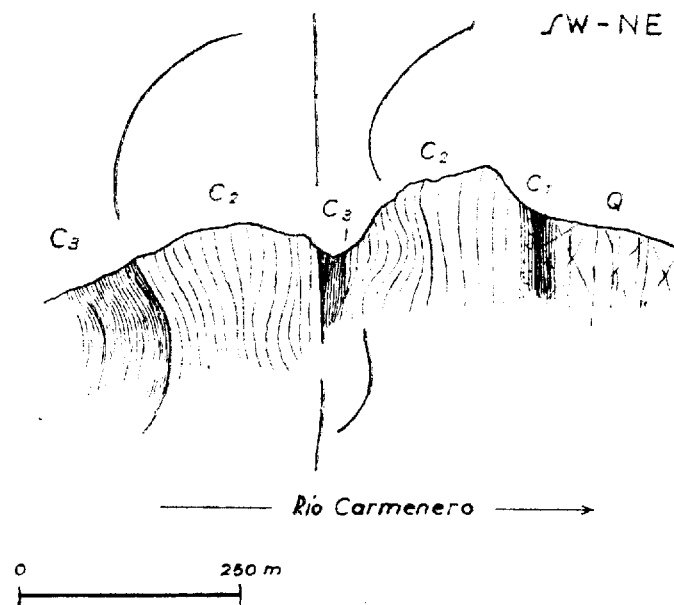
en ambos aparecen los niveles más bajos del Carbonífero, sin que se interponga ningún accidente tectónico, sino que también en ambos existe una inversión estratigráfica en este borde NE. y existen fenómenos de "retour". Más al SE., la tectónica de la Sierra de Tresiero se complica algo, por la aparición de una estrecha franja de pizarra pinzada entre la caliza. En esta franja aparecen las pizarras rojas que caracterizan el contacto entre la caliza de montaña y la serie pizarrosa que se le superpone (fig. 40), sin embargo se trata de un accidente local que, hacia el SE. desaparece en Argolibio, en unos cerros al NE. del pueblo.

La Sierra de Tresiero se continúa por Aboguero, al otro lado del Sella, pero esta zona se estudiará aparte, ya que tiene inte-

rés destacar el significado y características de la terminación SE.

En resumen, pueden retenerse una serie de hechos que pueden servir de conclusiones para esta zona.

En primer lugar, el carácter normal de este borde NE. La alineación de Sebarga, que por sus características podría, en



TECTONICA DE LA SIERRA DE TRESIERO
Fig. 40.—Franja de pizarra pinzada entre la caliza.

cierto modo, denominarse cuenca, termina por el NE. con la serie griotte, es decir, el nivel más bajo del Carbonífero, apoyándose normalmente en la cuarcita masiva.

Ligada a esta observación está la situación de los contactos mecánicos. Hacia el SW., la serie es ascendente y normal.

Hacia el NE., la cuarcita está en contacto mecánico con la pizarra que la bordea por este lado. La tendencia es, pues, una vergencia NE.

A pesar del hecho que acaba de señalarse existe en determi-

nados puntos una inversión estratigráfica del borde de la cuenca. Debido a éstos, la caliza de montaña se encuentra a veces buzando al NE. y por encima de las pizarras estratigráficamente más altas.

Es de señalar también la presencia de pliegues en "retour". Estos pliegues ponen de manifiesto la interpretación que debe darse a la inversión del borde de la cuenca. Los fenómenos tectónicos, verdaderamente importantes, son, pues, a pesar de estos casos de inversión, los contactos mecánicos que se sitúan hacia el exterior. Igual que en la cuenca de Beleño se trata de fenómenos probablemente gravitacionales.

Todas estas observaciones conducen a otra conclusión, que las engloba todas. La conclusión de que este borde NE. de la alineación de Sebarga es perfectamente comparable al equivalente de la cuenca de Beleño. Entre ambos, en realidad, no existe más diferencia sino en cuanto a la escala de los fenómenos y a la escala del mismo borde. El único hecho que señala una ligera diferencia entre ambos es la estructura en relevo del borde de la cuenca de Beleño, frente a la continuidad de la alineación Texedo-Tresiero-Aboguero. Más adelante, al comparar ambas zonas consideradas en su conjunto, se verá cómo este hecho no representa una diferencia importante.

b) *El reborde SW.*

El reborde SW. está formado, de NW. a SE., por la alineación de Ambringue y Tribierto, a la que se ha hecho referencia ya varias veces, y por las Peñas de Siña y su continuación por la margen derecha del río Carmenero, al S. de Argolibio. Aquí se estudiará el primer sector, ya que las Peñas de Siña, por su estrecha relación con la terminación SE., se estudiarán en ella.

El borde SW. se caracteriza, ante todo, por su tectonización. Una serie de escamas calizas y cuarcíticas se disponen orientadas de NW. a SE. Hacia el NW. el borde está constituido, en realidad, por la zona de la Sierra de Aves-Pierzo. Unas franjas paralelas se desarrollan entre Collado Merandi y Collado Terdesierro. La cuarcita limita con la zona de Fontecha por un con-

tacto mecánico. Es la misma estructura de la región montañosa de Sierra de Aves, que se aprieta contra la región de Sebarga..

Esta disposición sencilla se pierde algo antes de Ambringue. Desde este pueblo hasta más al SE. del Canto de los Llabazales, el borde lo constituye casi de una manera continua la caliza de montaña.

En Ambringue y Tribierto se desarrollan multitud de escamas de pequeño tamaño, orientadas de NW. a SE. El hecho más importante es la existencia, al E. de Ambringue, junto al pueblo y en el corte del río del Valle Moro, de una franja caliza, que si bien muy tectonizada, conserva su parte inferior a la caliza griotte que se interpone entre ella y un retazo de cuarcita; hacia el E., esta caliza está en contacto con la pizarra de la alineación de Sebarga, es decir, que en este punto, aunque laminado el borde, tiene una disposición normal. En Sellaño y en el Cueto de los Llabazales, la disposición es la misma.

Paralelamente a este borde y formando parte también de él, se dispone un conjunto de escamas que alcanzan su máximo desarrollo entre Sellaño y la Majada de Piedrafita. Escamas que no son más que un conjunto de pliegues fuertemente tectonizados en sus flancos; no obstante, en muchos puntos entre las zonas calizas y cuarcíticas se interponen aún franjas más o menos continuas de griotte.

Más al E., la cuarcita que desde el Pico de las Quebradas se extiende por Solapeñe y bordea por el N. el Pico Bierzo, corta oblicuamente, tanto la alineación de Pondies como todo el conjunto de escamas descrito, de tal manera que es de nuevo la cuarcita del conjunto montañoso de Sierra de Aves-Pierzo, la que cabalga ligeramente la unidad de Sebarga. Esta disposición se modifica pronto hacia el E. por la aparición de la caliza de montaña en las Peñas de Siña. A partir de este momento vuelve a ser la caliza de montaña la que forma el borde SW. Esta disposición se mantiene hacia el SE., hasta enlazar con la zona de Aboguero y el borde NE. Como se ha indicado ya, la estructura de esta zona se estudiará más adelante; no obstante, es interesante señalar cómo en esta zona el borde SW. de la alineación de Sebarga tiende a ser el borde invertido de un sinclinal.

La característica más importante del borde SW. es la tecto-

nización. Esta es importante desde el extremo NW. hasta Solapeña, si bien existen zonas donde el borde está formado por la caliza de montaña. Es en Siña donde la normalidad parece mayor; en la Collada de Llampria y el valle Rocoru aparecen, incluso, en contacto con la caliza de montaña, los niveles rojos que caracterizan la base de la serie pizarrosa; sin embargo, al S. de Siña, el contacto vuelve a estar mecanizado y la caliza cabalga algo a las areniscas y pizarras.

c) *Comparación entre los dos bordes.*

Lo primero que llama la atención al comparar los dos bordes es el carácter eminentemente tectónico del borde SW. frente al carácter normal del borde NE. A este respecto es interesante establecer un paralelismo con la cuenca de Beleño. En ella destacaba también la tectonización del borde SW. frente al carácter normal del borde NE.

Un segundo hecho hay que considerar. En el borde NE. existía una tendencia a la vergencia hacia el exterior, es decir, al NE., enfrentándose a este hecho se encontraban los fenómenos de "retour" y de inversión del borde, al igual, también, que en la cuenca de Beleño. El borde S. manifiesta igualmente una tendencia a la vergencia NE. En varios puntos es la unidad formada por la Sierra de Aves-Pico Pierzo la que se aprieta contra la unidad de Sebarga; tal ocurre al NW. y en Solapeña, en Pico Pierzo. En los casos en que existe una franja de caliza en contacto con las pizarras, si bien esta caliza es indicio de una cierta normalidad, los buzamientos SW. que presentan son también indicio de una vergencia NE. A este respecto hay que señalar cómo en las Peñas de Siña la caliza cabalga a las pizarras que se sitúan más al N.

De todo lo dicho hay que concluir que la disimetría entre los dos bordes no es más que una consecuencia de la tendencia a la vergencia NE. Este hecho está también en consonancia con lo observado en la cuenca de Beleño. Los fenómenos de "retour" e inversiones del borde NE. pueden interpretarse, al igual que en la cuenca de Beleño, como de origen gravitacional.

d) *La zona de Fontecha.*

Entre los dos bordes estudiados se interpone una zona alargada, formada por pizarras y calizas del nivel masivo superior estratigráficamente a la caliza de montaña. Su parte más meridional la constituye la zona de Fontecha.

Esta zona se sitúa en el sector de máximo ensanchamiento de la unidad. Los bordes NE. y SW. son ligeramente divergentes de SE a NW., pero es al iniciarse la zona de Fontecha donde esta divergencia se acentúa. Así, mientras el borde SW. mantiene su dirección NW., el borde NE. sufre una inflexión y deja la dirección NW.-SE para orientarse N.-S. Como consecuencia, aparece una amplia área pizarrosa, que constituye la zona de Fontecha. Esta zona no representa la terminación septentrional de la alineación de Sebarga, por lo menos de una manera clara, como es la terminación SE.; a este respecto ocurre también algo parecido a la cuenca de Beleño. Sobre este punto se insistirá más adelante.

El ensanchamiento que tiene lugar en esta zona da lugar, como consecuencia, a unas estructuras poco apretadas. Son significativos a este respecto los tres anticlinales de Mosagre, La Xerra y Peña de Coriello. El de mayor importancia es el de Mosagre; en su núcleo aparecen, incluso, las cuarcitas masivas. Su orientación es NW.-SE. y su eje se hunde rápidamente hacia el SE. La caliza de montaña forma por este motivo una terminación periclinal en los Picos de Fresnedo. El segundo anticlinal, orientado NNW.-SSE., es el de La Xerra; es de menores dimensiones y su eje se hunde tanto hacia el N. como hacia el S. El más oriental es el de la Peña de Coriello; este anticlinal describe un arco y pasa de una orientación NNE.-SSW. a orientarse N.-S., y más meridionalmente gira, incluso, algo al SE. Este arco, descrito por este anticlinal no es un fenómeno aislado; paralelamente a él todas las estructuras lo describen igualmente. Se trata del arco que forman en Asturias las alineaciones hercinianas y que se conoce con el nombre de Rodilla Asturiana. Hacia el N. estas estructuras se continúan, pero pierden ya su carácter de reborde de la cuenca de Beleño, igual que ocurría con la

Sierra de Aves. Por ello no se ha proseguido su estudio en este sentido.

Un hecho destaca por su interés en esta zona. Es la presencia de un Estefaniense formando un afloramiento alargado, orientado de NW. a SE. Este Estefaniense se encuentra fuertemente inclinado, incluso vertical, y presenta una sucesión ascendente del SW. a NE. Por el SW. el límite del afloramiento no presenta tectonización. El Estefaniense empieza por un conglomerado de cantos calizos y cemento silíceo. Este conglomerado de base de la formación estefaniense se apoya hacia el NW., sobre las areniscas y pizarras superiores a la caliza de montaña, y hacia el SE., sobre las pizarras inferiores a la caliza masiva superior. La disposición del afloramiento es, por tanto, discordante. El límite NE. de este Estefaniense es menos claro. Ni el nivel de conglomerado de base ni la cuarcita que le sucede aparecen. Las pizarras y areniscas estefanienses están en contacto con las pizarras y areniscas westfalienses, contacto difícil de precisar y que debe interpretarse como mecánico. Una de las fallas ya citadas al hablar del borde NE. de la cuenca debe formar el límite NE. del afloramiento; conviene recordar a este respecto cómo una de ellas se dirigía hacia el WNW., pasando al N. de la Mota Cetín; es probablemente esta falla la que sufre una inflexión hasta formar dirección NW.-SE. y formar el límite NE. del Estefaniense.

Por lo que respecta a la tectónica interna del Estefaniense y a la importancia de la discordancia, poco puede decirse. La estructura del afloramiento es simple. Las capas verticales o fuertemente inclinadas presentan una sucesión normal del SW. a NE. El replegamiento que pueda existir es simplemente de detalle. Asimismo, las mecanizaciones que a veces se observan en el contacto con el Westfaliense tienen escaso interés. Por lo que se refiere a la discordancia, es interesante señalar dos hechos. En primer lugar, que el Estefaniense reposa sobre niveles muy bajos de la serie westfaliense; en su extremo NW. se apoya sobre el nivel con abundantes areniscas, que suceden inmediatamente a la caliza de montaña. En segundo lugar, que la orientación del afloramiento y las direcciones de sus capas coinciden con las orientaciones tectónicas generales de la zona en que se en-

cuentra. Sin pretender adelantar conclusiones, conviene, de momento, retener estos dos hechos.

e) El núcleo montañoso de La Mota Cetín

Es una zona replegada en la que la presencia del nivel de caliza masiva superior da lugar a unos relieves más acusados, de los cuales, el más destacado lo constituye La Mota Cetín. Se trata de una zona en la que el nivel calizo citado, repetido por causa del plegamiento, forma una serie de franjas calizas que se orientan de NW. a SE., en forma de "hog-backs". Separadas

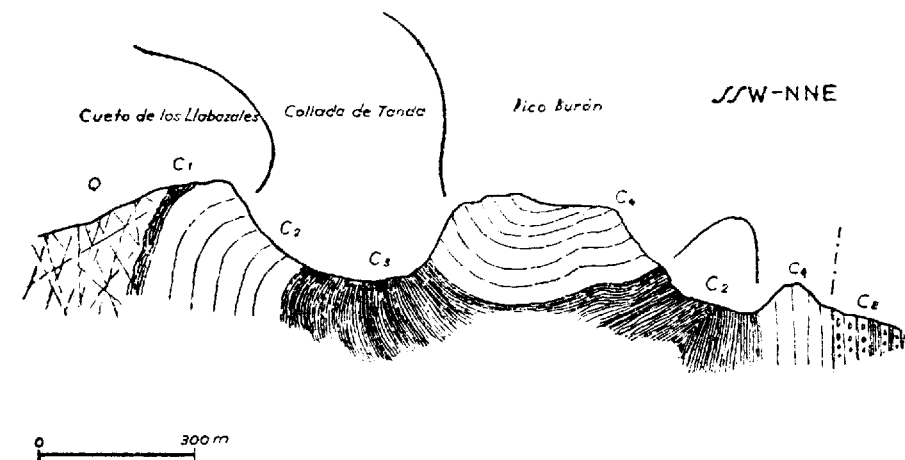


Fig. 41.—Disposición sinclinal de las calizas en Pico Burón.

por ellas se dispone una serie de franjas pizarrosas, orientadas en igual sentido; franjas que forman de NE. a SW. los valles de Obrandi, Lloberúa, Berroña, El Valle, Cuenca y Jornoriu. Las franjas calizas más meridionales están enlazadas todas entre sí. Las más septentrionales, así como la caliza de La Mota Cetín, están algo desgajadas o incluso separadas totalmente. Esto hace que las estructuras más claras se encuentren hacia el SSW. La estructura más meridional es un sinclinal alargado que se extiende desde Pico Burón hasta Cazo. Se trata de un sinclinal

muy apretado, cuyo eje se eleva hacia el SE. y NW. a partir del río Ponga. En Pico Burón, la disposición sinclinal de las calizas que lo forman aparece clara (fig. 41). El núcleo de este sinclinal está formado por el Estefaniense, en contacto aparentemente normal con las calizas, por encima de las cuales se sitúa la serie de conglomerados y cuarcitas características de la base del Estefaniense en esta zona. Los contactos parecen nor-

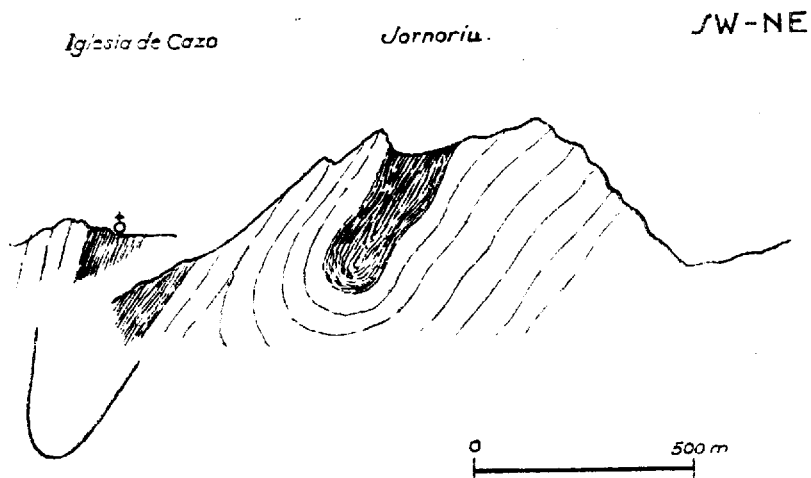


Fig. 42.—Sinclinal de Jornoriu, en la vertiente izquierda del río Ponga.

males; tan sólo en el extremo NW. del anticlinal se observa cómo en la terminación periclinal la caliza es notablemente delgada e incluso discontinua. Este hecho es debido a que ambos sinclinales, el calizo y el estefaniense, no coinciden exactamente, y el Estefaniense recubre hacia el NE. la terminación periclinal del sinclinal calizo. Es decir, que existe discordancia, a pesar de la aparente normalidad.

Paralelamente a este sinclinal se dispone otro: el sinclinal de Jornoriu, que se desarrolla en la vertiente izquierda del río Ponga (fig. 42). Separando ambos sinclinales existe un anticlinal extremadamente apretado. Su existencia se pone de manifiesto solamente en Los Lladeros y en Lluaré, pero es difícil de

reconocer entre Jornoriu y Cazo. El sinclinal de Jornoriu queda suspendido por encima de Cazo y del río Ponga.

El valle siguiente, es decir, el valle de Cuenca, tiene ya otro carácter. En él afloran las pizarras inferiores al nivel calizo, o

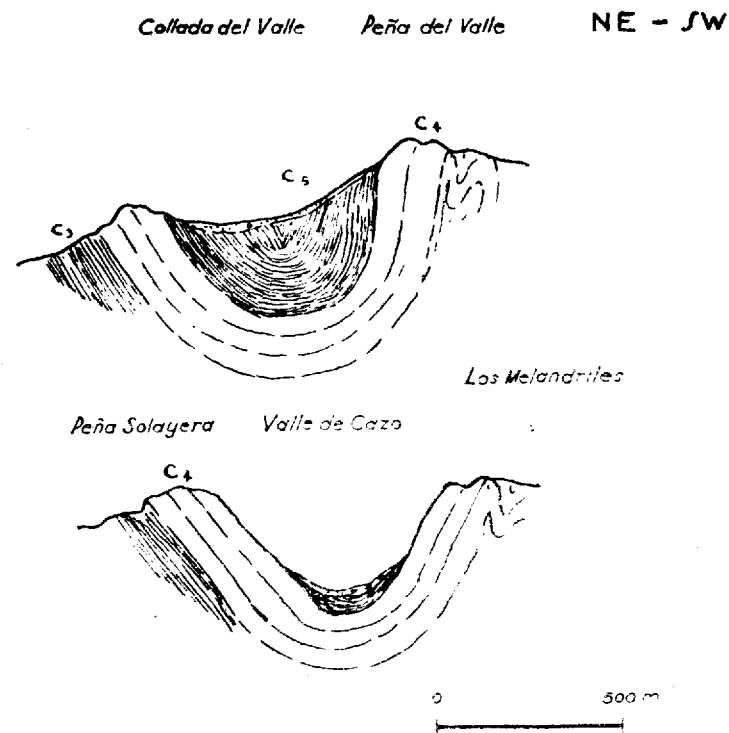


Fig. 43.—Sinclinal de El Valle.

sea, que tiene carácter anticlinal; en su núcleo afloran las pizarras, en las que se excava el valle del Cuenca. Este anticlinal se hunde rápidamente hacia el SE. En Eno, las dos franjas calizas que forman sus dos flancos se unen, dando lugar a una terminación periclinal. El eje del anticlinal se hunde hacia el SE. y la caliza desaparece bajo el Estefaniense.

La franja pizarrosa siguiente que forma El Valle tiene de nuevo carácter de sinclinal. Es de todos el pliegue más laxo. Su

terminación NW. forma un gran arco (fig. 43), mientras que por el SE. se abre, con el Estefaniense bien desarrollado en su núcleo; al igual que para el sinclinal de Cazo-Pico Burón, el contacto parece concordante. La carretera de Ponga corta en el kilómetro 4 al Estefaniense del Valle y permite reconocer una estructura de detalle notablemente violenta.

Más al NE. todavía, aparecen dos franjas calizas, un nuevo anticlinal y un sinclinal dan lugar a estas dos nuevas franjas y a los valles de Berroña y Lloberúa.

Berroña tiene carácter anticlinal. En Cirieño tiene lugar la terminación periclinal, algo discordante con la que dibuja el

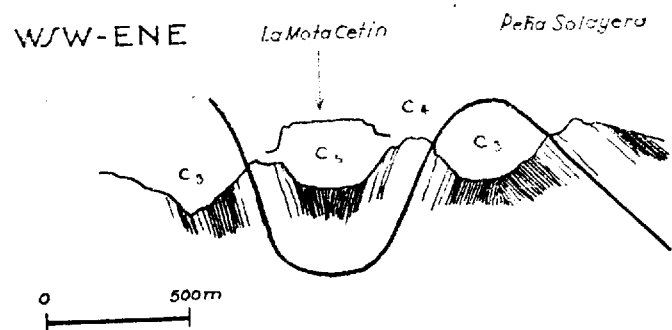


Fig. 44.—Sinclinal roto de La Mota Cetin.

Estefaniense que se le superpone. Lloberúa tiene el carácter de sinclinal y está formado por Estefaniense. Los conglomerados afloran al SW. Al NE., el contacto está mecanizado. Finalmente, en Obrandi, la sucesión es normal. Debajo de la caliza masiva superior se encuentran las pizarras y areniscas, en las que se excava el valle de Obrandi, y por debajo, la caliza de montaña de La Vega de Sebarga, caliza que a través de la serie griotte se apoya normalmente sobre la cuarcita.

Desligado de todo este conjunto se encuentra La Mota Cetin. Su estructura es la de un sinclinal, roto al N. por una falla, la falla a la que se ha hecho referencia ya en repetidas ocasiones. Se trata de un sinclinal que se enfrenta a todas las alineaciones descritas por su dirección N.-S. frente a la WNW.-

ESE., característica de todas las demás estructuras de la zona. El eje de este sinclinal se eleva bruscamente hacia el S., mientras que hacia el N. se hunde hasta quedar roto por la falla que es su límite septentrional. Su posición en el punto donde sufren inflexión las alineaciones y donde empieza a ensanchar bruscamente la alineación de Sebarga le dan el significado de un

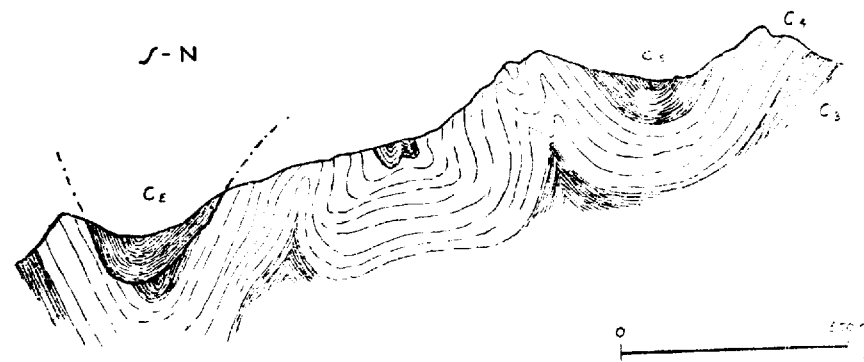


Fig. 45.—Ejes de plegamientos en el núcleo montañoso de La Mota Cetin.

pliegue, debido a la adaptación al espacio por parte de las estructuras y debido al cambio de dirección que en esta zona se opera.

Descritos ya los accidentes tectónicos, resulta interesante prestar atención a los ejes de los pliegues. Exceptuando el pliegue de La Mota Cetin, de carácter aberrante y con características impuestas por las demás estructuras, se observa, en líneas generales, un hundimiento de los ejes hacia el SE. Por el NW., entre Los Lladeros y Mampodre, el nivel calizo en que se desarrollan todos los pliegues descritos queda por encima de las pizarras inferiores. Los ejes de los pliegues se elevan en este sentido, principalmente por lo que respecta al sinclinal de El Valle. Por otra parte, de SSW a NNE., los pliegues se encuentran sucesivamente más altos (fig. 45). Así pues, en esta zona, la estructura es la de un paquete calizo plegado, elevándose hacia el NW. por encima de los niveles pizarrosos inferiores. Hacia el SE. ocurre todo lo contrario. Allí se hacen aparentes los núcleos anticlina-

les; en Eno y Cirieño se observan las terminaciones periclinales que se hundien bajo la serie estefaniense que se les superpone; el sinclinal de El Valle hunde también su eje en este sentido bajo el Estefaniense. En los pliegues más meridionales, este hundimiento es menos claro. Jornoriu queda suspendido sobre el Ponga por su margen izquierda. No es hasta la margen derecha donde tiene lugar el hundimiento de su eje. El sinclinal de Jornoriu, pues, aunque menos claramente, tiene aún las mismas características que los demás. No ocurre lo mismo con el sinclinal de Burón, que eleva marcadamente su eje hacia el ESE., hasta levantarse por encima de las pizarras inferiores y quedar ya cortado por la erosión más al E. de dicho pico. Es decir, que contrariamente a las demás estructuras, el sinclinal de Burón eleva su eje hacia el SE., hasta levantarse por encima de la serie pizarrosa inferior.

En esta zona no existe, como en el núcleo elevado de Beleño, un claro replegamiento en sentido transversal a las alineaciones. Sin embargo, sí existen inflexiones en la inclinación de los ejes de los pliegues. A este respecto es interesante señalar cómo un conjunto de pliegues paralelos, como el que se desarrolla en esta región, tiene sus ejes con grados distintos de inclinación e incluso con inclinaciones en sentido contrario. Así, el sinclinal de Pico Burón se eleva hacia el SE., mientras los demás pliegues paralelos a él se hundien en este sentido.

Otro hecho interesante a considerar es la relación entre el Estefaniense y el Westfaliense. Un rasgo interesa destacar sobre todo: la aparente concordancia entre ambas formaciones. El Estefaniense en encuentra en los núcleos de los sinclinales sin que se observe discordancia angular. Tan sólo en algún punto se ve cómo el área ocupada por el núcleo estefaniense no coincide exactamente con los demás núcleos de los sinclinales westfalienses. La discordancia se manifiesta al considerar el desarrollo longitudinal de los pliegues, no al considerar estos pliegues transversalmente. El carácter discordante del Estefaniense aparece claro al comparar la posición del afloramiento de Fontecha con los estefanienses en los núcleos sinclinales descritos. En Fontecha, los conglomerados y cuarcitas que forman su base se apoyan sobre los niveles de areniscas y pizarras que se sitúan entre los dos

grandes niveles calizos: la caliza de montaña y la caliza masiva superior. En los núcleos sinclinales, el Estefaniense se apoya sobre la caliza masiva superior. La discordancia, que debió ser clara antes del plegamiento del Estefaniense, quedó casi borrada en esta zona por efecto del plegamiento posterior. Los pliegues formados ya antes del Estefaniense continuaron cerrándose después del depósito del mismo; de este modo, el Estefaniense quedó ocupando los núcleos sinclinales. La orientación de los pliegues no varió, por lo menos visiblemente, de manera que el Estefaniense quedó ocupando los núcleos sinclinales, y completamente englobado en el plegamiento hasta el punto que observando un solo contacto, aparece como concordante.

f) *La zona de Pen y la terminación SE.*

El núcleo montañoso de La Mota Cetín separa, como se indicó ya, dos áreas deprimidas: la de Fontecha, al NW., y la de Pen, al SE. Ambas zonas tienen unas características distintas, pues mientras al NW afloran niveles inferiores al nivel calizo de La Mota Cetín, al SW. es este nivel calizo el que se hunde bajo el Estefaniense, que se le superpone. Como consecuencia, la zona de Fontecha está formada por el nivel de pizarras y areniscas que sucede a la caliza de montaña, mientras que la zona de Pen está formada por las pizarras estefanienses. El Estefaniense de Fontecha es completamente independiente de la estructura descrita y se encuentra allí, a pesar de la elevación de los ejes de los pliegues en este sentido, debido a su carácter discordante.

Todo lo dicho pone de manifiesto la diferencia existente entre un extremo y otro de la zona caliza plegada que se ha descrito con el nombre de núcleo montañoso de La Mota Cetín. Sin embargo, no toda la zona que se describe en este capítulo tiene el significado de área bajo la que se hunde la caliza plegada de la zona de La Mota Cetín. Este carácter, contrapuesto al de la zona de Fontecha, debe asignarse solamente al área comprendida entre Eno, Cirieño, Pen y Villaverde. Más al S., en la zona de Santa Olalla, aparece el nivel de pizarras y areniscas inferiores, nivel por encima del cual queda el sinclinal de Pico Bu-

rón y bajo el cual, aparte las tectonizaciones del contacto, se hunde la caliza de montaña de las Peñas de Siña. Al SE. de Villaverde se desarrolla, asimismo, una zona de significado distinto, a pesar de que aparentemente las condiciones no varían, puesto que el nivel calizo superior no vuelve a aparecer. Se trata de la terminación SE. de la alineación de Sebarga. Sobre este punto se insistirá más adelante.

En el sector occidental de la zona que se considera ahora, es decir, el sector propiamente de Pen, cabe distinguir una parte septentrional Estefaniense, bajo la cual se hundén las calizas del núcleo de La Mota Cetín, y una zona meridional o zona de Santa Olalla, que se extiende hacia el S. entre Pico Burón y las Peñas de Siña. La existencia de esta zona es consecuencia de la elevación, hacia el ESE., del eje del sinclinal de Cazo-Pico Burón. Las elevaciones de los ejes de los pliegues continúan en el mismo sentido, y como consecuencia aparece en las Peñas de Siña la caliza de montaña, notablemente replegada y con los contactos con las pizarras frecuentemente mecanizados, pero, en definitiva, con carácter anticlinal.

La estructura de las Peñas de Siña es poco clara vista desde Tuel, Braña Verdad o Rocoru, es decir, desde el W. En el corte que por el E. excava el río Carmenero se puede, en cambio, estudiar su estructura. Se trata de un anticlinal que cabalga la zona pizarrosa de Siña, Argolibio y la Vega de Cien. En su núcleo aparece la cuarcita masiva. Más al S. se desarrollan aún otros pliegues de menos importancia, entre ellos un anticlinal apretado con el núcleo formado por griotte; este pliegue es fuertemente disarmónico con respecto a la cuarcita, que no queda afectado por el mismo (fig. 46). El contacto S. es también mecánico.

El sector de Eno, Cirieño y Pen corresponde a la zona en la que los ejes de los pliegues de la serie caliza se hundían rápidamente hacia el ESE. Esta zona, por consecuencia, está ocupada por el Estefaniense, bajo el cual se han hundido los pliegues citados. Por el S., el límite entre el área estefaniense y el área de pizarras y areniscas westfalienses de Santa Olalla está señalada por los conglomerados de base estefanienses y, paralelamente a ellos, por una franja caliza correspondiente al nivel masivo

superior, franja que ocupa una posición algo más meridional que los conglomerados. O sea, que al igual que para los sinclinales calizos de la zona de La Mota Cetín, aquí existe una aparente concordancia entre el Estefaniense y el Westfaliense; no obstante llama la atención, en algunos puntos, la delgadez del nivel calizo e incluso su desaparición, cortado por los niveles de conglomerados. Este hecho, aunque no muy manifiesto, demuestra cómo en realidad se trata de una estructura discordante.

Si se considera el límite NE. del Estefaniense, se observa cómo una serie de retazos calizos lo jalonan externamente. Uno de ellos, el más importante, es el de Pen, situado al N. mismo

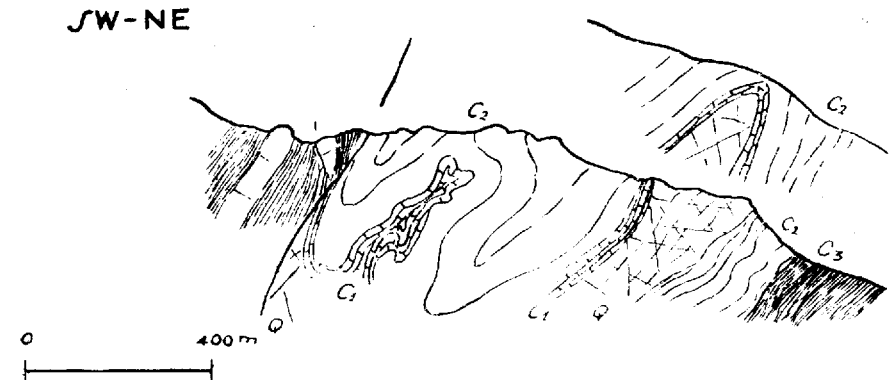


Fig. 46.—Estructura de las Peñas de Siña. Corte por el E.

del pueblo y junto a las últimas casas. A primera vista surge la misma interpretación que para el flanco S. del sinclinal, o sea, que el Estefaniense discordante avanza hacia el N. por encima del flanco del sinclinal westfaliense. Sin embargo, así como al S. los conglomerados son constantes, al N. faltan en muchos puntos. Interesa recordar aquí cómo en el valle de Lloberúa los conglomerados aparecían bordeando la franja caliza que limitaba el valle por el SW. y faltaban, en cambio, bordeando la franja, que era su límite NE. Tanto en Lloberúa como en las escamas que se desarrollan a la derecha del Ponga, entre La Vega de Sebarga y Pen, se observa una tectonización; así, en la esca-

ma de Pen se observa este hecho en su terminación W. La observación allí se ve favorecida por la existencia de un camino con un poco de trinchera. Por el W., más o menos fraccionados, existen una serie de afloramientos de caliza que ponen en relación el isleo de Pen con la caliza que separa Lloberúa de Obrandi. Por el SE., en cambio, la caliza desaparece junto al cauce del río de Les Pontigues. Entre el río y Villaverde se desarrolla una extensa zona de prados, que impide la observación. Sin embargo, al E. de Villaverde aparecen los conglomerados y en cambio falta el nivel calizo. Este hecho puede ya interpretarse como debido al carácter discordante del Estefaniense sobre el Westfaliense.

De Villaverde hacia el ESE. se extiende una zona estrecha y alargada; es la terminación SE. de la alineación de Sebarga. Como se ha indicado antes, la zona de Santa Olalla, el área Eno-Cirieño - Pen - Villaverde y la terminación SE. son las tres unidades en que puede dividirse la unidad que de un modo general se ha denominado aquí zona de Pen. Dejando a un lado el área de pizarras y areniscas westfalienses de Santa Olalla, ligada al sinclinal de Burón, y consecuencia de su elevación hacia el ESE., conviene considerar en conjunto el área Eno-Cirieño-Pen-Villaverde y la terminación SE., ya que ambas zonas son topográfica y geológicamente la continuación una de otra.

Es ya dentro de esta zona alargada que constituye la terminación SE. de la alineación de Sebarga donde el Estefaniense avanza discordante sobre el flanco NE. del sinclinal. La alineación de Sebarga se estrecha progresivamente de NW. a SE., las estructuras se simplifican en este sentido. En el núcleo elevado de La Mota Cetín se desarrollaba un conjunto de pliegues apretados, pliegues que existen aún en el área Eno-Cirieño-Pen y en la zona de Santa Olalla; la continuación de los pliegues de Lluaré y Burón acaba en las Peñas de Siña. Por lo que respecta a las estructuras del área de Eno-Cirieño-Pen, ha habido una simplificación notable. De Villaverde hacia el ESE. la estructura es la de un sinclinal sencillo vergente al NE.; en su flanco NNE. aparece la caliza de montaña y la griotte hundiéndose, prescindiendo de los fenómenos de "retour" e inversiones estratigráficas, bajo la serie pizarrosa superior a ella; por el SSW.,

la caliza de las Peñas de Siña cabalga ligeramente a la serie pizarrosa; el núcleo del sinclinal está ocupado por el Estefaniense; la capa de carbón, que en Fontecha se encontraba por encima de los niveles detríticos de la base, se encuentra también en Carmenero, donde existió una mina de pequeña importancia, hoy completamente derruida y cubierta por la vegetación, hasta el punto de reconocerse difícilmente. Este Estefaniense avanza discordante sobre el flanco NNE. del sinclinal. En el flanco SSW., la franja caliza de Tuel se continúa por Siña y llega hasta el río Carmenero. Se trata del nivel de La Mota Cetín, es decir, la caliza masiva superior. Más al ESE., esta caliza desaparece bajo el Estefaniense discordante, y más al ESE., no reaparece ya. La franja pizarrosa se prosigue hasta Cien, en la margen derecha del Sella. Allí, la caliza de montaña dibuja una terminación periclinal, algo enmascarada por la tectonización. En la zona de Aboguero, la caliza de montaña toma dirección N.-S., dirección que mantiene hasta la carretera de Amieva, pasada la cual, en los cerros cotas 422 y 544, se inflexiona de nuevo para orientarse NE.-SW. e incluso E.-W. Esta zona se encuentra tectonizada; en primer lugar, la caliza de montaña se encuentra dividida en dos, es decir, que además de la franja caliza que se apoya normalmente sobre la cuarcita masiva, aparece más al W. una escama caliza apretada contra aquella. Es, en definitiva, el mismo accidente que se desarrollaba en la caliza de montaña, en el sector entre Argolibio y Villaverde. La canal de La Vara es consecuencia de este contacto mecánico; en ella afloran las pizarras rojas que se superponen inmediatamente a la caliza de montaña en esta zona; si bien son visibles en pocos sitios, debido a la abundancia de derrubios de pendiente. Este accidente se continúa al S. del ramal de Amieva, entre los cerros cotas 422 y 544. El enlace de la caliza de estos cerros con la que al S. de Argolibio y La Vega de Cien es la continuación de la caliza de las Peñas de Siña, se encuentra roto por algunas fallas. Una de ellas se orienta de E. a W., aproximadamente, según la carretera; esta falla se continúa por la margen izquierda del Sella y rompe la continuidad de la caliza. Sin embargo, esta terminación periclinal queda suficientemente de manifiesto.

Un hecho se deduce de la terminación periclinal que acaba

de describirse. Este hecho es que los ejes de los pliegues que en Eno y Cirieño se hundían hacia el SE., aquí han cambiado la inclinación y se elevan en este sentido. La terminación periclinal que se ha descrito eleva bruscamente su eje hacia el SE.; en ella aparece la caliza de montaña, la griotte y más externamente la cuarcita masiva. Este hecho plantea dos problemas, que serán tratados a continuación. En primer lugar, el papel del Estefaniense. En segundo lugar, el límite E. de las cuarcitas, límite que es la continuación de la fractura que ponía en contacto las cuarcitas de la vertiente NE. de la Sierra de Tresiero con la pizarra carbonífera de la alineación de Amieva.

Por lo que se refiere al Estefaniense hay que recordar que a medida que se avanzaba hacia el ESE. se acentuaba su carácter discordante. Los conglomerados estefanienses aparecen aún en los alrededores de La Vega de Cien. En Cien, en el contacto con la caliza de montaña, aparecen las capas rojas características, y por encima de ellas, las primeras pizarras y areniscas, es decir, la serie del Westfaliense. Aquí no aparecen los niveles calizos, que en Eno y Cirieño se hundían bajo el Estefaniense. Entre Fontecha y esta terminación SE. se sitúa, prescindiendo de Pico Burón y las Peñas de Siña, una zona de máximo hundimiento de los ejes de los pliegues, zona que puede hacerse coincidir con Villaverde. Desde Villaverde, los ejes de los pliegues se elevan tanto al NW. como al SE. Por el NW. aflora por debajo del Estefaniense el nivel de caliza masiva superior que forma la zona montañosa de La Mota Cetín, y en Fontecha, por debajo de este nivel, la serie de pizarras y areniscas. Finalmente, en la Peña de Coriello y los Picos de Fresnedo afloraba la caliza de montaña, y por debajo de ella, en Mosagre, la cuarcita masiva. Por el SE., la estructura es muy distinta. Por debajo del Estefaniense afloran tan sólo los niveles más bajos de la serie pizarrosa, la caliza de montaña y, por debajo de ésta, la griotte y la cuarcita. Los niveles medios y altos de la serie pizarrosa y el nivel calizo superior quedan cortados bajo el Estefaniense, que avanza hacia el ESE., marcadamente discordante sobre ellos.

El otro problema a considerar es la relación entre las cuarcitas, ligadas aún a la terminación periclinal descrita, y el área de pizarras carboníferas de Amieva. El contacto entre ambas

formaciones es tectónico. Es la continuación del contacto mecánico que limitaba por el NE. la formación cuarcítica de la Sierra de Tresiero. Este contacto describe un arco paralelamente al que describe la terminación periclinal. Se trata, pues, de un sinclinal extrusivo. Su eje se eleva rápidamente hacia el ESE., y el sinclinal hace extrusión, apareciendo las cuarcitas entre las pizarras carboníferas de la zona de Amieva. Estas pizarras bordean la terminación periclinal, externamente al contacto mecánico, por San Román, Amieva y rodeándolo por el SE. y S., hasta Rañes, en la carretera a lo largo del valle del Sella. Es interesante comparar esta terminación con la de la cuenca de Beleño. Allí, a una escala mucho mayor, ocurría, en definitiva, el mismo fenómeno. Dibujando la terminación periclinal de la cuenca se disponían las cuarcitas. Era más externamente donde una fractura separaba las cuarcitas de las otras unidades periféricas. Esta fractura dibujaba asimismo la terminación periclinal de la cuenca.

Lo dicho antes para la cuenca de Beleño tiene valor para su borde NE. y terminación SE. Como ya se explicó, el borde SE. tiene marcado carácter tectónico y está determinado por una importante línea de fractura. En realidad, lo mismo ocurre para la cuenca de Sebarga. Esta estructura se presenta en el borde NE. y la terminación SE. No hay por qué insistir aquí en la comparación de los bordes de las dos cuencas, porque ya se hizo en otra ocasión. Sólo interesa destacar el carácter extrusivo de la terminación SE. de la alineación de Sebarga y comparar este hecho con la cuenca de Beleño, donde la disposición es la misma, si bien no existe marcadamente una extrusión debido al carácter más amplio que presenta.

g) *Estructura de conjunto y conclusiones: comparación con la cuenca de Beleño.*

— La alineación de Sebarga tiene el carácter de sinclinal complejo y, en definitiva, el carácter de cuenca estructural, si bien muy estrecha y alargada de NE. a SW.

— La conclusión anterior lleva a la consideración de los bor-

des de la cuenca que, en definitiva, serán los dos flancos del complejo con carácter sinclinal. La primera conclusión que destaca de esta comparación es el *carácter disimétrico de ambos bordes de la cuenca*.

— *Si se considera el borde NE., destaca su carácter normal*. Externamente a la pizarra se dispone la caliza de montaña y luego la griotte, que se apoya normalmente sobre la cuarcita masiva y constituye el límite de la cuenca. Externamente a la cuenca, un contacto mecánico separa la franja cuarcítica de las pizarras de la unidad vecina, es decir, de la alineación de Amieva.

— *Contrastando con el borde NE., el borde SW. es eminentemente tectónico*. La tectonización de este borde es más acusada al NW. que hacia el SE.

— Como consecuencia de esta estructura es de señalar el hecho de que *mientras al NE, los contactos mecánicos se sitúan hacia el exterior de la cuenca, al SW. se sitúan hacia el interior*.

— Todo esto lleva a considerar una *vergencia NE.* para el conjunto de la cuenca. Las estructuras internas muestran también una vergencia en este sentido.

— A pesar de lo que acaba de indicarse, *existen accidentes dirigidos al SW.*; estos accidentes se sitúan en el borde NE. de la cuenca. Se trata de *pliegues en "retour"* y de la *inversión de una gran parte de este borde*. Su origen puede explicarse por causas gravitatorias.

— Las conclusiones que acaban de enumerarse llevan a la conclusión de que *existen profundas semejanzas entre la alineación o cuenca de Sebarga y la cuenca de Beleño*. Tan sólo los fenómenos de relevo, típicos del borde NE. de la cuenca de Beleño, faltan en Sebarga.

— Aparte de este hecho, *las diferencias entre la cuenca de Beleño y la alineación de Sebarga son de tipo cuantitativo, es decir, que se refieren principalmente a la extensión de ambas cuencas y a la magnitud de las estructuras*. La alineación de Sebarga, menos importante que la cuenca de Beleño, queda subordinada a aquélla y por este motivo adquiere una tectónica más apretada y se desarrolla en forma alargada y estrecha, de modo

que queda formando parte del reborde NE. de la cuenca de Beleño, como una más de sus unidades envolventes.

— *Igual que en la cuenca de Beleño, en la alineación de Sebarga existe un núcleo elevado*, un núcleo montañoso, en gran parte calizo, que destaca sobre las áreas pizarrosas vecinas. Este núcleo, en ambos casos, se debe a los niveles calizos superiores a la caliza de montaña.

— *Entre el núcleo elevado de la cuenca de Beleño y el núcleo montañoso de La Mota Cetín, correspondiente a la alineación de Sebarga, existe, sin embargo, una diferencia importante en cuanto a la estructura*. En la cuenca de Beleño, el núcleo elevado formaba un sinclinal complejo, que se levantaba en ambos sentidos, NW. y SE., por encima de las áreas pizarrosas que lo limitaban en estos dos sentidos. El núcleo de La Mota Cetín está formado por un conjunto de pliegues, que si bien por el NW. se elevan hasta formar una terminación periclinal que queda por encima de la zona pizarrosa de Fontecha, por el SE. se hunden bajo las pizarras que forman el área de Eno-Cirriño-Pen-Villaverde, donde quedan cortados por el Estefaniense discordante.

— Igual que en la cuenca de Beleño *existe un replegamiento en sentido transversal a la cuenca*, es decir, una tectónica transversal a las alineaciones dominantes, que son las NW.-SE. Esta tectónica se pone de manifiesto al estudiar los cambios de inclinación de los ejes de los pliegues.

— En la zona de Fontecha, y en el núcleo montañoso de La Mota Cetín, los pliegues se hunden hacia el SE. En el extremo SE. de la alineación existe, en cambio, una elevación de los ejes en este sentido. *Sin embargo, no existe absoluta uniformidad en la inclinación de los ejes en los pliegues paralelos, no sólo porque el grado de inclinación varía, sino porque a veces, en dos pliegues paralelos es distinto, incluso, el sentido de la inclinación de sus ejes*. Tal ocurre, por ejemplo, con el sinclinal de Pico Burón, que eleva su eje hacia el SSE. mientras los otros pliegues que se desarrollan paralelos a él se hunden en este sentido.

— Las disarmonías que acaban de indicarse se encuentran principalmente en la zona media de la cuenca. Hacia el NW. y SE. existe mayor uniformidad. *Hacia el SE., las estructuras se*

elevan notablemente y hacen extrusión. La terminación SE. de la cuenca tiene el carácter de una terminación periclinal extrusiva.

— El carácter algo extrusivo de la terminación SE. trae como consecuencia que la cuarcita sobre la cual se apoya la caliza base del Carbonífero describe, junto con ésta, un arco limitado hacia el exterior por un contacto mecánico. Este contacto separa la cuarcita de las zonas pizarrosas vecinas externas a la cuenca y entre las cuales hace extrusión. *Esta estructura de la terminación SE. de la alineación de Sebarga es perfectamente comparable con la cuenca de Beleño.* Allí, bordeando la cuenca por el E. y SE. se disponían igualmente las cuarcitas que limitaban hacia el exterior de la cuenca mediante un contacto mecánico. Este contacto mecánico rodeaba igualmente la cuenca de Beleño por el E. y SE. La única diferencia es una diferencia cuantitativa. En Sebarga, las estructuras son más apretadas; en Beleño, más amplias. En Sebarga, la terminación SE. tiene un carácter más marcadamente extrusivo.

— *En Sebarga, una particularidad destaca netamente: la existencia de un Estefaniense discordante sobre los distintos niveles westfalienses.*

— Es de señalar el hecho que la *disposición discordante del Estefaniense se observa claramente, considerando la cuenca longitudinalmente, pero es más difícilmente visible considerándola transversalmente.* De NE. a SW. se observa cómo el Estefaniense se apoya sucesivamente sobre el nivel pizarroso inferior, la caliza masiva superior y nuevamente sobre los niveles de pizarras y areniscas más bajos. En sentido transversal a la cuenca parece, en cambio, que en cada punto sea concordante con los niveles con los que están en contacto.

— Este hecho es consecuencia de que después del depósito del Estefaniense, ha continuado plegándose esta zona. Las directrices del plegamiento antes y después del Estefaniense no han variado, por lo menos aparentemente. Como consecuencia, *el nuevo plegamiento ha borrado, en parte, la discordancia en sentido transversal a los pliegues, en cambio no ha podido hacerlo con la discordancia que se manifiesta considerando estos pliegues en sentido longitudinal.*

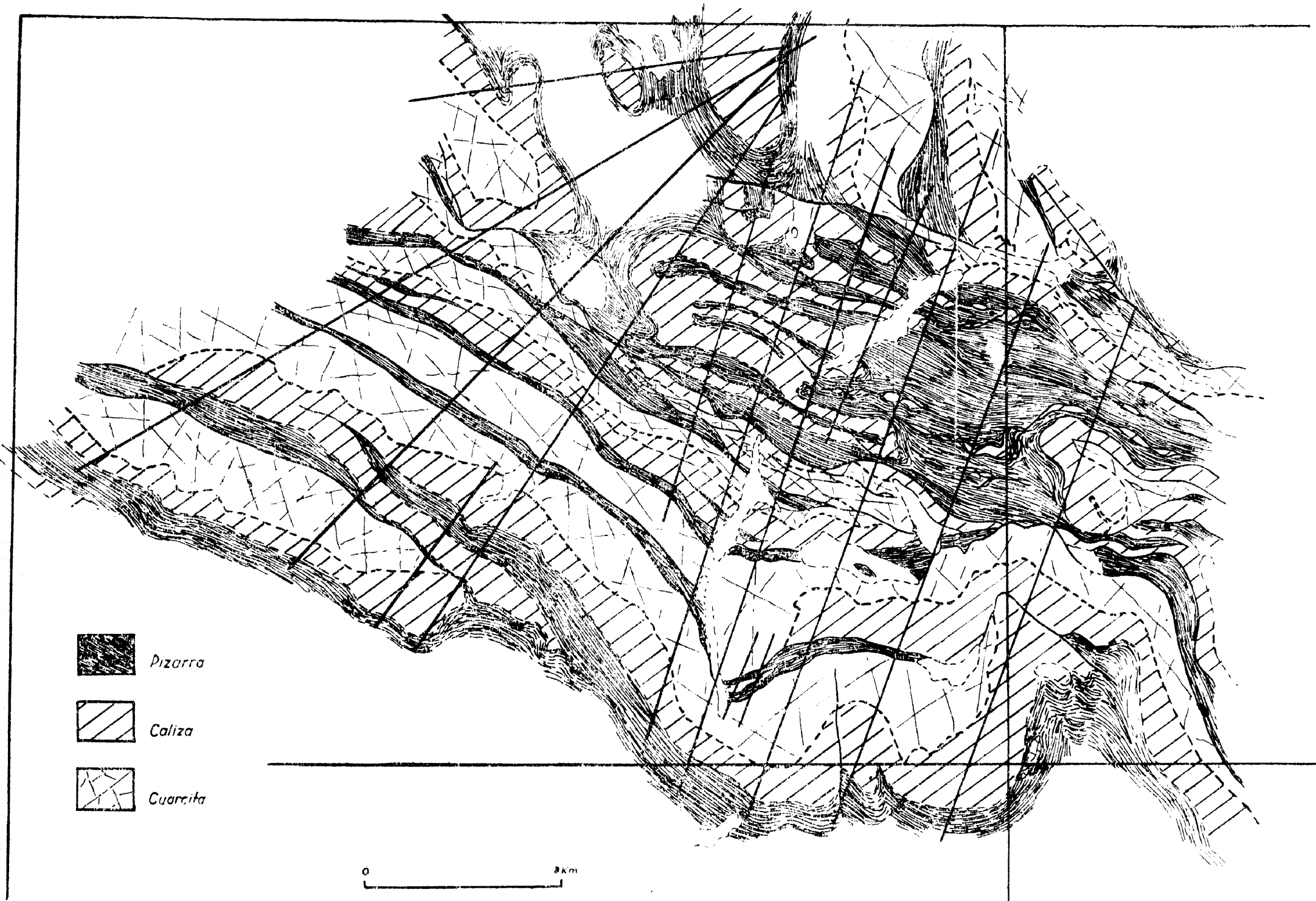
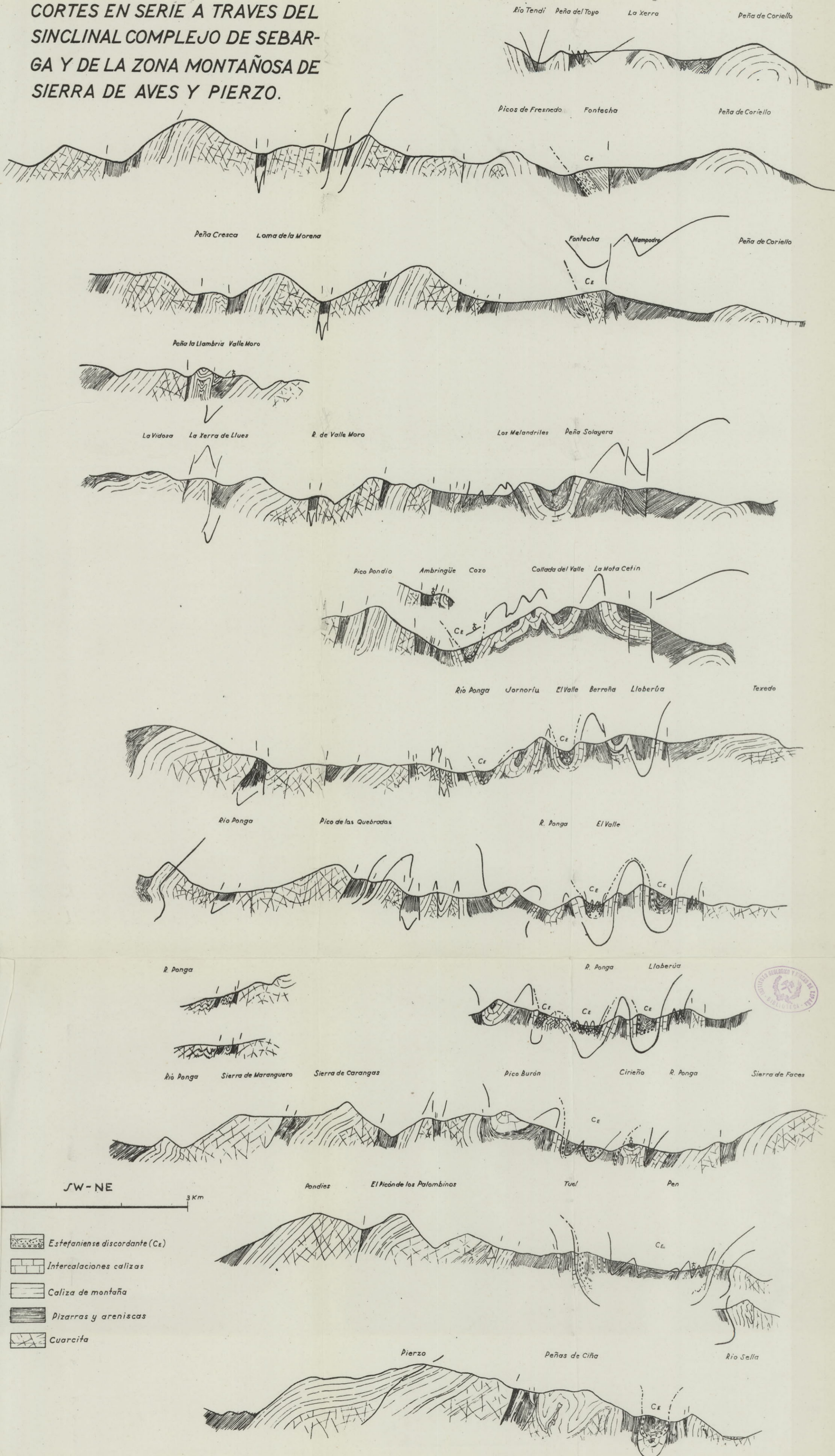


Fig. 47.—Esquema de la distribución de los cortes en serie a través del sinclinal complejo de Seberga y la zona montañosa de Sierra de Ares y Pierzo.

CORTES EN SERIE A TRAVES DEL SINCLINAL COMPLEJO DE SEBARGA Y DE LA ZONA MONTAÑOSA DE SIERRA DE AVES Y PIERZO.



3) LA ALINEACIÓN DE AMIEVA.

La zona de Amieva se interpone entre la alineación de Se-
barga y el extremo NW. del macizo occidental de los Picos de
Europa, formado por la Sierra de Covadonga. Separada de esta
sierra por el profundo desfiladero del Dobra, aunque ligada a
ella geológicamente, se encuentra la Sierra de Amieva. Entre
las sierras de Amieva y Covadonga por una parte y los relieves
de Texedo y la Sierra de Tresiero por otra, se dispone una zona
deprimida estrecha, en parte pizarrosa. En ella se encuentran
alineados, igual que en la zona de Sebarga, un conjunto de nú-
cleos de población: Sames, Carbes, San Román y Amieva. Esta
zona estrecha, que se extiende desde Santillán, en Sames, hasta
el collado de Angón, al SE. de Amieva, es lo que en sentido es-
tricto podría considerarse la alineación de Amieva; sin embar-
go, al igual que para las unidades estudiadas hasta ahora, si
bien esta nueva unidad termina de un modo bastante definido
por el SE., al NW. se continúa por una serie de alineaciones, que
si bien tienen ya otras características, son su continuación es-
tructural. Así pues, a fin de no llegar a una subdivisión exce-
siva de las unidades, la zona que se extiende al NE. de Sames se
consideraría también formando parte de la alineación de Amie-
va. Para su estudio, la alineación de Amieva, así considerada, se
dividiría en dos zonas: la zona digitada septentrional y la fran-
ja de San Román, que es la que, como se ha indicado, constitui-
ría en un sentido estricto la alineación de Amieva.

a) *La zona digitada septentrional.*

Esta zona está formada por un conjunto de alineaciones que
están comprendidas entre los relieves de Texedo y la termina-
ción NW. de la Sierra de Tresiero, por un lado, y el extremo
NW. de la Sierra de Covadonga por el otro. Ambas series con-
vergen hacia el SE., dando lugar a que las unidades comprendi-

das entre ellas se aprietan en este sentido, mientras se ensanchan en forma digitada o en abanico hacia el N.

En la parte más septentrional, las estructuras son mucho menos apretadas; su estudio permitirá interpretar el significado de la zona meridional, más intensamente tectonizada. Paralelamente a los relieves de Texedo y el Canto de Tebrandi, se dispone la Sierra de Faces. Esta sierra, orientada de N. a S., repite la estructura ya conocida; es decir, de una serie normal descendente hacia el E. Bajo la caliza de montaña aflora la serie griotte, y bajo ésta, la cuarcita masiva. Una fractura prácticamente vertical rompe al E. esta disposición. Es la misma estructura del borde NE. de las cuencas de Beleño y Sebarga, así como la estructura de las alineaciones que constituían la zona de Sierra de Aves-Pierzo.

La unidad que hacia el E. sucede a la Sierra de Faces tiene ya un carácter diferente. Se trata de un pequeño anticlinal que se extiende desde el Porru de Parcía, hacia el SSE., hasta atravesar el río Sella, cerca del punto de confluencia con el Ponga. Este anticlinal está formado por caliza de montaña y en su núcleo aflora la cuarcita. Una falla, orientada en la misma dirección del anticlinal, lo rompe en dos mitades. La superficie de falla coincide prácticamente con el plano axial del pliegue. Por el SSE., el anticlinal acaba periclinalmente entre Santillán y la vega de Pervís, en la margen derecha del Sella.

Más al E. se vuelve algo a la estructura primitiva, si bien la disposición de las fracturas es menos clara. Por otra parte, aparecen fallas orientadas NNW.-SSE., es decir, paralelas a la que rompe el anticlinal del Porru de Parcía. Tal ocurre en el Collado de Venera.

A continuación, en Tornín y Vis, aparece una nueva franja cuarcítica de notable importancia, bajo ella, en Vis, afloran los niveles pizarrosos y calcosquistosos inferiores a la cuarcita masiva; todo este conjunto se halla en contacto mecánico con la franja caliza, que se sitúa al E. de Vis. Aquí se ha recuperado la distribución clásica. De E. a W. se cortan niveles cada vez más altos estratigráficamente: por encima de la serie de pizarras y calcosquistos de Vis, la caliza masiva de la confluencia del Dobra y Sella; por encima de ésta, la griotte y la caliza de mon-

taña. El límite W. de esta caliza de montaña lo constituye, en Collado de Venera, una falla que corta oblicuamente la estructura descrita; hacia el N. corta la caliza de montaña, y hacia el S. la griotte y la cuarcita. Al E. de Vis existe una nueva franja caliza; en realidad, esta franja forma el flanco W. de un anticlinal apretado, en cuyo núcleo aflora la cuarcita masiva en forma de una franja alargada. En San Vicente, en el valle del Dobra, empieza la caliza de montaña correspondiente al flanco W. Es de señalar el hecho de que las últimas franjas descritas se orientan de NNE. o SSW., es decir, contrastando con la orientación de la Sierra de Faces o el anticlinal de Porru de Parcía, que se disponía de NNW. a SSE. Ello es debido a que esta zona corresponde al cambio de dirección asturiano de las alineaciones tectónicas, es decir, al cambio de dirección debido a la "Rodilla Asturiana". Igual que ocurría en Fontecha, al S. de esta región, las alineaciones se disponen de NE. a SW., al N. de ella se orientan de SE. a NW.

Todo este conjunto de pequeñas unidades convergen hacia el S., para tomar una dirección única NW.-SE. A medida que esta convergencia se acentúa, la complicación tectónica se hace mayor en el detalle. Las estructuras se aprietan y rompen en multitud de escamas, o bien desaparecen. De este modo se da lugar a la otra zona en que se ha dividido la alineación de Amieva, tomada en sentido amplio: la franja de San Román, cuyo extremo NW. no es, en realidad, más que el punto de arranque de esta zona digitada.

b) *La franja de San Román.*

El sector NW.—Como ya queda dicho, es la prolongación SE. de las estructuras que se acaban de describir, estructuras que quedan apretadas entre la Sierra de Amieva, al NE., y los relieves de Aboguero, el SW. Como consecuencia de ello, en la zona de Precendi, Sames y la Vega del Carro se desarrolla un conjunto de pequeñas escamas. Las más interesantes son las que se encuentran en los alrededores de Sames, al W. y NE. de dicha localidad, que son la prolongación del anticlinal del Porru de

Parcía y de las alineaciones de Vis y San Vicente, respectivamente.

El anticlinal del Porru de Parcía termina periclinalmente en la margen izquierda del Sella, entre el puente de los Brazos y la confluencia con el Ponga. No obstante, al SE. se encuentra una escama caliza que forma la Corona el Castiellu; esta escama tiene interés, porque en ella se observa una disposición en cierto modo anticlinal, ya que si bien se trata de una escama con los contactos tectonizados, en su parte SW. se observa un núcleo anticlinal formado por la caliza griotte (fig. 49); es interesante observar la falta de concordancia entre las direcciones de los ejes de este núcleo anticlinal y del anticlinal de Porru Parcía. Este seguía una dirección NW.-SE., de acuerdo con las direcciones tectónicas de la región. El de la Corona el Castiellu se orienta de SW. a NE. De todos modos, la escama tiene una forma alargada de NW. a SE., es decir, con igual orientación al anticlinal del Porru Parcía, y de todas las alineaciones de la región. Así pues, el núcleo anticlinal de griotte que se observa en esta escama no debe interpretarse como verdadero núcleo, como el verdadero eje de la escama, sino como un accidente secundario, transversal a la verdadera alineación tectónica. La escama de la Corona el Castiellu está, en cambio, estrechamente ligada al anticlinal del Porru Parcía, del cual es prolongación. Esta escama debe considerarse originada a partir de este anticlinal. En él, el eje se hunde hacia el SE., pero, además, se aprieta progresivamente en este sentido; de este modo, si bien el núcleo calizo queda hundido bajo las pizarras, han podido desgajarse escamas calizas que, alineadas de NE. a SW., señalan la continuación de este anticlinal. La primera de estas escamas es la de la Corona el Castiellu, y más al SE., la de San Mian y la de Carbes.

Una estructura parecida se encuentra al NE. de Sames, zona en la que converge la franja de caliza de montaña del Picoreto, de carácter sinclinal, y la franja cuarcítica, por la que desde la Vega de Pervis, hacia el N., discurre el río Sella. Entre ambas alineaciones se pierde la cuarcita que forma el núcleo del anticlinal, que se desarrolla entre El Picoreto y Vis y la caliza que al SE. de Vis forma el flanco NW. de dicho anticlinal. La caliza del Picoreto acaba al NE. de Sames, rodeada por la cuarcita, entre

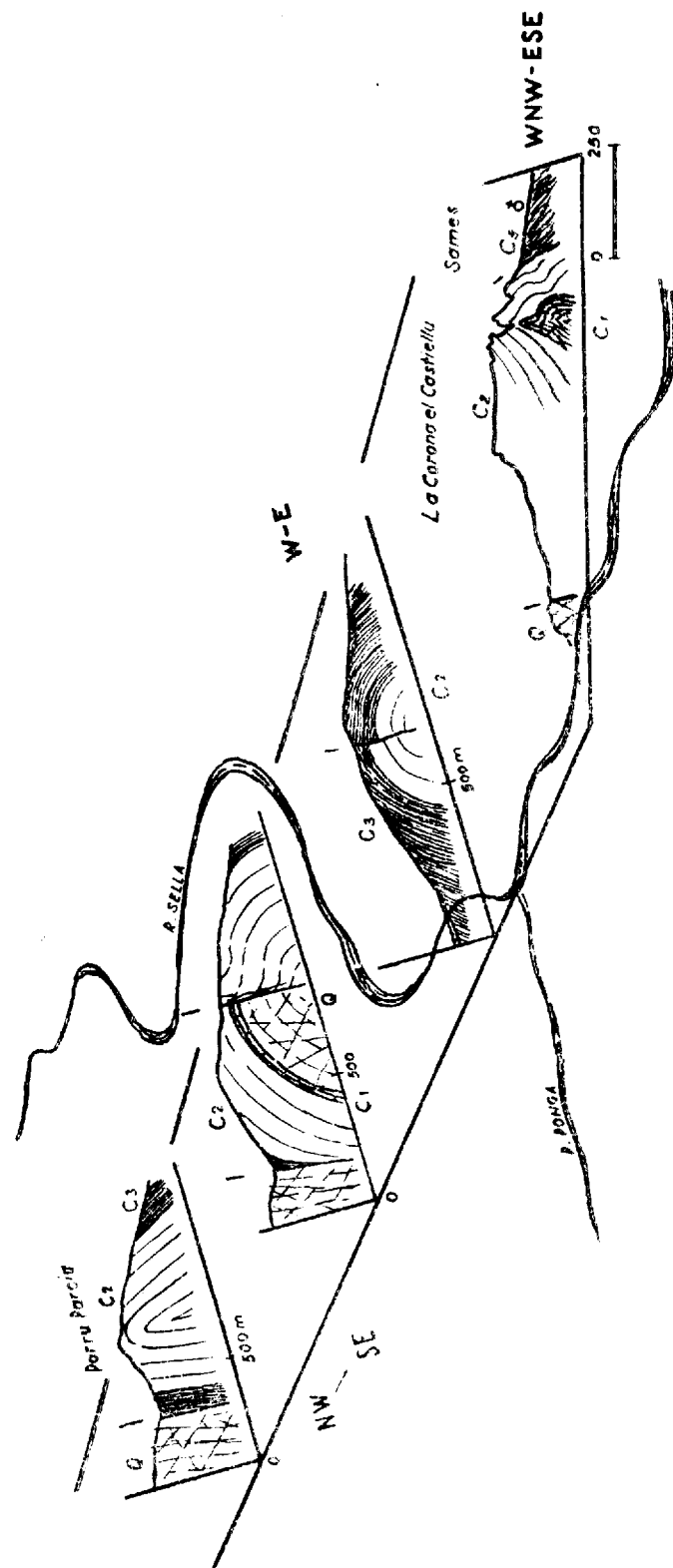


Fig. 49.—Anticlinales de Porru Parcía y La Corona el Castiellu.

ambos se interponen retazos de griotte. En cierto modo se trata de una terminación periclinal, si bien sumamente apretada y tectonizada. Queda, por tanto, una franja cuarcítica dirigiéndose al SE.; esta franja conserva un reborde de caliza de montaña, que la separa por el SE. de la pizarra carbonífera. Entre la cuarcita y la caliza se interpone, a veces, algún retazo de griotte. Por el NE. existe asimismo algún retazo de caliza, aunque menos constante; estos retazos se encuentran entre Sames y Lá Vega de Carro. Más al SE., una fractura limita la cuarcita por el NE.

Más al NE. se dispone otra zona; zona caracterizada igualmente por una fracturación de escamas. De ellas, la más importante es la de Pico Castiello. Se trata de una escama de cali-

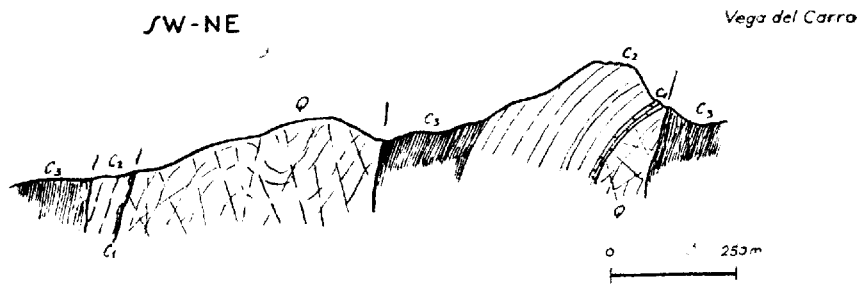


Fig. 50.—Escama caliza de Pico Castiello.

za de montaña, que al NE. está limitada por una estrecha banda de cuarcita; entre ambas se interpone una franja de griotte.

Los buzamientos de la caliza de montaña son de 45° a 60° al SW. Es interesante señalar aquí el paralelismo existente entre esta disposición y la observada en la escama al NE de Sames. A primera vista existe entre ellas una profunda diferencia; una es fundamentalmente caliza; la otra, predominantemente cuarcítica. Sin embargo, un hecho común se observa en ellas. En ambas, la tectonización más importante se sitúa al NE. En la escama cuarcítica se observa algo de caliza de montaña en su sector SW. En la escama caliza de Pico Castiello aparece la serie griotte, y la cuarcítica, en su sector NE. (fig. 50). Este hecho indica que aún en este sector, profundamente tectonizado,

y en el que todos los contactos son mecánicos, es hacia el NE. donde se sitúan las fracturas de mayor importancia. Este hecho concuerda con lo observado en todas las demás zonas descritas hasta ahora.

Más al N., en los alrededores de la Porra de los Monteros y terminación NW. de la Sierra de Amieva, existen unas características particulares. Se trata de una zona comprendida entre la franja caliza del Picoreto, al NW.; la franja de Pico Castiello, al SW.; el extremo de la Sierra de Covadonga, al NE., y la terminación de la Sierra de Amieva, al SE. La Sierra de Covadonga y las franjas del Picoreto y Pico Castiello tienen el mismo significado. Es decir, que se trata de unidades orientadas, primero, de NE. a SW. y que, más al S., describen un arco, para dirigirse hacia el SE. La Sierra de Amieva ofrece, en cambio, una particularidad; en realidad se trata también de una de las unidades orientadas NW.-SE.; pero, a diferencia de las demás, acaba por el NW. de una manera brusca, en vez de acabar en forma alargada, como las otras unidades. O sea, que, en términos tectónicos, la terminación NW. de la Sierra de Amieva es, con las limitaciones que le impone la tectonización existente, una terminación periclinal, en vez de apretarse y romperse en forma de escamas alargadas, como ocurre en las demás alineaciones. Ello da lugar a que entre las cuatro unidades citadas, a saber: extremo NW. de la Sierra de Covadonga, franja del Picoreto, franja del Pico Castiello y Sierra de Amieva, se encuentre una zona más o menos rectangular, con unas directrices poco definidas. En el centro de esta zona se encuentra la Porra de los Monteros, formada por cuarcita en su mayor parte. En el extremo N. se sitúa una franja de caliza, que tiende a envolver el núcleo cuarcítico. Esta disposición revela un origen anticlinal a este afloramiento cuarcítico. Entre las calizas y las cuarcitas se sitúa algún retazo de la serie griotte. En otros puntos esta serie griotte ha desaparecido por tectónica diferencial.

El significado de la terminación NW. de la Sierra de Amieva ha sido ya explicado. Como consecuencia, una franja de pizarra rodea esta terminación por el N., por Panales, y se dirige a Pandeguanzo. Por el S., la pizarra rodea Bescoba y se dirige a San Román.

La franja SE.—Más al SE. de la zona descrita, la aparición de la Sierra de Amieva hace que las estructuras queden aún más apretadas, hasta quedar limitadas a una estrecha franja pizarrosa con escamas calizas y cuarcíticas. Igual que para los casos descritos anteriormente, estas escamas tienen a veces carácter extrusivo, otras han deslizado por gravedad. Su descripción de detalle tiene escaso interés. Más interesante resulta, en cambio, el estudio de los dos bordes de esta franja; el límite SW. lo forman las cuarcitas, el límite NW. está formado por la caliza de montaña de la Sierra de Amieva. Esta simple consideración conduce ya a la conclusión de la desigualdad de ambos bordes, al igual que para la cuenca de Beleño y al igual que para Sebarga. Un estudio más profundo revela todavía nuevas analogías. El contacto SW. es una fractura de carácter muy vertical hacia el NW., algo más inclinada hacia el S., hasta dar lugar a que la cuarcita cabalque ligeramente a la serie pizarrosa; basta recordar a este respecto lo expuesto al hablar de la terminación SE. de la alineación de Sebarga. En el borde NE., a pesar de encontrarse en contacto la caliza de montaña con las pizarras superiores, éstas no se apoyan normalmente sobre la caliza de la Sierra de Amieva, sino que la serie se encuentra algo invertida, es decir, que, si bien hacia el NE. se cortan niveles sucesivamente más bajos, la serie se encuentra invertida de manera que la caliza de la Sierra de Amieva se encuentra por encima de las pizarras; este hecho se ha puesto de manifiesto al hacer la perforación para el salto del Dobra. Aparte de esta característica general, al N. de Amieva existe un pliegue anticlinal y algunas fracturas, estructuras todas ellas de menos importancia. Los hechos expuestos coinciden con las observaciones hechas en la cuenca de Beleño y en Sebarga, donde el borde SW. estaba tectonizado, y el borde NE., si bien no presentaba fracturación, se encontraba invertido o con fenómenos de "retour".

Más al S., la alineación de Amieva ensancha un poco. Es la zona que se sitúa entre la terminación SE. de la Sierra de Amieva, el extremo de la alineación de Sebarga y la zona de Raso, al S.; esta última pertenece ya al núcleo de Los Beyos. Es el arco que describen las sierras cuarcíticas y calizas al W. de Amieva, arco que es la terminación periclinal extrusiva de la

alineación de Sebarga, la causa de este ensanchamiento. La alineación de Amieva termina poco más al SE., en Angón, por estrechamiento de las franjas de pizarras entre las masas calizas. Un buen número de retazos de caliza se disponen en esta zona, así como en las inmediaciones de Amieva. En muchos casos, los derrubios y la vegetación impiden ver la relación que guardan con las pizarras que los rodean. En principio pueden interpretarse algunos de ellos como escamas, prolongación de las estructuras descritas más al NW., si bien no debe destacarse la posibilidad de que existan deslizamientos por gravedad, ya que el contorno de gran parte de estos retazos hace difícil su interpretación como escamas.

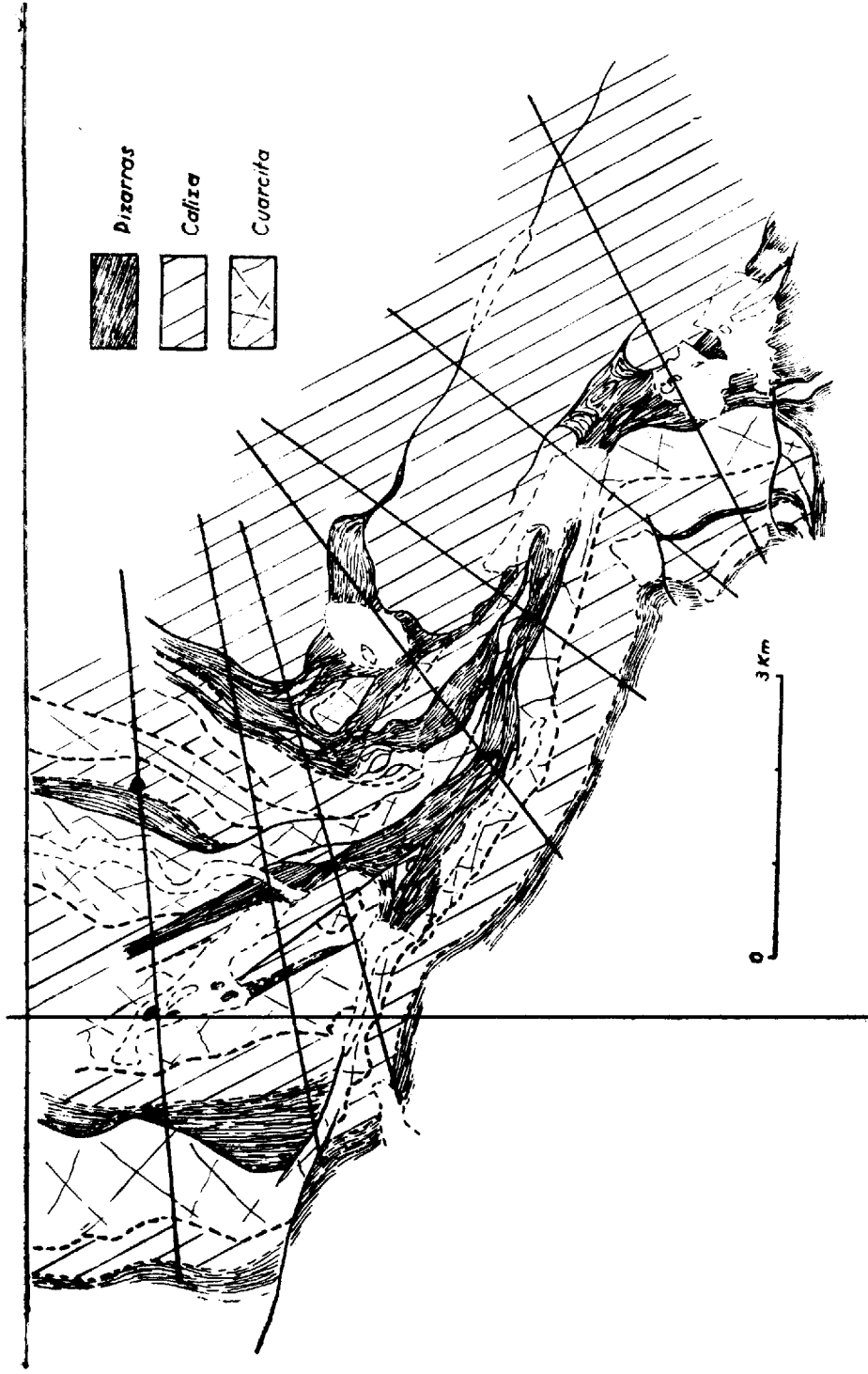
c) Estructura de conjunto y conclusiones.

— En líneas generales, la *alineación de Amieva está formada por una franja pizarrosa alargada, de una gran tectonización de detalle que da lugar a la presencia de multitud de escamas de calizas y, en menor grado, de cuarcitas. Hacia el NW. esta franja se ensancha y conduce a la aparición de estructuras menos apretadas, que se abren hacia el N. en forma digitada.*

— *Las escamas calizas y aun cuarcíticas derivan de anticlinales pinzados y extrusivos, en mayor o menor grado. Tal se observa, principalmente, entre el anticlinal del Porrú Parcia y la escama de La Corona el Castiellu.*

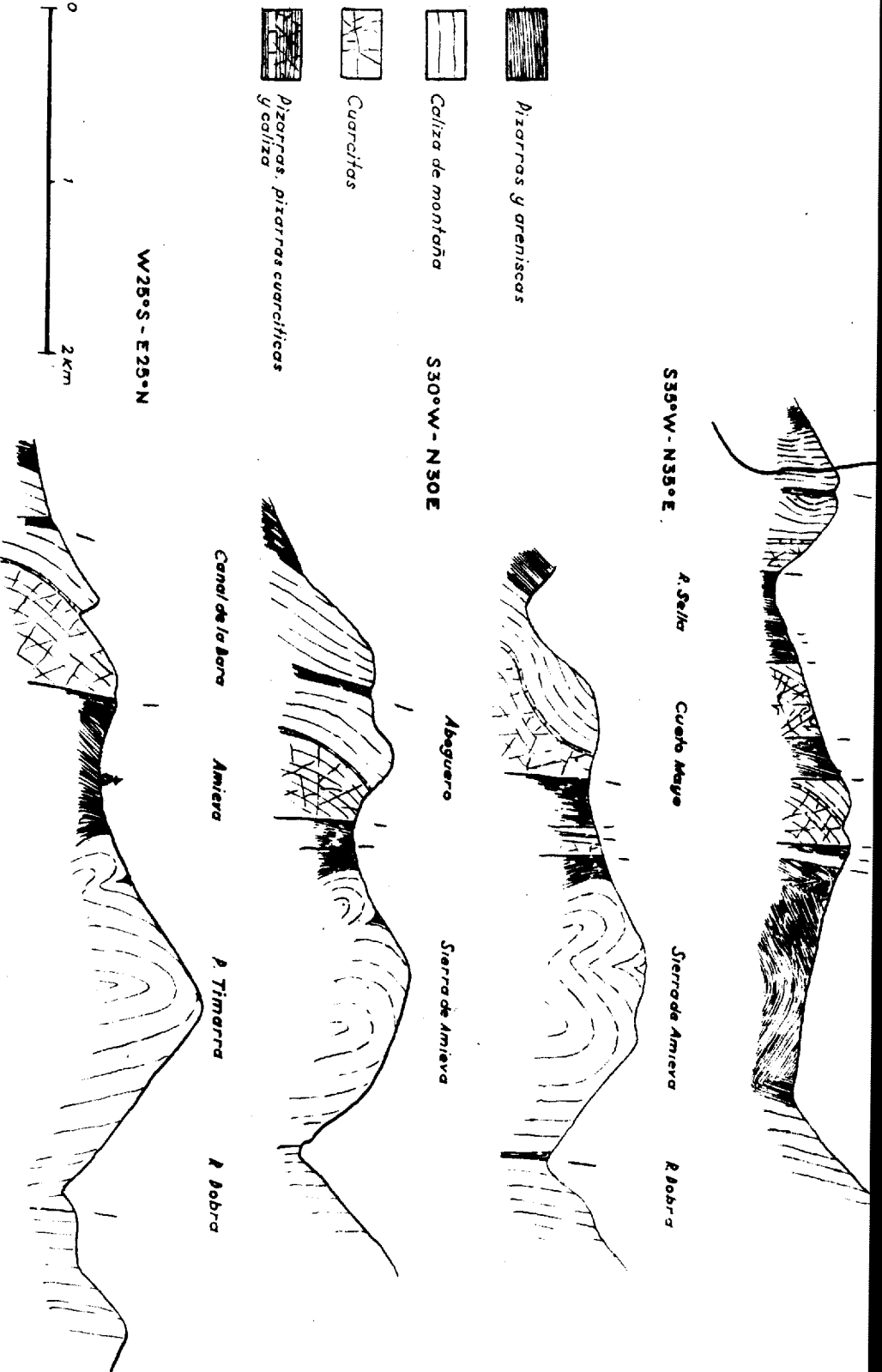
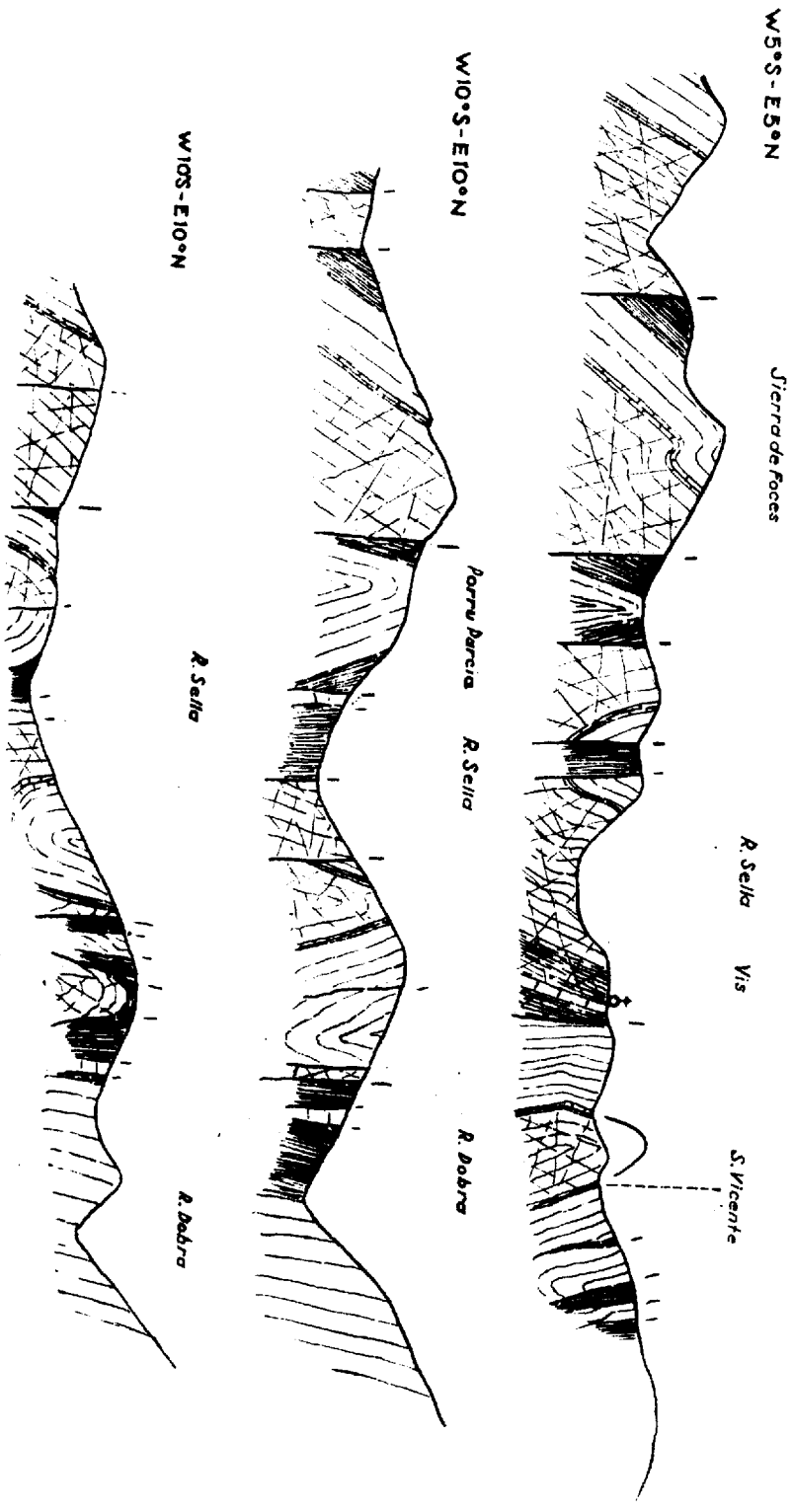
— *Existe una estructura en escamas en las cuales se cortan niveles cada vez más antiguos hacia el E. Estas series están separadas entre sí por contactos mecánicos. Esta estructura, que recuerda, aunque menos desarrollada, la observada en la Sierra de Aves y Pierzo, se sitúa principalmente en la zona NW.*

— En la zona de los alrededores de San Román y Amieva puede hacerse una distinción entre el borde NE. y el SW., al igual que en la zona de Sebarga. *El borde SW. está marcado por una fractura que pone en contacto las pizarras de la alineación de Amieva con la franja cuarcítica que las limita por el SW. El reborde NE. está constituido por la caliza de montaña de la Sierra de Amieva. En este borde, la serie se encuentra invertida de*



1 . 51.—Es uema de la distribución de los cortes en serie por la zona de Amieva,

CORTES GEOLOGICOS EN SERIE A TRAVES DE LA ALINEACION DE AMIEVA.



modo que la caliza de montaña se sitúa por encima de las pizarras y areniscas que, estratigráficamente, se le superponen. Atendiendo a estas características, esta zona de la alineación de Amieva puede compararse con la alineación de Sebarga, donde se observa idéntica disposición.

—La alineación de Amieva presenta una estructura mixta entre la descrita para la alineación de Sebarga y la que presenta el núcleo montañoso de Sierra de Aves-Pierzo. Es decir, una estructura intermedia entre la de pliegues (Sebarga) o la de series isoclinales, separadas por fracturas situadas todas en el mismo flanco. En Amieva existen pliegues bien desarrollados y existe una diferenciación entre un borde SW. y un borde NE. Sin embargo, existe asimismo una tendencia a una estructura de escamas.

4) LA ZONA DIVERGENTE DE LOS BEYOS.

Esta unidad es la que sustituye, hacia el SE., a las unidades descritas hasta ahora, y que eran las que más al NW. formaban el reborde de la cuenca de Beleño. Tanto la zona montañosa de Sierra de Aves-Pierzo, como las alineaciones de Sebarga o Amieva, terminan hacia el SE., en el paralelo que aproximadamente puede hacerse coincidir con Pierzo, Rañes y Angón. Más al SE. se encuentra una zona de características muy distintas; una zona casi exclusivamente caliza, recorrida por franjas muy estrechas de griotte o de pizarras. Es una zona formada por los relieves calizos de Espina, en su extremo NW.; Baeno y Raso, al NE.; la Sierra de Beza, en su extremo SE., y Güembres y Niajo, en el extremo S.

Esta amplia zona caliza está cortada de S. a N. por un profundo desfiladero, excavado por el río Sella, desfiladero que se extiende desde Covarcil a Bidoso, y en menores proporciones, hasta Rañes. Esta zona, cortada por el río Sella, se denomina Los Beyos, nombre que se da igualmente al desfiladero; propiamente, Los Beyos forman sólo los relieves que rodean el río y en los cuales se disponen multitud de pequeños núcleos de población (San Ignacio, Biamón, Rubiello, Cándano, etc.), sin em-

bargo, constituyen el elemento más destacado de todos los que forman este núcleo montañoso. Por este motivo se los ha escogido para denominar toda la zona.

Esta unidad de Los Beyos sustituye hacia el SE. a las tres unidades descritas anteriormente. Por el W., el límite lo constituye la cuenca de Beleño, en su sector más oriental. Por el NE., otro profundo desfiladero, excavado por el río Dobra, separa esta zona de los Picos de Europa, con los que geológicamente está ligado su sector oriental. Finalmente, el valle de Sajambre, alineado de NE. a SW., es decir, transversalmente a todas las alineaciones descritas hasta ahora, forma su límite S.

Desde el punto de vista geológico, dos zonas destacan netamente en esta unidad. Una zona suroccidental y una zona NE., zonas que forman dos ramas tectónicamente divergentes. La franja pizarrosa que desde Ventaniella de Beza se extiende hacia el NW., por Toneyo, el Collado de la Jastia, Baeno, Pombayón y Espina, es la línea de separación entre estas dos ramas.

a) La rama nordoriental.

Esta rama se caracteriza por la orientación NW.-SE. u W.-E. de sus alineaciones. En realidad no existe, propiamente, en esta zona una continuidad en la orientación de las alineaciones. En realidad, podría distinguirse en esta rama una zona NW. que, desde Espina, se extendería hasta Baeno, y una segunda zona SE., formada por Valdespino y la Sierra de Beza, donde las alineaciones tectónicas describen un arco para tomar orientación W.-E., e incluso, localmente, WSW.-ENE. No obstante, ambas zonas tienen idénticas características estructurales; en ambas existe una tectonización violenta, que se traduce en franjas de escasa continuidad, es decir, de escamas.

De NW. a SE., a una zona fundamentalmente caliza, como la Cumbre de los Cuebros, sucede un sector en el que las pizarras tienen más importancia, los prados de Baeno son la consecuencia de esta mayor importancia de las pizarras. Esta zona de pequeñas escamas termina en La Jastia, comprimida entre la caliza que forma Valdespino y la caliza que forma los relieves

que dominan el desfiladero, relieves que culminan en La Conía. Más al SE. todas estas alineaciones no se prosiguen; son las de Valdespino y Gustalcuendi las que se prolongan hacia el S., para sufrir una pronta inflexión hacia el E., e incluso algo hacia el NE.

Este cambio en las alineaciones se desarrolla paralelamente a un cambio en los buzamientos. En la zona de la Cumbre de los Cuebros, los buzamientos son al SW., en las cercanías del Sella; hacia Baeno y Raso se encuentran buzamientos E. Sin embargo, es en Vasdespino donde se observa claramente una vergencia al W. Las calizas de Valdespino forman dos franjas cabalgando hacia el W. Una continuación de esta estructura se presenta en Pico Cabronero y en las Peñas de Beza; sólo que aquí las diversas escamas cabalgan hacia el S. Las calizas de Cabronero cabalgan ligeramente a una escama caliza que se interpone entre él y Beza. La tectonización en este punto es

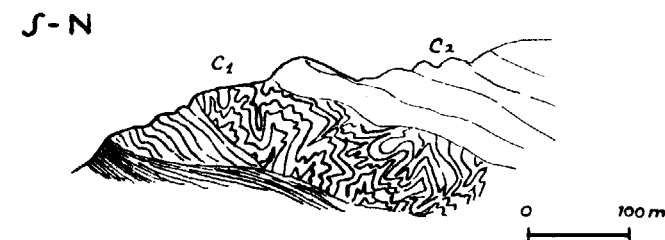


Fig. 53.—Disarmonía de la serie griotte en Las Segadas.

intensa. En Beza existen igualmente varias escamas secundarias; el camino de Las Segadas, que recorre la cara S. de Beza a media altura, discurre por uno de los contactos; en él aparecen las pizarras y la serie griotte, esta última profundamente disarmonica, disarmonía particularmente visible en Las Segadas (fig. 53). Finalmente, todo el conjunto cabalga al valle de Soto de Sajambre; en el contacto aparece en algunos puntos la caliza griotte.

Todo este conjunto de estructuras se continúa hacia el E. Siguiendo el curso del Dobra, desde Carombo a Angón, se observa cómo las franjas de griotte o de pizarras cruzan el valle y se internan en los Picos de Europa, de manera que, al igual que en la

zona de Amieva, las estructuras tectónicas se continúan de los Picos de Europa a las áreas limitantes.

Hasta ahora se han considerado sólo las alineaciones hercianas; sin embargo, en esta zona existe un afloramiento que puede referirse al Triásico; este afloramiento se encuentra en Raso y permite poner de manifiesto la existencia de una tectónica alpídica; el problema de la tectónica alpídica será tratada más adelante en capítulo aparte, aquí basta con citar la existencia de esta área fallada. Las fallas llevan, principalmente, orientaciones NW.-SE., W.-E., y menos frecuentemente, N.-S.

b) *La rama suroccidental.*

Esta zona se dispone en forma más alargada que la anterior; se extiende desde las Peñas de Siña hasta Niajo, formando una alineación orientada primeramente NNW.-SSE., para tomar más al S. una orientación N.-S., e incluso algo SE. Es decir, que si bien en sus sectores más septentrionales ambas ramas son paralelas, a partir de Toneyo, entre La Conia y Pico Cabronero, divergen claramente.

A diferencia de la rama NE., ésta presenta franjas más continuas, de tal modo, que su principal característica son las bandas de griotte que la recorren de N. a S., separando paquetes de caliza, bandas de griotte que constituyen, en la mayor parte de los casos, las zonas más transitables de Los Beyos.

En el sector más septentrional, es decir, la zona de Espina y de Carriá, se observa un conjunto de escamas calizas separadas por otras tantas franjas de pizarra. En esta zona, los buzamientos son en todo momento al E. y al NE., es decir, que las escamas se aprietan contra la cuenca de Beleño. Este hecho no es más que una consecuencia de la inversión del borde de la cuenca en la zona de Peña Salón. Las franjas citadas, exteriores ya a la cuenca, han sufrido igualmente una inversión; en algunas de ellas, como en la de San Ignacio de los Beyos, se dispone la griotte hacia el NE. (fig. 54), o sea, que se trata de una serie invertida. En los demás casos, esta inversión no se ve con claridad, ya que ambos lados están tectonizados.

Estas estructuras se continúan más al S., pero se pierden las franjas pizarrosas. Entre los diversos paquetes de caliza se disponen únicamente alargadas y estrechas bandas de griotte. Estas son, principalmente, en número de cuatro. La más oriental pasa entre Pica la Plana y La Conia, atraviesa Baeno, pasa al SW. al Güembres y se dirige hacia el SW., hasta cerca de Covarcial. Paralelamente a ella se dispone una nueva franja, que desde Rubiello se dirige también a Pica la Plana, bordeándola por el W., pasa por el Güergo, El Posadorio, Collado de Valderillo, forma la Canal de Roxena y, por Valdetordos, se dirige al

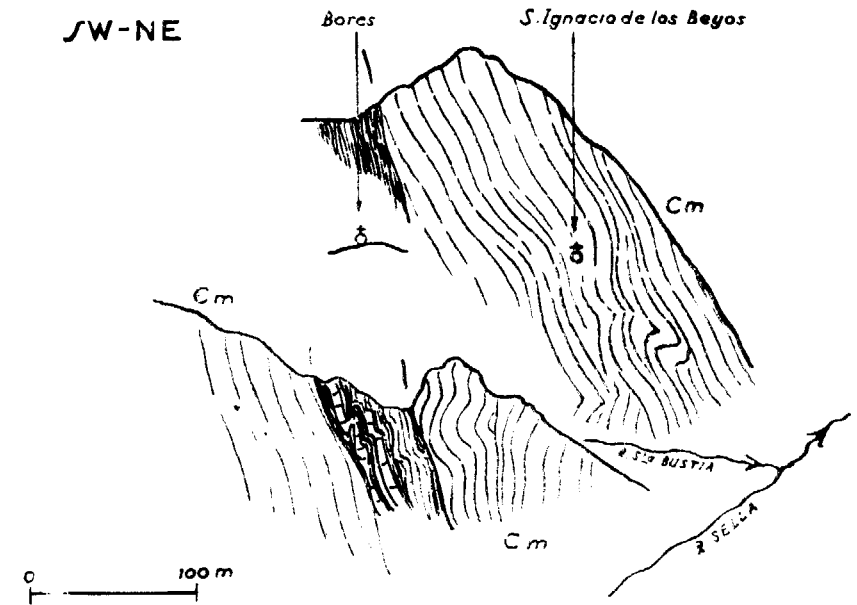


Fig. 54.—Franja de San Ignacio de los Beyos.

Sella, atravesando el valle entre los kilómetros 119 a 120 de la carretera. La tercera y cuarta franjas se disponen también paralelamente. La más occidental de ellas corta la carretera dos veces, en los kilómetros 121 y 120, para dirigirse al S. por la vertiente W. de Niajo.

En toda esta zona las capas buzanan al E., o bien son verticales (figura 55). Por lo que respecta a la estructura, no se observan

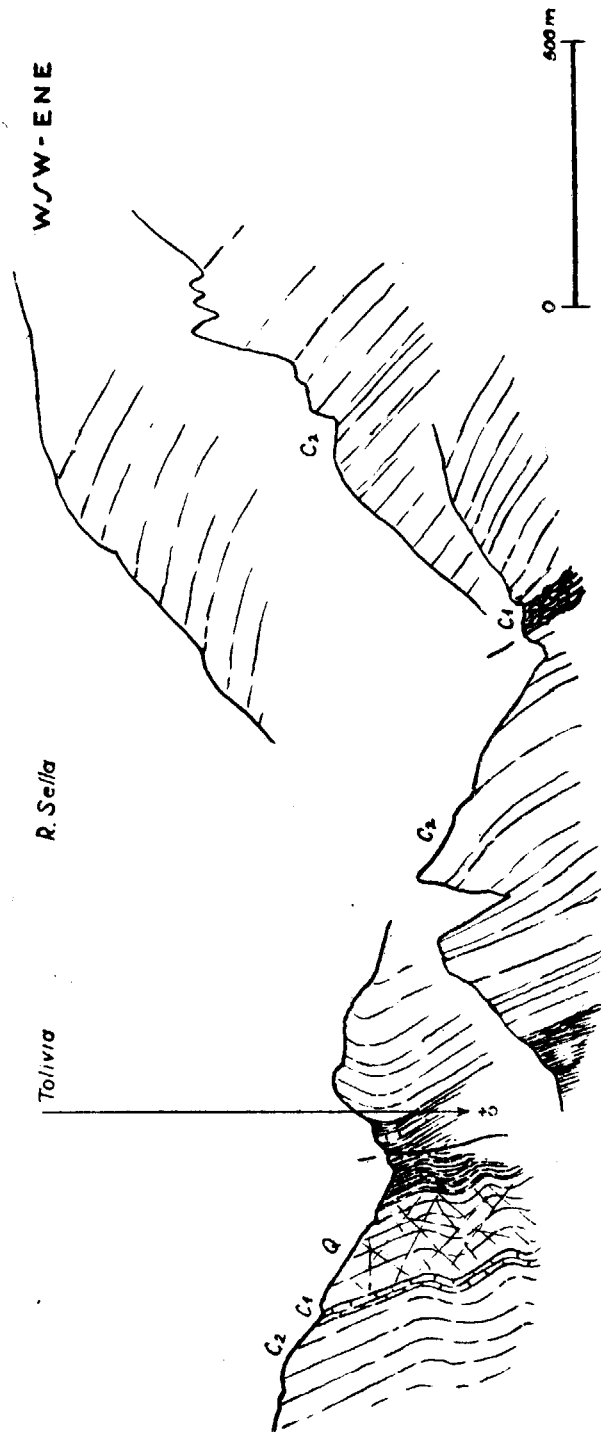


Fig. 55.—Principales bandas de griotte.

pliegues; las franjas de griotte parecen señalar roturas, no pliegues apretados. Tan sólo en la Collada de Valderillo, entre la Canal de Roxena y El Posadorio se observa una disposición anticlinal en la griotte (fig. 56). El contacto E. está, sin embargo, tectonizado y las disarmonías son frecuentes.

La dirección N.-S., e incluso ligeramente SSE., de las franjas que acaban de describirse sufre una brusca inflexión en los alrededores de Niajo. Las franjas citadas toman dirección W.-E. e incluso se dirigen al ENE. Es decir, que en Niajo es la dirección de la rama NE. la que se impone de tal modo que la rama SW. rectifica su dirección, para orientarse WSW.ENE.; sin embargo,

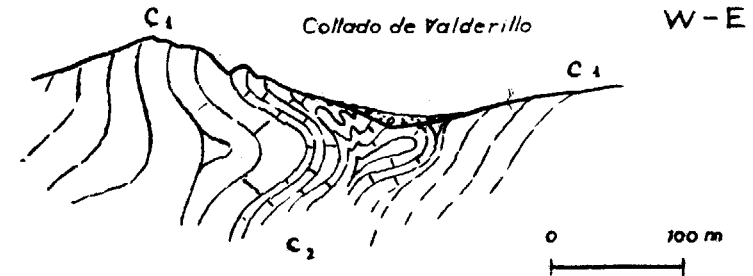


Fig. 56.—Disposición anticlinal de la griotte en la Collada de Valderillo.

esta nueva orientación no llega a desarrollarse, ya que estas alineaciones quedan cortadas por el valle de Sajambre.

En esta zona interesa destacar un hecho: el absoluto paralelismo de todas las alineaciones con respecto al borde de la cuenca de Beleño.

c) Conclusiones.

— El núcleo de Los Beyos está formado por una *acumulación de caliza de montaña*, aunque no se puede excluir la posibilidad de que exista alguna escama perteneciente al nivel superior, *debido a una tectónica sumamente apretada*.

— La característica principal de esta zona es la *divergencia en la dirección de las alineaciones*. Desde este criterio pueden

distinguirse dos ramas: una rama NE. que se dirige hacia el ENE. y E. y una rama SW., que se dirige hacia el SSW. y S.

—*La rama NE, se continúa tectónicamente por los Picos de Europa.* Es decir, que al igual que en Amieva, existe continuidad tectónica entre los Picos de Europa y la rama NE., de tal modo que la individualidad de los Picos es, en esta zona, morfológica más que tectónica.

— *La rama SW. bordea perfectamente la cuenca de Beleño y se adapta absolutamente a ella.* La inversión del borde E. de la cuenca de Beleño repercute en esta zona, dando lugar a los buzamientos E.

—*En el extremo S. de la rama SW. existe una rectificación en las alineaciones tectónicas, que toman dirección W.-E., es decir, la dirección señalada por la rama NE.*

— *La dirección N.-S. de la rama SW. debe considerarse como una dirección impuesta por la cuenca de Beleño.* Por eso las alineaciones, una vez alcanzado el extremo SE. de la cuenca, sufren una inflexión para unirse a la dirección general E.-W. o SE.-NW.

5) EL REBORDE NE. CONSIDERADO EN SU CONJUNTO: CONCLUSIONES

Las cuatro unidades descritas, a saber: zona montañosa de Sierra de Aves-Pierzo, alineación de Sebarga, alineación de Amieva y núcleo divergente de Los Beyos, forman, en conjunto, una unidad mayor, con unas características comunes. Por eso, después de analizar aisladamente estas cuatro unidades, es interesante considerarlas conjuntamente.

— Como ya se indicó en un principio, *este conjunto de unidades se interpone entre el macizo occidental de los Picos de Europa y la cuenca de Beleño*, sin embargo, las relaciones que guardan una y otra unidad son muy diferentes.

— *Por lo que respecta a la cuenca de Beleño, se orientan con una disposición envolvente y se adaptan a la estructura de la misma.* Es decir, que la cuenca de Beleño, perfectamente indi-

0 3Km

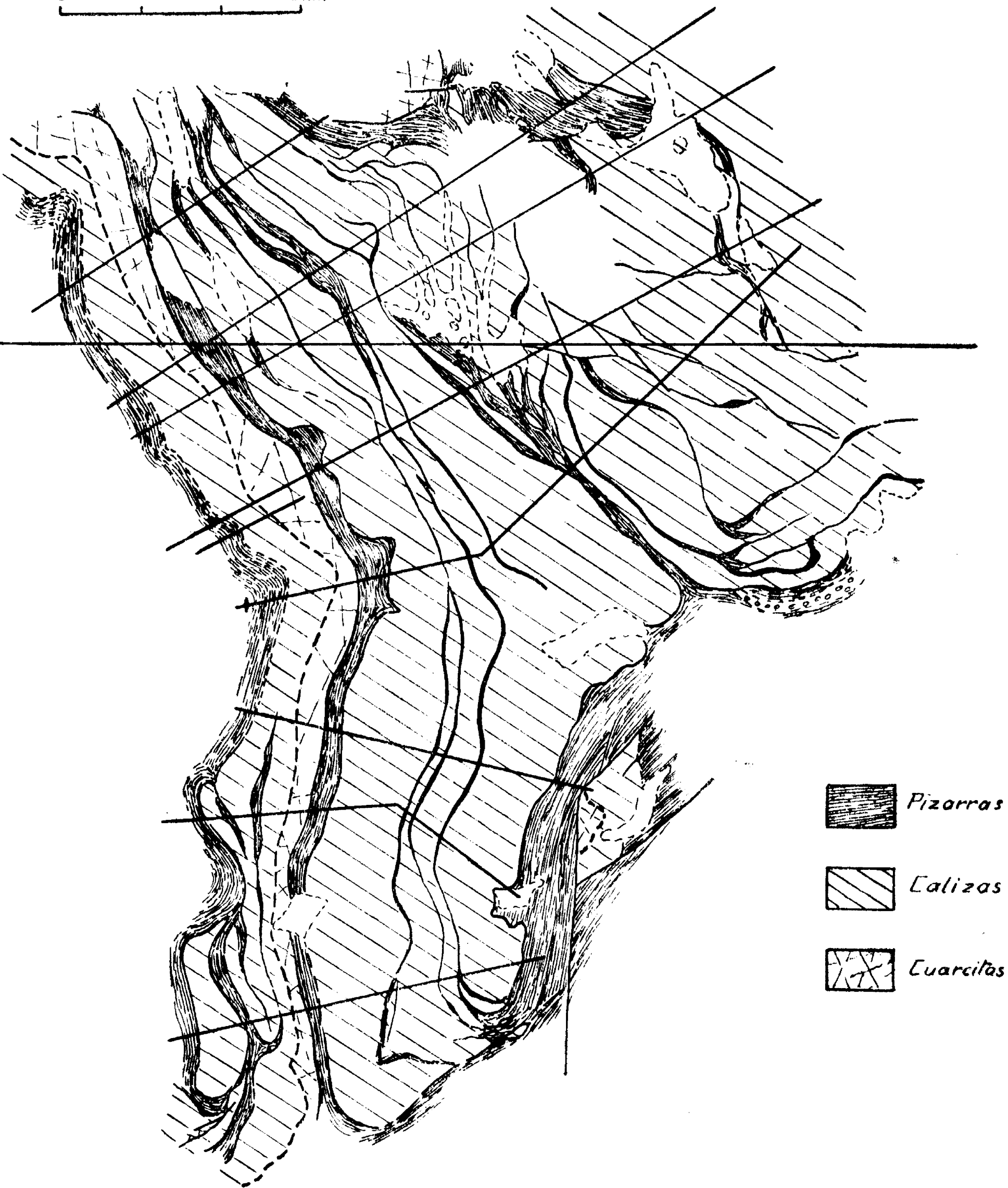


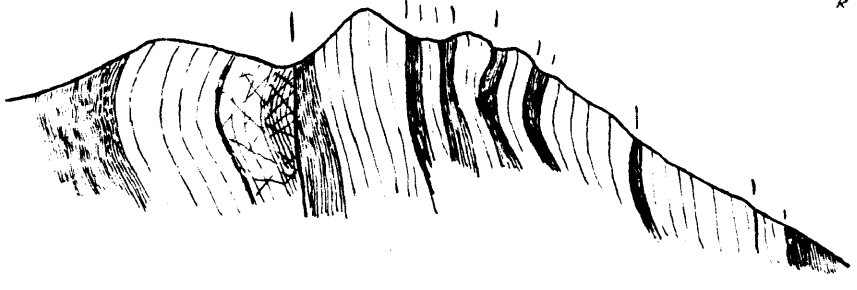
Fig. 57.—Situación de los cortes en serie por el núcleo montañoso de los Beyos.

W40°S-E40°N

El Trecho Carria Colgado de Roble

CORTES EN SERIE A TRAVES DEL NUCLEO MONTAÑOSO DE LOS BEYOS

R. Sella

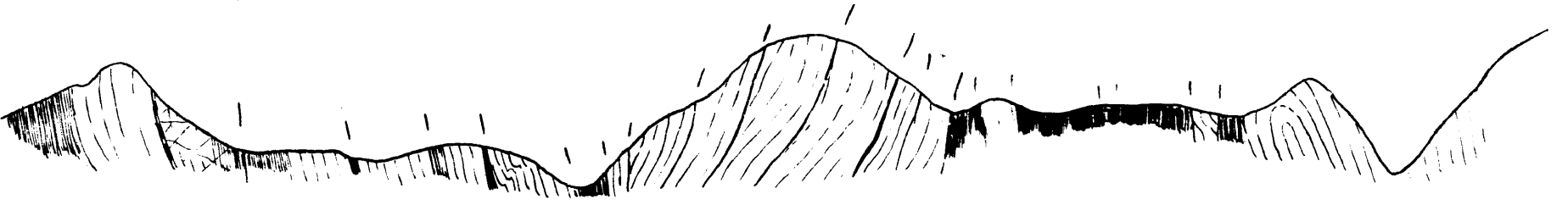


W30°S-E30°N

R. Sella

Cumbre de los Cuebrros

R. Dobra



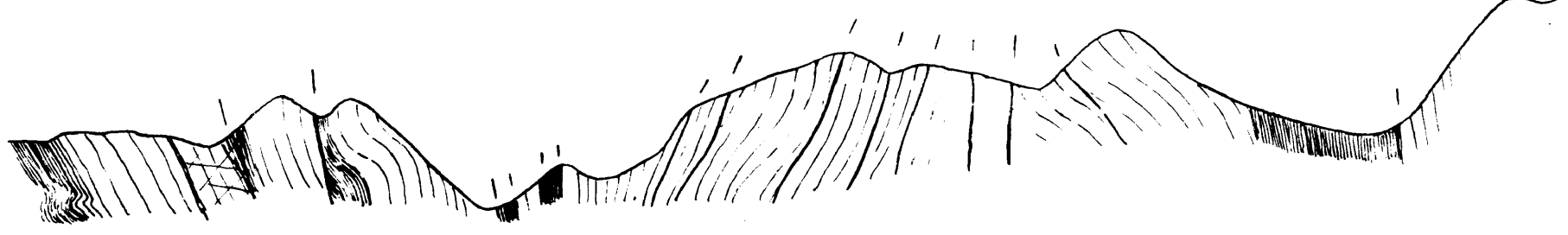
W30°S-E30°N

Peña de Calmayor

R. Sella

Cumbre de los Cuebrros

Angón



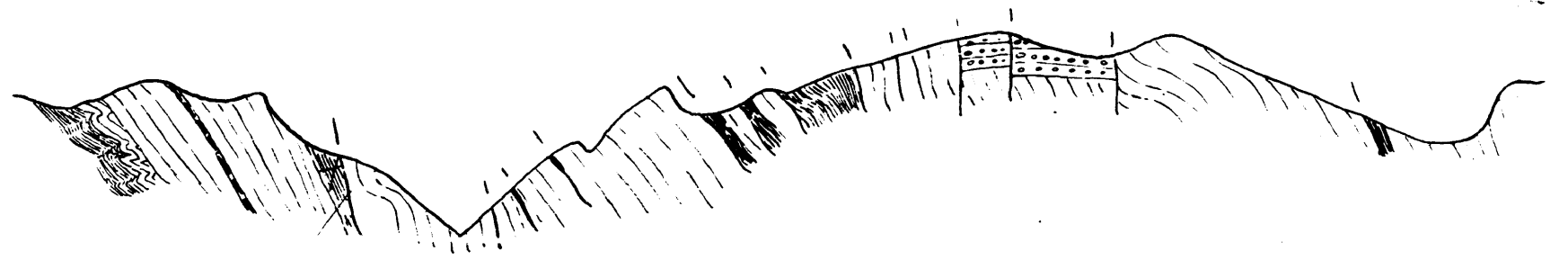
W30°S-E30°N

R. Sella

Los Beyos

Raso

R. Donga



W12°S-E12°N

Viboli

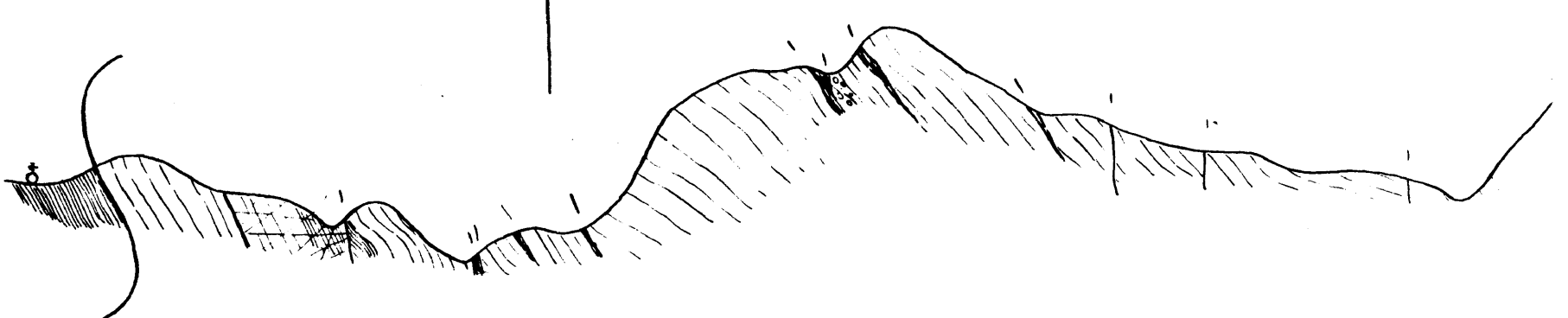
R. Sella

Los Beyos

Valdespino

R. Dobra

SW-NE

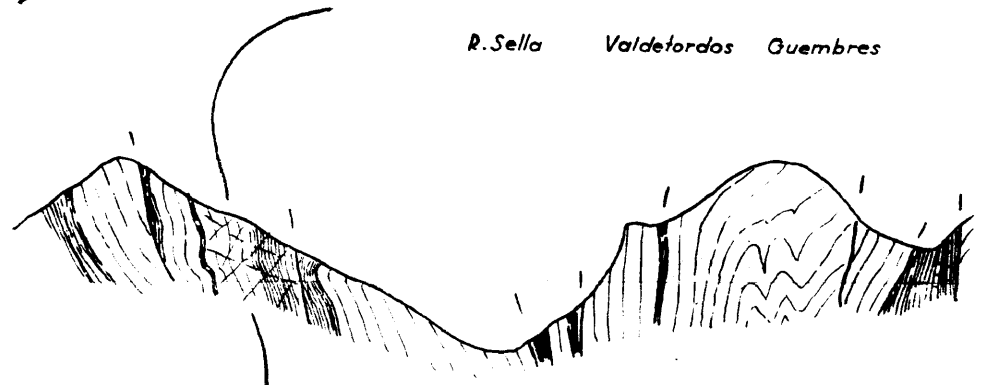


R. Sella

Valdetordos

Guembres

W15°N-E15°S



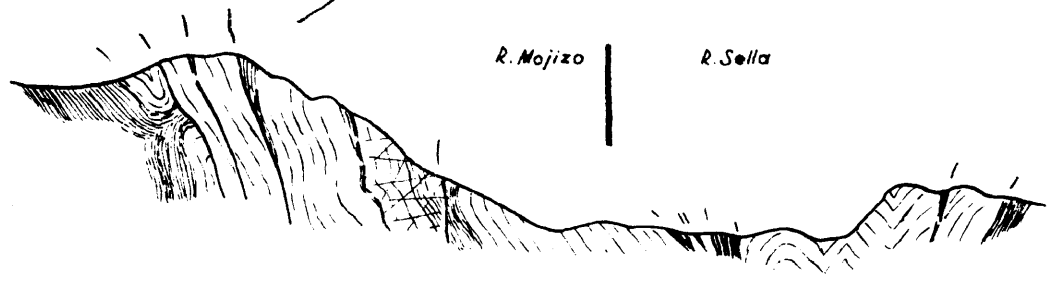
E5°S-W5°N

C. Graceno

R. Mojizo

R. Sella

W30°N-E30°S

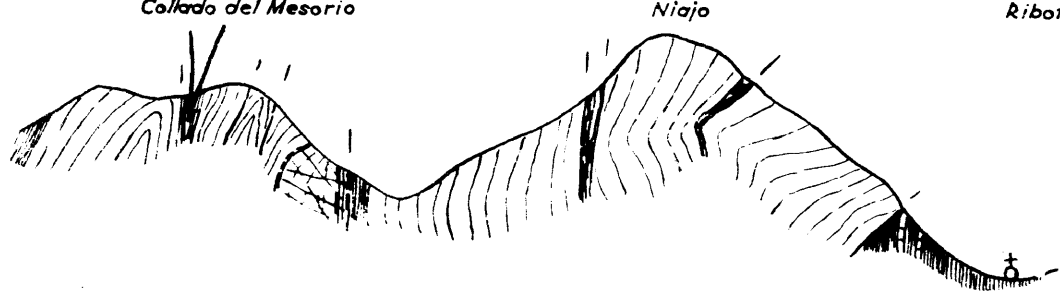


Collado del Mesorio

Niajo

Ribota

WSW-ENE



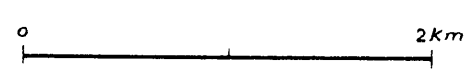
Pizarras y arenisca

Caliza de montaña

Carbonifero

Cuarcita

Pizarras y areniscas cuarcíticas



vidualizada, es el núcleo en torno al cual se adaptan estas otras unidades, envolviéndolo por el NE.

— Por lo que respecta a los Picos de Europa, la relación es muy distinta. *Tanto la alineación de Amieva como la rama NE. de la zona de Los Beyos se continúan geológicamente por los Picos de Europa.*

— *Así pues, al contrario que para la cuenca de Beleño, el límite occidental de los Picos de Europa en este sector no es un límite determinado por las estructuras, sino un límite marcado en parte por la red hidrográfica actual y, en parte, por la naturaleza de los materiales, es decir, por la acumulación de las calizas.*

— *Atendiendo a los materiales que forman este reborde NE., pueden distinguirse tres tipos de zonas: áreas con gran cantidad de cuarcitas, áreas con abundancia de pizarras y áreas con predominio calizo.*

— *Atendiendo a las estructuras, pueden distinguirse tres tipos. Tectónica de pliegues, es decir, zonas en las que se reconocen pliegues bien desarrollados, con terminaciones periclinales claras. Series monoclinales separadas por fracturas de superficie casi vertical, o sea, estructuras que pueden recordar un estilo imbricado, pero en las que se reconoce menos su origen a partir de un pliegue que en la estructura imbricada típica. Zonas de tectónica muy apretada, donde no se reconocen pliegues, con acumulación por causas tectónicas, de un mismo nivel y con todos los contactos mecanizados. Es decir, una tectónica que, aún presentando semejanzas con la anterior, se diferencia de ella por una menor regularidad. Menos rigidez en las alineaciones y, sobre todo, por la ausencia de series monoclinales.*

— *Los tres tipos de estructura coinciden con las distribuciones de los materiales. La tectónica de pliegues se desarrolla en las áreas en las que predominan las pizarras y niveles calizos superiores. Es el tipo de tectónica de la zona de Seberga con la caliza masiva superior a las pizarras, dando pliegues perfectamente desarrollados. La estructura de series monoclinales, separadas por fracturas es típica de las áreas con abundancia de cuarcitas. Es el caso típico de la Sierra de Aves-Pierzo, o bien de la zona digitada de la alineación de Amieva. El tercer tipo de*

estructuras coincide con las áreas de acumulación de calizas. Tal ocurre en la zona divergente de Los Beyos.

— En todo el reborde NE. de la cuenca de Beleño, la *situación de los contactos mecánicos indica una vergencia al NE.* Este hecho está en consonancia con lo observado en la cuenca de Beleño.

— Al igual que en la cuenca de Beleño frente a la vergencia NE., indicada por la posición de los contactos mecánicos, *existen pliegues en "retour" e inversiones en las series estratigráficas, fenómenos dirigidos hacia el SW.*

— *Las zonas con vergencia al NE. se encuentran ligadas a las áreas de series isoclinales, separadas por fracturas. Los fenómenos de inversión y "retour", es decir, dirigidos al SW., están ligados a los bordes NE. de la zonas con pliegues.* A este respecto basta recordar cómo estos fenómenos se encuentran bien desarrollados en los bordes NE. de la cuenca de Beleño y de la alineación de Sebarga, y que su origen puede ser por resbalamiento de los estratos en el sentido del buzamiento, es decir, al SW. La cuenca de Beleño y la alineación de Sebarga son dos unidades que tienen mucho de común; se trata de dos cuencas estructurales de carácter sinclinal, si bien con importante replegamiento interno, ambas con una terminación periclinal hacia el SE.; ambas con un núcleo elevado, formado por los niveles calizos superiores. La diferencia entre ambas cuencas es, en primer lugar, de carácter cuantitativo, es decir, la mayor importancia y extensión de la cuenca de Beleño; esto hace que la cuenca de Sebarga sea una unidad subordinada a la de Beleño. En segundo lugar existen unas estructuras más apretadas en Sebarga que en Beleño. La cuenca de Beleño es amplia y forma un núcleo en torno al cual se dispone un conjunto de unidades. La de Sebarga es alargada y estrecha y es una de las unidades que se disponen en torno al núcleo de San Juan de Beleño. Los accidentes dirigidos al SW. se disponen en el borde NE. de estas cuencas. En la zona de Amieva, donde existe una franja pizarrosa, que aunque muy apretada puede recordar algo estas estructuras, se presentan también fenómenos de inversión en el borde NE. En la zona de Los Beyos, los accidentes se dirigen también al SW.,

pero ello es consecuencia de la inversión del borde de la cuenca de Beleño.

— *Los accidentes vergentes al NE. se caracterizan frecuentemente por presentar contactos mecánicos. Los accidentes dirigidos hacia el SW. no presentan contactos mecánicos en este sentido.* Las mecanizaciones que puedan existir se deben a la tectónica diferencial, y tienen, por tanto, otra significación. Basta recordar para darse cuenta de esta diferencia cómo los importantes contactos mecánicos que separan las series monoclinales tiene siempre el carácter de accidentes vergentes al NE.

— *En líneas generales, las estructuras se hacen cada vez más apretadas de NW a SE.*

— *Las alineaciones se orientan de NW. a SE., adaptándose perfectamente a la cuenca de Beleño.*

— La terminación NW. de este borde no está marcada por un accidente tectónico, *las alineaciones hacia el NW. describen un arco para tomar orientación SW.-NE.* A partir de este momento, su significación varía y se desligan ya de la cuenca de Beleño.

— *La terminación SE. tiene, en cambio, carácter estructural. En Los Beyos, las alineaciones siguen dos direcciones divergentes. Una unidad transversal, dirección SW.-NE., el valle de Sajambre, forma el límite SE. del reborde nordoriental de la cuenca de Beleño.*

— Igual que en la cuenca de Beleño *existe un replegamiento en sentido transversal, puesto de manifiesto principalmente por las variaciones de inclinación de los ejes de los pliegues.* No obstante, a diferencia de allí no existen claros accidentes tectónicos transversales bien desarrollados, aunque sí se encuentran de escaso desarrollo, principalmente en los niveles disarmónicos.

— *Existen fenómenos de extrusión, de los cuales el más aparente es la terminación SE. de la alineación de Sebarga, que tiene carácter extrusivo respecto a las pizarras de San Román, Amieva y Rañes.*

— *Estos fenómenos de extrusión, principalmente la terminación SE. de la alineación de Sebarga, si bien están relacionados con el grado de intensidad del plegamiento y, por consiguiente con el carácter más o menos apretado de la tectónica*

longitudinal, guardan una estrecha relación con la tectónica transversal.

— Existe en esta zona, concretamente en la alineación de Se-barga, un *Estefaniense discordante, si bien plegado después conjuntamente con los niveles inferiores a él.*

— Como consecuencia de haber habido plegamiento con posterioridad al depósito del Estefaniense, *la discordancia se observa mal transversalmente a las estructuras, en cambio se manifiesta bien consideradas éstas en sentido longitudinal.*

— *Los pliegues estefanienses se orientan de NW. a SE., es decir, siguiendo la orientación de todas las alineaciones de esta región.*

D) EL REBORDE SURORIENTAL

Al SE. de la cuenca de Beleño se extiende una zona alineada de SW. a NE., o sea, normalmente al reborde NE. que acaba de estudiarse. Esta zona se sitúa entre la cuenca de Beleño y una región de características particulares, que se extiende desde el puerto del Pontón hacia el S. y SE.

La orientación SW.-NE. de las alineaciones en esta zona hace que se enfrenten marcadamente a las alineaciones del reborde NE. A este respecto conviene recordar el carácter divergente de la unidad más meridional de este reborde, es decir, del núcleo de Los Beyos. Esta divergencia daba lugar a dos ramas: una dirigida hacia el E. y otra hacia el SW., en estrecha relación con la orientación SW.-NE. de este reborde SE. Basta tener en cuenta, para poner de manifiesto esta relación, que si bien las dos ramas del núcleo de Los Beyos se dirigen en sentidos opuestos, ambos sentidos marcan, en definitiva, una sola dirección: la dirección SW.-NE., propia de la región que se considera ahora.

Para la descripción del reborde SE. pueden considerarse tres zonas: el valle de Sajambre, el núcleo montañoso de Ten y la zona de Zalambra. De todas estas unidades, el valle de Sajam-

bre es la más importante; por ello y por ser la que más relación guarda con el reborde NE., se describirá en primer lugar.

1) EL VALLE DE SAJAMBRE.

Sajambre no constituye propiamente un valle. En realidad está formado por dos valles afluentes del Sella; uno orientado de NE. a SW., y el otro, de SW. a NE. Ambos desembocan en el Sella, muy cerca uno del otro; uno de ellos, el que procede del SW., en Vierdes; el otro, entre Covarcil y Ribota. Estos valles se abren según una franja de pizarra orientada NE.-SW. y forman un área de relieves suaves modelados sobre las pizarras. Una zona cuarcítica y caliza que se extiende desde Jober y La Cotorra de Escobaño a Pico Jario, Pica Ten y Peña Negra, forma el límite SE. del valle de Sajambre. Los altos picos calizos del extremo SE. del núcleo de Los Beyos forman el límite NW.; las Peñas Beza y Pico Cabronero, Güembres y Niajo, forman los relieves que por el NW. dominan Sajambre.

Para el estudio tectónico hay que considerar varias zonas. La primera, el contacto con el núcleo de Los Beyos; en segundo lugar el límite SE., o sea, la zona de relieves antes citada, que separa Sajambre del área del puerto del Pontón. Una vez estudiados los dos bordes hay que considerar la estructura interna de la franja pizarrosa. Finalmente, los dos extremos: NE. y SW., el primero formado por la zona de Carombo, al pie de los Picos de Europa; el segundo relacionando Sajambre con el núcleo montañoso de Peña Ten.

a) *El contacto con el núcleo de Los Beyos.*

Esta zona plantea interesantes problemas. El núcleo de Los Beyos es el extremo SE. del reborde nordoriental de la cuenca de Beleño; en este borde, las alineaciones se disponían de NW. a SE. El valle de Sajambre se orienta normalmente a estas estructuras. Se trata de una unidad que es la prolongación del reborde SW.

y S. de la cuenca, de ahí su orientación; Sajambre se encuentra, pues, ligado al reborde meridional de la cuenca de Beleño. La zona que se estudia ahora es, por tanto, el contacto de las estructuras que forman los rebordes nordoriental y meridional de dicha cuenca.

En este contacto se pueden distinguir dos sectores: un sector NE., correspondiente a la rama NE. del núcleo divergente de Los Beyos; un sector SW., correspondiente a la rama SW. de dicho núcleo. De estos dos sectores es el segundo el más interesante, y dentro del segundo sector, el extremo más meridional.

En el sector NE., la caliza de montaña de la Sierra de Beza cabalga las pizarras del valle de Soto de Sajambre. Desde el Dobra hasta la collada de Beza existe una completa uniformidad en las estructuras. Como ya se explicó al hablar del núcleo de Los Beyos, la cara S. de la Sierra de Beza está formada por dos escamas calizas superpuestas; entre ambas se encuentra la griotte; recorriendo la franja griotte, a mitad de altura del cortado de Beza, discurre el camino de Las Segadas. La franja más alta es reducida y forma sólo los relieves más elevados de Beza. Al N. de esta escama se dispone, apretada contra ella, otra serie de escamas. Todo este conjunto, que culmina con Pico Carbonero, es el límite de Sajambre, en el sector de la Sierra de Beza. Sin embargo, de todas las escamas descritas, tan sólo una de ellas, la más meridional, limita realmente la franja pizarrosa de Sajambre.

El sector SE. se extiende desde la collada de Beza hasta la collada de Llaete. Desde la collada de Beza a Covarcil, el límite de la franja pizarrosa de Sajambre lo forma una única alineación de caliza de montaña, que se extiende desde Jurcueto, por Güembres, hacia el SW.; las características de esta zona son parecidas a la anterior, si bien no existe una tectónica de escamas tan violenta. Las alineaciones son aproximadamente de dirección SW.-NE., tanto al SW. como al NE. de las colladas de Beza; la diferencia está en que, si bien de igual dirección, los sentidos son contrarios. La estrecha franja que en el núcleo divergente de Los Beyos separaba las dos ramas llega por Toneyo y Ventaniella de Beza hasta las colladas de Beza; por tanto, de un lado a otro de estas colladas, las alineaciones se dirigen ha-

cia el NE. o hacia el SW., aunque se dispongan según una única dirección SE.-NW.; es decir, según la dirección del valle de Sajambre. Sin querer adelantar por ello conclusiones, cabe señalar aquí la coincidencia entre esta dirección marcada por la divergencia de Los Beyos y la orientación del valle de Sajambre, coincidencia que denota una dependencia entre ambos hechos.

Al SW. del Sella, en Niajo, se desarrolla una estructura muy particular. Si se atiende exclusivamente al contacto entre la caliza de Niajo y la zona pizarrosa de Ribota, es decir, de Sajambre, se observa que, al contrario que en los sectores estudiados hasta ahora, el contacto se realiza con diferentes escamas calizas. Son fundamentalmente tres las escamas que forman el límite de la zona pizarrosa; la más septentrional forma la cara E. de Niajo, por debajo de los prados de Ribota; la central es la que forma la cumbre de Niajo; la situada más al SW forma la ladera W. y S. de dicha cumbre. Esta disposición es debida a la inflexión que sufren en Niajo las alineaciones orientadas hasta allí de NE. a SW.; esta inflexión da lugar a una orientación de W. a E., o incluso hacia el ENE. y NE. Como consecuencia de esta orientación, las escamas calizas, en vez de ser paralelas a la franja pizarrosa de Sajambre, son oblicuas a ella, por tanto se suceden en su papel de límite de dicha franja. Así pues, las alineaciones que en las colladas de Beza tomaron orientación SW., al llegar a Niajo se inflexionan para orientarse hacia el NE.; el valle de Sajambre corta a dichas alineaciones antes de que consigan tomar plenamente su nueva orientación; no obstante, el contacto no es una fractura única, sino que las mismas escamas calizas de la zona de Niajo se continúan, a veces rotas y estranguladas, por la zona pizarrosa de Sajambre. Tal es el origen de las escamas que se disponen entre Ribota y Llaete.

En resumen, el borde o límite NW. del valle de Sajambre está constituido por un contacto mecánico; más concretamente, por un cabalgamiento de las calizas del núcleo de Los Beyos hacia el SE. Por otra parte, la unidad que forma Sajambre ha influido decisivamente en la orientación de las alineaciones de la terminación SW. del borde nordoriental de la cuenca de Beleño, es decir, del núcleo divergente de Los Beyos.

b) *El límite SE. Comparaciones.*

Este borde es de características completamente distintas al anterior, mientras en aquél el contacto era mecánico, aquí se trata de una serie normal, descendente hacia el SE., hasta que un contacto mecánico señala la aparición de la unidad limitante. Este contacto es prácticamente vertical. Así, como antes era la unidad vecina la que cabalgaba a la zona pizarrosa de Sajambre, ahora es el borde SE. de Sajambre el que, si bien sin llegar a formar un verdadero cabalgamiento, se comprime contra la unidad que forma su límite sudoriental.

Esta disposición normal del borde SE. hace que exista en él una disposición paralela de la caliza de montaña y la cuarcita masiva que forman dos franjas alargadas, separadas ambas por una estrecha banda de griotte. Esta disposición tan simple se encuentra en Pica-Ten; allí la cuarcita, que forma los máximos relieves, se hunde hacia el NW. bajo las pizarras negras y de la serie griotte y ésta bajo la caliza de montaña que se encuentra adosada a la ladera NW. de Pica-Ten. La caliza de montaña se hundió a su vez bajo la serie pizarrosa de Oseja y Pio. Esta distribución queda modificada hacia el NE. por la aparición de una tectónica de fallas. En Jario, la disposición es, en definitiva, la misma. Pico Jario y Neón están formados por caliza de montaña Neoncito y todos los relieves del SE., por cuarcitas; entre ambas se sitúan la griotte. Tan sólo la existencia de tres fallas orientadas NNW.-SSE., N.-S. y NE.-SW., unido a la mayor área que ocupan aquí las calizas y cuarcitas, hacen que esta disposición sea menos esquemática. Más al NE., las cuarcitas forman una amplia área, que se extiende por Abedular, Jober, Cuesta Fría y Neoncito. Las calizas quedan limitadas al NE, en la Cotorra de Escobaño.

Como se indicó ya, la serie cuarcítica limita al SE. mediante un contacto mecánico con la unidad vecina, unidad ligada al puerto del Pontón. Esta disposición recuerda lo visto hasta ahora, tanto en la cuenca de Beleño como en Sebarga. Aquí, no obstante, el contacto mecánico no es una fractura simple, o por lo menos no se limita a ello; más al SE. de la fractura que forma

el límite de la serie cuarcítica existe una zona, a veces bastante amplia, de escamas calizas; esta zona se estudiará aparte, ya que constituye el límite SE. de la envoltura de la cuenca de Beleño. Al NW. de esta zona de escamas, todas las unidades se orientan en función de dicha cuenca; al SE. de las mismas, las características geológicas cambian completamente.

c) *La estructura interna.*

El carácter anormal del borde NW. y normal del borde SE. se traducen en la estructura interna de la alineación de Sajambre. Al SE. existe una serie normal, por encima de la caliza de montaña. Al NW. se encuentra un conjunto de retazos de calizas, principalmente entre Soto y Jurcueto o Güembres. En esta zona aparecen involucrados también en el plegamiento los conglomerados, de los que ya se habló en la parte estratigráfica. Estos conglomerados están bien representados al pie de las Peñas de Beza. Así pues, las dos mitades, NW. y SE., de la franja pizarrosa de Sajambre, tienen caracteres diferentes, en consonancia, con las características del borde a que están ligadas. Entre ambas mitades se dispone un núcleo anticlinal de caliza de montaña, en el que llega, incluso, a aflorar la cuarcita masiva. Este núcleo anticlinal aflora gracias a una fracturación posterior que lo ha levantado. Tres fallas, orientadas N.-S. una, y NE.-SW., las otras dos, forman, respectivamente, los límites occidental, NW. y SE. del núcleo anticlinal; por el E., el contacto es normal y la caliza de montaña se hunde bajo la serie de areniscas y pizarras que estratigráficamente se le superponen.

Hacia el SW., un nuevo tipo de estructuras aparece en el interior de la franja pizarrosa, es la estructura de escamas englobadas en las pizarras; estructura que se desarrolla entre Ribota y Llaete y que ha sido ya descrita al hablar del contacto con el núcleo de Los Beyos, por su relación con la zona de Niajo.

d) *El extremo NE.*

Por el NE., la alineación de Sajambre acaba en Carombo, junto al macizo occidental de los Picos de Europa o macizo de los Picos de Cornión. Hasta ahora se ha visto cómo todas las unidades estudiadas antes y que limitaban con los Picos de Europa se continuaban tectónicamente por ellos. Las sierras de Amieva, Beza, etc., son la continuación estructural del borde W. de los Picos de Europa. Con Sajambre no ocurre lo mismo, la alineación de Sajambre al llegar a Carombo choca con el murallón de los Picos de Europa y se continúa por una franja estrecha, que se inflexiona hacia el SE.; un contacto mecánico señala el límite de los Picos de Europa. Esta disposición se continúa hacia el SE. por el valle de Valdeón. Allí las calizas que forman el murallón de los Picos cabalgan al conjunto de pizarras y conglomerados que forman el valle de Valdeón; el contacto entre una y otra unidad es una fractura única, prolongación de la que en Carombo separa la alineación de Sajambre de los Picos de Cornión.

Este extremo NE. de la alineación de Sajambre tiene interés, no sólo por su relación con los Picos de Europa, sino también por tener lugar allí un nuevo cambio de dirección en las alineaciones. En efecto, la orientación de Sajambre es anómala, es una dirección SW.-NE., situada al S. de la Rodilla Asturiana. Esta dirección no puede mantenerse largo tiempo; en Carombo, el contacto con los Picos de Europa se orienta NW.-SE. Esta nueva dirección sufrirá nuevas inflexiones en Valdeón, para tomar una orientación general W.-E.

e) *El extremo SW.*

La alineación de Sajambre está ligada por el SW. al núcleo montañoso de Peña Ten, punto culminante de la región estudiada. Una franja cuarcítica, con retazos de caliza en ambos lados, surge en medio del área pizarrosa más al SW. de Pío. Esta escama cuarcítica forma los relieves que culminan en la Peña

de La Mora y divide el valle de Pío en dos: uno al N., que nace en la collada de Llaete, y otro al S., llamado Valdemagán, y que nace en la collada de este nombre. La franja cuarcítica que los separa conserva al S. una franja paralela de caliza de montaña, en contacto normal con ella a través de la serie griotte; al N. conserva también un retazo de caliza, si bien más reducido. Este conjunto, cuyo núcleo está formado por la cuarcita, tiene, por tanto, carácter de anticlinal. Este anticlinal puede relacionarse con el núcleo que entre Ribota y Soto aparecía favorecido por las fallas posteriores al plegamiento. La aparición de esta franja anticlinal de cuarcita reduce considerablemente el área ocupada por las pizarras, que quedan muy limitadas entre ella y los bordes NW. y SE. de Sajambre. Estas dos franjas estrechas de pizarras, en que queda dividida la alineación de Sajambre, van estrechándose hacia el NW., de tal modo que se pasa ya a una zona que, aunque tectónicamente es la continuación de Sajambre, tiene unas características particulares, por lo que constituye una unidad independiente: es el núcleo montañoso de Peña Ten.

f) *Conclusiones.*

Sajambre está formado por una franja pizarrosa, en posición *sinclinal*, limitada por relieves calizos.

Los bordes de la alineación de Sajambre son *asimétricos*, mientras el límite NW. es mecánico, el SE. es normal. Al NW., las calizas de Beza y Güembres cabalgan a las pizarras de Sajambre. Por el SE., las cuarcitas del borde de la alineación de Sajambre se aprietan contra la unidad del puerto del Pontón.

Esta estructura es comparable a la de Seberga, y, en definitiva, a la de Beleño; en ambos casos, una de las características era siempre la *asimetría* entre los dos bordes.

Atendiendo a la posición de los contactos mecánicos, debe concluirse que en Sajambre *existe una vergencia al SE.*

Las vergencias SE. contrastan con las vergencias NE. encontradas hasta ahora; sin embargo, hay que hacer notar que *en Sajambre, igual que en el reborde NE, de la cuenca de Beleño,*

los contactos mecánicos se disponen hacia el exterior, en Sajambre hacia el SE, en Sebarga hacia el NE.

A diferencia de Sebarga, en Sajambre no existen terminaciones periclinales. Tanto por el extremo NE. como por el SE., la franja pizarrosa se estrecha y estrangula, pero no acaba periclinamente.

El valle de Sajambre, aunque desplazado hacia el E. y sin contacto directo con la cuenca de Beleño, forma parte de su reborde SE. y está ligado a las alineaciones que bordean la cuenca por el S. Sajambre, tanto por su orientación como por sus relaciones tectónicas, es la continuación de las estructuras que van bordeando la cuenca de Beleño por el SW. y por el S. El contacto entre Sajambre y la divergencia de Los Beyos representa el contacto de las unidades que rodean la cuenca de Beleño por el NE. y las que la rodean por el S.

Existe una estrecha relación entre la divergencia de Los Beyos y la orientación de Sajambre. A este respecto se observa cómo las dos ramas de Los Beyos señalan la dirección SW.-NE., es decir, la dirección de Sajambre. La rama SW. de Los Beyos, al llegar a Niajo, se inflexiona, para seguir la dirección que tomó la rama NE., sin embargo, las alineaciones quedan cortadas por el valle de Sajambre y acaban en escamas calizas englobadas en la franja pizarrosa. La rama SW. de Los Beyos aparece con un papel como de relleno entre la cuenca de Beleño y Sajambre, de aquí su orientación hacia el SW. y S. y luego su inflexión en Niajo, para recuperar la orientación hacia el NE.

2) EL NÚCLEO MONTAÑOSO DE PEÑA TEN.

Esta zona es la continuación tectónica hacia el W. de la alineación de Sajambre, pero a diferencia de aquella, el núcleo montañoso de Peña Ten limita directamente la cuenca de Beleño. Este núcleo montañoso, el más elevado de la región estudiada, se encuentra al S. del monte de Peloño. Los relieves de Pileñes y Bocoba, que orográficamente forman parte de esta unidad, fueron estudiados ya al hacerlo con el borde SW. de

la cuenca. Conviene recordar aquí cómo en esta zona los contactos mecánicos se sitúan hacia el exterior de la cuenca. Este hecho se encuentra desde la terminación SE. de la cuenca hasta Ventaniella. Como se indicó ya al describir el borde SW., esta disposición contrasta con el carácter tectónico que presenta el borde de la cuenca desde Ventaniella al NW.

En Pileñes, la disposición es la de una serie próxima a la vertical y descendente hacia el S. Entre Pileñes y Ten se dispone una franja de pizarras con algún retazo calizo. El puerto de Arcenorio y el valle de La Castellana se modelan sobre esta franja.

En Peña Ten la estructura es inversa a la de Pileñes. La caliza que forma toda la Peña buza constantemente hacia el S. Una serie de contactos mecánicos de escasa importancia se dispone, en la cara N. de Ten, entre La Vega de la Casa, en Arcenorio y el collado de Cardal. En la ladera meridional de Ten, dos estrechas franjas pizarrosas señalan la existencia de dos contactos mecánicos más; los buzamientos son también marcadamente al S. (fig. 59).

Este núcleo calizo de Ten se estrangula tanto hacia el E. como al W. Hacia el E. se estrangula entre la terminación SE. de la cuenca de Beleño y Peña la Mora, prolongación de Sajambre. Hacia el W., entre el borde de la cuenca de Beleño y el medio sinclinal de Valdosín.

Esta tendencia a la vergencia N. de Peña Ten se encuentra igualmente en la franja cuarcítica de Peña la Mora; esta franja, si bien en su extremo E. conserva caliza de montaña en los dos lados, manifiesta en casi toda su extensión una tectonización al N., mientras está en contacto normal con la caliza de montaña al S. No obstante, en esta franja, tanto en la caliza como en la cuarcita se encuentran algunos buzamientos al N., con tendencia a invertirse algo la serie.

Más al S. una nueva alineación cuarcítica forma el límite de la unidad que se está estudiando. Es la cuarcita que forma los relieves de Peña Negra, y que, en realidad, pertenece ya a otra unidad: el sinclinal del Zalambral. Esta cuarcita está también en contacto mecánico con las pizarras que la limitan por

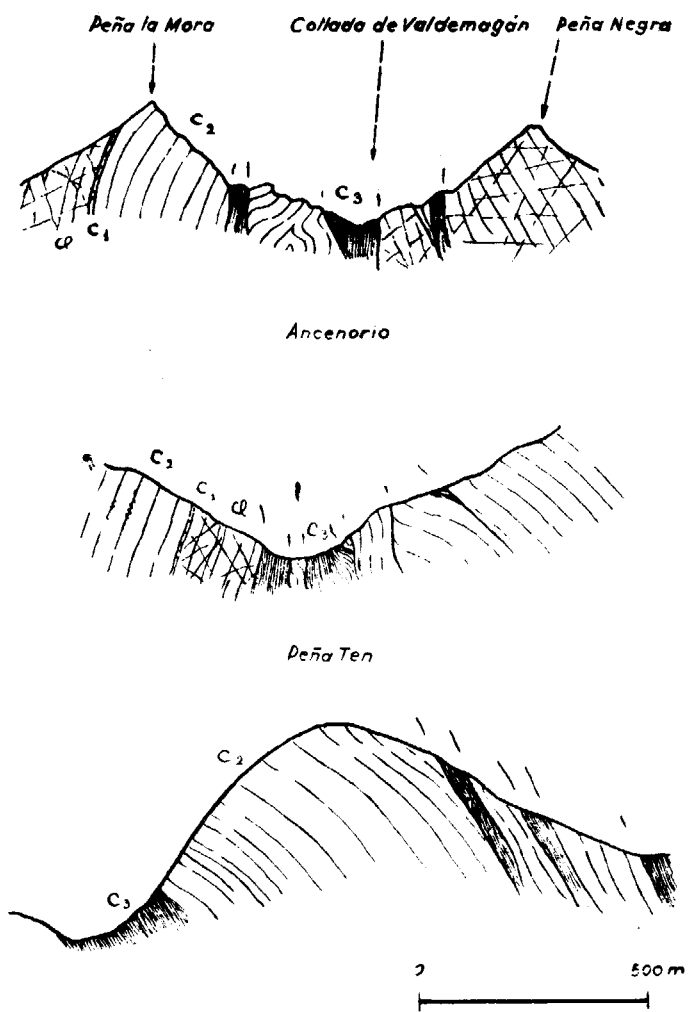


Fig. 59.—Cortes en Peña Ten y Peña La Mora.

el N., mientras que hacia el S. se hunde bajo la caliza de montaña.

Dos hechos es interesante retener de la estructura de esta zona. De una parte, la intensa tectonización que la caracteriza; es una zona formada por escamas o por franjas apretadas de origen anticlinal o sinclinal y con los contactos mecanizados. El

otro hecho es la falta de una vergencia dominante. Es una zona en la que se enfrentan dos vergencias; de un lado, la vergencia S., determinada por el borde de la cuenca de Beleño, vergencia que se ha impuesto en Sajambre; de otro, la vergencia N., que se encuentra en Peña Ten, Peña la Mora y Peña Negra, o sea, en las estructuras que bordean la cuenca. Estas dos vergencias opuestas dan lugar a ligeras inversiones y a la notable verticalidad de las capas en muchos puntos de esta zona; la verticalidad de los estratos en Pileñes o la inversión al E. de Bocoba se deben a la influencia de la vergencia N. Las ligeras inversiones en la alineación de Peña la Mora son influencia de la vergencia S.

3) EL MEDIO SINCLINAL DEL ZALAMBRAL.

Una tercera unidad se encuentra al SE. de las dos descritas hasta ahora: es la zona del Zalambreal. Esta zona forma un área excavada en las pizarras, en las que se abren los valles de Becenes y Moñenes, área rodeada por unos relieves cuarcíticos que llegan a sobrepasar en algún punto los 1.900 m. de altitud. Una franja de caliza poco importante en el relieve separa la cuarcita de la pizarra. Esta franja caliza tan sólo hacia el N. forma un relieve algo destacado, por lo general queda topográficamente por debajo de la cuarcita. Se trata, pues, en líneas generales, de un área pizarrosa cerrada por el SE., NE. y NW. por una franja cuarcítica y caliza que la rodea. Esta doble franja destaca topográficamente por encima del núcleo pizarroso en casi toda la zona. Tan sólo en el extremo NE., en Los Argaos, la pizarra se eleva topográficamente por encima de las franjas cuarcíticas y caliza que geológicamente la cierran. Así pues, esta zona forma un área abierta hacia el SW. y cerrada por las demás partes; esta disposición es consecuencia de su estructura geológica, estructura que es la de un amplio sinclinal. La estructura interna de este sinclinal es muy simple, se trata de un sinclinal recto; los buzamientos oscilan entre los 35° como mínimo, y los 75°, como máximo, siendo normales los valores medios y bajos. Lo interesante a considerar en este sinclinal son sus relaciones con

las unidades vecinas, concretamente, con las unidades que lo rodean por el NW. y NE. y SE. Por el SW., es decir, por el extremo en el que el sinclinal queda abierto, una fractura orientada NW.-SE. lo corta transversalmente; más adelante se hablará de este accidente, de momento basta con señalar que es la misma fractura que se orienta según el valle de Ventaniella y rompía la continuidad entre el sinclinal de Collado Zorro y el área comprendida entre Tiatordos y Maciédome.

Los límites NW. y SE. del sinclinal son, respectivamente, el núcleo montañoso de Peña Ten y la zona del puerto del Pontón. El límite NE. es un poco especial, ya que el sinclinal del Zalambreal no se continúa en este sentido, sino que acaba periclinalmente. Esta terminación tiene, además, una particularidad, y es que los terrenos que rodean al sinclinal, especialmente por el SE. y NE. son, dentro del Carbonífero, mucho más modernos que él, pero además el contacto se verifica entre las cuarcitas y el Carbonífero. Un contacto mecánico rodea a todo el sinclinal; la franja cuarcítica que rodea su núcleo carbonífero limita externamente por un contacto mecánico que dibuja el arco de la terminación periclinal. Este contacto mecánico, si bien es bastante vertical, como es normal en toda la región estudiada, tiende a cabalgar a las unidades que lo rodean; es decir, que el sinclinal del Zalambreal tiene carácter extrusivo. Este hecho tiene como consecuencia su posición extraña de una estructura separada del conjunto de unidades que forman el reborde SE. de la cuenca de Beleño. En efecto, este sinclinal se encuentra en contacto con las unidades antes descritas, pero separado de ellas y aislado hacia el SE., apartándose y adentrándose algo en el área de la unidad del Pontón.

Por lo que se refiere a la vergencia, no la tiene en un sentido determinado, debido a su carácter extrusivo. Su flanco NW. limita con la unidad vecina por un contacto mecánico que indica una vergencia hacia el NW. El otro flanco tiene idéntica disposición, es decir, tiende a verger al SE. Este carácter extrusivo de los sinclinales se describió ya para la alineación de Sebarga. La misma cuenca de Beleño tiene, en definitiva, la misma estructura. La particularidad del sinclinal del Zalambreal estriba en la claridad con que se presenta el fenómeno. Tanto en Se-

barga como en Beleño, había una vergencia definida hacia el NE.; los flancos SW., o mejor dicho, los bordes SW., eran tectónicos; tan sólo en sus terminaciones SE. se reconocía el carácter extrusivo. El sinclinal del Zalambreal es más simple, es de pequeñas dimensiones, por eso su estructura se ha mantenido sencilla, no existen fenómenos que enmascaren la disposición de sus flancos. El contacto mecánico que rodea al sinclinal y que le da su carácter extrusivo, es una línea única sin complicaciones. Los buzamientos, en todos los puntos del sinclinal, son hacia el interior del mismo. Es decir, que se trata de un sinclinal simple y sencillo que ha hecho extrusión.

Finalmente hay que insistir en el hecho de que el sinclinal se encuentra cortado hacia el SW. por una falla de dirección NW.-SE., es decir, transversal a la dirección del sinclinal, que es de orientación NE.-SW., al igual que la alineación de Sajambre. Esta falla corta por el SW. al sinclinal, por este motivo, en el título de este capítulo se le ha dado el nombre de medio sinclinal, por ello se encuentra abierto hacia el SW. Toda esta estructura cobrará más significado más adelante, cuando se describa la unidad que del otro lado de la falla es la continuación de la unidad del Zalambreal.

4) CONCLUSIONES.

El reborde SE. de la cuenca de Beleño está formado por tres zonas muy distintas. La alineación de Sajambre, que recuerda a Sebarga y Amieva, si bien en ella, a diferencia de Sebarga, no existen terminaciones periclinales. El núcleo de Peña Ten, con una estructura en escamas muy apretadas. El sinclinal del Zalambreal, que es un sinclinal laxo y de carácter extrusivo.

Todo este conjunto se orienta SW.-NE., es decir, normalmente a la orientación que seguía el reborde NE.

El extremo más oriental del reborde SE. es Sajambre, de tal modo que no está ya en contacto directo con la cuenca de Beleño. El extremo más meridional del reborde NE. es el núcleo divergente de Los Beyos. Así pues, la zona de contacto entre

el valle de Sajambre y el núcleo de Los Beyos representa el contacto entre las unidades que por el S. y por el NE. bordean la cuenca de Beleño. En la cuenca de Beleño, en todo el borde NE. y en la zona comprendida entre la terminación SE. y Ventaniella, las vergencias, considerando los contactos mecánicos, son hacia el exterior de la cuenca. Por lo que se refiere a las unidades envolventes, el reborde NE. conserva esta disposición, el reborde NE. tiene vergencias indecisas. Así, mientras en Sajambre las vergencias son al SE., en la zona de Pileños, el núcleo montañoso de Peña Ten tiende a verger al N., y el sinclinal de Zalambreal es extrusivo, sin vergencia definida.

El carácter extrusivo del sinclinal del Zalambreal es indicio de un fuerte cabeceo en los ejes de los sinclinales, a este respecto podría recordarse todo lo dicho para la terminación SE. de la alineación de Seberga.

Por lo que respecta al contacto entre los bordes S. y NE., es decir, entre el núcleo de Los Beyos y Sajambre, se observa una profunda interdependencia. La rama SW. del núcleo de Los Beyos queda apretada entre la cuenca de Beleño y Sajambre. Es una zona que se orienta NE. a SW. y en Niajo describe un arco para dirigirse de nuevo al NE. Se trata de unas alineaciones aberrantes, de relleno entre la cuenca de Beleño y la alineación de Sajambre, alineaciones impuestas por la necesidad de la adaptación al espacio, verdaderas disarmonías a gran escala.

La cuenca de Beleño influye en la orientación NE.-SW. de la rama SW de Los Beyos. El valle de Sajambre corta las alineaciones que en Niajo sufren la inflexión hacia el E. y NE., pero no lo hace según una fractura única, sino que las franjas calizas, al orientarse hacia el NE., se rompen en escamas, que se pierden en el interior del área pizarrosa de Sajambre.

El reborde SE. de la cuenca de Beleño se interpone entre ésta y el núcleo anticlinal de Casasuertes, de la misma manera que el reborde NE. se interponía entre la cuenca y los Picos de Europa, pero a diferencia del reborde NE., no existe continuidad tectónica entre las estructuras del reborde SE. y el anticlinal de Casasuertes, mientras que las unidades de Amieva y Los Beyos se continúan tectónicamente por los Picos de Europa.

E) EL NUCLEO DE CASASUERTES Y SU ENVOLTURA PERIFERICA

La zona que se describe en este capítulo no es ya una de las unidades secundarias que forman la envoltura, el reborde, de la cuenca de Beleño. El conjunto que propiamente es el objeto de este estudio termina al SE. de las unidades de Sajambre y del Zalambreal. Si se añaden aquí unos datos acerca del área que se extiende al SE. del reborde suroriental de la cuenca de Beleño es con el fin de que adquiera ésta su mayor realce. Al SE. de Sajambre, y separado por la franja de Pica-Ten, se extiende una amplia zona anticlinal, cuyo extremo NE. lo constituye una terminación periclinal, con núcleo devónico y rodeada por la serie detrítica del puerto del Pontón. Interponiéndose entre esta unidad y el reborde SE. de la cuenca de Beleño, se encuentra una zona de escamas calizas que marca el límite de las unidades que deben considerarse ligadas a dicha cuenca. Esta serie de escamas se extiende desde Dobres hacia el SW. por la cabecera del arroyo de Fonseya, vertiente SE. del Pozúa, y más al SW., por las escamas, al S. de Las Joyas, cerca de Polvoredos, donde queda interrumpida por la fractura NW.-SE., descrita antes.

Para el estudio de esta unidad se consideran, pues: las alineaciones de escamas calizas, el núcleo devónico de Casasuertes y la serie detrítica envolvente. La primera de estas tres zonas, que es la más septentrional, constituye el límite con las unidades ligadas a la cuenca de Beleño.

1) LA ALINEACIÓN DE ESCAMAS CALIZAS.

Los límites SE. de Sajambre y del sinclinal del Zalambreal son dos contactos mecánicos, ambos de trazado muy simple. No obstante, en posición más meridional aparece una zona alar-

gada de NE. a SW., en la que se desarrollan multitud de escamas calizas, algunas de ellas dentro del área ocupada por la serie detrítica del Pontón. Las más importantes se disponen en la Riega de les Pontigues, principalmente en su margen derecha, al S. de Neoncito. Todas ellas tienen forma alargada; la de mayores dimensiones forma la Peña de los Mozos. Estas escamas se continúan por los alrededores de la carretera y luego por la ladera SE. de Pozúa. Finalmente, al S. de Las Joyas se dispone también un grupo de escamas, que son la continuación de estas estructuras.

Como se dijo al empezar este capítulo, el área con escamas calizas se orienta de NE. a SW., orientación que siguen asimismo las escamas, consideradas aisladamente. Tan sólo en Xurbia, al NE. de la terminación del sinclinal del Zalambrol, las escamas se disponen N.-S. o NW.-SE. Esta disposición es consecuencia del sinclinal extrusivo del Zalambrol, que da lugar a una zona, en los alrededores de Xurbia, donde las estructuras sufren algunas inflexiones para rellenar el área creada entre Pozúa y Pica-Ten, por efecto de la extrusión citada. De todo lo dicho interesa retener la importancia del área con escamas calizas, es decir, la importancia de la línea de tectonización que separa las unidades ligadas a Beleño del núcleo de Casasuertes. Tanto la amplitud de este área como el número de escamas, dan idea de la importancia de la zona de fractura.

2) EL NÚCLEO DE CASASUERTES.

Esta zona es una terminación periclinal de carácter anticlinal. El nivel calizo del pueblo de Casasuertes dibuja claramente esta terminación. En Casasuertes, el anticlinal es sencillo, la capa caliza citada se sigue sin interrupción ni complicaciones por la ladera NE. de la Rasa de Cuenca; hacia el NW., junto a Casasuertes, atraviesa el río Orza, y en Peña Corolla dibuja un arco que es la terminación periclinal; luego toma dirección E. y forma, en Peña Pando, el flanco N. del anticlinal. Rodeando externamente esta capa caliza se encuentra un nivel

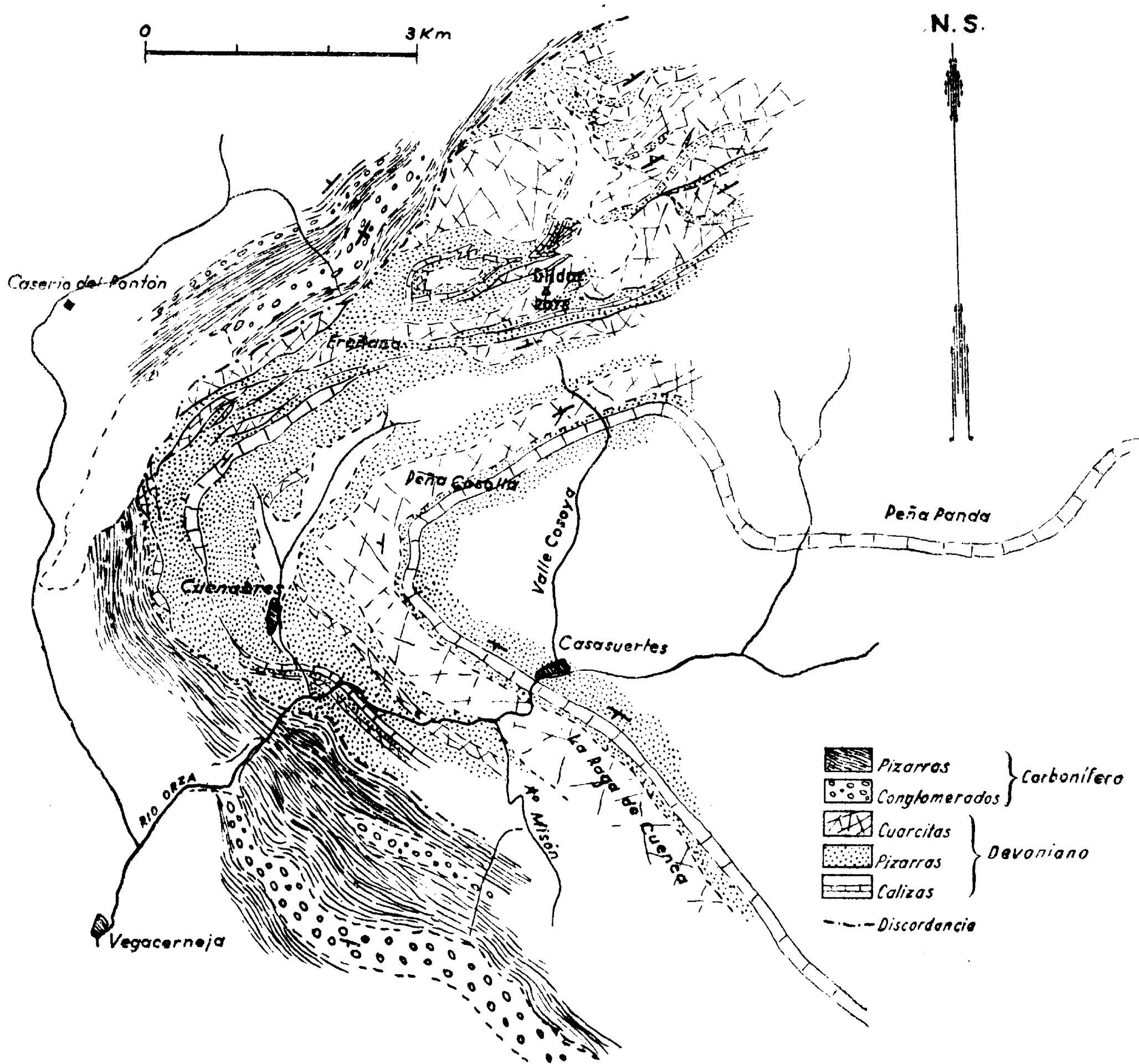


Fig. 60.—Esquema geológico de la terminación NW. del anticlinal de Casasuertes.

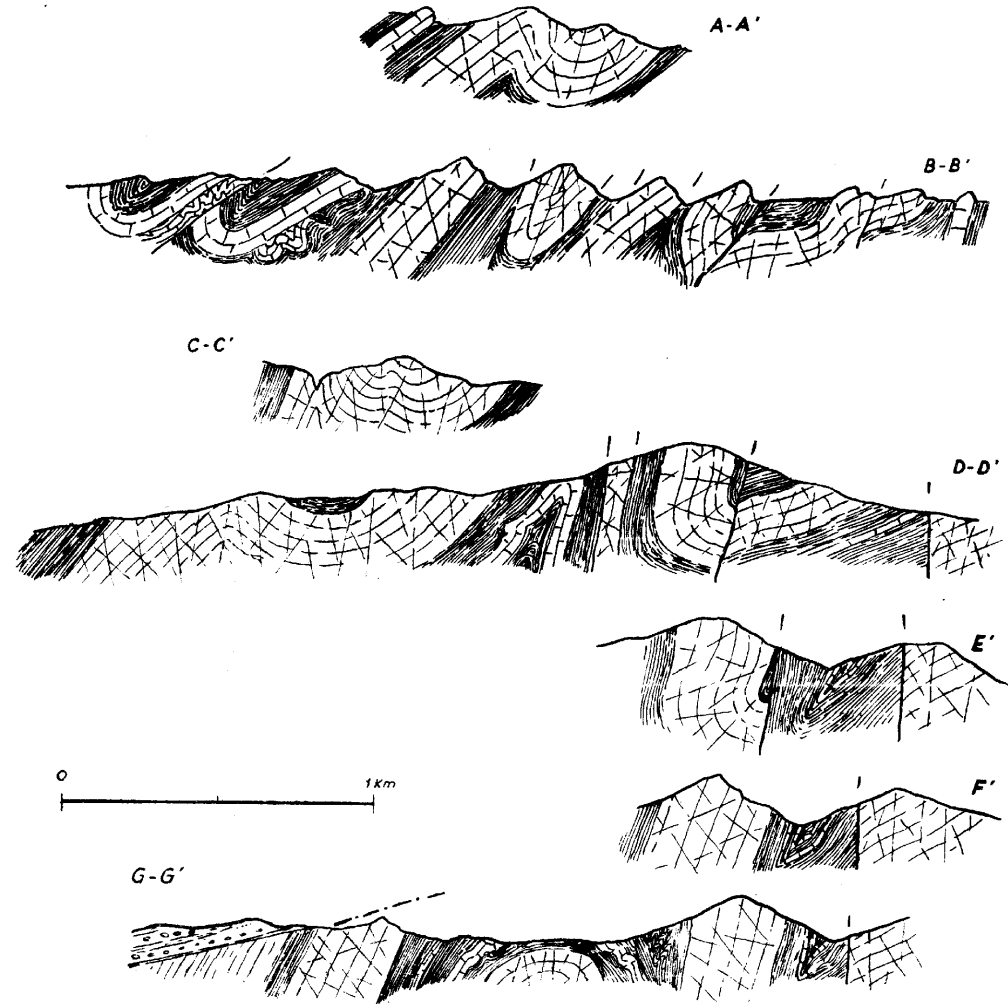
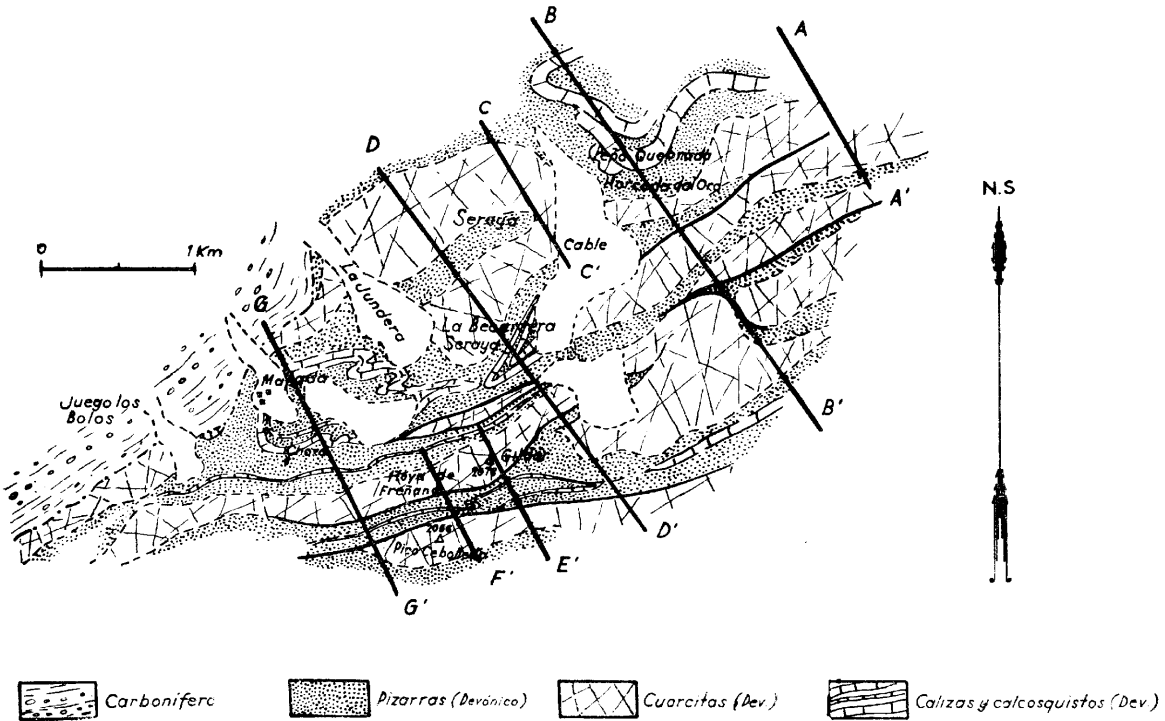


Fig. 61.—Bosquejo geológico de la zona de Freñana.

cuarcítico, asimismo continuo y sin complicación tectónica de detalle (fig. 60).

Contrastando con esta distribución que indica un anticlinal simple, está la zona de Freñana, de gran complicación de detalle (fig. 61). Esta zona se extiende desde el Pico de Freñana hacia el ENE., y en ella se desarrollan multitud de accidentes de detalle. Así pues, la estructura del sinclinal deja hacia el exterior de ser sencilla, para manifestar una tectónica de detalle bastante compleja.

En esta zona de Freñana se desarrolla un conjunto de pliegues vergentes hacia el SSE., hecho que contrasta con el carácter avergente del anticlinal en Casasuertes. Por otra parte, el límite septentrional de esta región lo constituye el Carbonífero discordante. La zona estudiada comprende los tres valles afluentes del Cares, en la parte más alta de su curso, es decir, donde forma el valle de Valdeón. Son los valles de Freñana, la Jundera y Cable. La descripción se empezará por el ENE.

En los relieves de la derecha de Cable, que es el valle más oriental, se desarrolla un conjunto de pliegues, todos ellos vergentes al SSE. La estructura de estos pliegues es frecuentemente imbricada. En Cotuxián y Peña Quebrada existen dos sinclinales de caliza con carácter imbricado y fuertes disarmonías (figuras 61 y 62). Más al S., la tectónica de pliegues se desarrolla en las cuarcitas estratigráficamente inferiores a los niveles calizos citados. Siguiendo el cordal que de Cotuxián pasa por Peña Quebrada y La Horcada del Oro, se cruza al S. de La Horcada del Oro una serie de franjas calizas pertenecientes, en realidad, al mismo nivel, repetido por causas tectónicas. Entre ellas afloran pizarras pertenecientes a un nivel más inferior y, por tanto, en posición anticlinal. El accidente más meridional es un sinclinal muy amplio, aunque vergente al SSE., este sinclinal tiene la particularidad de estar tectonizado en su núcleo. Hacia el W., esta estructura se simplifica. Entre Cable y La Jundera no existen más que dos zonas cuarcíticas separadas por un anticlinal de pizarras y calcosquistos, anticlinal bien visible en el collado entre Cable y La Jundera; los sinclinales calizos de Peña Quebrada y Cotuxián no se continúan en esta zona. La franja cuarcítica que al S. de La Horcada del Oro afloraba por

debajo de aquellos niveles, se continúa por Seroya, donde da lugar a un conjunto con varios pliegues (fig. 61), pero, en líneas generales no es más que una serie cuarcítica buzando hacia el NNE. Entre La Becerrera de Seroya y Gildar aparece el núcleo anticlinal citado más al S., y prescindiendo de una pequeña escama cuarcítica, se desarrolla otro sinclinal, cuyos dos flancos forman los picos de Gildar y Cebolleda; alguna fractura vertical rompe este pliegue. El sinclinal de Gildar-Pico Cebolleda es la continuación del sinclinal más meridional de los descritos al E. de Cable, e igual que en aquél existe una tectonización en su núcleo. Más al W., las estructuras se simplifican, hasta presentarse únicamente dos franjas cuarcíticas, continuación de Seroya y Gildar, separadas por una zona pizarrosa, continuación del núcleo anticlinal, que en La Jundera y Cable las separaba. Así pues, el anticlinal de Casasuertes es simple en su núcleo, mientras que periféricamente, o mejor dicho, en su flanco N., presenta multitud de pliegues de detalle vergentes hacia el interior del anticlinal.

3) LA ENVOLTURA DETRÍTICA.

Rodeando al núcleo anticlinal de Casasuertes se encuentra una zona carbonífera fuertemente detrítica; es la serie descrita con el nombre de serie del Pontón. Este conjunto dibuja también un anticlinal, en cuyo núcleo aparece el Devónico, cuya estructura se ha descrito antes (fig. 60). En toda la zona del Pontón, desde Panderruedas hasta el puerto y más al SW. hasta Retuerto, los buzamientos son al NW.; es un área que buza de acuerdo con el flanco N. del anticlinal de Casasuertes. Por lo que respecta al flanco SW. existe una disposición parecida, aunque más limitada; un potente banco de conglomerados se extiende desde el valle de Orza a Pico Redondo; es la misma serie del Pontón que se apoya sobre el flanco S. del anticlinal devónico de Casasuertes y buza, como él, hacia el SW. El área ocupada por la serie detrítica termina poco más al S. de Pico Redondo, donde aparecen otros accidentes tectónicos. Esta distri-



Fig. 62.—Sinclinales en Cotuxian y Peña Quebrada.

bución de la envoltura del núcleo de Casasuertes pone de manifiesto cómo entre el núcleo anticlinal y la serie detrítica que le rodea existe una relación, de tal modo que, en definitiva, los niveles detríticos que le rodean se encuentran dibujando igualmente un anticlinal. Este hecho podría hacer pensar en una concordancia entre el Devónico y la serie detrítica del Pontón; no obstante, si se atiende menos a la distribución general y se estudia el contacto entre ambos conjuntos, se aprecia una discordancia. En primer lugar, llama la atención el hecho de que la serie detrítica se apoya sobre el Devónico; faltan, por tanto, todos los niveles carboníferos inferiores a la serie del Pontón, es decir, toda la serie de Beleño. Este hecho es difícil de explicar sin invocar una fase erosiva anterior al depósito de la serie detrítica, pero, además, la discordancia puede observarse. En la zona de Freñana van apareciendo niveles cada vez más superiores hacia el ENE. En Cotuxián aparecen los niveles más superiores; se trata de unas calizas grises y a veces con tintes rojizos. La serie detrítica del Pontón aparece algo más al N. y en contacto discordante. Así pues, Devónico y Carbonífero detrítico están separados por una discordancia angular. Por lo que se refiere a la serie detrítica, se observa en ella una discordancia progresiva, discordancia que puede ponerse de manifiesto desde Freñana hacia el N., en las lomas del Juego los Bolos o en las lomas vecinas. Los conglomerados en contacto con el Devónico son verticales o incluso están invertidos; más hacia el NNW. aparecen, en cambio, niveles cada vez menos inclinados, en discordancia progresiva. No obstante, es en Pico Redondo donde este hecho se observa mejor; los niveles más próximos al Devónico se encuentran allí invertidos (fig. 63), mientras que las capas de Pico Redondo buzan ligeramente al SW.; en la serie detrítica se aprecia una discordancia progresiva.

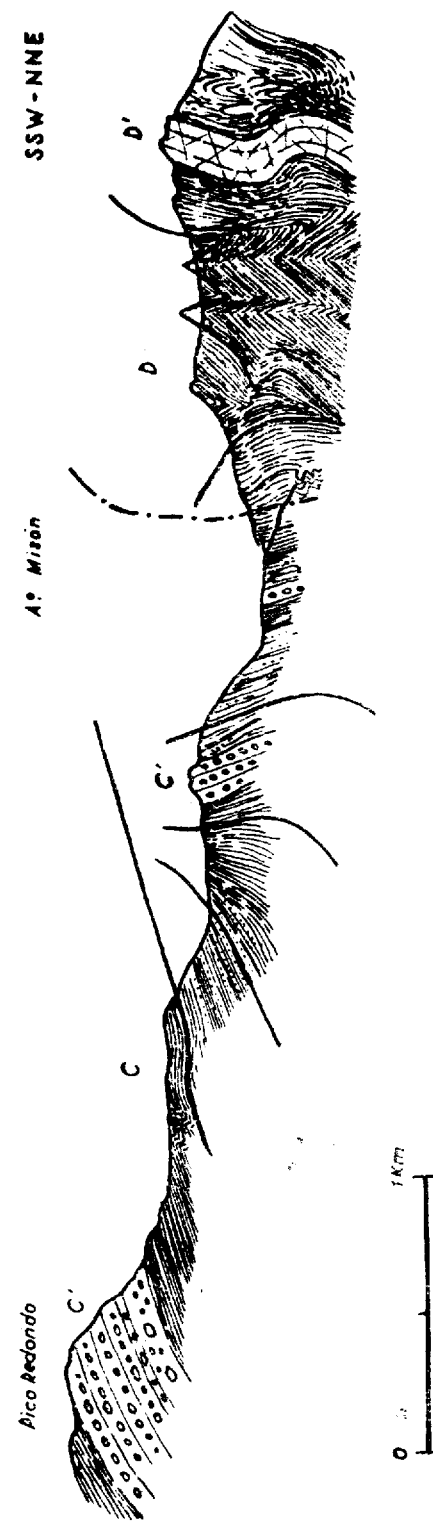


Fig. 63.—Inversión de los niveles más próximos al Devónico en Pico Redondo.

4) RELACIONES ENTRE EL NÚCLEO DEVÓNICO Y LA ENVOLTURA DETRÍTICA. COMPARACIÓN CON LAS ÁREAS VECINAS.

Dos hechos resaltan al estudiar la relación entre el núcleo devónico y la serie detrítica carbonífera que la envuelve. De un lado, su coincidencia en dibujar ambos conjuntos un mismo anticlinal. De otro lado, la existencia de una discordancia separando las dos series. El Devónico, por lo que se refiere a la caliza de Casasuertes, parece de tectónica poco violenta, no obstante tiene áreas de complicación tectónica notable. La serie detrítica carbonífera es de estructura más suave. Prescindiendo de los accidentes de detalle, no se encuentra ni un solo pliegue en la región descrita. Tan sólo en el extremo NE. aparece un sinclinal formado por los niveles de conglomerados masivos más superiores; la Peña del Prendao describe un arco bien visible por el camino de Panderruedas a Oseja, ya que va bordeando el paredón que forma el nivel de conglomerados que forma el sinclinal; no obstante se trata de una estructura poco apretada. Hay que admitir, por tanto, un plegamiento y una erosión con anterioridad al depósito de la serie detrítica del Pontón; con posterioridad a él ha existido un nuevo plegamiento, responsable de las discordancias progresivas en la serie detrítica, y en buena parte del propio anticlinal de Casasuertes. Con lo dicho anteriormente podría pensarse que no se han producido accidentes tectónicos importantes con posterioridad al depósito de la serie detrítica, pero basta recordar el contacto mecánico que separa esta zona del reborde SE. de la cuenca de Beleño para darse cuenta de que se han producido tectonizaciones importantes con posterioridad a ellos; uno de los flancos del sinclinal extrusivo del Zalambrial está en contacto con esta serie. Finalmente hay que recordar el conjunto de escamas calizas que en el NW. señalaban una zona alargada de mecanizaciones. Fuera ya del área estudiada, en Valdeón, el límite de los Picos de Europa, es un contacto mecánico que pone en contacto las calizas con esta serie detrítica. El contacto es algo cabalgante y, desde luego, es una fractura importante, coincidiendo tal vez con ello;

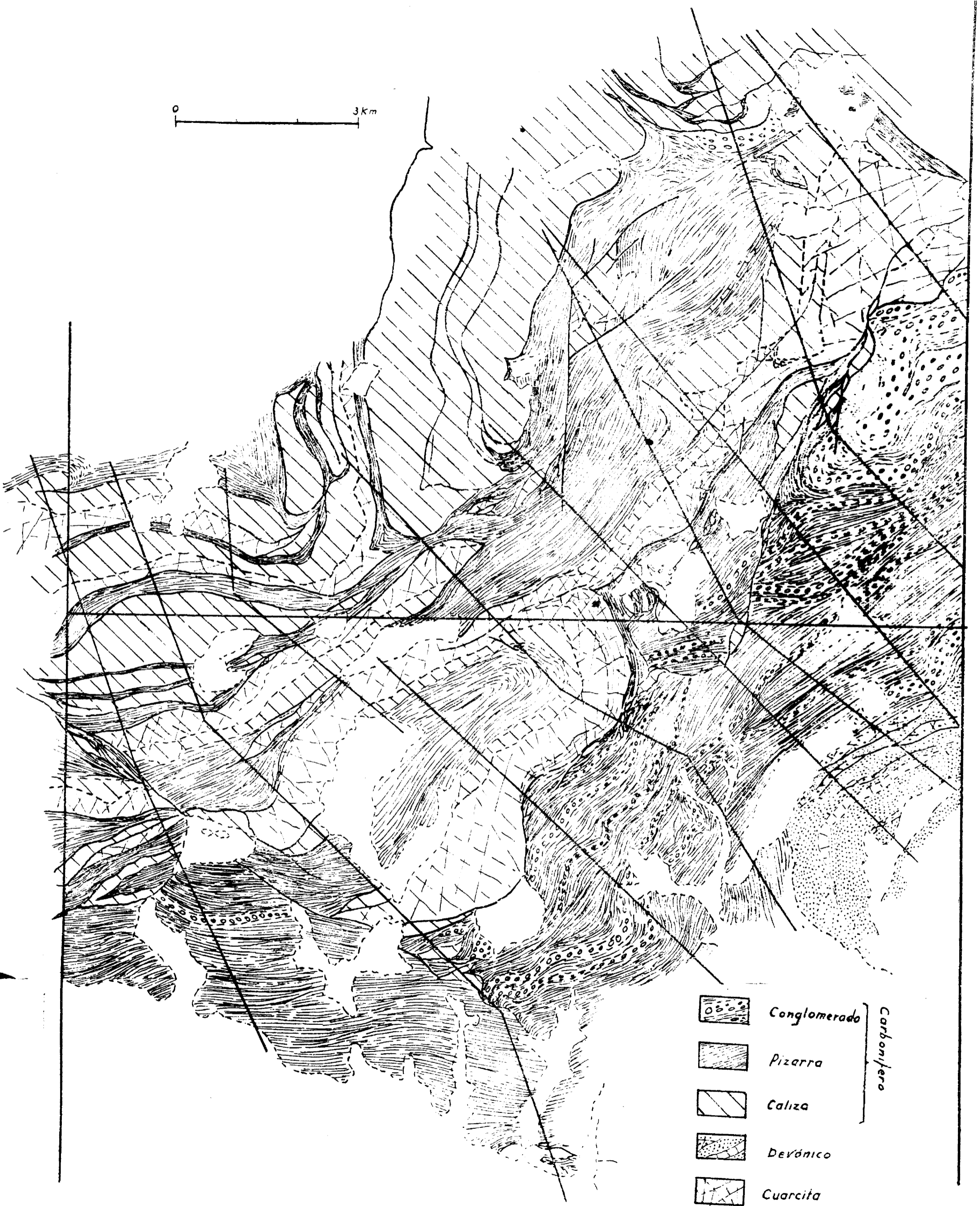
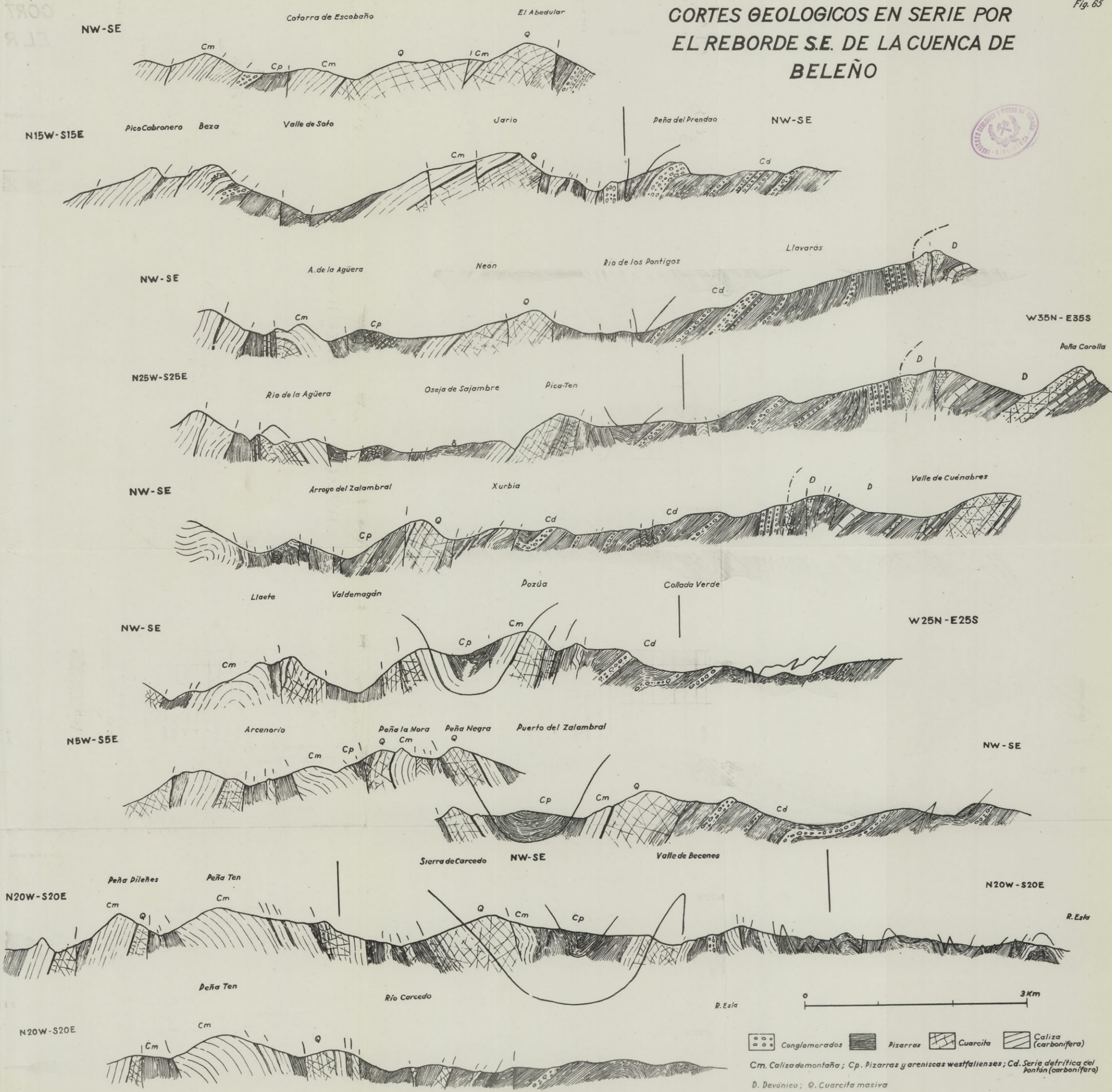


Fig. 64.—Esquema de la distribución de los cortes en serie por el reborde SE. de la cuenca de Beleño.

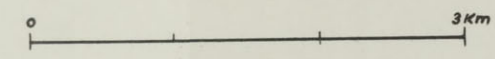
CORTES GEOLOGICOS EN SERIE POR EL REBORDE S.E. DE LA CUENCA DE BELEÑO



Conglomerados
 Pizarras
 Cuarcita
 Caliza (carbonífera)

Cm. Caliza de montaña; Cp. Pizarras y areniscas westfalienses; Cd. Serie detrítica del pontón (carbonífera)

D. Devónico; Q. Cuarcita masiva



en el valle de Valdeón la complejidad de las estructuras es mayor. Finalmente interesa recordar que fuera del área estudiada ahora, en Valdespino y en Sajambre, al S. de Beza, existen retazos de conglomerados involucrados en el plegamiento.

No obstante todo lo dicho, la estructura de la serie detrítica es sencilla y contrasta con la violencia de los accidentes tectónicos en todas las demás unidades estudiadas, incluso con las de la cuenca de Beleño, y a pesar de su carácter amplio. Aquí, en cambio, entre Panderruedas y Polvaredo, se desarrolla una zona que buza uniformemente al NW. sin ninguna complicación tectónica. Todo esto hace pensar en que los grandes accidentes citados hace poco, pudieron haber existido con anterioridad a la serie detrítica y vuelto a jugar con posterioridad a ella.

5) CONCLUSIONES.

El núcleo de Casasuertes forma una unidad, independiente de la cuenca de Beleño, con la que no se relaciona ni siquiera por su estratigrafía, ya que ni la serie detrítica de Pontón ni el Devónico del núcleo de Casasuertes tienen su equivalente en la cuenca. Por otra parte, esta zona, a diferencia de Beleño, tiene una estructura de conjunto de carácter anticlinal.

En esta zona se observa una discordancia entre el Devónico y la serie detrítica carbonífera y una discordancia progresiva dentro de esta serie detrítica. Además, entre el Devónico y el depósito de la serie detrítica, debió mediar una intensa fase de erosión que arrastró los materiales carboníferos anteriores a los conglomerados, es decir, equivalentes a los de la cuenca de Beleño.

Una línea importante de tectonización separa esta zona del reborde SE. de la cuenca. Este accidente, así como el que forma la línea de contacto que limita los Picos de Europa, pueden ser accidentes ya existentes que han jugado de nuevo, ya que la serie detrítica se halla muy poco afectada por el plegamiento.

F) EL REBORDE SW

Entre el reborde SE. y el SW. no existe, en realidad, una verdadera diferencia. De la misma manera que al estudiar los bordes de la cuenca se consideró de una parte el borde NW. y de otra el SW., al estudiar las unidades envolventes no puede distinguirse más que entre el reborde NE. y el reborde meridional.

De la misma manera que los dos bordes de la cuenca convergían en La Guaranga para formar la terminación que se describió bajo el nombre de terminación SE., las unidades envolventes convergen entre Los Beyos y Sajambre, pertenecientes, respectivamente, al reborde NE. y al meridional.

El contacto entre Los Beyos y Sajambre es mecánico. Es decir, que no hay continuidad entre todas las unidades que forman el reborde de la cuenca, la hay entre las que forman el reborde NE., de un lado, y entre todas las unidades que se disponen meridionalmente a la cuenca, de otro; sin embargo, un contacto mecánico separa uno de otro grupo de unidades. Por eso, en realidad, son dos las partes en que debiera haberse dividido el estudio de las unidades periféricas a la cuenca: el reborde NE. y el reborde meridional. No obstante, con el fin de facilitar algo la descripción regional, se han considerado dos partes en lo que es, en realidad, el reborde meridional único: el reborde SE. y el reborde SW. Esta división se ha hecho teniendo en cuenta la existencia de una importante fractura que rompe transversalmente en dos el reborde meridional; es la fractura que en la cuenca de Beleño desgajaba el sinclinal de Collado Zorro del resto del núcleo elevado, fractura que se continuaba por Ventaniella y que más al SE. ha sido citada por cortar transversalmente por el SE. al sinclinal del Zalambra. Esta gran fractura, que puede denominarse fractura de Ventaniella, justifica el estudio del reborde meridional en las dos partes: SE. y SW., en que se ha dividido. Hay que tener en cuenta tan sólo, que haciendo abstracción del desplazamiento que la fractura

produce, las estructuras se prosiguen de un lado y otro de la falla de Ventaniella. Es decir, que si bien roto en dos partes por una fractura transversal, el reborde meridional constituye una sola unidad.

Hechas estas consideraciones, puede emprenderse el estudio del reborde SW., o sea, la mitad occidental del reborde meridional. En él puede considerarse una serie de unidades secundarias que de N. a S. son: el sinclinal de Caso-La Foz, la alineación de Tarna, el medio sinclinal del Valdósín, la Sierra de Mongayo, el sinclinal de Isoba y la zona de Riosol. Si bien las tres últimas unidades pueden agruparse para su estudio.

1) EL SINCLINAL DE CASO-LA FOZ.

Paralelamente al borde SW. de la cuenca de Beleño se dispone una unidad que se extiende desde cerca de La Foz de Caso hacia el NW.; se trata de una unidad de estructura sinclinal, que el río Nalón recorre longitudinalmente desde La Foz hasta Campo de Caso. Su zona de máxima simplicidad está al SE., en los alrededores de La Foz. Allí se encuentra una estructura sinclinal sencilla; en el núcleo de este sinclinal, ocupado por la serie pizarrosa carbonífera, se encuentra La Foz, Bezares y San Salvador; el río Nalón alcanza este núcleo a través de un desfiladero, a cuya salida se encuentra La Foz y discurre por el mismo eje del sinclinal. Rodeando este núcleo pizarroso se encuentra una zona de relieves de cierta importancia; son los relieves formados por los niveles inferiores a la serie pizarrosa, es decir, por la caliza de montaña y la cuarcita masiva. La caliza de montaña forma un arco rodeando las pizarras y más externamente, la cuarcita se dispone paralelamente a ella; se trata de la terminación periclinal de un sinclinal. Rodeando y limitando externamente este sinclinal, se dispone un contacto mecánico, contacto que separa esta estructura por el NE. del anticlinal de Peña de La Quemada-Senda-Valdunes-El Pisón, es decir, del anticlinal descrito al hablar del borde SW. de la cuenca de Beleño. La terminación periclinal de La Foz tiene, por tanto,

carácter extrusivo, si bien, a diferencia de Sebarga y sobre todo del Zalambra, la cuarcita no describe un arco perfecto, como la caliza o la pizarra, sino que en un extremo queda pinzada en forma de una escama alargada, estructura que, por lo demás, no quita a la terminación su carácter extrusivo. Esta estructura puede compararse con lo que ocurre en la cuenca de Beleño, en la cual, la terminación SE. queda prensada en Llaete, entre la franja de Peña la Mora y las calizas de Niajo, y manifiesta una disposición semejante.

Más hacia el NW. se pierde el carácter extrusivo, y al NE. de Soto, la franja cuarcítica que formaba el flanco NE., extrusivo en La Foz, pasa a desarrollar un anticlinal rodeado de caliza de montaña. Más al NW., la cuarcita se hunde bajo la caliza de montaña, que en la Sierra de Cárdenas dibuja una terminación periclinal. La Sierra de Cárdenas es exclusivamente caliza y acaba también periclinamente entre Campo de Caso y Orlé. Paralelamente a este hecho va desapareciendo la tectonización que por el NE. limitaba la terminación periclinal de La Foz y le daba carácter extrusivo; de este modo, la terminación extrusiva de La Foz pasa a convertirse hacia el NW. en un anticlinal y un sinclinal normales.

Por lo que respecta al flanco SW., la tectonización se conserva más hacia el NW., e incluso aparece hacia el interior del sinclinal, dando lugar a la desaparición o adelgazamiento de la caliza de montaña.

Este sinclinal de Caso-La Foz ensancha progresivamente de SE. a NW., a la vez que van apareciendo en su núcleo niveles estratigráficamente cada vez más altos, así al SW. de Campo de Caso aparece el nivel de caliza masiva por encima del cual, en Abantro, Coballes y Busprid se desarrolla la serie con calizas carboneras. El sinclinal de Coballes no es más que el núcleo del sinclinal de Caso-La Foz. En esta zona de Abantro-Coballes-Busprid, el sinclinal ha ensanchado considerablemente, contrastando con la disposición estrecha y alargada que tenía entre La Foz y Caso. Este ensanchamiento es debido en gran parte a la terminación periclinal, hacia el NW., del anticlinal de la Sierra de Cárdenas. La aparición de este sinclinal da lugar a la aparición, en Orlé, de una zona pizarrosa que, hacia el SE. que-

da pinzada entre el flanco SW. del anticlinal de El Pisón-Valdunes-Senda y el flanco NE. del anticlinal de la Sierra de Cárdenas; Ancio se abre en un retazo de pizarras, continuación tectónica de esta zona de Orlé. Hacia el NW., la caliza de montaña del anticlinal de la Sierra de Cárdenas se hunde bajo las pizarras, igual que antes desapareció la cuarcita bajo la caliza de la Sierra de Cárdenas; de este modo, desde Tanes y Abantro hasta Busprid se extiende una zona única de pizarras con frecuentes intercalaciones de caliza carbonera (fig. 19), como consecuencia de esta estructura, el nivel de caliza masiva forma una franja de trazado irregular. En la Peña del Casal esta caliza forma una terminación periclinal de carácter sinclinal; se trata del verdadero núcleo del sinclinal de Caso-La Foz; la caliza, que se orienta de W. a E., toma en la Peña de Casal dirección NE., para alcanzar el valle del Nalón en Las Llanas. Allí, después de un replegamiento de detalle en el Pico de Yago, describe un arco convexo hacia el W., para tomar de nuevo dirección NE., y formar el relieve de Piquero (fig. 19); este arco no es más que la continuación del anticlinal de la Sierra de Cárdenas. Algo más al N., la franja caliza sufre una nueva inflexión, reflejo del carácter sinclinal de la zona pizarrosa de Orlé.

Todo el conjunto de estructuras descritas lleva a considerar otro hecho: la elevación de los ejes de los pliegues hacia el SE. La terminación periclinal de La Foz es extrusiva, debido a la brusca elevación del eje hacia el SE. La franja caliza de Orlé, aunque sin dibujar una verdadera terminación periclinal, se eleva también hacia el SE. El núcleo anticlinal de la Sierra de Cárdenas hunde su eje hacia el NW., es decir, que existe uniformidad en toda la zona, por lo que al sentido de la inclinación de los ejes se refiere; este hecho contrasta con los frecuentes cabeceos de los pliegues en la cuenca de Beleño, que se dispone paralelamente al sinclinal de Caso-La Foz y muy próxima a él. Considerando el extremo SE. del sinclinal de Caso-La Foz podría buscarse un paralelismo con la cuenca de Beleño, ya que, en definitiva, existe en ella una elevación de los ejes en este sentido; considerando, en cambio, el sector más oriental, se ve que mientras en la cuenca de Beleño los ejes vuelven a elevarse hacia el NW., para dar lugar a la aparición de una terminación

periclinal, en la zona del Peñón de Las Traviesas, en el sinclinal de Caso-La Foz, los ejes se hunden constantemente en este sentido, hasta que un contacto mecánico hace aparecer la unidad que lo limita por el W.

Finalmente, y antes de acabar la descripción de esta unidad, es interesante hacer resaltar su simplicidad frente a las estructuras complejas que caracterizaban a las unidades del borde NE. A este respecto era ya significativo el hecho de que en la alineación de El Pisón-Valdunes-Senda-Peña de la Quemada, se reconociera con facilidad el anticlinal que la había dado origen, anticlinal que, apretado contra la cuenca de Beleño y en ocasiones doblemente tectonizado, formaba su borde SW.

2) LA ALINEACIÓN DE TARNA.

Meridionalmente a la unidad anterior, se dispone una alineación orientada de W. a E. y separada de aquélla por una zona montañosa formada por dos franjas de cuarcita y una de caliza. Entre ellas se interponen estrechas franjas de pizarras, franjas orientadas W.-E., al igual que la alineación de Tarna, y a las que se ha hecho ya referencia al hablar del borde SW. de la cuenca de Beleño.

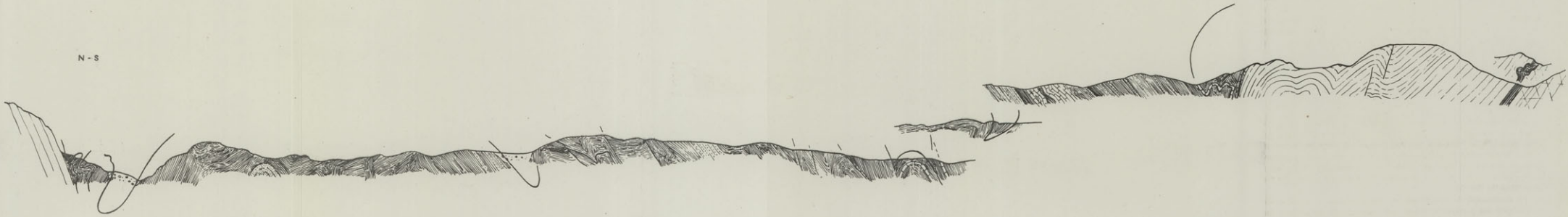
La alineación de Tarna limita septentrional y meridionalmente por dos franjas de caliza de montaña. Entre ellas se interpone un área pizarrosa alargada de E. a W. Así pues, un corte transversal de la alineación de Tarna manifestará una estructura sinclinal. La zona donde esta estructura es más simple es la zona central, es decir, la zona en la que se encuentra el pueblo de Tarna.

En ella, los dos límites de la alineación son dos franjas de caliza de montaña sencillas, sin estructuras de detalle y sin tectonizaciones. La franja septentrional buza unos 60-80 al S. y se hunde normalmente bajo el área pizarrosa de Tarna. La zona meridional hace lo propio, hacia el N., sólo que los buzamientos suelen ser menos acusados; en ella, tan sólo junto a la carretera del puerto, aparece algún pliegue de detalle. La estruc-

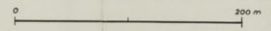
ALINEACION DE TARNA



N-S



- Caliza de montaña
- Caliza y calcoquistos
- Pizarras
- Areniscas



tura interna de la franja pizarrosa es más complicada, como es normal en las áreas pizarrosas. Son frecuentes los pliegues de detalle y las mecanizaciones. La trinchera de la carretera del puerto pone bien de manifiesto esta estructura (fig. 66). Es de señalar el hecho de que los buzamientos de las pizarras son hacia el N., cerca del borde septentrional, y hacia el S., cerca del meridional, es decir, contrariamente a lo que sería lógico teniendo en cuenta el carácter sinclinal de esta zona. Este hecho hay que relacionarlo con la tendencia al "retour" ya observado en otras zonas, principalmente en el reborde NE., y cuyo origen hay que buscar en el deslizamiento gravitacional de las capas pizarrosas sobre la caliza de montaña inclinada. Esta estructura se continúa hacia el E. y W., pero pierde su simplicidad. Hacia el E., las dos franjas de caliza de montaña que forman sus bordes se aproximan, dejando entre ellas una zona bastante estrecha. Este hecho tiene como consecuencia que las estructuras se hagan más apretadas; además, en los collados entre Tarna y Ventaniella, es decir, en el extremo E. de la alineación de Tarna, aparecen unas escamas de caliza y aun de cuarcita, englobadas entre las pizarras. En esta zona de tectónica apretada, incluso las franjas calizas que forman los bordes de la depresión se rompen en escamas.

Más al E., en Ventaniella, la fractura transversal, ya varias veces citada, marca el límite de la alineación de Tarna; este límite E. no es, por tanto, el verdadero límite de esta unidad; la alineación de Tarna, a pesar de su carácter sinclinal, no acaba periclinamente por el S., sino que se rompe en escamas o franjas alargadas, apretadas entre sus bordes. La terminación este está, pues, tectonizada, al igual que ocurría con los dos extremos del valle de Sajambre. Este hecho llama más la atención que en Sajambre, ya que aquí la estructura es más marcadamente sinclinal. En Sajambre, el borde N., era tectónico, era el contacto con Los Beyos. Aquí ambos bordes son normales y representan los dos flancos de una franja sinclinal. Prescindiendo de la fractura de Ventaniella, la alineación de Tarna no acaba tectónicamente en Ventaniella; su continuación oriental hay que buscarla en el núcleo montañoso de Ten. La alineación de Tarna presenta hacia el E. una disposición análoga a la del

extremo SW. de Sajambre; allí aparecían también unas escamas que daban paso a la zona de Peña Ten, ya descrita. Así pues, las alineaciones de Tarna, Peña Ten y Sajambre son tectónicamente continuación una de otra, sólo que individualizadas estructuralmente.

Hacia el E., en cambio, la alineación de Tarna ensancha progresivamente, con ello guardan paralelismo con el sinclinal de Caso-La Foz; al igual que allí, este ensanchamiento es debido, no sólo a una divergencia, sino también a las estructuras tectónicas de los bordes; asimismo y de igual manera que en Caso, aparece hacia el W. el nivel de caliza masiva superior, dibujando un sinclinal que es el núcleo de la alineación de Tarna; este sinclinal es un pliegue amplio y forma los relieves del Canto del Oso (fig. 67), con ello es comparable, incluso topográficamente,

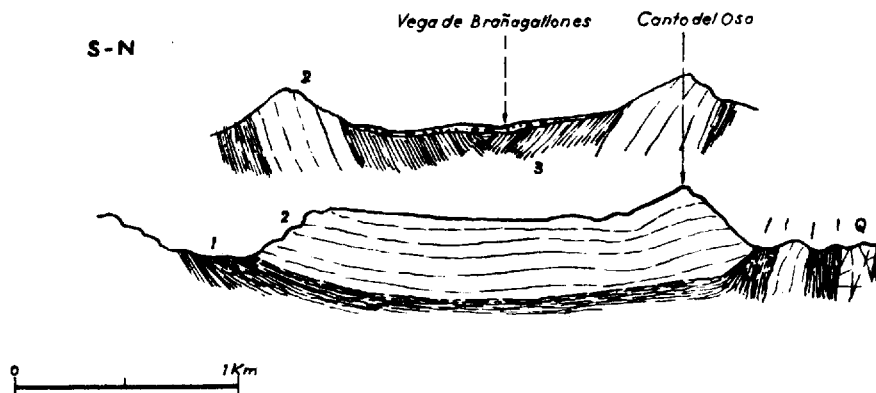


Fig. 67.—Ensanchamiento de la alineación de Tarna.

al núcleo del sinclinal de Caso-La Foz, cuya terminación periclinal formaba en Caso la Peña del Casal.

Como se ha indicado algo más arriba, el ensanchamiento de la alineación de Tarna es debido a la estructura de sus bordes, más concretamente, del borde meridional. A este respecto se diferencia del sinclinal de Caso-La Foz, en que allí era el anticlinal de la Sierra de Cárdenas el que, acabando periclinalmente hacia el NW., daba lugar al ensanchamiento del área pizarrosa; es decir, que era una estructura del borde NE. la responsable de

este ensanchamiento. Aquí, por el contrario, es la estructura del borde meridional la que conduce a una mayor amplitud del área interna del sinclinal. Hacia el W., la franja de caliza y cuarcita que formaba el flanco S. del sinclinal de Tarna desaparece; esta doble franja se seguía de E. a W., por Montovio; más al E., en Bayo y Peñalve, cerca del arroyo del Mongayo, esta franja acaba cortada por el contacto mecánico que formaba su límite S.; en la margen izquierda del arroyo de Mongayo, en Cueto Negro, aparece un retazo cuarcítico bordeado al NW. por la caliza de montaña, y de esta forma acaba esta alineación. A partir de este punto es una franja más meridional la que forma el límite de la alineación de Tarna, es decir, que en cierto modo existe una estructura algo en relevo. Esta franja más meridional es un divertículo de la Sierra de Mongayo y termina, también, cerca de Cueto Negro, en el arroyo de La Ablanosa. Esta terminación es periclinal, si bien tectonizada por el N. (fig. 68). Al S. se dispone una nueva franja de pizarra, que en las proximidades de la majada del Mongayo termina periclinalmente hacia el E. Esta estructura da lugar a que el núcleo del sinclinal de Tarna ensanche considerablemente. Es decir, que se trata de una estructura parecida a la que en la Sierra de Cárdenas da lugar al ensanchamiento del núcleo pizarroso de Caso-La Foz. La única diferencia, aparte de tener lugar esta estructura en el flanco S. en vez del flanco N., es la existencia de alguna tectonización en el anticlinal.

Por lo que se refiere al flanco N., se produce una tectonización hacia el W. que da lugar a la desaparición de la caliza de montaña.

A diferencia del sinclinal de Caso-La Foz, las estructuras son aquí más apretadas. Incluso en el Canto del Oso-Brañagallones, donde la caliza masiva superior dibuja un sinclinal amplio, los dos bordes de la franja, es decir, la caliza de montaña y la cuarcita, se aprietan contra el núcleo del Canto del Oso, dando lugar a una tectonización intensa. De este modo, si bien el núcleo del Canto del Oso tiene una estructura amplia, la caliza de montaña está tectonizada y la serie pizarrosa que se interpone entre los dos niveles calizos llega casi a desaparecer por laminación.

Otro hecho que hay que considerar son las inclinaciones de los ejes de los pliegues; éstas, al igual que en Caso-La Foz, son constantes hacia el W. El núcleo del Canto del Oso-Brañagallones hunde su eje rápidamente en este sentido. Los pliegues del borde S., entre la majada de Mongayo y Cueto Negro, se hundan también en este sentido.

Con todo lo dicho puede concluirse la existencia de un cierto paralelismo entre la alineación de Tarna y el sinclinal de Caso-La Foz; es interesante, por tanto, estudiar sus límites, a fin de ver si, al igual que en el sinclinal de Caso-La Foz, existe también en Tarna una extrusión.

El límite lo forma una franja de caliza de montaña bajo la cual aflora la cuarcita masiva que forma los relieves de Sobresierra. Hasta aquí es la misma estructura que en el borde NE. del sinclinal de Caso-La Foz. Sin embargo, a diferencia de aquél, al Norte de la franja cuarcítica se dispone una nueva franja de caliza; limitando la cuarcita por ambos lados, se encuentra la serie griotte; ello indica que los contactos son normales, es decir, que la cuarcita de Sobresierra tiene carácter de anticlinal. Más al N. aparece ya una serie de contactos mecánicos separando franjas de pizarras, calizas y cuarcitas; es la zona de separación entre la unidad de Tarna y la terminación periclinal de La Foz. La conclusión es, por tanto, que la franja de Tarna no presenta el menor síntoma de extrusión en su borde N.; a veces los contactos están mecanizados, pero no puede decirse que se tienda al carácter extrusivo. El límite S. está tectonizado hacia el exterior. La Sierra de Mongayo cabalga algo a la franja de Peñalve, que forma el límite de la franja de Tarna. El contacto es mecánico, pero no tiene nada de extrusivo, hasta el punto de que la inclinación de la superficie de fractura es hacia el S., es decir, hacia el exterior de la alineación de Tarna. Por otra parte, en Montovio, la cuarcita tiene carácter anticlinal, con caliza de montaña en ambos lados. Así pues, a diferencia del extremo SE. del sinclinal de Caso-La Foz, la alineación de Tarna no tiene carácter extrusivo.

En resumen, la alineación de Tarna tiene una estructura sinclinal. Es un sinclinal sencillo, notablemente más apretado que el de Caso-La Foz, hasta el punto de que en vez de terminar pe-

riclinalmente por el E., su terminación se rompe en una serie de escamas que se desarrollan entre Tarna y Ventaniella. En cambio, hacia el W., las estructuras se hacen más laxas, hasta llegar a aparecer un núcleo sinclinal amplio, formado por el nivel calizo superior; núcleo que con su naturaleza caliza da lugar a los relieves del Canto del Oso. Los ejes del sinclinal, así como de los pliegues secundarios, se hundan hacia el W., coincidiendo también con la inclinación de los ejes en el sinclinal de Caso-La Foz. En cambio, a diferencia de aquél, la alineación de Tarna no tiene carácter extrusivo.

3) EL MEDIO SINCLINAL DEL VALDOSÍN.

Al SE. de Tarna se desarrolla una zona pizarrosa, rodeada por el N., S. y NW. por unos relieves de cuarcitas. Entre las cuarcitas y las pizarras se interpone la serie griotte y la caliza de montaña. La cuarcita forma alrededor de la zona pizarrosa los relieves de la sierra de Los Llobides, Montovio, Abedular y La Cerra. En la zona pizarrosa se abre el valle de Valdosín. La disposición topográfica es muy parecida a la del Zalambral; igual que allí se encuentra un área pizarrosa rodeada de relieves cuarcíticos, que la cierran por todas partes, excepto por una, que en el Zalambral se situaba al SW., y en Valdosín, al E. Esta disposición, a veces, no tiene una exacta repercusión en el relieve, por quedar relieves de cierta importancia en el área pizarrosa; esto ocurre tanto en Valdosín como en El Zalambral; del mismo modo, tanto en una como en otra unidad, el valle desagua abriendo una garganta a través de la caliza de montaña y de la cuarcita, en vez de hacerlo siguiendo exactamente la franja pizarrosa. Esto hace que el trazado de los valles no coincida del todo con el punto por donde, desde el punto de vista geológico, queda abierta la zona pizarrosa.

La zona de Valdosín forma un sinclinal que termina periclinalmente hacia el W.; rodeándolo se disponen terrenos más modernos. El contacto de la cuarcita de La Cerra con el Carbonífero que la limita por el S. es mecánico; el flanco S. del sin-

clinal cabalga ligeramente a la zona carbonífera del puerto de Tarna; este contacto se sigue desde cerca del puerto hasta las inmediaciones de Rebollar, al N. de La Uña. Por lo que se refiere al flanco N., existe también una tectonización entre el puerto de Ventaniella y Montovio; de Montovio, al W., el contacto se hace normal con la caliza de montaña y, por consiguiente, con la zona pizarrosa de Tarna. Según lo que acaba de decirse, el sinclinal de Valdosín está rodeado en su mayor parte por contactos mecánicos. En esto puede compararse también con la unidad de Zalambra. Sin embargo, antes de hacer nuevas consideraciones a este respecto, interesa estudiar la terminación W. de la unidad de Valdosín.

Si se considera la zona pizarrosa, la serie griotte o la caliza de montaña, el sinclinal de Valdosín termina periclinamente en la cabecera del arroyo de Ventaniella. Sin embargo, la cuarcita tiene una disposición especial, ya que se prolonga por Peñalve, formando una franja alargada que acaba tectonizada cerca del arroyo de Mongayo. Esta estructura se describió ya al hablar del borde S. de la alineación de Tarna. Así pues, si bien internamente el sinclinal de Valdosín dibuja una terminación periclinal clara, externamente se prolonga en una franja apretada entre la alineación de Tarna y la Sierra de Mongayo. Esta estructura recuerda a una escala mayor, la terminación E. del sinclinal de Caso-La Foz. Esta estructura se debe a que el sinclinal de Valdosín tiende a ser extrusivo, si bien su extremo W. queda fijado aún al substrato. Esta disposición llama la atención, ya que en todos los casos vistos hasta ahora el carácter extrusivo de los pliegues empezaba a manifestarse por su terminación periclinal.

Un último hecho queda por señalar: la elevación del eje del pliegue hacia el W., fenómeno ligado, naturalmente, al carácter extrusivo del sinclinal.

El sinclinal de Valdosín termina por el E. junto a la fractura de Ventaniella, que lo corta transversalmente. De aquí la denominación de medio sinclinal que se le ha aplicado.

4) LA ZONA DEL PUERTO DE TARNA.

Al S. de la alineación de Tarna y del medio sinclinal de Valdosín se encuentra una zona en la que pueden distinguirse tres unidades relacionadas entre sí: la Sierra de Mongayo, el sinclinal de Isoba y la zona de Riosol. Las dos primeras se orientan paralelamente de W. a E.; la última se encuentra al W. de ambas. Estas tres unidades no se estudiarán de modo completo, ya que en parte se desarrollan fuera del área relacionada con la cuenca de Beleño. En realidad, lo propio ocurre con las unidades de Caso y Tarna, de las cuales propiamente se estudió sólo su extremo oriental.

La Sierra de Mongayo es la unidad de menor extensión, puede casi considerarse que se extiende desde Remelende, en su extremo oriental, hasta las proximidades del collado de las Arenas. El sinclinal de Isoba, en cambio, se extiende considerablemente hacia el W.; aquí se estudiará sólo su terminación oriental. Por lo que se refiere a la zona de Riosol, es un área relacionada con la zona carbonífera, que se extiende desde Cofiñal hasta Vegamián y con la zona montañosa de los Picos de Mampodre. Sin embargo, dentro de este área más amplia, la zona de Riosol tiene una individualidad tectónica, ya que sus estructuras están relacionadas con las dos unidades citadas antes y porque además en alguna de ellas puede verse la continuación de la zona de escamas calizas entre Sajambre y el Pontón.

a) *La Sierra del Mongayo.*

La alineación de Tarna constituye una zona deprimida, recorrida al E. por un fragmento del curso del Nalón y al W. por el arroyo de La Ablanosa, que desemboca en el Nalón, en el punto donde éste deja el área deprimida para excavar una garganta en los relieves que limitan este área por el N. Al S., el límite es la divisoria de vertientes, divisoria que está formada por la Sierra del Mongayo, por lo menos en su sector occidental,

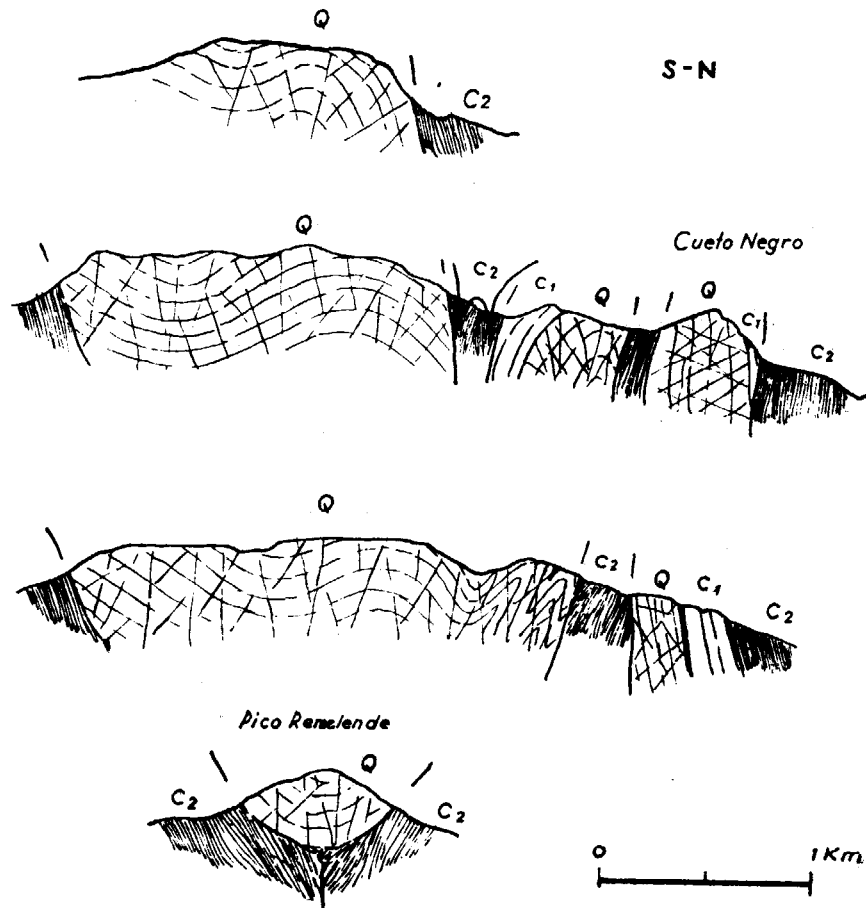


Fig. 68.—Estructura de la Sierra del Mongayo.

ya que en el oriental se interpone entre la Sierra del Mongayo y la alineación de Tarna una franja de caliza y cuarcita, franja en relación con el sinclinal del Valdosín y que forma el borde S. de la zona de Tarna. Esta franja queda topográficamente por debajo de la Sierra del Mongayo, por lo que, desde este punto de vista, es ella la que cierra por el S. la alineación de Tarna.

La estructura de la Sierra del Mongayo es muy simple. Pueden distinguirse una zona meridional y una septentrional. La primera está formada exclusivamente por cuarcita, formando

de N. a S. un anticlinal y un sinclinal. La zona septentrional es más reducida y compleja; esta parte N. se describió ya al hablar del límite meridional de la alineación de Tarna; está formada de S. a N. por un sinclinal y un anticlinal; el sinclinal conserva un núcleo de pizarra abierto al W. y acabando periclinalmente al E. en la majada de Mongayo; el anticlinal se encuentra algo separado hacia el N. de la Sierra del Mongayo, por efecto del sinclinal antes citado, si bien no se encuentra completamente desgajado; este anticlinal, al N. de la majada de Mongayo, presenta algo más de complicación (fig. 68) y está formado, en realidad, por varios pliegues apretados.

Por lo que se refiere a los contactos entre la sierra cuarcítica del Mongayo y las regiones carboníferas vecinas, suele presentarse tectonizado. En algunos puntos la caliza de montaña se interpone entre la cuarcita y la pizarra, como, por ejemplo, en el collado de las Arenas, al S. de Cuelo Negro; pero en la mayoría de los casos, la cuarcita está en contacto mecánico con las áreas pizarrosas que la rodean. De este modo, rodeando la Sierra del Mongayo, se dispone un contacto mecánico que pone de manifiesto su carácter extrusivo. Esta estructura extrusiva se presenta clara hacia el E., es decir, hacia Remelende. Hacia el W. aparece ya la caliza de montaña que liga la sierra cuarcítica al substrato. La Sierra de Mongayo, considerada en conjunto, está formada por varios pliegues no muy apretados, que se desarrollan casi exclusivamente en las cuarcitas; los ejes de estos pliegues se elevan hacia el E. En Remelende, es decir, en el extremo oriental, la Sierra del Mongayo tiene carácter netamente extrusivo.

b) *El sinclinal de Isoba.*

Como ya se indicó antes, se estudiará sólo su extremo oriental, extremo que forma una terminación periclinal al N. de Coñal. La cuarcita forma un arco abierto sólo al W.; en su interior se encuentra un núcleo de pizarra carbonífera, es el área ocupada por los pinares de Lillo. El Pico del Lago, o del Pinar forma el extremo de la terminación periclinal; el sinclinal está

rígidamente orientado de E. a W.; su flanco N. tiene, hasta Las Hazas, un trazado rectilíneo. El flanco S. lo tiene, igualmente, hasta el río Porma, más al W., en el Pico de San Justo, describe un arco y se orienta N.-S.; la cuarcita forma la vertiente SE. del Pico de San Justo, mientras la caliza lo rodea por el N. y W.; la dirección W.-E. se recupera pronto al W. de Cofiñal, en las minas de talco la franja cuarcítica y por tanto la caliza que la bordea, vuelve a tomar la dirección E.-W. En resumen, la terminación oriental del sinclinal de Isoba es una terminación periclinal perfecta; la estructura del sinclinal es, por otra parte, simple, un contacto mecánico rodea paralelamente la terminación periclinal; se trata de una terminación extrusiva perfectamente comparable a las de Sebarga, La Foz y, sobre todo, del Zalambra.

c) *La zona de Riosol.*

Tanto la Sierra de Mongayo como el sinclinal de Isoba acaban algo al W. del puerto de Tarna, en Remelende y el Pico del Pinar, respectivamente, cumbres ambas situadas en el mismo meridiano. Al E. se extiende un área carbonífera que queda comprendida entre el sinclinal de Valdosín y los Picos de Mampodre. Se trata de un área pizarrosa, con niveles calizos y con una estructura que en parte es una consecuencia de la estructura extrusiva de las unidades que la limitan por el W., principalmente de la terminación del sinclinal de Isoba. En este área de Riosol pueden distinguirse tres zonas: la zona de Buecardiel, ligada a la terminación del sinclinal de Isoba; los alrededores del puerto, en relación con la terminación de la Sierra de Mongayo, y la alineación de escamas de Maraña-La Uña.

La zona de Buecardiel.—Con el nombre de zona de Buecardiel puede denominarse una zona comprendida entre Riosol, al N.; el collado de Tronisco, al S.; el collado de Cagüezo, entre Riosol y Maraña, al E.; el Pico del Pinar, al W. Esta zona está formada, en líneas generales, por dos niveles calizos que rodean por el NE. y ESE. el Pico del Pinar, es decir, el extremo de la ter-

minación periclinal oriental del sinclinal de Isoba. Los buzamientos al NE. del Pico son: al S. o al SE., mientras que al SSE. del mismo son al W. o al WNW., es decir, que en su conjunto, estos niveles rodean en disposición sinclinal la terminación extrusiva del Pico del Pinar. El Pico de Valcerrau es la terminación periclinal del sinclinal que dibujan estas calizas, terminación que se encuentra en la prolongación exacta del Pico del Pinar. En general, las estructuras son bastante apretadas y con multitud de accidentes de detalle. En el Pico de Valcerrau convergen dos franjas calizas: una orientada WNW.-ESE. y otra orientada de S. a N.; la primera forma los relieves de Buecardiel; la segunda, los de Cueto, Furacao y Buecivacas; ambas convergen en el Pico de Valcerrau, donde forman una terminación periclinal. El nivel calizo inferior se dispone paralelamente al que acaba de citarse. En el Salear de Buecardiel tiene, en líneas generales, orientación WNW.-ESE. En el Pico de la Requejada forma un sinclinal y toma orientación N.-S. Es decir, que presenta una estructura paralela a la de la caliza superior, sólo que el sinclinal de La Requejada orienta su eje NNE.-SSW., mientras que el de Valcerrau lo hace WNW.-ENE. Los dos sinclinales, sin embargo, tienen una significación análoga y en definitiva se encuentran en la prolongación del eje de la terminación extrusiva del Pico del Pinar.

Para un estudio más detallado pueden considerarse dos ramas por separado, es decir, la rama N. o de Buecardiel, y la rama S. o de Buecivacas.

La rama de Buecardiel presenta un replegamiento de detalle con los ejes de los pliegues orientados WNW.-ESE., es decir, paralelamente a ella y a la terminación del Pico de Valcerrau; a este respecto son significativos los pliegues de Peña la Pedriz apretados entre los dos niveles calizos de Buecardiel y del Salear (fig. 69, A y B). La franja de Buecardiel es continua y rígida, inclinada uniformemente al NNE. se extiende sin complicaciones de detalle desde Peña la Pedriz hasta el Pico de Valcerrau. La franja inferior, en cambio, presenta gran complicación tectónica de detalle; en su frente se presenta horizontal sobre las pizarras de Riosol, si bien describe una flexión para to-

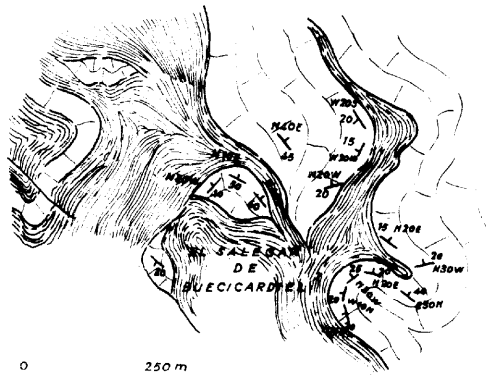
mar posición vertical. En contraste con la caliza de Buecicardiel, la caliza del Salegar está profundamente plegada. De una parte existe un replegamiento paralelo a la misma dirección de la franja, es decir, comparable a los pliegues de Peña Pedriz; en el Salegar de Buecicardiel (fig. 69) existe una profunda complicación de detalle, los buzamientos indican, sin embargo, una orientación WNW.-ESE. en los pliegues; estos pliegues vergen, a veces, hacia el SSW, es decir, en el mismo sentido del buzamiento de la franja caliza; ello da lugar a que estos pliegues tomen el aspecto de pliegues en "retour" y que muchas veces los niveles pizarrosos, disarmónicos bajo la caliza, forman pliegues de detalle survergentes bajo una caliza que se hunde hacia el SSW. en despegue sobre ellos (fig. 69, C y D). Aparte de estos accidentes orientados NW.-SE., la caliza del Salegar se encuentra afectada por otros pliegues orientados NNE.-SSW. (figura 69 E); el sinclinal del Pico de la Requejada sigue la orientación NNE.-SSW., marcada por estos accidentes.

La otra franja caliza, es decir, la de Buecivacas, se orienta de SSW. a NNE., para encontrarse en el Pico de Valcerrau con la caliza de Buecicardiel. Esta franja de Buecivacas se encuentra plegada transversalmente; en Cueto Furacao es donde se observan mejor los pliegues (fig. 69 D), la dirección de sus ejes NNW.-SSE.

En resumen, se trata de una zona en la que las capas describen un arco, pasando de orientarse NNW.-SSE. a una orientación N.-S. y luego NNE.-SSW. Este arco tiene el carácter de una terminación sinclinal, si bien no muy marcada, excepto para algún sector especial. Toda esta zona está replegada por accidentes secundarios; en conjunto pueden señalarse dos direcciones en los ejes de los pliegues: NNW.-SSE. y NNE.-SSW., la primera de ellas es la más importante. Los accidentes más manifiestos de esta zona son los sinclinales del Pico de Valcerrau, y del Pico de la Requejada. En el primero se ha impuesto la dirección NNW.-SSE. El segundo se orienta según la dirección NNE.-SSW. Todo este conjunto se encuentra en el extremo de la terminación extrusiva del Pico del Pinar y en disposición envolvente.

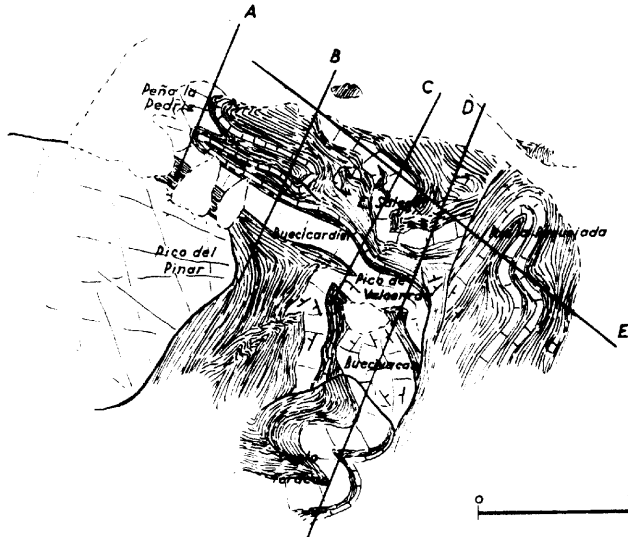
ESQUEMA Y CORTES GEOLOGICOS DE LA ZONA DE BUECICARDIEL


 Caliza Pizarra Cuarcita masiva



0 250 m

DETALLE DEL SALEGAR DE BUECICARDIEL



0 1Km

N.S.



S20W - N20E

Cuelo Foracao

Buecivacas

Pico de Valcerra

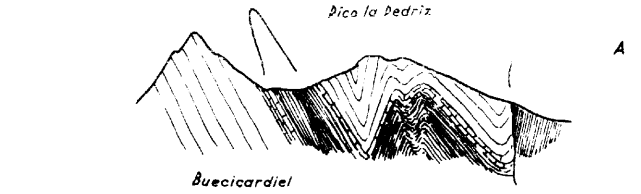
W40N - E40S

El Salegar de Buecicardiel

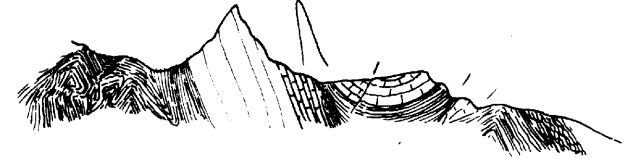
Pico La Requejada

E

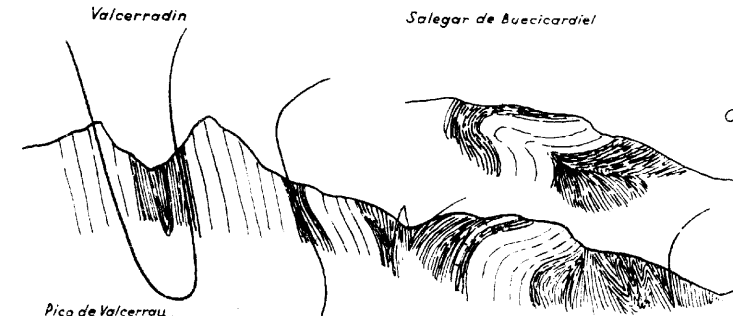
0 500 m



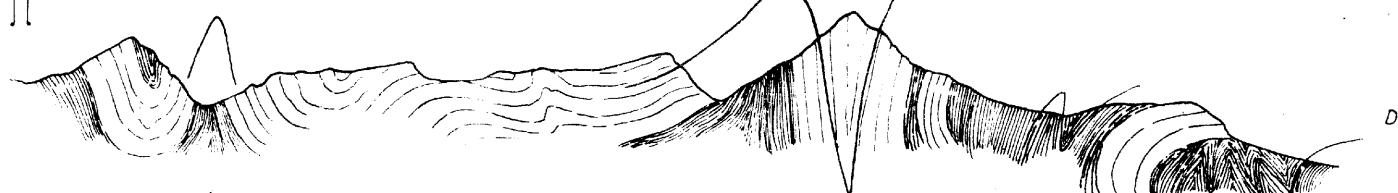
A



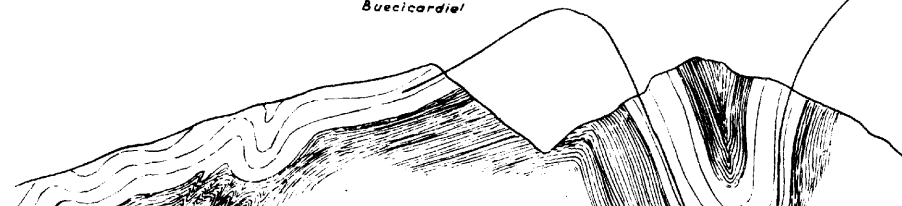
B



C



D



Los alrededores del puerto.—En los alrededores del puerto de Tarna se dispone otro conjunto de escamas calizas: La Horcada, al E. del puerto, tres pequeñas escamas en las proximidades del mismo, una de ellas en el mismo puerto, y una franja bordeando Remelende. Las calizas de La Horcada forman dos capas inclinadas hacia el E. (fig. 70), en ellas se observan unos pliegues de detalle con los ejes orientados N. 20° W.-S. 20° E. o bien N.-S., es decir, en concordancia con una de las direcciones de los pliegues de Buecicardiel.

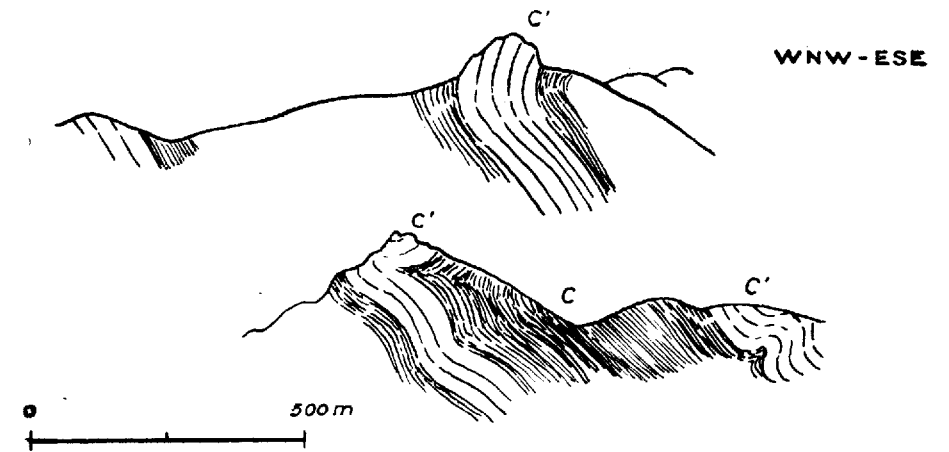


Fig. 70.—Calizas de La Horcada.

diel. Estas capas de La Horcada, al hablar de la estratigrafía de esta región, se equipararon a los dos niveles de la zona de Buecicardiel. Entre ellas, el arroyo de Riosol ha excavado su valle.

Al W. del puerto se encuentra otra franja caliza; se trata de una capa que rodea a media ladera los relieves de Remelende. Al N. de la Sierra de Mongayo, esta capa se sigue hasta cerca de Cueto Negro; por el S. hasta el puerto de las Señales. Esta disposición relaciona esta capa con las de Buecicardiel y, por tanto, con las de La Horcada. En efecto, aunque con alguna discontinuidad por causa de la tectonización, los niveles de Buecicardiel y de la ladera de Remelende convergen hacia el puerto de las Señales. Por otra parte, tanto la caliza de La Horcada como

las de Buecicardiel y Remelende, quedan cortadas por la erosión por encima de los niveles pizarrosos de Riosol. Lógicamente, se trata, por tanto, de las mismas capas. Las calizas de Remelende son, además, comparables a las de Buecicardiel desde el punto de vista tectónico, ya que rodean la cuarcita extrusiva del Pico de Remelende, de igual modo que aquéllas lo hacían con la terminación extrusiva del Pico del Pinar. A diferencia de Buecicardiel, las calizas de Remelende no tienen complicación tectónica de detalle, si bien, igual que aquéllas, buzan siempre hacia el pico que rodean, de tal modo, que en líneas generales describen la terminación de un sinclinal.

Por lo que respecta a las tres escamas del puerto, dos de ellas se disponen también bordeando los relieves cuarcíticos de Abedular. Su relación con las calizas de La Horcada y Buecicardiel es, no obstante, más problemática; concretamente, la escama del puerto describe una terminación periclinal anticlinal. La escama más septentrional tiene buzamientos hacia el S. Todo esto hace pensar que puede tratarse de un nivel calizo inferior al nivel pizarroso de Riosol y, por tanto, en relación con las calizas de Maraña-La Uña.

La alineación de escamas de Maraña-La Uña.— Entre Maraña y La Uña se dispone una zona caliza muy fraccionada, pero formando, en conjunto, una alineación orientada de NE. a SW. Estas calizas buzan hacia el NW. y parecen situarse por debajo de las pizarras de Riosol; sin embargo no interesa ahora hacer la discusión stratigráfica, sino considerar sus características tectónicas. A este respecto hay que consignar la gran desmembración de la caliza, que forma retazos a veces considerablemente pequeños. Esta zona se ha tomado como límite en este trabajo, por comparación con la zona de escamas del Pontón, que marcaba claramente el límite de las unidades ligadas a la cuenca de Beleño. Sobre este punto se insistirá cuando se estudie en un conjunto todo el reborde meridional de la cuenca de Beleño.

d) Conclusiones.

Esta zona del puerto de Tarna, aunque agrupa tres unidades diferentes, como son la Sierra del Mongayo, el extremo E. del sinclinal de Isoba y la zona de Riosol, tiene una unidad de significado. *El primer hecho que destaca como carácter común en toda la zona es el hundimiento de los ejes de los pliegues hacia W.; este carácter se prosigue hasta el sector más oriental.* La zona occidental plegada hunde sus ejes al W.; la zona oriental buza al W. o al NW., de manera que es hacia el E. donde aparecen las estructuras más profundas.

La estructura de la región está determinada principalmente por las dos masas cuarcíticas extrusivas del Pinar de Lillo y el Mongayo. Este hecho viene demostrado por la disposición de las calizas de Remelende y Buecicardiel. Separando ambas zonas extrusivas se dispone una estrecha banda de pizarras, apretadas entre las dos masas cuarcíticas.

La zona del puerto de Tarna debe considerarse, por tanto, como el extremo, el frente, de las unidades extrusivas del Mongayo e Isoba. Por este motivo, el estudio de la Sierra del Mongayo, terminación oriental del sinclinal de Isoba y zona de Riosol, puede hacerse conjuntamente, ya que si bien reúne tres unidades distintas, lo que se estudia, en realidad, son las estructuras originadas en su terminación por las dos unidades extrusivas.

Atendiendo a lo enunciado antes, *la zona de Riosol es comparable a la zona nordoriental inmediata a Pozúa.* Allí, en las majadas de Xurbia, se disponían igualmente unas escamas calizas, cuya orientación estaba determinada por la terminación extrusiva de Pozúa, es decir, del Zalambreal. La única diferencia era el menor desarrollo de las estructuras en Xurbia que en Riosol.

Esta región limita orientalmente por una zona de escamas calizas, orientadas de NE. a SW., zona que se extiende desde La Uña a Maraña.

La zona plegada en relación con los sinclinales extrusivos queda limitada entre éstos y la zona de escamas citada, al igual

que para la zona de Xurbia, el NE. de Pozúa. Allí el área de escamas, en relación con el núcleo extrusivo, era más reducida que aquí, y, por tanto, las estructuras, menos claras. Por otra parte quedaban enmascaradas por el conjunto de escamas que, orientándose de NE. a SW. formaban el límite entre las unidades ligadas a la cuenca de Beleño y el área en relación con el núcleo anticlinal de Casasuartes.

G) EL REBORDE MERIDIONAL CONSIDERADO EN SU CONJUNTO

Como se dijo ya al hablar del reborde SW., éste y el reborde SE. no constituyen, en realidad, sino una unidad única que bordea meridionalmente a la cuenca de Beleño, unidad que ha quedado rota en dos por una fractura transversal, fractura que no impide que se reconozcan las estructuras a un lado y a otro de la misma. Considerando el borde meridional como una sola unidad y haciendo abstracción de la fractura de Ventaniella, pueden distinguirse en él cuatro unidades secundarias. Una zona NW., o de Caso, limitada al borde SW. de la cuenca. La alineación de Tarna-Ten-Sajambre. El sinclinal del Zalambral-Valdosín. Una zona SW. o del puerto de Tarna, que al igual que la primera no tiene continuación al E. de la fractura de Ventaniella. Finalmente, una alineación de escamas marca el límite meridional de las unidades ligadas a la cuenca de Beleño.

1) LA ZONA DE CASO. COMPARACIÓN CON LA RAMA SW. DEL NÚCLEO DE LOS BEYOS.

La unidad más septentrional de todas cuantas forman el reborde meridional de la cuenca de Beleño es el sinclinal del Caso-La Foz. Esta unidad presenta la particularidad de que termina apretada entre la cuenca de Beleño y la alineación de Tarna.

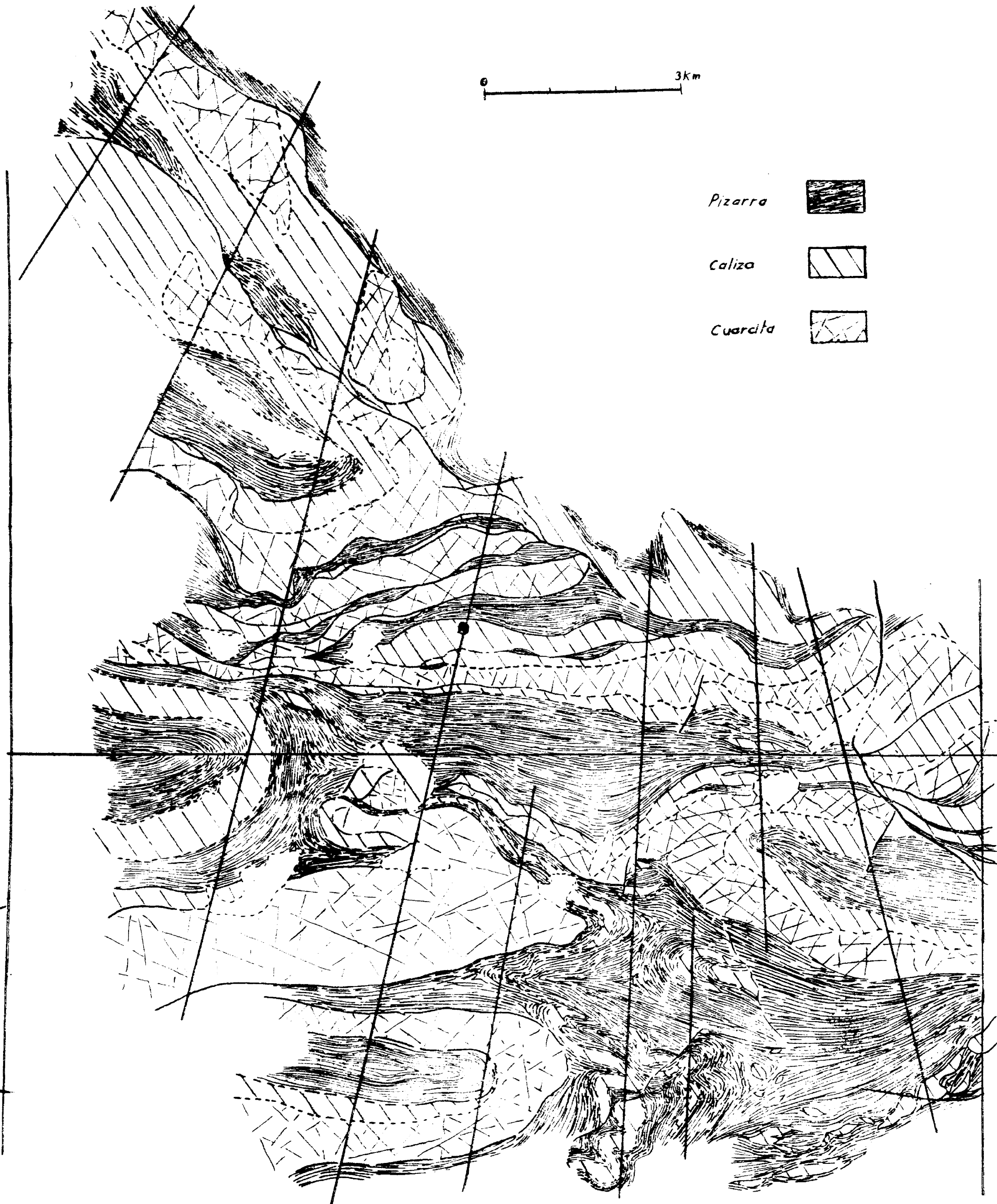
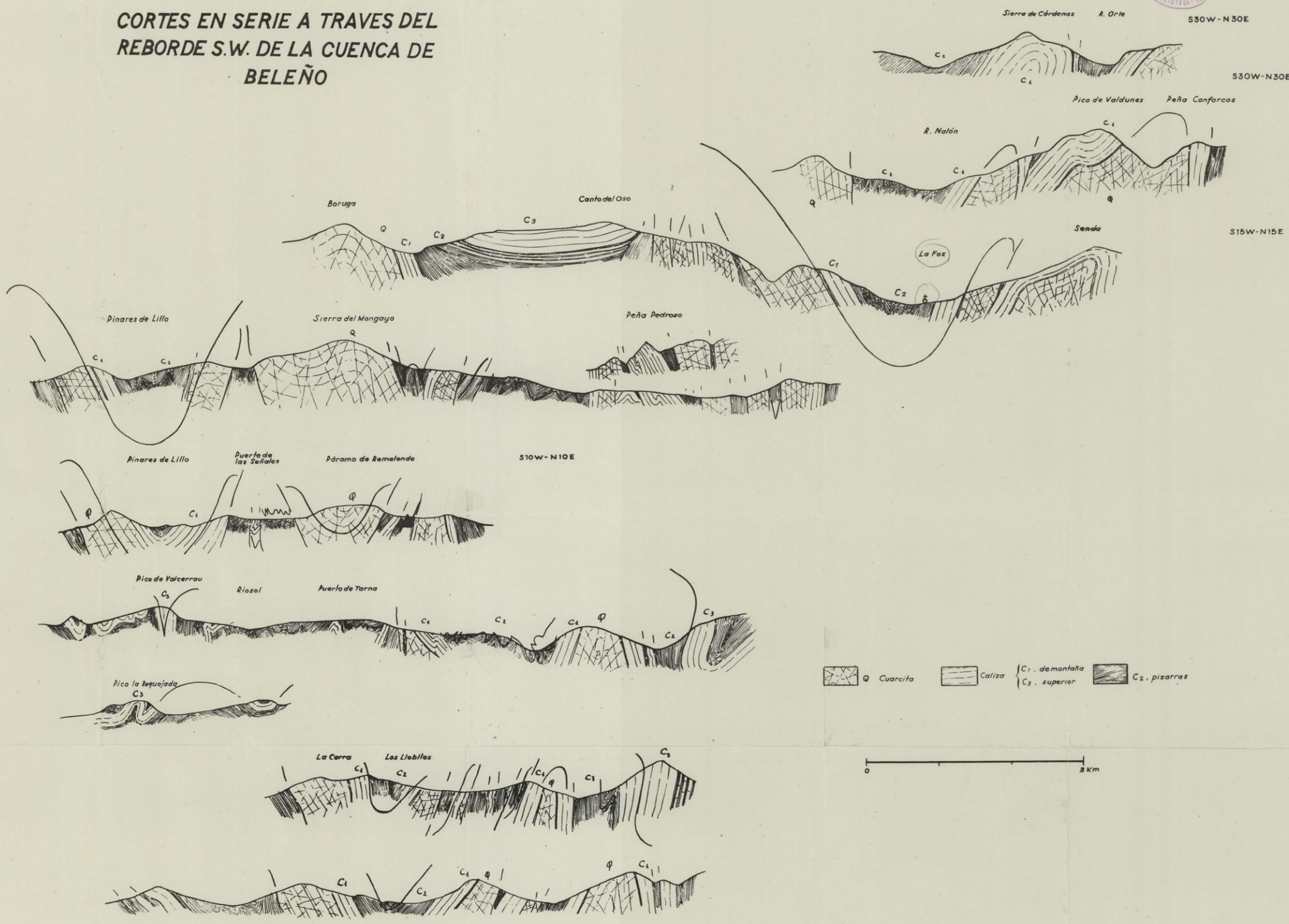


Fig. 71.—Esquema de la distribución de los cortes en serie por el reborde SW. de la cuenca de Beleño.

CORTES EN SERIE A TRAVÉS DEL REBORDE S.W. DE LA CUENCA DE BELEÑO



Las franjas cuarcíticas que se encuentran inmediatamente al S. de la terminación periclinal de La Foz pueden englobarse en esta zona, porque acaban con idéntica disposición hacia el E.

Esta estructura prensada entre la cuenca de Beleño y una alineación periférica tiene sólo un equivalente entre todas las estructuras que bordean la cuenca: la rama SW. de Los Beyos. Esta otra unidad pertenece al borde NE., si bien considerada aisladamente está al E. de la cuenca y en posición simétrica a la zona de Caso-La Foz. Esta rama de Los Beyos queda también apretada entre la cuenca de Beleño y la alineación de Sajambre, que tectónicamente no es sino la continuación de la de Tarna. A este respecto existe, pues, una simetría según un eje N.-S.

A pesar de esta semejanza existen profundas diferencias entre la zona de Caso-La Foz y la rama SW. de Los Beyos. De una parte, las estructuras, en Los Beyos muy apretadas, en La Foz, laxas, aunque al S. de la terminación periclinal existe una zona de franjas apretadas. De otro lado, el carácter sinclinal de la zona Caso-La Foz, en contraste con la tendencia anticlinal de Los Beyos. Finalmente, el arco de Niajo, si bien este hecho es de menos importancia, ya que, aunque tectónicamente son una estructura completamente diferente, en cierto modo equivale a la terminación periclinal de La Foz.

2) LA ALINEACIÓN DE TARNA-TEN-SAJAMBRE.

Meridionalmente a la zona de La Foz y al núcleo de Los Beyos se dispone otra alineación que, a diferencia de aquéllos se sigue tectónicamente de un lado a otro de la fractura de Ventaniella. Es la alineación de Tarna-Ten-Sajambre. En ella destaca su carácter simétrico, en concordancia con lo descrito en el capítulo anterior. La alineación de Tarna se aprieta hacia el E. y da lugar a una zona de escamas, que al E. de la fractura de Ventaniella tiene su continuación en el núcleo montañoso de Peña-Ten, si bien éste queda algo desplazado hacia el S. por efecto de la fractura de Ventaniella. Más hacia el E., la continuación tectónica del núcleo montañoso de Peña-Ten es el valle

de Sajambre, de características parecidas, si se prescinde del núcleo sinclinal del Canto del Oso, en la alineación de Tarna. Es decir, que se trata de una alineación única en la cual la zona central se ha roto en multitud de escamas apretadas, dando lugar a una acumulación de materiales duros que la erosión ha respetado, originándose, como consecuencia, un núcleo montañoso. Por el contrario, en los extremos, una tectónica poco apretada ha sido la causa de que se conservaran en posición sinclinal dos áreas pizarrosas, que han sido fácilmente excavadas y han dado lugar a los valles de Tarna y Sajambre. Ambas zonas tienen de común el limitar entre ellas y la cuenca de Beleño al sinclinal de Caso-La Foz y la rama SE. de Los Beyos, respectivamente.

3) EL SINCLINAL DEL ZALAMBRAL-VALDOSÍN.

Al describir los rebordes SE. y NE. se describieron por separado dos medios sinclinales: el del Zalambreal y el de Valdosín; en realidad, no se trata más que de las dos mitades del pliegue único cortado por la fractura de Ventaniella, fractura que además ha desplazado al medio sinclinal del Zalambreal hacia el S. con respecto a su otra mitad, es decir, a la mitad de Valdosín.

Así pues, hacia el S. continúa una disposición simétrica de las unidades. El Zalambreal y Valdosín forman un pliegue único extrusivo, con dos terminaciones periclinales: la terminación del Zalambreal, al E., y la terminación de Valdosín, al W. Este sinclinal es casi completamente extrusivo, tan sólo en su extremo más occidental, es decir, en la terminación de Valdosín, queda ligado al substrato. La unidad de los dos medios sinclinales del Zalambreal y Valdosín explica que sea posible el hecho precisamente en su extremo, donde la terminación de Valdosín tenga menos carácter extrusivo.

4) LA ZONA DEL PUERTO DE TARNA.

La zona más meridional de todas es la del puerto de Tarna. Esta zona es la única que no tiene equivalencia hacia el E. Es, en realidad, la terminación de estructuras más amplias que se desarrollan hacia el W. y que hacia el E. quedan limitadas entre la terminación de Valdosín y la alineación de escamas de Maraña-La Uña. La relación de esta zona con la cuenca de Beleño es muy escasa; si ha sido incluida aquí es por encontrarse al NE. de la alineación de escamas de Maraña-La Uña, alineación que por analogía con las escamas del Pontón se puede considerar como límite de las estructuras en relación con la cuenca de Beleño.

Como acaba de decirse, se trata de una zona que no tiene equivalencia hacia el E.; sin embargo, su relación con la alineación de escamas calizas de Maraña-La Uña hace que hacia el ENE. se presente una zona análoga, ya que no equivalente a ella. Se trata de las escamas calizas de Xurbia, al NE. de Pozúa, escamas cuya orientación queda determinada por la extrusión del Zalambreal; al igual que en Buecardiel, las estructuras están determinadas por la extrusión de la terminación del Pico del Pinar.

5) LA ALINEACIÓN DE ESCAMAS CALIZAS DEL PONTÓN-POLVOREDO-LA UÑA-MARAÑA.

Al NE. de la fractura de Ventaniella se disponía de un conjunto de escamas que se situaban en la zona de separación entre las unidades del reborde de la cuenca de Beleño y la terminación anticlinal de Casasuertes. Estas escamas limitaban al SE. con la zona de conglomerados del puerto del Pontón y terminaban al E. de Polvoredó, junto a la fractura transversal de Ventaniella. Esta fractura da lugar a un desplazamiento ha-

cia el NW. de su labio SE., con respecto a su labio NE.; la zona de Ten era la continuación de la alineación de Tarna, desplazada algo al NE.; el medio sinclinal del Valdosín se presenta desplazado igualmente hacia el NE., con respecto a su otra mitad del Zalambra. La continuación de la zona de escamas del Pontón-Polvoredo habrá de buscarla, por lo tanto, algo al NE. De este modo se encuentra otra alineación, que se extiende desde La Uña a Maraña, formada igualmente por multitud de retazos calizos y orientada también de NE. a SW. La única diferencia entre los dos sectores es que el sector de La Uña-Maraña parece más normal. La zona de escamas del Pontón limitaba inmediatamente al NE. con las cuarcitas de Pica-Ten y Jario. El área de Xurbia era allí muy pequeña e influenciada por la dirección NE.-SW. de la zona de escamas. En Maraña-La Uña, al NE. de la zona de escamas se extiende un área relativamente extensa, que las separa de las cuarcitas del Pinar. Mongayo o La Cerra. Por este motivo, mientras las escamas del Pontón están en gran parte completamente pinzadas entre materiales estratigráficamente desligados a ella, como las incluídas en la serie detrítica, las escamas de Maraña se hunden bajo la zona pizarrosa del NE. Por lo que respecta al límite SE., no es prudente adelantar ideas sin conocer bien la relación entre la serie detrítica del Pontón y la franja pizarrosa del Esla. Un hecho queda, finalmente, por señalar: las escamas calizas del Pontón no pertenecen a la caliza de montaña, sino a los niveles calizos superiores. Su facies y la abundancia de fusulinas en varias de ellas las relaciona con los niveles calizos superiores de la cuenca de Beleño, ya que en esta zona la caliza de montaña es oscura, fétida y no ha dado hasta ahora fauna de fusulinas. A este respecto, las calizas del Pontón son, probablemente, comparables a las de La Uña-Maraña.

H) ESTRUCTURA DE CONJUNTO: CONCLUSIONES

Toda la tectónica de la región estudiada está determinada por la unidad central, es decir, por la cuenca de Beleño, unidad que tiene una disposición sinclinal, con una terminación clara por el SE., mientras que hacia el NW. pasa a formar una franja estrecha y alargada. A partir de este momento puede considerarse que la cuenca de Beleño termina estructuralmente como tal cuenca, para dar paso a otra unidad.

En disposición periférica con respecto a la cuenca de Beleño se dispone un conjunto de unidades envolventes, unidades que con su tectónica violenta forman el reborde de dicha cuenca.

Atendiendo a su estructura, el reborde de la cuenca de Beleño puede dividirse en dos ramas: un reborde NE. y un reborde meridional. Ambos convergen en la zona de contacto entre Sajambre y el extremo S. del núcleo divergente de Los Beyos.

Los dos rebordes, nordoriental y meridional no son la continuación tectónica uno de otro, sino que después de converger ambos, junto al extremo SE. de la cuenca, el reborde NE. sufre una inflexión en sus alineaciones y se dirige hacia el E., paralelamente a las estructuras del reborde meridional.

En la zona de contacto entre ambos rebordes las estructuras se aprietan violentamente, dando lugar a fuertes tectonizaciones.

En la zona de contacto entre ambos rebordes se dispone una estructura particular, el reborde NE. sufre una divergencia en sus alineaciones y da lugar a dos ramas: una se dirige hacia el E., y la otra, al SE.; esta última, al llegar a Niajo, sufre una nueva inflexión para dirigirse al NE. El valle de Sajambre se orienta de SW. a NE., es decir, según la dirección que marcan las dos ramas estudiadas y, por lo tanto, normal al reborde NE.

Esta estructura es consecuencia de varios hechos. De una parte, la dependencia del reborde NE. hacia la cuenca de Beleño determina la formación de la rama SW.; de otro lado, la orientación general de todo el reborde NE. y de toda las alineaciones

de la cordillera determina la formación de la rama NE.; en tercer lugar, la falta de continuidad entre los dos rebordes de la cuenca es causa de que las alineaciones de la rama SE., en vez de continuarse por el reborde meridional, sufran en Niajo una inflexión para unirse a la dirección general de todas las estructuras, es decir, para dirigirse al NE. y luego al E.

Todas las estructuras citadas se disponen en el núcleo de la Rodilla Asturiana, pero ya en su rama S. En los extremos septentrionales de las alineaciones de Amieva y Seberga es donde se dibuja el arco.

La cuenca de Beleño no es más que el extremo SE. de una de las estructuras que describen el arco que forma la Rodilla Asturiana. Estructura que hacia el SE. se ha ensanchado, dando lugar a un amplio sinclinal que acaba periclinalmente hacia el SE.

Las estructuras al NE. y SW. de la cuenca de Beleño presentan notables diferencias. Al NE. son apretadas, mientras que al SW. se presentan estructuras más amplias. Las estructuras del reborde NE. presentan tectonizaciones en uno de sus flancos, los sinclinales presentan tectonizado el flanco SW., es decir, tienden a verger al NE. En sus flancos NE., en cambio, hay pliegues en "retour" e inversiones estratigráficas; es decir, fenómenos que se dirigen hacia el SE. En el reborde SE., en cambio, los pliegues son, en general, amplios y con contactos mecánicos en sus dos flancos.

Las vergencias son muy variables. La cuenca de Beleño tiende a verger al NE. excepto en su extremo SE., donde tiene vergencia doble. El reborde NE. tiende a verger también al NE. La zona de Sajambre, ligada al extremo SE., verge al SE. El reborde SE. no tiene vergencias definidas. Por otra parte, en toda la zona NE. existen fenómenos de "retour" e inversiones estratigráficas; no obstante, la significación de estas estructuras es distinta, ya que son de origen gravitacional.

Además de la tectónica, que podría denominarse longitudinal, es decir, de los accidentes que determinan las alineaciones de la región, existen otros accidentes transversales, puestos de manifiesto principalmente en la cuenca de Beleño, y otros verticales, que dan lugar al trazado irregular de las alineaciones

y en especial de los flancos del núcleo sinclinal de la cuenca. En definitiva, estos accidentes y los transversales tienen el mismo significado y no se diferencian más que en el grado de inclinación de sus ejes.

Otro hecho, en estrecha relación con la tectónica transversal, son los grandes cabeceos de los ejes de los pliegues. Estos pueden tener lugar en el mismo sentido y con el mismo grado de inclinación, o bien de modo disarmónico, aun cuando se trate de pliegues paralelos.

Otro hecho relacionado con todos estos fenómenos es el carácter extrusivo de muchos pliegues. Los anticlinales pueden pinzarse y transformarse en escamas con carácter extrusivo, pero los fenómenos de extrusión de mayor envergadura son los que dan lugar a la formación de sinclinales extrusivos.

Los sinclinales extrusivos responden a dos tipos. De una parte, aquellos pliegues en los que el carácter extrusivo se manifiesta sólo en su terminación periclinal; de otra, aquellos que forman un sinclinal íntegramente extrusivo. Entre los primeros está la misma terminación SE. de la cuenca de Beleño y las terminaciones SE. de la alineación de Seberga y el sinclinal de Caso-La Foz. Entre los segundos, el sinclinal del Zalambra-Valdosín, roto en la actualidad en dos mitades por una fractura transversal.

La formación de estos sinclinales extrusivos puede verse en la zona de Caso-La Foz, allí el sector NW. del sinclinal limita al NE. por un anticlinal, que es su lógica continuación. Hacia el SE., este anticlinal que forma la Sierra de Cárdenas va laminando su flanco NE., hasta que en el extremo SE., el sinclinal de Caso-La Foz toma carácter extrusivo.

Todos estos fenómenos de extrusión y cabeceo de los ejes de los pliegues son consecuencia de la posición de la región estudiada: de una parte su situación interna dentro de la "Rodilla Asturiana", de otro lado, el desarrollo de amplias zonas que se han plegado menos intensamente, y en torno a las cuales se disponen unas estructuras más violentas. Todo ello ha conducido a que en esta región tuviera lugar una descomposición de fuerzas durante la orogénesis, descomposición cuya consecuencia

sería la creación de estructuras contradictorias al existir fuerzas actuando en direcciones aberrantes.

La conclusión anterior no quiere decir que el plegamiento de esta región se produjera en una sola fase de corta duración, sino que no puede pretenderse establecer un orden rígido de creación de un tipo u otro de accidentes. En algunos casos puede, no obstante, deducirse un cierto orden; los fenómenos de inversión del borde NE. de la cuenca de Beleño deben ser, por ejemplo, posteriores a la formación del contacto mecánico que por el NE. rodea la cuenca de Beleño, ya que, de lo contrario, este contacto sería de distensión, interpretación a todas luces insostenible.

Los fenómenos de inversión y "retour" tienen un significado especial y su origen debe buscarse en el deslizamiento gravitacional de las capas, inestables en la posición a que las llevó la orogénesis. En algunos casos (Tarna), las pizarras resbalan en despegue sobre las calizas; en otros (río Taranes), es la caliza la que se despega de la cuarcita; en algunas ocasiones (Viego, Vibolí-Vidosa) es todo el conjunto el que se invierte. El origen gravitacional de estas estructuras está perfectamente de acuerdo con su posterioridad a la creación de los contactos mecánicos y, por consiguiente, a la verticalización de las capas.

Dos series se disponen en esta región discordantes sobre el substrato en que se apoyan: la serie estefaniense de Sebarga y la serie detrítica del Pontón. De momento no pueden sacarse aún muchas conclusiones, pues se desconoce la edad de la serie del Pontón, no obstante pueden ponerse de manifiesto algunos hechos.

La serie estefaniense de Sebarga se encuentra plegada, siguiendo las mismas orientaciones de los pliegues westfalienses y disponiéndose, además, en los núcleos de los sinclinales que dibujan las capas de este período. Es de señalar el carácter apretado de los pliegues estefanienses, hasta el punto de que en sentido transversal, la discordancia ha quedado casi borrada por el plegamiento.

La serie detrítica del Pontón se apoya discordante sobre el Devónico. En ella se observa, a su vez, una discordancia progresiva.

Estos hechos conducen a imaginar una historia completa en la formación de las estructuras descritas. De momento, sólo cabe señalar la importancia de los plegamientos post-estefanienses, importancia puesta de manifiesto por la estructura de la alineación de Sebarga. Su estudio permite deducir que los pliegues que se iniciaron con anterioridad al depósito del Estefaniense, continuaron acentuándose con posterioridad al mismo.

Este Estefaniense conduce a plantear el problema de la intensidad del plegamiento post-estefaniense, intensidad que se pone también de manifiesto en otras áreas estefanienses, tales como Arnao, Ferroñes y Haro, y a la que tal vez no se ha prestado suficiente atención.

I) LA TECTÓNICA DE FALLAS

Hasta este momento se ha considerado solamente la tectónica de plegamiento, es decir, los accidentes que se orientan según unas directrices que marcan los pliegues. Todos los contactos mecánicos que se han estudiado con detalle se orientan paralelamente a las estructuras de plegamiento y no son fracturas posteriores a él, sino simultáneas. Se trata de fracturas producidas por laminación de un flanco de un pliegue, es decir, por plasticidad de las capas a partir de una estructura de plegamiento, o bien, en otros casos, son fracturas que deben su origen a las potentes masas de cuarcita y caliza de montaña, especialmente de cuarcita. Las series monoclinales de Sierra de Aves, formadas casi exclusivamente por cuarcita y caliza de montaña y separadas entre sí por fracturas verticales, difícilmente se imaginan a partir de pliegues, por laminación de un flanco con el potente conjunto caliza de montaña-cuarcita masiva; más bien puede pensarse que mientras la pizarra que se le superponía desarrollaba pliegues, imbricados o no, la base calizo-cuarcítica reaccionaba en esta zona, rompiéndose según superficies próximas a la verticalidad. Estas series y fracturas están próximas a las estructuras imbricadas y, desde luego, muy aleja-

das de la fracturación rígida, en bloques. Por este motivo, toda la fracturación descrita sigue unas alineaciones concordantes con los pliegues, es decir, que hasta ahora se han descrito sólo estructuras hercinianas.

En algún caso ha sido necesario, al hacer las descripciones regionales, hacer referencia a fallas que rompían la estructura plegada. Alguna de éstas, como la de Ventaniella, ha tenido que ser tomada en consideración por la interrupción que provoca en las estructuras del reborde meridional y ha servido para dividirlo en dos zonas: el reborde SE. y el reborde SW. Sin embargo, en todos estos casos se ha citado simplemente su presencia, sin profundizar en su significado, a fin de reservar su estudio para un capítulo especial. Con todo esto no quiere indicarse que se considere que todos estos accidentes transversales son de edad posterior al plegamiento, sino, simplemente, que se ha reservado para un capítulo especial la discusión de su significado.

El área estudiada en el presente trabajo es pobre en cuanto a fracturación normal u oblicua al plegamiento. Pero no sólo son escasas esta clase de fracturas, sino que, además, se presentan mal relacionadas entre sí, como fenómenos aislados y, por lo general, de poca envergadura. Buscando una agrupación en zonas pueden considerarse dos áreas distintas: de un lado, el área de Sebarga-Amieva-Sajambre, y de otro, la cuenca de Beleño. Finalmente, de un modo aparte, por su falta de relación con otras fracturas, puede estudiarse la fractura de Ventaniella.

1) EL ÁREA DE SEBARGA-AMIEVA-SAJAMBRE.

El área de Amieva y Sajambre es la que presenta una mayor riqueza en fallas. En la zona más septentrional se desarrollan dos direcciones en ellas: WNW.-ESE. y NW.-SE. La primera se encuentra representada por las dos fallas paralelas que desde Santillán se dirigen hacia el W. hasta alcanzar una de ellas la zona de Fontecha, donde se inflexiona para orientarse NW.-SE., es decir, según la otra dirección citada. Estas dos fallas son de salto contrario. La más meridional hunde su labio SSW., mien-

tras que la más septentrional lo hace con el NNE. Estas fallas cortan, francamente, las estructuras hercinianas, incluso estructuras importantes, como el sinclinal de La Mota Cetín, que queda limitado por el N. por una de estas fracturas.

Otro grupo de fallas se desarrolla al N. de Santillán. Su orientación es NW.-SE. y al contrario que las descritas antes, se sitúan paralelamente a las estructuras hercinianas. Una de ellas se dispone próxima al eje de un anticlinal y paralela a él. Otras dos fracturas se sitúan algo más al NE.; de ellas, una hunde su labio oriental, lo contrario que los accidentes hercinianos, que normalmente sitúan los contactos mecánicos con tendencia a la vergencia E. Estas características, unidas a su trazado más rígido que los otros contactos mecánicos, pueden hacer pensar en una edad posterior al plegamiento.

El otro grupo de fallas se encuentra en el extremo S. de la alineación de Amieva, entre Rañes y Angón y fuera ya de esta unidad, en Raso, en la rama NE. del núcleo divergente de Los Beyos. Aquí, las direcciones son E.-W. y NW.-SE., con desviaciones hacia el N. y E. La fracturación E.-W. puede observarse en las proximidades de Rañes, como, por ejemplo, en la carretera de Amieva. Sin embargo, el máximo interés lo tienen las fracturas de Raso, por ser allí donde se ha encontrado el conglomerado cuarzoso de probable edad triásica. Este conglomerado se encuentra limitado por el sistema de fallas de Raso, fallas que acreditan así su edad alpídica y que, en realidad, son las únicas a las que con cierta seguridad puede asignarse esta edad.

Más meridionalmente se sitúa la zona de Sajambre. En ella se sitúa un conjunto de fallas con orientaciones N.-S., NE.-SW., y en mucho menor grado, NW.-SE. Estas fracturas se ponen de manifiesto en Jario y entre Soto y Ribota. Las de Jario son de poco salto. Entre Soto y Ribota, en cambio, existen unas fallas más importantes, fallas que limitan al núcleo anticlinal entre el río San Pedro y el río de la Agüera, y son las responsables, en gran parte, de que en él llegue a aflorar, no sólo la caliza de montaña, sino, incluso, la cuarcita; estas fallas, aun sin llegar a cerrar completamente una dovela, limitan y elevan el área de un anticlinal herciniano. Por su trazado y características estos accidentes parecen de edad alpídica.

Como ha podido observarse, se ha hecho la descripción de una serie de fracturas, la mayoría sin relación entre sí. Las direcciones dominantes entre ellas son: la NW.-SE. y la N.-S., y en menos grado, la WNW.-ESE. y la NE.-SW. Estas fallas son, en gran parte, de pequeño salto, pero otras, como las de Raso, La Mota Cetín o del SW. de Soto, tienen mayor importancia; en conjunto, se trata de fenómenos aislados, que al no estar ligados entre sí pierden valor, tanto estructural como morfológico. No obstante la falta de relación entre estos grupos de fallas, puede observarse que todas ellas se disponen en un área orientada de NE. a SW. e interpuesta entre la cuenca de Beleño y los Picos de Europa. Hacia el NE., las fallas orientadas NE.-SW. se disponen paralelas a las alineaciones hercinianas. Hacia el SW., zona en que los accidentes hercinianos llevan otra orientación, son las fallas NW.-SE. las que se disponen paralelas a ellas. Queda por definir la edad de esta tectónica de fallas. Algunas de ellas cortan claramente las estructuras hercinianas (fallas de La Mota Cetín, Sajambre y Raso), su edad puede considerarse alpídica. Otras son longitudinales, si bien esta disposición longitudinal no tiene gran significación, ya que las estructuras hercinianas forman un arco; hay otros caracteres que pueden hacer dudar de la edad de estas estructuras. Así, la falla que corta el anticlinal cerca del puente de las Brazas, al NW. de Sames, da lugar a cierta adaptación de las capas de caliza; no obstante, el sentido de su salto y su rigidez hacen pensar con menos seguridad en una edad alpídica. Finalmente, algunas fracturas completamente transversales a las estructuras hercinianas (carretera de Amieva) son probablemente de la misma edad del plegamiento y son fracturas de plasticidad del tipo "decrochement".

2) LAS FRACTURAS DE LA CUENCA DE BELEÑO.

Otra área donde se desarrolla una fracturación es en la cuenca de Beleño, especialmente en el núcleo elevado, o por lo menos es en el núcleo elevado donde la presencia de capas calizas las

hace visibles. En el borde, donde se manifestarían en el trazado del contacto entre la caliza de montaña y la serie pizarrosa, son raras. Tan sólo una fractura bien visible, aunque poco importante, se dispone orientada de N. a S. entre Carangas y Cadenava. En el núcleo elevado, en cambio, se dispone un conjunto de fracturas orientadas de NE. a SW., N.-S., o bien N. 20° W.-S. 20° E. Estas fracturas pueden observarse en el extremo NW. del núcleo elevado y se reconocen porque rompen las capas calizas y dan lugar a pequeños desplazamientos en ellas. Al N. de Sobrefoz, dos pequeñas fracturas rompen también ligeramente la continuidad de la caliza de Collado Zorro, cerca del cauce del río Ponga. Estas dos fracturas son, no obstante, dos fenómenos aislados. Igual a ellas se encuentra alguna también en el Pareo, en Tarna y en Valdósín, cerca de la Majada de Burón. Es sólo en el extremo NW. donde aparece una mayor frecuencia de fracturas. Este tipo de fallas son, principalmente, "decrochements", y su edad es herciniana; se trata de fracturas generadas en una serie plástica que se pliega y se fractura en sentido transversal, para permitir el desplazamiento horizontal de estructuras o capas en uno u otro lado de la falla.

3) LA DISLOCACIÓN DE VENTANIELLA.

Contrastando con la escasa importancia de todas las fallas descritas hasta ahora, una importante fractura se orienta de NNW. a SSE. Esta fractura coincide aproximadamente con el valle de Ventaniella, y a través del puerto de su nombre pasa a la vertiente leonesa para seguir paralela al valle de Valdósín. Esta fractura hace que a un lado u otro de la misma las unidades equivalentes se encuentren desplazadas unas con respecto a otras. Este desplazamiento se encuentra representado al máximo entre Valdósín y el Zalambral, que no son más que dos mitades de un sinclinal extrusivo. Las características de esta fractura de Ventaniella son muy especiales; en primer lugar llama la atención el hecho de que no se produce desnivelación vertical de un lado y otro de la falla. Considerando las estructuras equi-

valentes a un lado y otro de la dislocación, se observa un importante desplazamiento en sentido horizontal de unas capas con respecto a otras, sin que se vea desplazamiento vertical. Este desplazamiento, medido sobre el plano, llega a alcanzar en algunos puntos los cuatro kilómetros, si bien esta distancia no es constante, ya que en otros segmentos el desplazamiento es notablemente menor. Finalmente hay que consignar la ausencia de una fracturación satélite ligada a esta falla de Ventaniella. Se trata, por tanto, de un "déchagement" cuya edad debe considerarse herciniana; sobre este punto se insistirá en el capítulo siguiente.

4) LA TECTÓNICA ALPÍDICA Y LAS FRACTURAS HERCINIANAS.

Después de los primeros tiempos en que las estructuras herciniana y alpídica se diferenciaban mal en la Cordillera Cantábrica e incluso (Termier, 1918) se pretendía que la orogénesis pirenaica había deformado la primitiva estructura, ha ido perfilándose cada vez más la importancia de la tectónica de fallas en la orogénesis alpídica en Asturias (Karrenberg, 1934, 1935, 1946; Llopis-Lladó, 1951 a, 1954). No obstante esta diferenciación entre tectónica herciniana y tectónica alpídica, no debe conducir a la idea simplista de considerar alpídicas todas las estructuras de fractura, ya que si bien la tectónica herciniana es típicamente de plegamiento, en toda estructura plegada pueden existir fracturas de compensación, de desgarre, de distensión o "déchagements", que son una consecuencia mecánica, muchas veces necesaria, del plegamiento. En esta zona pueden considerarse alpídicas las fallas de La Mota Cetín, Sajambre y Raso, por el hecho de que cortan las alineaciones hercinianas; las de Raso sobre todo parecen ser las más claramente alpídicas, si bien esta afirmación está condicionada a la confirmación de la edad triásica del afloramiento de Raso. En el núcleo elevado de la cuenca de Beleño las fracturas son ya de desgarre, es decir, son fracturas producidas en un medio plástico y, por tanto, herciniano, ligadas al plegamiento, consecuencia de la adaptación al espacio

de la serie sinclinal del núcleo elevado; estas fracturas son más frecuentes en el núcleo elevado, que a la vez es el núcleo del sinclinal, con respecto a los bordes de la cuenca. Esto es una consecuencia de la estructura sinclinal, igual que la mayor complejidad del plegamiento.

El problema se hace más importante para la fractura de Ventaniella. La observación de las estructuras a un lado y otro de la misma conduce a una primera conclusión, que fue ya enunciada al hablar del reborde meridional de la cuenca de Beleño; es decir, que a uno y otro lado de la misma se reconoce la continuidad de las estructuras geológicas, si bien la falla ha dado lugar a un desplazamiento hacia el NE. de las estructuras del reborde SW., con respecto a las del reborde SE. La falla de Ventaniella no afecta sólo al reborde meridional, sino también a la misma cuenca de Beleño. A este respecto hay que considerar, cómo el nivel de caliza masiva sobre el que se apoya normalmente la serie con calizas carboneras, falta entre las peñas de Maciédome y Tiatorodos, es decir, relacionando el flanco NE. y SW. del núcleo sinclinal de la zona elevada. Por el contrario, las calizas carboneras toman en El Ramiu una orientación N.-S., para dirigirse hacia Maciédome, donde sufren una nueva inflexión, para quedar ligadas al flanco SW del pliegue. Una fractura que no es más que la continuación de la falla de Ventaniella es causa de estas anomalías. Considerando las relaciones entre el sinclinal de Collado Zorro y el área del Cordal de Ponga, se observan diferencias en las estructuras de uno y otro lado de la fractura, hasta el punto de que parece ser Collado Zorro, o más concretamente, el flanco SW. de Collado Zorro, el que se ha desgajado y desplazado hacia el N. con respecto a Maciédome, que es el flanco SE. de la zona de Tiatorodos-Recuencu-Maciédome. Así pues, observando la cuenca de Beleño, las condiciones son distintas por lo que respecta al desplazamiento, comparando con el reborde meridional.

El hecho indicado no es más que un caso particular del hecho general: la falta de uniformidad en el valor del desplazamiento de las unidades de una y otra parte de la fractura. Hacia el S. dos puntos equivalentes de las dos mitades del sinclinal

del Zalambral-Valdosín se hallaban desplazados unos cuatro kilómetros en Cotiones; el desplazamiento es de unos 200 m.

Un tercer hecho interesa destacar: la adaptación al sentido del desplazamiento de las unidades que están cortadas por la fractura; así, por ejemplo, las dos franjas de cuarcita y caliza que forman los flancos del sinclinal del Zalambral se inflexionan hacia el W. en las proximidades de la fractura, como si pretendieran enlazar con la otra mitad del sinclinal, cortado y desplazado hacia el N. por la falla. En Ten y en el arroyo de La Castellana se observa un mismo fenómeno. Igual ocurre en el medio sinclinal de Valdosin, al W. de la falla. Este hecho puede relacionarse con el trazado poco rígido de la dislocación.

Finalmente quedan unos últimos puntos a considerar: la ausencia de fracturas satélites en relación con esta dislocación, y a pesar de su importancia y la facilidad con que esta falla, a pesar de su magnitud, se atenúa y desaparece tanto hacia el N. como hacia el S.; hacia el N., esta desaparición es particularmente clara.

Resumiendo, pueden retenerse las siguientes conclusiones: la fractura de Ventaniella ha jugado en sentido horizontal, no vertical; las estructuras se continúan a un lado y otro de la fractura; ésta desplaza las unidades, pero no da lugar a que desaparezcan al llegar a ella. El valor del desplazamiento varía mucho según los sectores de la dislocación, considerados desde varios kilómetros a unos cientos de metros; en relación con ello está su rápida atenuación en ambos sentidos. La estructura de las unidades rotas por la dislocación de Ventaniella presenta una inflexión, de acuerdo con el desplazamiento de la falla; inflexión que puede, por tanto, considerarse una consecuencia del juego de la dislocación. No se observan fallas satélites en relación con la fractura de Ventaniella. Estos son los datos con que se cuenta para intentar resolver el problema de la edad de la fractura de Ventaniella. El planteamiento del problema es si la dislocación de Ventaniella es una falla alpídica de rigidez, producida por el desplazamiento de dos bloques rígidos, o bien si se trata de una dislocación producida por desgarre de una masa plástica o por lo menos en un grado no excesivo de rigidez. En relación con este planteamiento surge el segundo problema; si

se trata de una falla alpídica o de una fractura herciniana. En el primer caso sería una falla rígida, de acuerdo con los tipos de fracturas alpídicas observadas en el resto de la Cordillera Cantábrica. En el segundo caso sería una fractura de desgarramiento.

La falta de fallas satélites, las variaciones en el valor del desplazamiento, el trazado de la falla, la adaptación de las estructuras cortadas y su rápida atenuación conducen a la conclusión del carácter de desgarre de la falla. Sin embargo, excepto en la zona de Sobrefoz, las estructuras se corresponden muy bien a un lado y otro de la dislocación; este hecho parece indicar cierta posterioridad de la falla, por lo menos al inicio del plegamiento; fue ya hacia el final de la generación de las estructuras cuando se produjo el "decrochement". Esta conclusión conduce, una vez más, a pensar en un largo período de formación de las estructuras descritas, período durante el cual las estructuras se iniciaron y acentuaron lentamente, dando lugar a deslizamientos gravitacionales, a "decrochements", con la existencia incluso de series discordantes (Sebarga, Pontón).

5) CONCLUSIONES.

La tectónica alpídica casi no se manifiesta en la región, tan sólo algunas fallas en el reborde NE. de la cuenca de Beleño pueden tener esta edad, los demás accidentes de tipo fractura están en relación con el plegamiento; o bien son fracturas longitudinales consecuencia del mismo, o son "decrochements" también hercinianos. La falla de Ventaniella tiene este origen, si bien tardío, con respecto al plegamiento, probablemente de los últimos tiempos hercinianos.

El estudio de esta región lleva también a otras conclusiones. En primer lugar se ve la importancia de las fracturas en la tectónica herciniana; aparte de los "decrochements", la mayoría de las unidades tienen como límite, total o parcialmente, una fractura (Beleño, Zalambral-Valdosín, Sebarga, Sajambre, etc.). Estas fracturas se ven claramente relacionadas con el plega-

miento, por ello y por la intensidad del plegamiento aparecen como una simple consecuencia del mismo, pero en determinados casos se individualizan. Tal ocurre en el límite entre los Picos de Europa y el valle de Valdeón, donde el salto vertical accidente que separa las dos unidades es realmente gran. Así pues, aunque estas fracturas no pueden relacionarse con una tectónica de bloques, no hay que olvidar que dentro de la orogénesis herciniana pueden encontrarse grandes accidentes que den lugar a importantes desnivelaciones verticales y que por ello deban considerarse apriorísticamente como alpidicos. Ello puede ocurrir, por ejemplo, total o parcialmente en los límites de la cuenca minera.

J) CONCLUSIONES GENERALES

La región estudiada se encuentra inmediatamente al W. de los Picos de Europa, entre éstos y la Cuenca Central Asturiana. Dentro de esta área se estudia la cuenca de Beleño, unidad perfectamente individualizada y que además determina la estructura de las unidades vecinas que se disponen formando su estructura.

Desde el punto de vista estratigráfico, hay que considerar la cuarcita masiva, el Devónico de Casasuartes, el Carbonífero y un pequeño afloramiento probablemente triásico.

La cuarcita masiva se presenta en una masa compacta de unos 300 metros; por debajo de ellas aparecen unas pizarras con algún banco de caliza; esta serie inferior es frecuentemente metamórfica.

El Devónico queda al S. de la región estudiada. Tan sólo en Cuénabres y Casasuartes se encuentra un afloramiento, de carácter anticlinal. Este Devónico se caracteriza por tener importantes niveles de cuarcitas y por su considerable potencia.

La presencia del Devónico en Casasuartes, así como en otras regiones al S. de la región estudiada y no lejos de ella, plantea el problema de su rápida desaparición hacia el N. Este hecho,

unido a la comparación de facies, podría hacer pensar en una equivalencia con la cuarcita masiva. Sin embargo, la estrecha relación de las cuarcitas de la zona estudiada con las de Pajares y el Sueve hace que se siga la interpretación clásica y se sitúe la serie cuarcítica en el Silúrico.

El Carbonífero está formado por tres series distintas e independientes: una serie con abundantes episodios calizos, una serie detrítica y un conjunto discordante sobre los diferentes niveles de la serie citada en primer lugar. De las tres, la primera es la que forma la mayor parte de la región estudiada y es, a su vez, la equivalente al Carbonífero de la Cuenca Central Asturiana.

La serie de Beleño está formada por un nivel inferior calizo compuesto de griotte en la base y caliza de montaña; las potencias son de 20 metros y 100-350 metros, respectivamente. Sobre la caliza de montaña se apoya una serie de pizarras y areniscas de 400 metros. Esta serie queda limitada, por su parte superior, por un nuevo nivel de caliza masiva, con una potencia de 100-250 metros. Por encima de este nivel calizo se sitúa una serie de 700 metros de pizarras, areniscas y calizas alternantes.

De estos niveles que acaban de describirse, la griotte y la caliza de montaña tienen un exacto equivalente en la cuenca minera y regiones próximas. La comparación de potencias y estudio del techo de la formación caliza conducen a la conclusión de que, desde Oviedo al Sella, la caliza de montaña comprende siempre los mismos niveles y por tanto tiene en todas las localidades la misma edad. Consecuencia lógica de esta conclusión es la equivalencia entre los niveles superiores a la caliza de montaña en Beleño y el paquete de Lena, en la cuenca minera; si bien se ignora hasta qué altura estratigráfica, dentro del Westfaliense, llega el Carbonífero de Beleño. Se acepta la edad visense superior para la serie griotte, tanto para las calizas como para las pizarras y capas de radiolarios que forman su base, y la edad namuriense para la caliza de montaña; si bien esta formación caliza probablemente no abarca todo el Namuriense. El conjunto que se superpone a la caliza de montaña debe corresponder al Namuriense superior - Westfaliense, sin que por el momento se pueda precisar más.

De E. a W. se observa un cambio de facies en el sentido de que las calizas westfalienses pierden potencia y muchas de ellas desaparecen; en La Camocha, el Westfaliense A es incluso productivo. Al W. del Sella, en los Picos de Europa, las masas calizas son mayores. Puede aceptarse en principio, como hipótesis de trabajo, que este cambio de facies prosiga hacia el W. En este caso la gran masa caliza de los Picos de Europa puede ser debida a la fusión de la caliza de montaña con alguno de los niveles superiores, más concretamente, de la caliza masiva superior. Esta fusión puede ser total o bien quedar algo de pizarra separando ambos niveles, pero sin romper la unidad caliza, unidad que puede quedar acentuada por efecto del plegamiento.

Como consecuencia de estos cambios de facies, debe deducirse que durante el Westfaliense el mar se situaba hacia el E. y que de allí era de donde partían los episodios transgresivos.

La serie detrítica del Pontón debe relacionarse con las potentes masas de León y Palencia. En Palencia existen dos series: la de Curavacas, considerada Westfaliense B-C, y la de Peña Cildá, del Estefaniense B-C. El problema es a cuál de estas series de Palencia equivalen los conglomerados del Pontón. Aunque sin datos definitivos aportados por los fósiles, puede pensarse en principio que la serie del Pontón equivale a la de Peña Cildá.

La tercera serie ha sido datada como estefaniense y se apoya discordante sobre diversos niveles de la serie con episodios calizos.

Además de los depósitos paleozoicos citados, existe un pequeño afloramiento que debe atribuirse al Triásico. Está formado por un conglomerado cuarzoso, en la base, que hacia la parte alta pasa a arenisca silíceas, y por unas capas de color rojo que pueden considerarse superiores, si bien la tectónica de fallas allí existente no deja ver con suficiente claridad su relación con los conglomerados.

La cuenca de Beleño determina la estructura de las unidades que la rodean. En este sentido puede distinguirse entre el reborde nordoriental y el meridional.

Los dos rebordes meridional y nordoccidental se encuentran entre Sajambre y Los Beyos, pero las estructuras no se prosi-

guen entre ambos rebordes, sino que, orientándose paralelamente, se dirigen hacia el E., abandonando la cuenca de Beleño, que acaba periclinalmente.

Como consecuencia de esta estructura debe concluirse que la cuenca de Beleño no es más que una unidad de la rama S. de la "Rodilla Asturiana", unidad que no sólo tiene una individualidad, sino que determina la estructura de las unidades periféricas a ella. No obstante, en realidad, ella misma es una unidad orientada de NW. a SE., es decir, con la orientación propia de las estructuras inmediatamente al S. del arco de la "Rodilla Asturiana".

La cuenca de Beleño no actúa de divisoria de vergencias, aunque en su extremo SE., por su estructura extrusiva, parece que tienda a esta disposición. En cambio sí se observan estructuras diferentes a uno y otro lado de la misma. Al NE. las estructuras son muy apretadas y los contactos mecánicos indican vergencia NE., pero además existe una serie de accidentes dirigidos al SW., es decir, en "retour". El reborde NE. de la cuenca de Beleño tiene disposición en relevo. Al SW. las estructuras son menos apretadas y no tienen vergencia definida.

Los fenómenos de "retour" e inversiones, presentes principalmente en el borde NE., deben su origen a causas gravitacionales. Son característicos en toda la región los cabeceos de los ejes de los pliegues, con frecuentes cambios en el sentido de la inclinación, pero sin guardar relación muchas veces las inclinaciones de los ejes en pliegues paralelos.

Además de las estructuras y alineaciones principales, también se desarrolla una tectónica transversal, ya sea de ejes próximos a la horizontalidad o de ejes verticales. En ambos casos esta tectónica conduce a un replegamiento transversal en las estructuras dominantes, que pueden denominarse longitudinales.

Ligadas a todos estos fenómenos están las estructuras extrusivas. Es frecuente el carácter extrusivo de las terminaciones periclinales de los sinclinales, terminaciones que se sitúan siempre hacia el SE. A veces todo el sinclinal tiene una disposición extrusiva.

Todos estos fenómenos se superponen, es decir, presentan

mutuas influencias; ello es indicio de un origen conjunto. Sin embargo, en determinados casos puede establecerse un orden de formación entre los accidentes. Así la inversión del borde NE. de la cuenca de Beleño debe ser posterior a los contactos que se sitúan externamente a él; este orden de formación de estos accidentes es lógico, teniendo en cuenta el origen gravitacional del "retour". La misma divergencia de Los Beyos y tectonización del contacto con el valle de Sajambre debe haber sido acentuada con posterioridad a su formación; este hecho debe relacionarse con el núcleo anticlinal de Casasuertes y su envoltura.

Otro hecho que demuestra su complejidad de origen en las estructuras de la región estudiada es el Estefaniense de Sebarga. Este, por una parte, es discordante sobre el substrato en que se apoya; de otra parte, los pliegues que en él se desarrollan coinciden en orientación y en características con la serie westfaliense.

Las estructuras violentas del Estefaniense y su carácter encajado en los núcleos de los pliegues westfalienses conducen a plantear el problema de la importancia del plegamiento posterior a su depósito. Este problema lo plantean también los estefanienses de Arnao, Ferroñes y Haro.

En resumen, debe concluirse que la violencia de la tectónica y la diversidad de estructuras se debe, de una parte, a una situación dentro de la "Rodilla Asturiana"; de otra, a la complejidad de la historia orogénica que las originó.

La situación dentro de la "Rodilla Asturiana" ha dado lugar a la diversidad de alineaciones, divergencias, tectónica transversal y vertical, fenómenos todos ellos que no son más que la expresión de unas disarmonías llevadas a la escala de alineaciones o haces de pliegues. La "Rodilla Asturiana" es un arco descrito por las alineaciones tectónicas; en su núcleo se presentan fenómenos de descomposición de fuerzas, de adaptación al espacio del mismo tipo, aunque a otra escala, de las que existen en el núcleo de un pliegue.

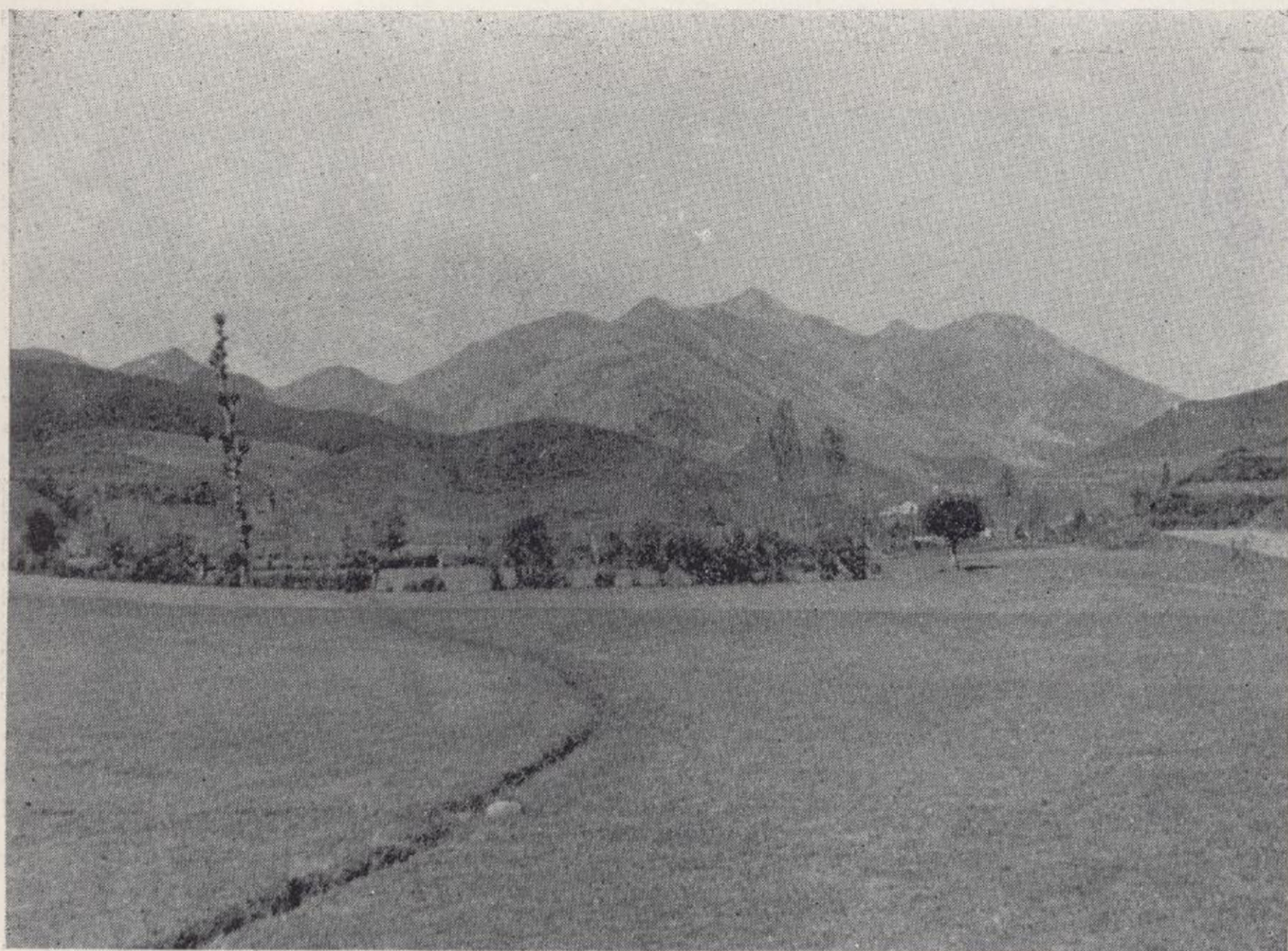
La complejidad del plegamiento considerado en el tiempo queda puesto de manifiesto por el Estefaniense de Sebarga; su

prolongación en el tiempo queda aún registrada por las estructuras y discordancias progresivas de la serie del Pontón.

Aunque la estructura es de plegamiento, son frecuentes las fracturas de edad herciniana. Algunas son "dicrochements", tal como las pequeñas fracturas del núcleo elevado de la cuenca de Beleño o la gran falla de Ventaniella. Otras son fracturas verticales, en relación con estructuras plegadas, aunque no se trate de pliegues imbricados. Alguna de estas fracturas tiene desplazamientos verticales grandes, la que forma el límite entre el macizo central de los Picos de Europa y el valle de Valdeón, por ejemplo.

Existen algunas fallas de edad probablemente alpídica, especialmente en el reborde NE. de la cuenca de Beleño; todas ellas son de muy poca importancia, tanto por su escaso salto como por su poco número.

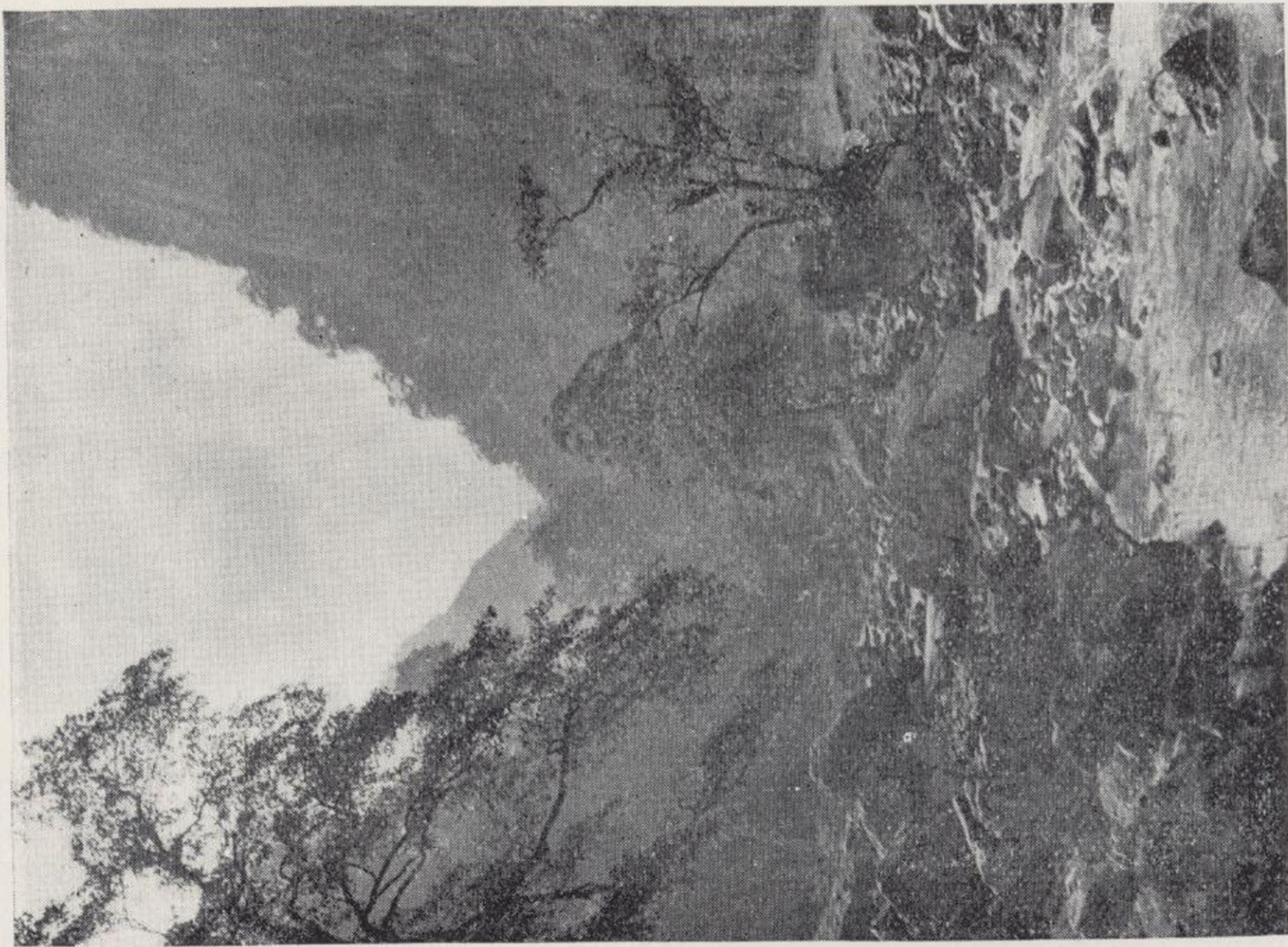
INSTITUTO DE INVESTIGACIONES
BIBLIOTECA



Fot. 1. — Valle del Esla entre Lario y Acebedo, al fondo los picos de Mampodre. (Tipo de valle ancho, propio de la vertiente leonesa y desarrollado entre los 1.100 y 1.200 m. de altura.)

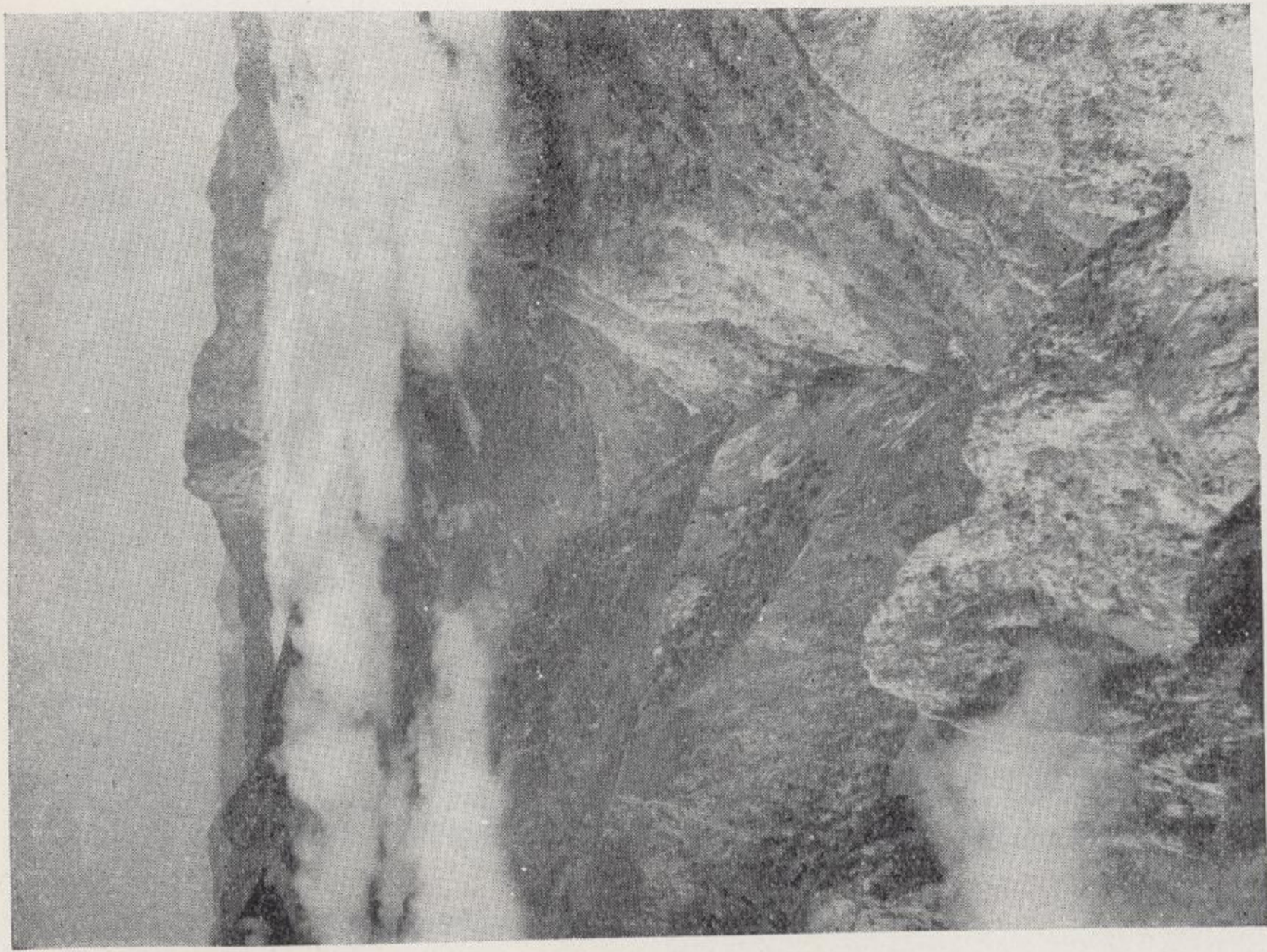


Fot. 2. — Valle del Esla en Burón.

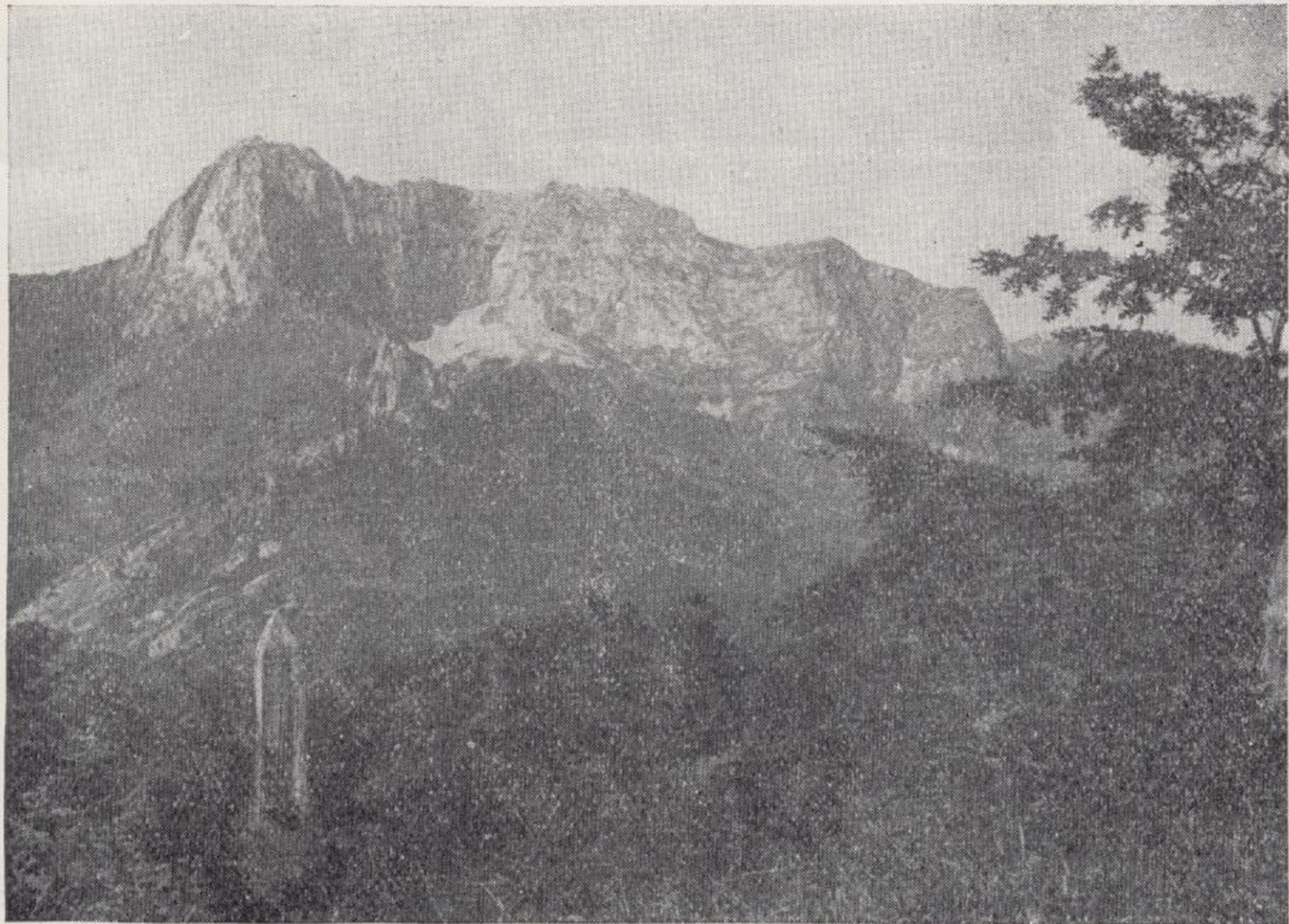


Fot. 3.—Desfiladero del Dobra, entre la sierra de Amieva
y la sierra de Covadonga.

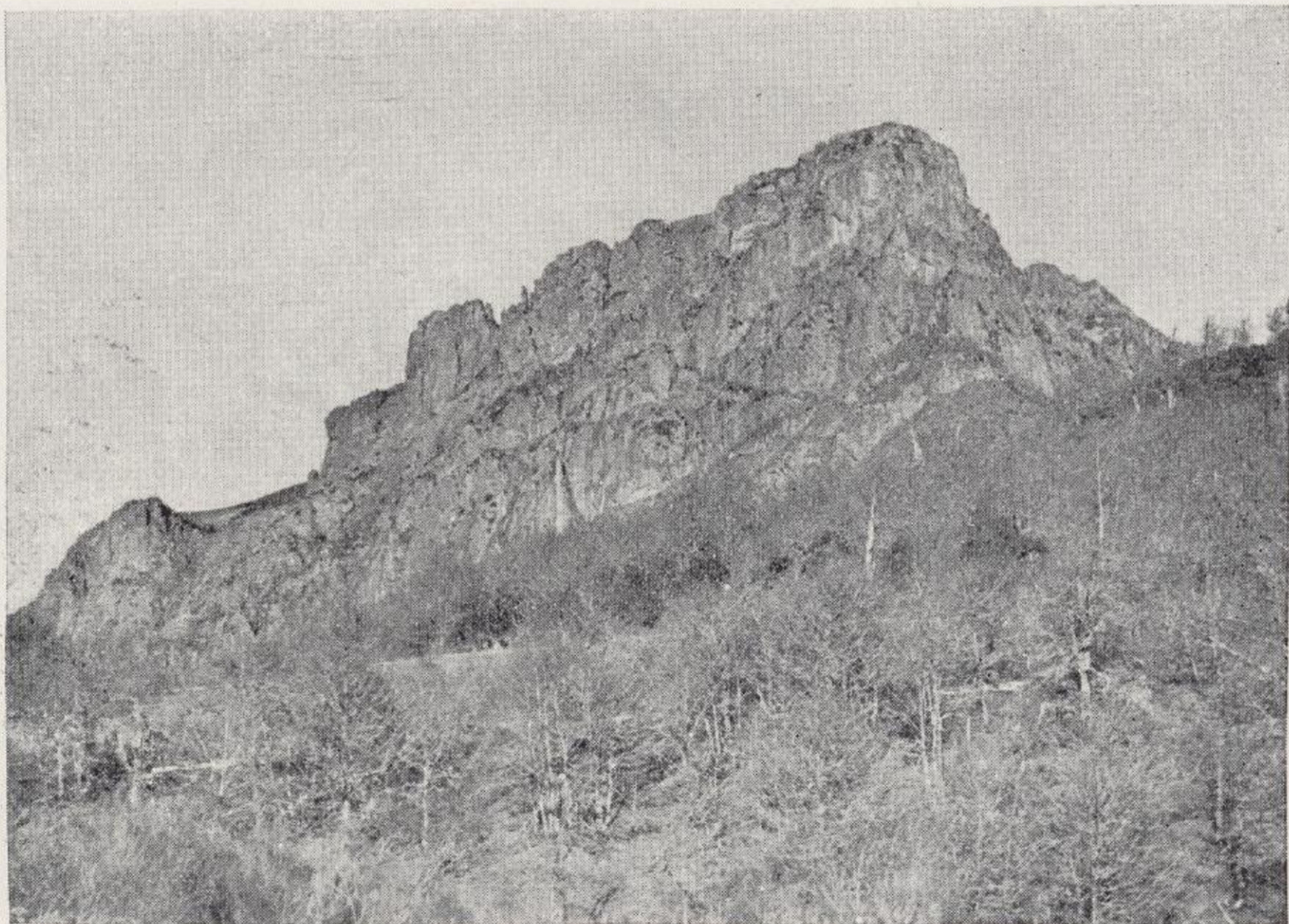
(Tipos de valle asturiano, profundamente encajado por la proximidad del nivel de base cantábrico).



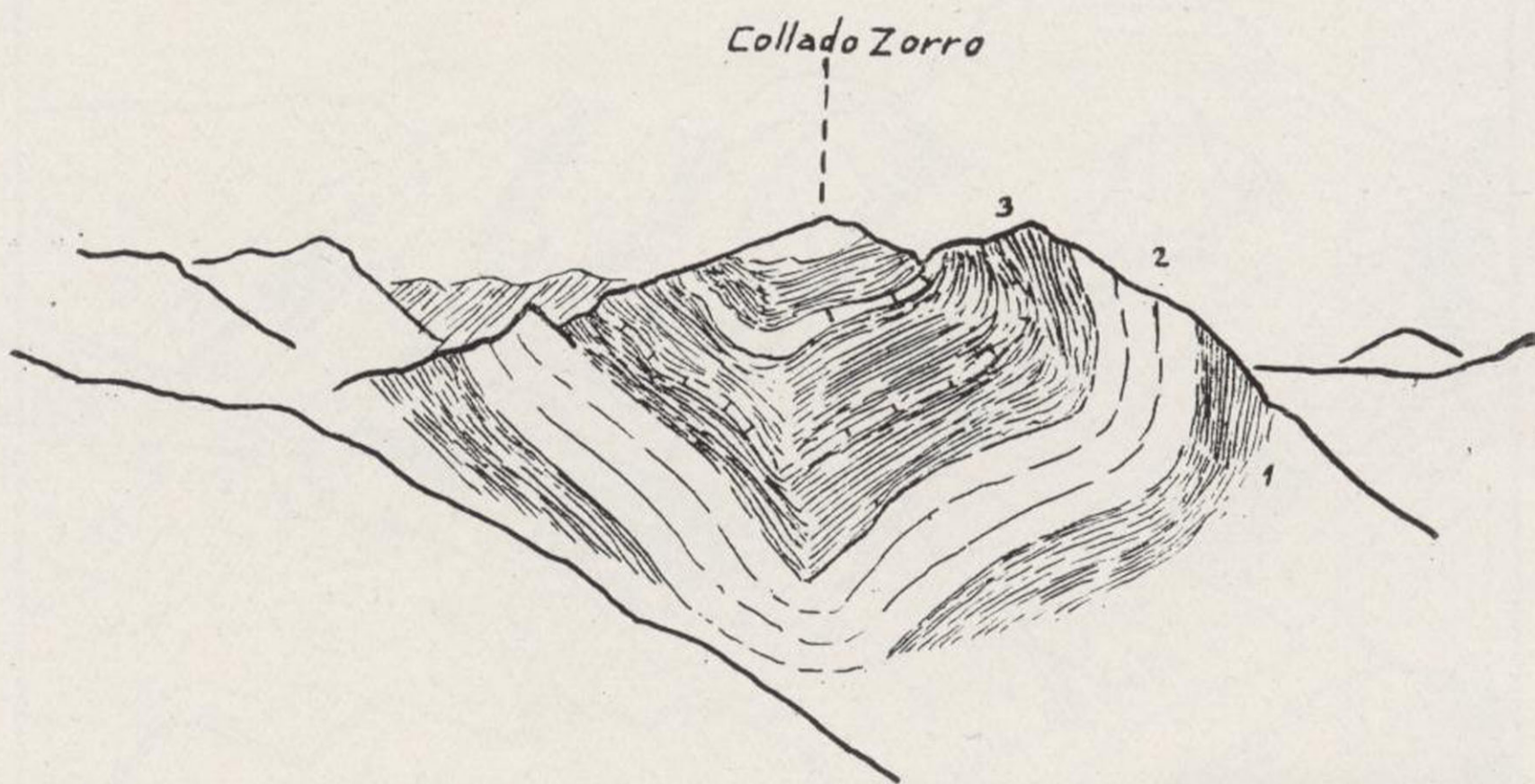
Fot. 4.—Valle de Cándano, entre los 400 y los 500 m.
Vista tomada desde La Conia, a 1.653 m.



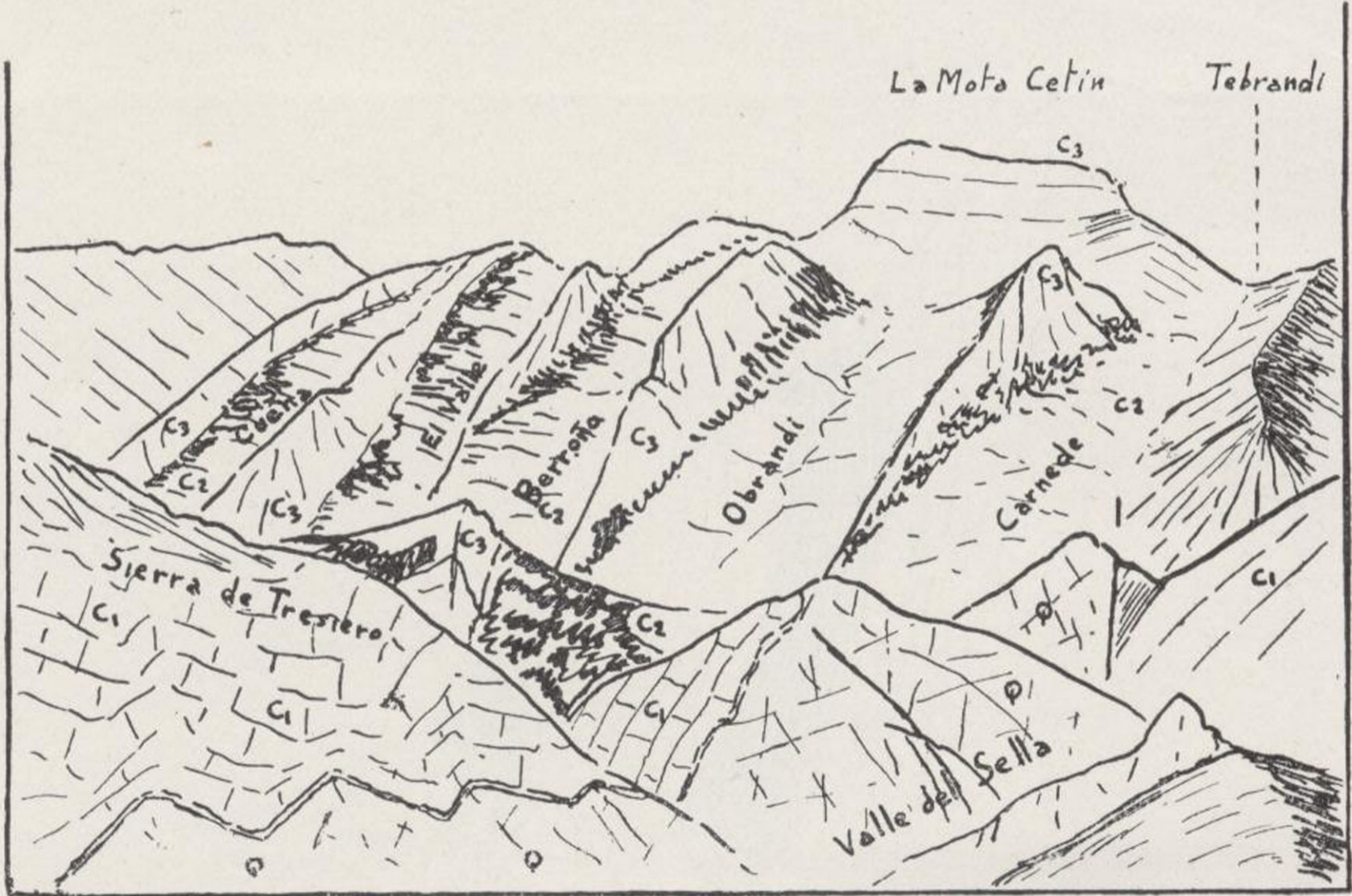
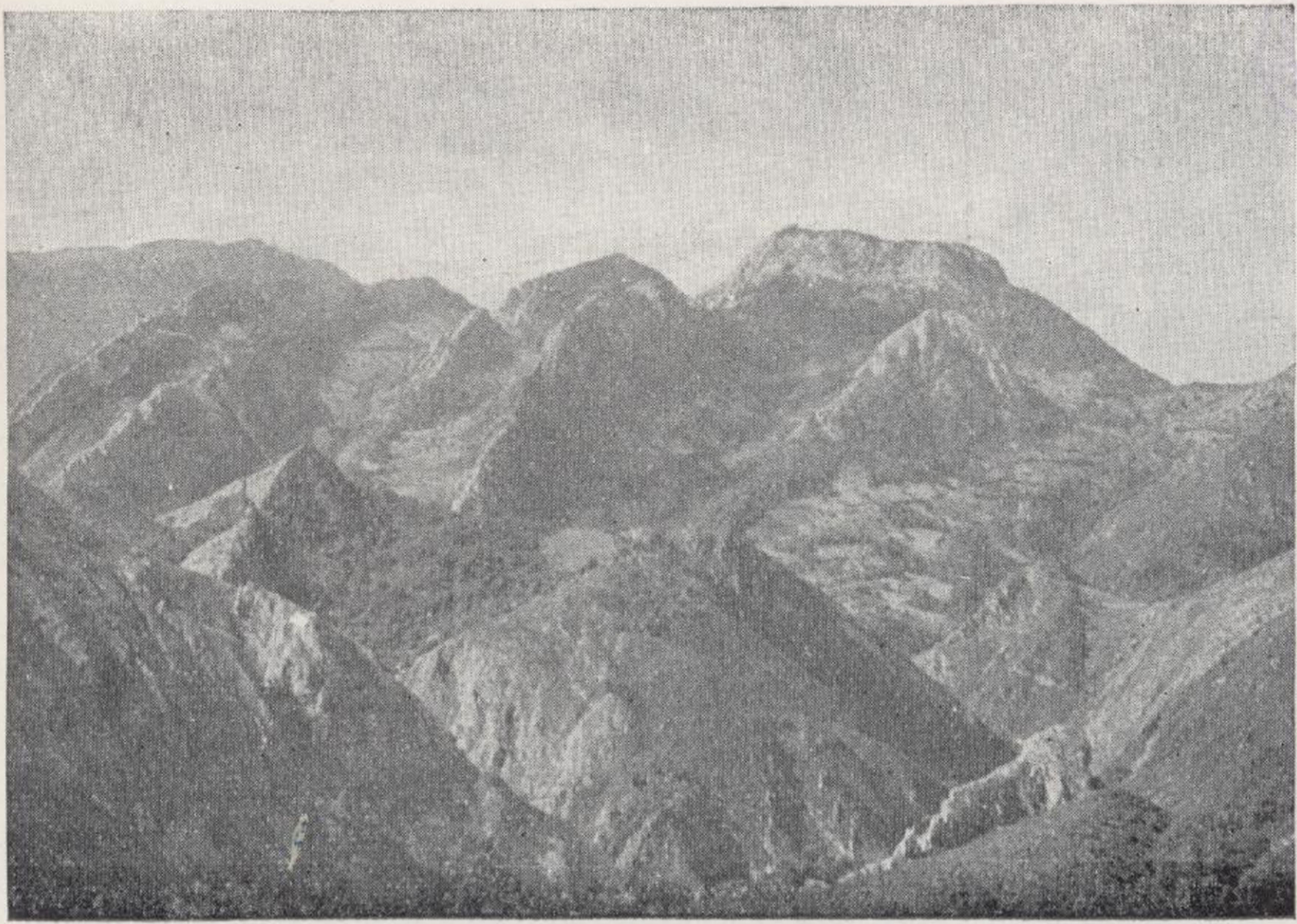
Fot. 5. Peña de Tiatorodos, desde el camino de Bedules (S. Juan de Beleño). Potente masa caliza, de aspecto parecido a la caliza de montaña, que constituye el nivel de caliza masiva superior.



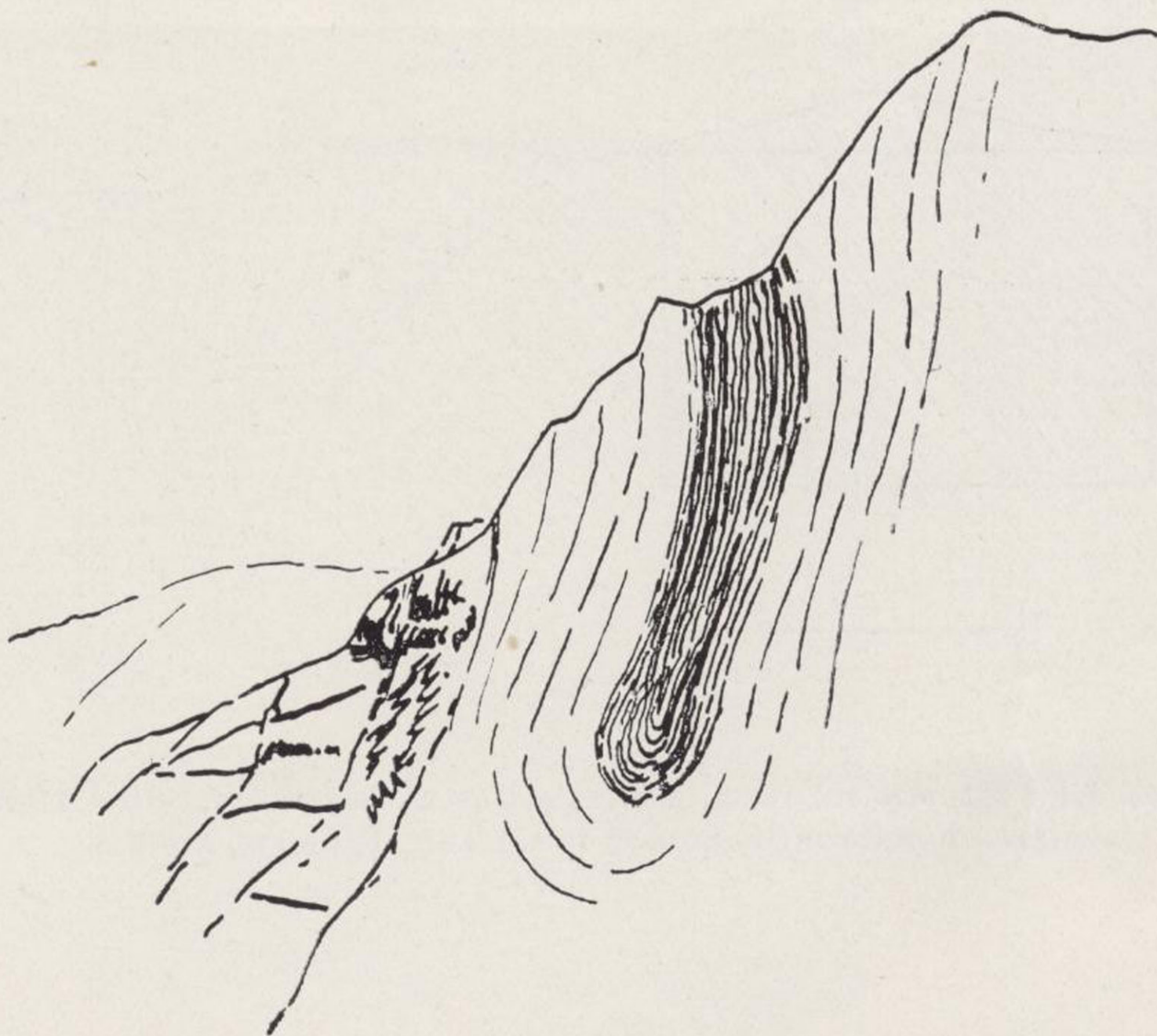
Fot. 6.—Peña del Prendao, desde las proximidades de Panderruedas (Sajambre-Valdeón), formada por potentes bancos de conglomerados cuarcíticos, característicos de la parte alta de la serie detrítica del Pontón.



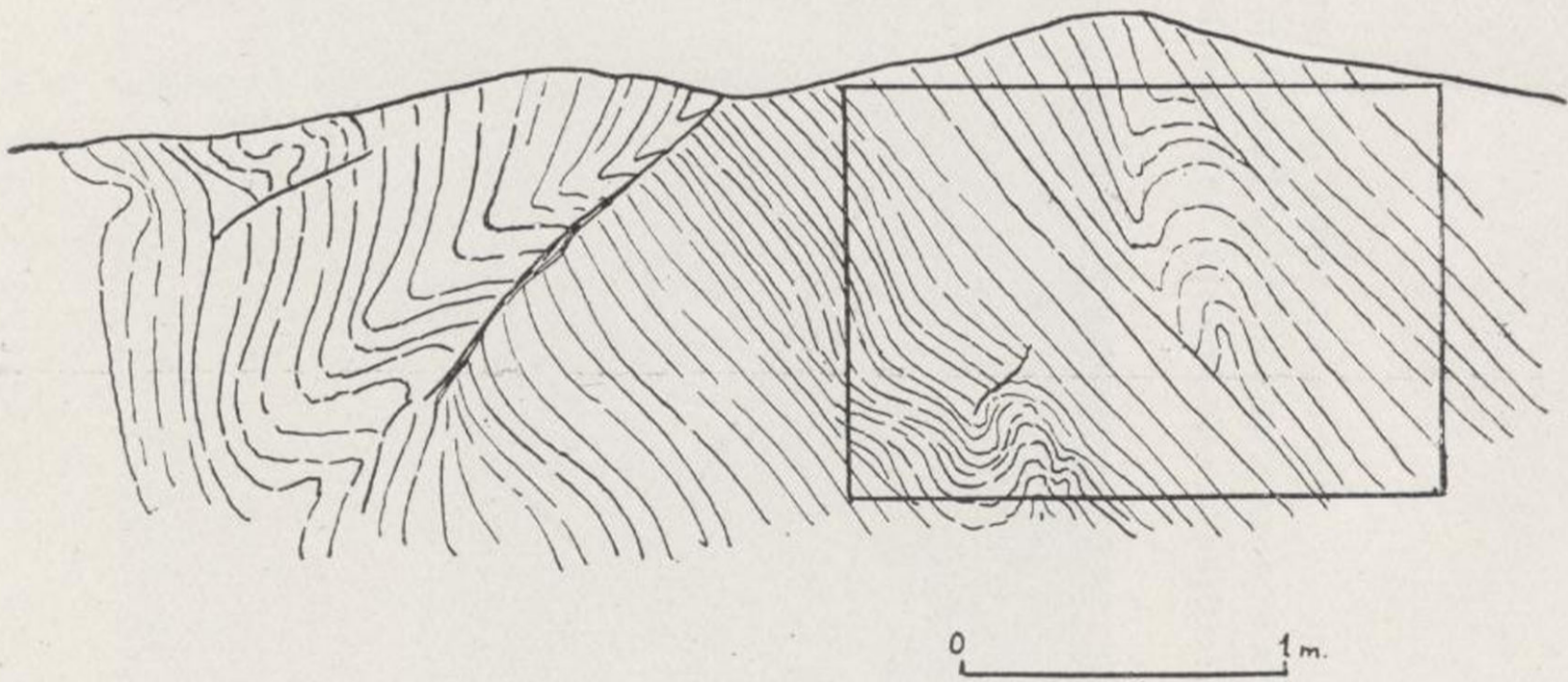
Fot. 7. — Sinclinal de Collado Zorro, núcleo de la cuenca de Beleño; en él, la caliza masiva superior (2), separa la serie pizarrosa inferior (1) de la serie superior con intercalaciones de caliza carbonera (3).



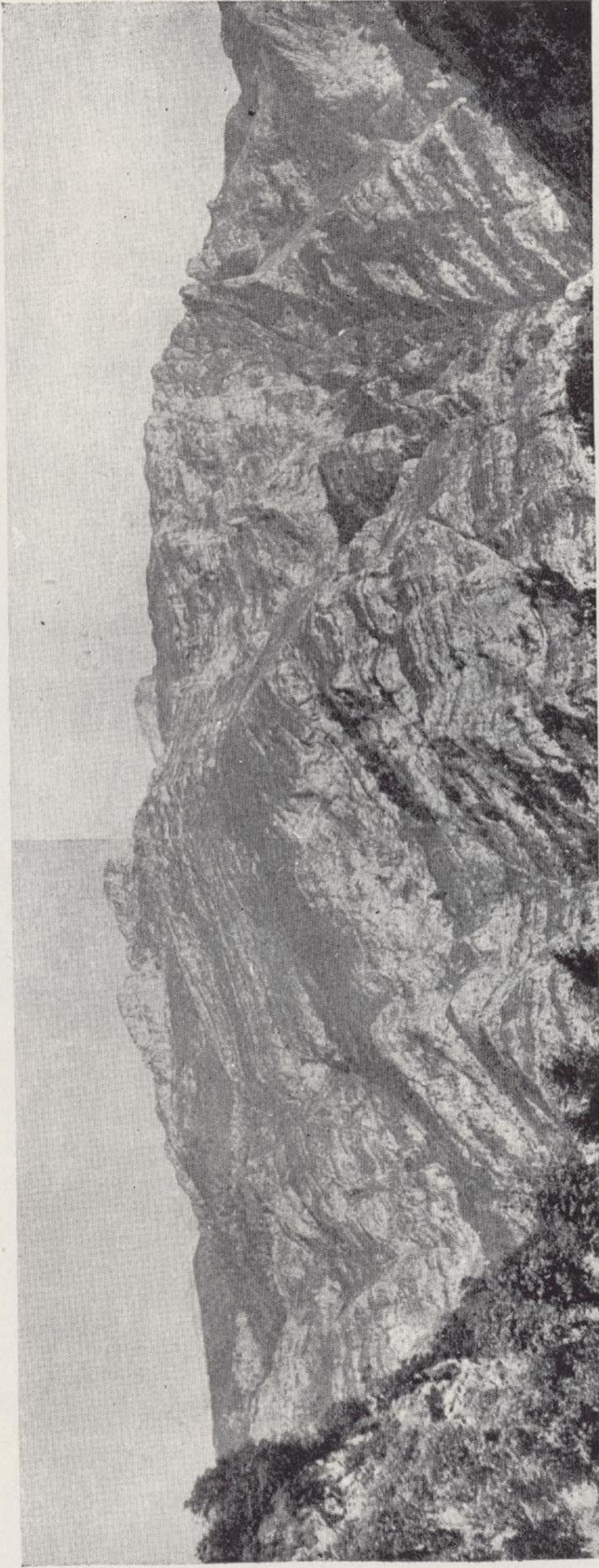
Fot. 8.—Alineación de Sebarga, núcleo elevado. Un conjunto de paredones calizos separa una serie de valles paralelos: Obrandi y El Valle con carácter sinclinal, Berroña y Cuena con carácter anticlinal. En primer término la sierra de Tresiero, borde NE. de la alineación de Sebarga. Al fondo La Mota Cetín. Q = Cuarcita masiva; C₁ = Caliza de montaña; C₂ = Serie pizarrosa inferior; C₃ = Caliza masiva superior.



Fot. 9.—Sinclinal de Jornoriu, fotografía tomada desde Luarés (alineación de Sebarga, núcleo elevado).

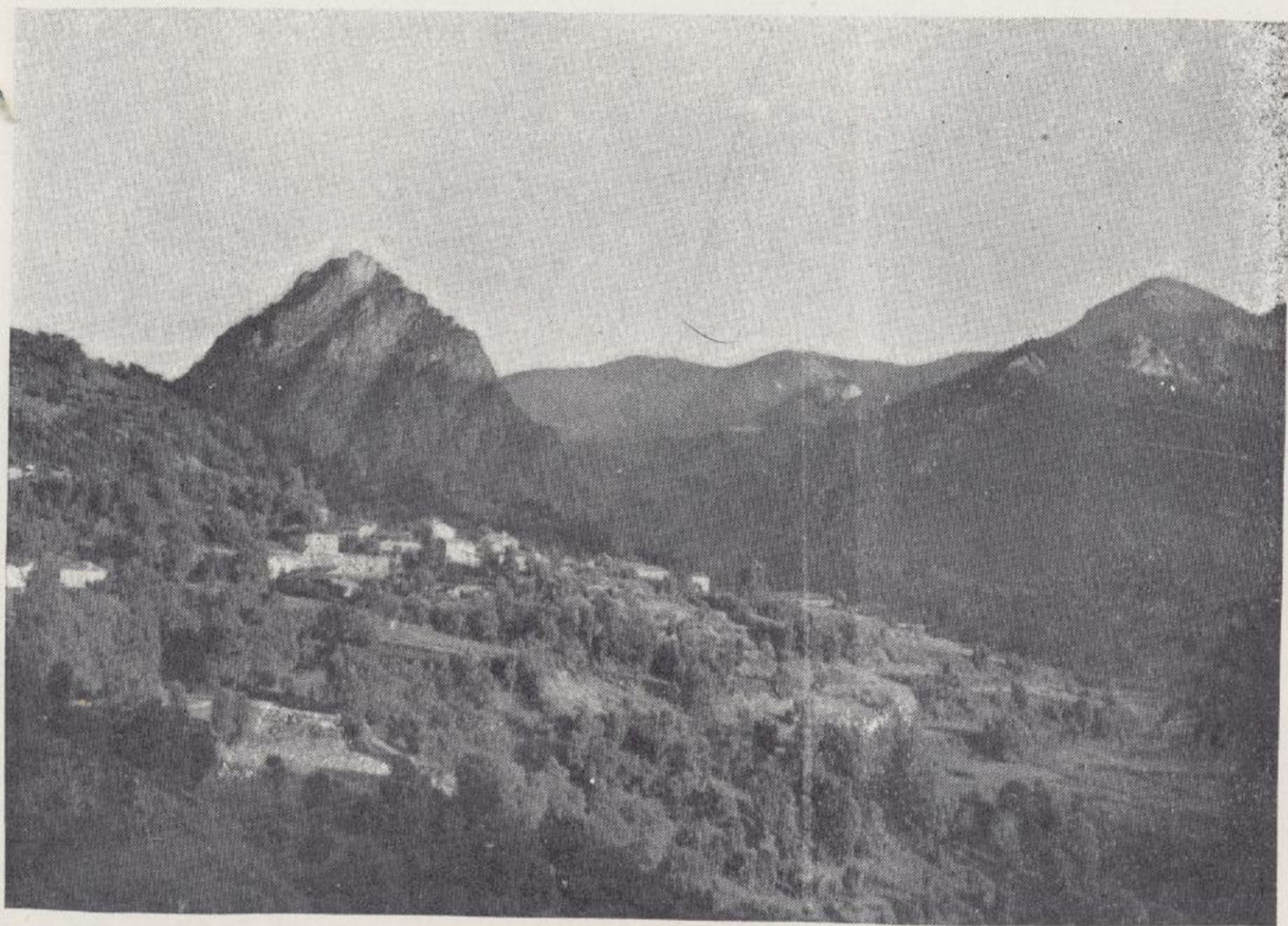


Fot. 11.—Disarmonías en la caliza griotte, entre los Km. 137 y 138 de la carretera de Cangas de Onís al Pontón (alineación de Amieva).



Fot. 12. — Pared E. del desfiladero de Los Beyos (1.200 m. de desnivel), excavado en la caliza de montaña por el río Sella. La enorme masa de caliza se ha acumulado, en gran parte, por repetición tectónica. Las zonas de prado se disponen sobre las franjas de griotte o de pizarra que marcan los contactos mecánicos.

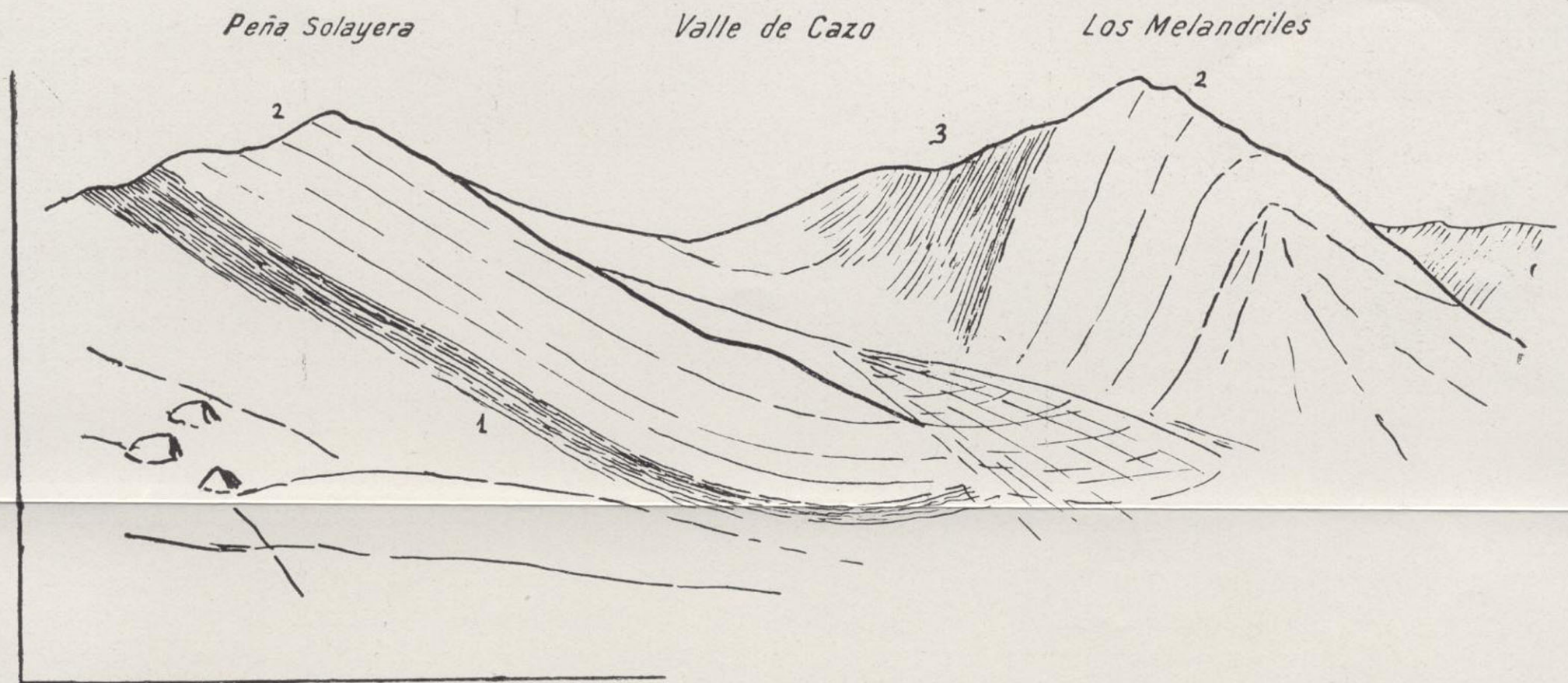
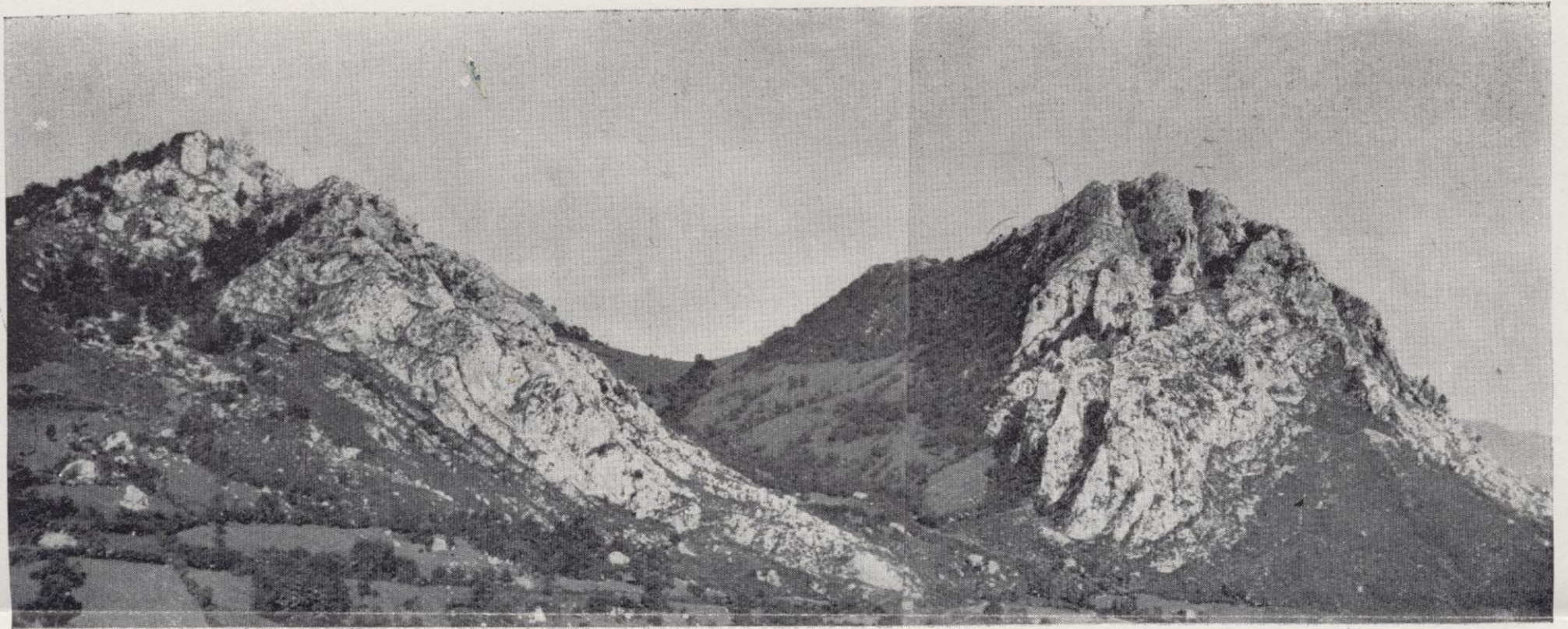




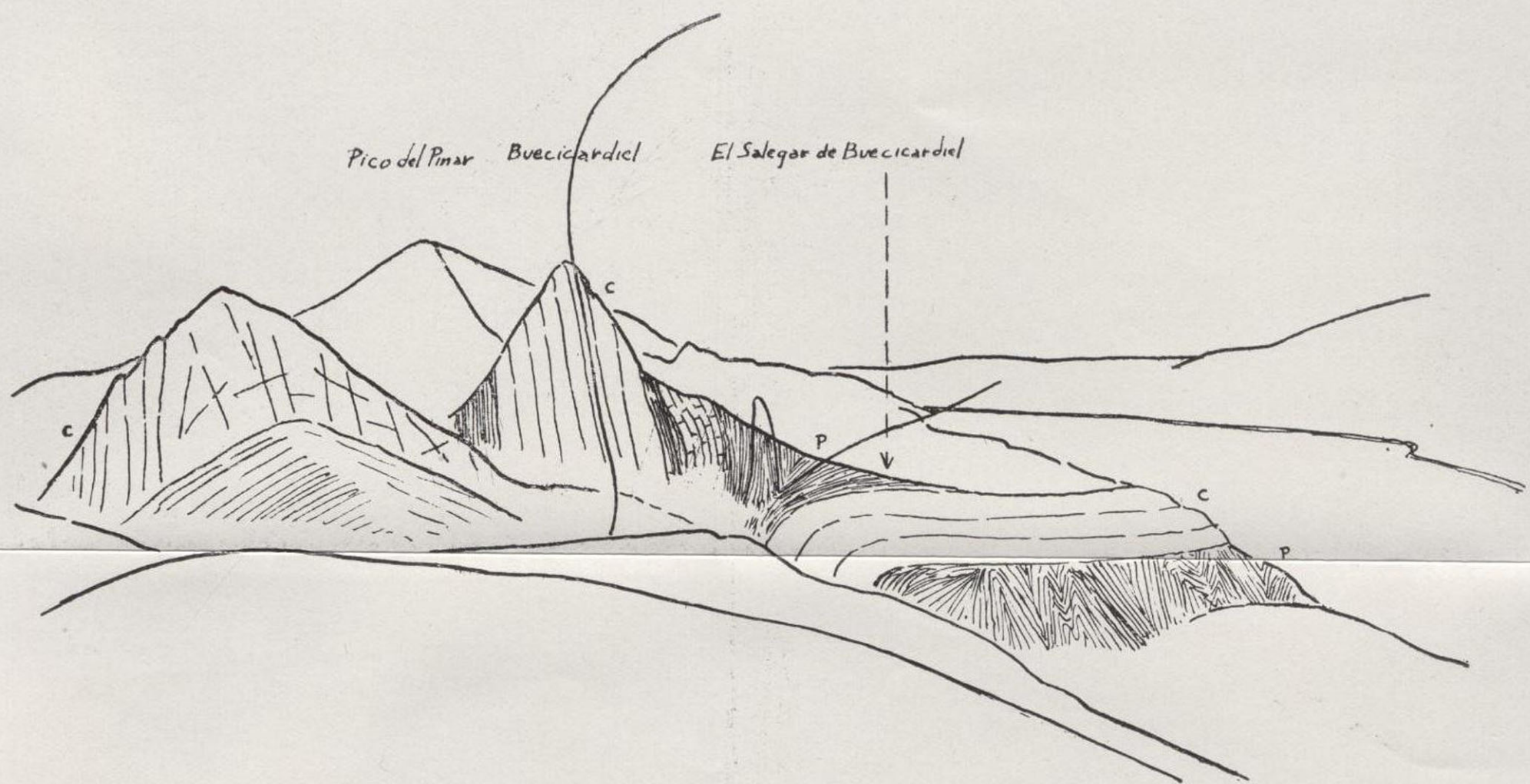
Fot. 13. —Valle de Sajambre; Cseja, vista desde la carretera de Soto. Una doble franja, de caliza y cuarcita, cierra el valle por el SE.; Pica-Ten (a la izquierda) forma parte de esta franja. Al fondo, el área del Puerto del Pontón. A la derecha y al fondo, Pozúa, en el extremo NE. del sinclinal extrusivo del Zalambreal.



Fot. 16.—Cabecera del río Sella, al fondo la línea de cumbres que forma la divisoria con la vertiente S. de la cordillera. A la derecha, el extremo SW. de la alineación de Sajambre. En primer término, área de relieves suaves excavados en la serie pizarroso-detritica de Puerto del Pontón. Al fondo y a la izquierda, el extremo NE del sinclinal extrusivo del Zalambrol.



Fot. 10.—Alineación de Sebarga, valle de Cazo, continuación del sinclinal de El Valle. La caliza (2) corresponde al nivel masivo superior y en Peña Solayera y Los Melandriles forma los dos flancos del sinclinal. En el núcleo, formado por pizarras, se ha excavado el valle de Cazo. Por debajo del nivel calizo aparece la serie de pizarras y areniscas inferiores (1).



Fot. 17.—Zona de Bueicardiel, en los alrededores del Puerto de Tarna. C, calizas; P, pizarras.



BIBLIOGRAFIA

1. ABELLA Y CASADIEGO, E. (1877): "Datos topográfico-geológicos del Concejo de Teverga, provincia de Oviedo". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo IV; pp. 251-256; lám. C, con mapa geológico. Madrid.
2. ADARO, L. DE (1914): "Emplazamiento de sondeos para investigar la probable sucesión de los senos hulleros por bajo de los terrenos mesozoicos". Bol. Inst. Geol. Esp. Tomo XXXIV (XIV de la 2.^a serie); pp. 7-79; 5 figs.; III láms. Madrid.
3. ADARO, L. DE (1926): "Atlas del estudio estratigráfico de la cuenca hullera asturiana". Publ. Inst. Geol. Esp. X láms. Madrid.
4. ADARO, L. DE, y JUNQUERA, G. (1916): "Criaderos de hierro de España". Tomo II: Hierros de Asturias. Mem. Inst. Geol. España. I vol. texto; pp. 1-610; 3 figs.; XII láms.; láms. I-VIII. Madrid.
5. ALMELA, A. (1949): "Estudio geológico de la reserva carbonífera de León". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXII; pp. 401-486; 5 figs.; XII láms. Madrid.
6. ALMELA, A. (1951): "Delimitación del Carbonífero de la zona La Robla-Vegarienza (León)". Bol. Inst. Geol. Min. España. Tomo LXIII; pp. 219-256; I lám.; 1 mapa. Madrid.
7. ALMELA, A., y REVILLA, J. (1950): "Especies fósiles nuevas del Devónico de León". Notas y Comunicaciones Inst. Geol. Min. España. N.º 20; pp. 45-60; III láms. Madrid.
8. ALMELA, A., y RIOS, J. M. (1953): "Datos para el conocimiento de la geología asturiana". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXV; pp. 1-34; IV láms. fotos; I lám. cortes; 1 mapa. Madrid.
9. ALMELA, A., RIOS, J. M., y REVILLA, J. DE LA (1955): "Acerca de la edad de la facies wealdense del norte de Asturias". Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp. N.º 37; pp. 111-131; 1 fig.; II láms. Madrid.
10. ALVARADO, A. (1942): "Posible prolongación de cuencas hulleras.

- en León y Palencia". Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. N.º 9; pp. 13-26. Madrid.
11. ALVARADO, A. DE (1943): "Cuencas hulleras al E. de Asturias". (Traducción extractada de un folleto de Quiring.) Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LVI (XVI de la 3.ª serie); pp. 453-538; 11 figs.; 2 mapas. Madrid.
 12. ALVARADO, A. DE, y SAMPELAYO, A. H. (1945): "Zona occidental de la cuenca del Rubagón" (Datos para su estudio estratigráfico.) Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LVIII (XVIII de la 3.ª serie); pp. 1-43; 6 fotos; 11 láms. cortes geol. Madrid.
 13. ALVARADO, A., ZALOÑA, M., y SAMPELAYO, A. H. (1942): "Noticia sobre el hallazgo de fauna carbonífera en las proximidades de Prioro (León)". Notas y Com. Inst. Geol. Min. España. N.º 10; pp. 65-67. Madrid.
 14. ANCIOLA, A. L. (1860): "Estudio sobre la cuenca carbonífera de Asturias". Revista Minera. Tomo X. Madrid.
 15. AREITIO Y LARINAGA, A. (1874): "Enumeración de las plantas fósiles españolas". An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo III; pp. 225-259. Madrid.
 16. BARRANDE, J. (1860): "Observations sur la couverture de la faune primordial dans la chaîne cantabrique". Bull. Com. Géol. Fr. (2.ª serie). Tomo XVII; pp. 542-554. Paris.
 17. BARROIS, CH. (1877): "Relation d'un voyage géologique en Espagne". Soc. Géol. du Nord. Tomo IV, p. 300. Lille.
 18. BARROIS, CH. (1878): "Sur le terrain crétacé de la province d'Oviedo (Espagne)". Bull. Soc. Géol. France (3.ª serie). T. VI; pp. 530-531. Paris.
 19. BARROIS, CH. (1879): "Nota acerca del sistema Devoniano de la provincia de León". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo VI; pp. 91-95. Madrid.
 20. BARROIS, CH. (1880): "Formación cretácea de la provincia de Oviedo". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo VII; pp. 115-149. Madrid.
 21. BARROIS, CH. (1881): "El mármol amigdaloides de los Pirineos Cantábricos". Bol. Inst. Geol. Esp. Tomo VIII; pp. 131-155; II láms. Madrid.
 22. BARROIS, CH. (1882): "Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice". (Thèse de doct.) Mem. Soc. Géol. du Nord. Tomo II, n.º 1; p. 630; XX pl. Lille.
 23. BENTABOL, H. (1879): "Una visita a las minas de Barruelo y Orbó". Revista Minera (serie B). Tomo V; pp. 337-361. Madrid.
 24. BERTRAND, L., et MENGAUD, L. (1912): "Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes et leurs relations probables avec les Pyrénées". C. R. Somm. Soc. Géol. France (4.ª serie). Tomo XII, n.º 17 (2 diciembre 1912); páginas 173-174. Paris.

25. BERTRAND, L., et MENGAUD, L. (1912): "Sur la structure des Pyrénées cantabriques entre Santander et Llanes, et leurs relations probables avec les Pyrénées". Bull. Soc. Géol. France (4.ª serie). Tomo XII; pp. 504-505; 8 figs.; 1 mapa. Paris.
26. BERTRAND, L., et MENGAUD, L. (1912): "Sur l'existence de plusieurs nappes superposées dans la cordillère cantabrique entre Santander et Llanes". C. R. Ac. Soc. Paris. Tomo CLV; pp. 737-740. Paris.
27. BERTRAND, L., et MENGAUD, L. (1912): "Sur la structure des Pyrénées cantabriques et leurs relations probable avec les Pyrénées occidentales". C. R. Acad. Scien. Tomo CLV; pp. 984-987. Paris.
28. BIROT, P., et SOLE SABARIS, L. (1954): "Recherches morphologiques dans le Nord-Ouest de la Péninsule Iberique". Memoires et Documents (Centre de Doc. cart. et geogr. C. N. R. S.). Tomo IV; pp. 11-61; 8 figs.; IV láms. Paris.
29. BUVIGNIER, A. (1839): "Note géologique sur les Asturies, principalement sur les terrains anthraxifères et houiller". Bull. Soc. Géol. France (1.ª serie). Tomo X; pp. 100-104; 5 figs.; I lám. Paris.
30. CALDERON Y ARANA, S. (1885): "Note sus le terrain wealdien du Nord de l'Espagne". Bol. Soc. Géol. France (3.ª serie). T. XIV; pp. 405-407; 1 corte. Paris.
31. CALDERON Y ARANA, S. (1900): "La blenda de los Picos de Europa". An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIX, Actas; pp. 153-161. Madrid.
32. CARBALLO, J. (1911): "Excursión geológica a los Picos de Europa (provincia de Santander)". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XI; pp. 216-225. Madrid.
33. CARINGTON DA COSTA, J. (1952): "As movimentos caledónicos e preliminares hercínicos na Península Ibérica". Bol. da Soc. Geol. de Portugal. Vol. X; pp. 1-12. Porto.
34. CASIANO DE PRADO (1858): "Lettre à M. de Verneuil sur le terrain Silurien dans le N. de l'Espagne". Bull. Soc. Géol. France (2.ª serie). Tomo XV; pp. 91-93. Paris.
35. CASIANO DE PRADO (1850): "Note géologique sur les terrains de Sabero et des environs dans les montagnes de León (Espagne)". Bull. Soc. Géol. France (2.ª serie). Tomo VII; pp. 137-155. Paris.
36. CASIANO DE PRADO, VERNEUIL, E., y BARRANDE, J. (1860): "Sur l'existence de la faune primordiale dans la chaîne cantabrique". Bull. Géol. France (2.ª serie). Tomo XVII; pp. 516-552; 3 figs.; II láms. Paris.
37. CIRY, R. (1928): "La structure de la bordure méridionale du massif primaire des Asturies". C. R. Ac. Scien. Paris. Tomo 187; páginas 987-988. Paris.
38. CIRY, R.: "La terminaison orientale du massif primaire asturien

- et la structure de la région mésozoïque que l'enveloppe vers l'Est". C. R. Ac. Scienc. Paris. Tomo 797; pp. 1445-1447. Paris.
39. CIRY, R. (1936): "La transgression crétacé sur la bordure méridionale du massif asturien". C. R. Somm. Soc. Géol. France (5.^a serie). Tomo VI; n.º 3 (3 fev. 1936); pp. 39-41. Paris.
 40. CIRY, R. (1939): "Etude géologique d'une partie des provinces de Burgos, Palencia, León et Santander". Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. Tomo LXXIV (4.º trim.); pp. 1-528. Toulouse.
 41. CIRY, R. (1951): "L'évolution paleogéographique de l'Espagne septentrionale au Crétacé inférieur". Inst. Geol. Min. Esp. Libro Jubilar (1849-1949). Tomo II; pp. 17-52; 1 esquema paleogeográfico. Madrid.
 42. COMTE, P. (1934): "Sur les couches intermediaires entre le Silurien et le Dévonien dans les Asturies". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 198; pp. 1166. Paris.
 43. COMTE, P. (1936-a): "La série dévonienne du León". C. R. Ac. Sciences Paris. Tomo 202; pp. 237-339. Paris.
 44. COMTE, P. (1936-b): "Le Dévonien inférieur du León (Espagne)". C. R. Sc. Paris. Tomo 202; pp. 771-773. Paris.
 45. COMTE, P. (1936-c): "Le Dévonien moyen et supérieur du León (Espagne)". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 202; pp. 1198-1200. Paris.
 46. COMTE, P. (1936-d): "Les schistes de la collada de la Llama et les schistes de Huergas (León-Espagne)". C. R. Somm. S. Géol. Fr. (5.º serie). Tomo VI; núms. 8-9 (abril 1936); pp. 138-139. Paris.
 47. COMTE, P. (1936-e): "La edad de las pizarras de la collada de la Llama (León)". Notas y Com. Inst. Geol. Min. Esp. N.º 7; pp. 57-59. Madrid.
 48. COMTE, P. (1937-a): "La série cambrienne et silurienne du León". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 204; pp. 604-606. Paris.
 49. COMTE, P. (1937-b): "Sur le Gedinnien de la chaîne cantabrique". C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. (5.^a serie). Tomo VII; n.º 11; páginas 154-155. Paris.
 50. COMTE, P. (1937-c): "Les grès rouges de San Pedro (León-Espagne)". Ann. S. Géol. du Nord. Tomo LXII; pp. 60. Lille.
 51. COMTE, P. (1938-a): "Les facies du Dévonien supérieur dans la Cordillère Cantabrique". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 206; páginas 1496-1498. Paris.
 52. COMTE, P. (1938-b): "Brachiopodes dévoniennes des gisements de Ferroñes (Asturies) et de Sabero (León)". Ann. Paléont. Tomo XXVII; pp. 48-88; IV láms. Paris.
 53. COMTE, P. (1938-c): "La transgression du Famennien supérieur dans la Cordillère Cantabrique". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 206; pp. 1741-1743. Paris.
 54. COMTE, P. (1938-d): "La sucesion lithologique des formations

- cambriennes du León (Espagne)". Soixante et onziemes Congress des Sociétés Savantes. Section des Sciences. P. 181-183.
55. COMTE, P. (1939-a): "La tectonique des terrains antestephaniens de la Cordillère Cantabrique dans le nord de León". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo 208; pp. 1660-1662. Paris.
 56. COMTE, P. (1939-b): "La structure du bord de la Cordillère Cantabrique en León et les mouvements orogeniques qu'elle revele". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo CCVIII; pp. 2008-2010. Paris.
 57. COMTE, P. (1946): "Transgressions et fausses transgressions marines". Ann. Soc. Géol. du Nord. Tomo LXVI; pp. 210-213. Lille.
 58. CUETO Y RUI DIAZ, E. (1926): "Orografia y geología tectónica del país cántabro-astúrico". Bol. Inst. Geol. Esp. Tomo XLVII, segunda parte (Tomo VII de la 3.^a serie); pp. 7-105; 23 figs.; 1 mapa. Madrid.
 59. CUETO Y RUI DIAZ, E. (1928): "Orografia y geología tectónica del país cántabro-astúrico". Congr. Geol. Int. XIV Sen. Esp. Tomo III; pp. 2059-2130; 23 figs.; 1 mapa. Madrid.
 60. CUETO Y RUI DIAZ, E. (1930): "Nota acerca del origen de las llanuras rasas y sierras planas de la costa de Asturias". Bol. R. Soc. Hist. Nat. Tomo XXX; n.º 5; pp. 241-254; II láms. Madrid.
 61. CUETO Y RUI DIAZ, E. (1943): "Posibilidades de producción de la cuenca carbonifera de Asturias". Minería y Metalurgia. N.º 27; pp. 1-12. Madrid.
 62. CUETO Y RUI DIAZ, E. (1948): "Características fisiográficas del suelo de Asturias". Bol. Inst. Est. Asturianos. 39 pp.; 7 figs. Oviedo.
 63. DAHMER, G. (1952): "Dos spirifer del Paleozoico del norte de España". (Traducción de P. Hernández Sampelayo.) Publ. ext. Geol. Esp. Tomo VI; pp. 107-115; lám. V. Madrid.
 64. DANTIN CERECEDA, J. (1948): "Resumen fisiográfico de la Península Ibérica". Publ. C. S. I. C. Inst. Sebastián Elcano. I vol.; pp. 309; 55 figs. Madrid.
 65. DELEPINE, G. (1928): "L'âge des grès de Naranco". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo CLXXXVII; pp. 239-241. Paris.
 66. DELEPINE, G. (1928): "Sur les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo CLXXXVII; pp. 507-509. Paris.
 67. DELEPINE, G. (1932-a): "Sur le présence d'une faune givetienne en Asturias". C. R. Somm. Soc. Géol. Fr. 1932. Fasc. 15; pp. 204-206. Paris.
 68. DELEPINE, G. (1932-b): "Sur l'extension des mers paleozoiques en Asturias". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo CXCV; pp. 1401-1402. Paris.
 69. DELEPINE, G. (1937): "Le Carbonifère du sud de la France (Pyrenées et Montagne Noire) et du Nord-Ouest de l'Espagne

- (Asturias)". C. R. 2.ème. Congr. pour l'avancement des études de Stratigraphie Carbonifère; Meereen, 1935. Tomo I; pp. 139-158. Maestricht.
70. DELEPINE, G. (1938): "Correlations entre le Carbonifère moyen de la Russie et celui de l'Europe Occidentale". Bull. Soc. Géol. France. Tomo VIII (5.ª serie); pp. 593-598. Paris.
71. DELEPINE, M. G. (1943): "Les faunes marines du Carbonifère des Asturies (Espagne)". Apéndice sur les Fusulinides par J. Guibler. Mem. Acad. Scienc. del Inst. France. Tomo LXVI; pp. 122; 15 figs.; VI pl. Paris.
72. DELEPINE, G., et LLOPIS LLADO, N. (1956): "Nouvelle faune carbonifère à Latores (Asturies-Espagne)". C. R. Somm. Soc. Géol. France. Núms. 7-8; pp. 106-108. Paris.
73. DESOIGNIE, A. (1850): "Descripción, con planos y cortes geognósticos, del criadero carbonífero de Arnao (Asturias)". Revista Minera. Tomo I; pp. 274-277; lám. IV. Madrid.
74. DIRECCION GENERAL DE MINAS Y COMBUSTIBLES (1946): "El Distrito Minero de Oviedo". La España Minera y Metal. Activ. Profesionales. I vol.; pp. 59; 75 fotos. Madrid.
75. DIRECCION GENERAL DE MINAS Y COMBUSTIBLES: "La cuenca central hullera asturiana". Temas Profesionales. N.º 6; pp. 46; fotos sin número; XVI láms. Madrid.
76. DUPUY DE LOME, E., y NOVO, P. DE (1924): "Estudio para la investigación del Carbonífero oculto bajo el Secundario de Palencia y Santander". Bol. Inst. Geol. Esp. Tomo XLV (V de la 3.ª serie); pp. 23-71; 2 figs.; III láms. Madrid.
77. DUBAR CAO, E. (1946): "Sociedad Industrial Asturiana Minas de Figaredo, S. A. Ortiz Sobrinos - Mina Clavelina". Min. y Metalurgia. N.º 59; pp. 32-33. Madrid.
78. DURAN, M., y FERNANDEZ, J. (1944): "Atlas geológico y topográfico provincia de Oviedo". Recop. datos y figs. de Schulz, Barrois y Adaro. I vol.; XI láms. Madrid.
79. DURAN, M., y RODRIGUEZ ARANGO, C. (1918): "Estudio industrial de los manchones carboníferos de Guillón, Gedrez-Monasterio de Herme y Cerrredo (Oviedo)". Bol. Of. de Minas y Metal. Año II, n.º 14; pp. 1-32; I lám. cortes geol. Madrid.
80. ENSAYOS (1853): "De algunos carbones minerales de la provincia de Asturias" (Del Memorial de Artillería, t. 8). Rev. Minera, tomo IV; pp. 45-55. Madrid.
81. EGOZCUE, J. (1883): "Investigaciones sobre los terrenos antiguos de Asturias y Galicia", por M. Charles Barrois. Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo X; pp. 177-341; lám. V con mapa geol. Madrid.
82. GARCIA-FUENTE, S. (1952): "Geología del Concejo de Teverga (Asturias)". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXIV; pp. 345-456; 8 figs., LXI láms., 1 mapa. Madrid.

83. GARCIA-FUENTE, S. (1953): "Geología de los Concejos de Proaza y Tameza (Asturias)". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXV; pp. 272-324; XXX láms. fotos., II láms. cortes geol., 1 fig., 1 mapa geol. Madrid.
84. GARCIA SIÑERIZ, J. (1943): "Una nueva cuenca carbonífera en Gijón". Discurso inaugural curso 1943-1944. Publ. R. Ac. Ciencias de Madrid. 1 foll.; pp. 28. Imp. Aldecoa, Burgos-Madrid.
85. GEZE, G. (1949): "Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales". Th. Fac. Sc. Paris; Mem. Soc. Géol. Fr. (nouv. ser.). Tomo XXIX; VII láms. Paris.
87. GOMEZ DE LLARENA, J. (1927): "Algunos datos sobre el terciario continental de Oviedo". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXVII, núm. 5; pp. 219-220. Madrid.
87. GOMEZ DE LLARENA, J. (1928): "Esquema de la cuenca terciaria de Oviedo". Rev. Ind.-Minera Asturiana. Año XIV, núms. 319-320; pp. 241-245 y 258-264. Gijón.
88. GOMEZ DE LLARENA, J. (1929): "Notas geológicas". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXVIII; pp. 465-468. Madrid.
89. GOMEZ DE LLARENA, J. (1929): "Datos geológicos sobre la costa cantábrica". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIX; C. V.; pp. 292. Madrid.
90. GOMEZ DE LLARENA, J. (1929): "Sobre la pudinga de Posada". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIX; pp. 203-294. Madrid.
91. GOMEZ DE LLARENA, J. (1930): "Sobre niveles fosilíferos en el Liásico entre Gijón y Musel". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXX; C. V.; pp. 81. Madrid.
92. GOMEZ DE LLARENA, J. (1934): "Ripplemarks carboníferos de Sama-Langreo (Asturias)". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXXIV, núm. 1; pp. 111-116; V láms. Madrid.
93. GOMEZ DE LLARENA, J. (1934): "Algunos ejemplos de cobijaduras tectónicas terciarias en Asturias, León y Palencia". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXXIV, núms. 2-3; pp. 123-127; 4 figs., 2 láms. Madrid.
94. GOMEZ DE LLARENA, J. (1946): "Nuevos yacimientos cámbricos en la Babia Baja (León) y Teverga (Asturias)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XLIV; pp. 101-102; 2 figs., II láms. Madrid.
95. GOMEZ DE LLARENA, J. (1950): "Datos para la Historia Geológica de la Ría de Pasajes". Estudios Geográficos. Año XI, número 40; pp. 501-513; 7 figs. Madrid.
96. GOMEZ DE LLARENA, J. (1950): "Nuevos datos geológicos y paleontológicos sobre la cuenca carbonífera de Ciñera-Matallana (León)". Estudios Geológicos. Núm. 11; pp. 51-97; 1 fot., XIX láms. Madrid.
97. GOMEZ DE LLARENA, J. (1953): "Observaciones paleontológicas

- y geológicas en Navarra y Babia Baja (León)". Estudios Geológicos. Tomo IX, núm. 18; pp. 321-322. Madrid.
98. GOMEZ DE LLARENA, J., y ROYO, J. (1927): "Las terrazas y rasas litorales de Asturias y Santander". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXVII; pp. 19-38; 15 figs. Madrid.
 99. GRAND'EURI (1887): "Flore du terrain huiller de Mieres". Annales de Minas, 7.^a ser. Tomo XII. Madrid.
 100. GROSCH, P. (1912): "Zur kenntniss des Paläozoikum des gebirgsbauës der Westlichen Kantabrischen Ketten in Asturien". Neues Jahrbuch für Miner., 330. Beilage Bd.; Heft 3; pp. 714-753; VI láms.
 101. GROSCH, P. (1922): "Roteisensteinlager in Asturien". Zeitschr. f. prakt. Geologie; Bd. XX; pp. 201-205; 1/2 Tal.
 102. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1912): "Ensayo de síntesis geológica del Norte de la Península Ibérica". Trab. Mus. Cienc. Nat. Junta Ampl. E. I. C.; pp. 133; 33 figs. Madrid.
 103. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1913): "Datos respecto a la orogenia de Asturias". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XIII; pp. 143-147; I lám. Madrid.
 104. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1932): "Síntesis fisiográfica y geológica de España". Trab. Mus. Nac. C. Nat. Serie Geológica. Número 38; pp. 584; 27 figs.; CXXXVII láms.; 7 mps. Madrid.
 105. HERNANDEZ-PACHECO, F. (1929): "Datos sobre Geología Asturiana". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIX; pp. 295-296; I lám. Madrid.
 106. HERNANDEZ-PACHECO, E. (1939): "Significación geológica del relieve submarino del Cantábrico". Las Ciencias. Año I, número 3; pp. 542-546. Madrid.
 107. HERNANDEZ-PACHECO, E. y F. (1935): "Observaciones respecto a estratigrafía y tectónica de la Cordillera Cantabroasturiana". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXXV, núm. 9; pp. 487-497; 2 figs. Madrid.
 108. HERNANDEZ-PACHECO, E. y F. (1936): "Discusión de la nota de los Sres. Hernández-Pacheco (E. y F.). Corte geológico del extremo oriente de Asturias". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXXVI; pp. 58-59. Madrid.
 109. HERNANDEZ-PACHECO, F. (1944): "Nueva hipótesis de la formación tectónica de los Picos de Europa". Investigación y Progreso. Año XV, núms. 7-8; pp. 215-227; 6 figs. Madrid.
 110. HERNANDEZ-PACHECO, F. (1950): "Las rasas litorales de la costa cantábrica en su segmento asturiano". Compt. Rend. du XVI Congr. Int. de Geograph. de Lisboa en 1949; pp. 86; 9 figuras. Lisbonne.
 111. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1928): "Discusión de algunos puntos de la hoja geológica de Llanes (Asturias)". Not. y Com. del

- Inst. Geol. y Min. Esp. Tomo I, núm. 1; pp. 1-23; 1 fig.; 6 láminas. Madrid.
112. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1935): "El sistema cambriano". Mem. Inst. Geol. Min. Esp. Explicación del nuevo mapa geológico de España. Tomo I; pp. 291-528; 19 figs.; XVIII láms. Madrid.
 113. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1936): "Sobre las cruzianas de las Sierras Planas (Asturias)". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXXVI; pp. 14-16; 1 fig. Madrid.
 114. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1940): "El siluriano de León". Las Ciencias. Año V, núm. 3; pp. 602-610. Madrid.
 115. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1941-a): "Los criaderos de talco de Lillo (León)". Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. Núm. 8; pp. 2-48; III láms. cortes geol.; I lám. pleg. croquis geol., escala 1:10.000, color. Madrid.
 116. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1941-b): "Horizontes de caolín en la costa de Asturias". Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. Número 8; pp. 83-85. Madrid.
 117. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1942-a): "Criadero de mineral de manganeso de Bufarrera (Asturias)". Minería y Metalurgia. Núm. 11; pp. 39-50; 4 fotos; 2 mps.; 1 croquis. Madrid.
 118. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1942-b): "El sistema siluriano". Mem. Inst. Geol. Min. Esp. "Explicación del nuevo Mapa Geol. España". Tomo II; 1.^o texto; pp. 1-592; 43 figs.; XXVII láms.; 1 mapa ft. Fasc. 2.^o; pp. 593-848. Madrid.
 119. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1944-a): "Datos para el estudio de las hojas del Mapa Geológico a escala 1:50.000, Gijón (número 140) y Oviedo (número 29)". Publ. Inst. Geol. Min. Esp.; pp. 111; 5 figs.; XVII láms. Madrid.
 120. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1944-b): "Un cuadro importante para la clasificación del carbonífero". Euclides. Tomo IV, número 35; pp. 55-57; un cuadro estrat. en hoja sep.; 4 pleg. Madrid.
 121. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1944-c): "De la Geología asturiana: Una cruziana nueva". Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. Núm. 12; pp. 13-18; III láms. Madrid.
 122. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1946): "Estudios acerca del carbonífero en España". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LIX (19 de la 3.^a serie); pp. 1-19; IV láms. Madrid.
 123. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1946): "Faunas marinas del carbonífero de Asturias". (Extracto y trad. de "Faunes mar. du Carb. des Ast.", por G. Delépine.) Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LIX; pp. 21-128; VI láms. de fósiles. Madrid.
 124. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1948): "Carbonífero de Vifón (Asturias, partido de Infesto, parroquia de Cabranes)". Estudios Geológicos. Núm. 9; pp. 85-106; II láms. Madrid.

125. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1949): "Nota preliminar acerca de fundamentos de una morfología asturiana, estructura de pliegues de agrupación". Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. Número 19; pp. 181-186. Madrid.
126. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1949): "Fundamentos de una morfología asturiana. Estructura de pliegues de agrupación". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LXII; pp. 351-399; 1 fig.; II láms. Madrid.
127. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1950): "Dorlodotia cf. Delepinei, Charles". Not. y Com. Inst. Geol. Min. Esp. Núm. 20; pp. 87-90; I lám. Madrid.
128. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1951): "Sondeos y datos prácticos para la perforación del recubrimiento asturiano". Combustibles. Año XI, núm. 58; pp. 20. Zaragoza.
129. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. (1954): "Fósiles de la zona carbonífera de Viñón y Torazo (Asturias), con un cuadro importante para la clasificación del Carbonífero". Estudios Geológicos. Tomo X, núm. 21; pp. 7-48; 1 cuadro; XII láms.; 1 mapa geológico. Madrid.
130. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P. y A. (1943): "Acercas de la morfología de los ríos de la Cordillera Cantábrica hacia el Atlántico. El Bierzo". Estudios Geológicos. Año IV, núm. 13; pp. 695-725; 1 mapa. Madrid.
131. HERNANDEZ-SAMPELAYO, P., y KINDELAN, J. A. (1950): "Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Explicación de la hoja núm. 32. Llanes", pp. 109; 12 figs.; X láms. fotos; 2 láms. color; 1 mapa 1:50.000. Madrid.
132. INSTITUTO GEOLOGICO DE ESPAÑA (1926): "Asturias". Libro-guía de la excursión C-1. XIV Congr. Geol. Int.; pp. 106; 7 figuras; 17 fotos; VI láms. Madrid.
133. JONGMANS, W. J. (1951): "Las floras carboníferas de España". Estudios Geológicos. Núm. 14, tomo VII; pp. 281-330; 1 figura. Madrid.
134. JONGMANS, W. J. (1951): "Some problems on carboniferous stratigraphy". Compt. Rend. 3eme Congr. Strat. Geol. Carb.; páginas 295-306. Meerlen.
135. JONGMANS, W. J. (1952): "Documentación sobre las floras hulle-ras españolas. Primera contribución: Flora carbonífera de Asturias". Estudios Geológicos. Núm. 15; pp. 7-20; XXVII láms. Madrid.
136. JONGMANS, W. J. (1953): "Coal research in Europe". Second Conf. Orig. and Const. of Coal. Crystal-Cliffs. Nova Scotia; pp. 3-28. June.
137. JONGMANS, W. J., y PRUVOST, P. (1950): "Les subdivisions du carbonifère continental". Bull. Soc. Géol. Fr. (5ème série). Tom. XX; pp. 335-343. Paris.

138. JONGMANS, W. J., y WAGNER, R. H. (in lit): "Apuntes para el estudio geológico de la zona hullera de Riosa (cuenca central de Asturias)".
139. JULIVERT, M. (1953): "Observaciones sobre la geología de los alrededores de Oseja de Sajambre (León)". Vol. Homenaje F. Pardillo; pp. 153-161; 3 figs. Barcelona.
140. KANIS, J.: "Geology of the eastern zone of the Sierra del Brezo (Palencia, Spain)"; pp. 445; 27 figs.; III láms.; 1 mapa y II láminas ft. Leiden.
141. KARRENBERG, H. (1935): "Das Ausklingen der Pyrenäenfaltung im östlichen Asturien". Neues Jahrbuch für Min. Geol. u. Paläontologie. Beil-Band 74; Abt B; pp. 309-319; 3 figs. Stuttgart.
142. KARRENBERG, H. (1934): "Die postvariscische Entwicklung des Kantabro-asturischen Gebirges (Nordwestspanien)". Beiträge zur Geol. de Westlichen Mediterrangebiete. Berlin.
143. KARRENBERG, H. (1946): "La evolución postvariscica de la Cordillera Cantabro-Asturica". C. S. I. C. Pub. Extr. Geol. Esp. Tomo III; pp. 105-224; 21 figs.; IV mapas pleg. Madrid.
144. KARRENBERG, H. (1935): "Ammoniten fauna aus des Nordspanisches Oberkreide". Palaeontographica. Band LXXXII; Abh. A.; pp. 125-161; 5 figs.; IV láms. Stuttgart.
145. KEGEL, W. (1927): "Homalonotus asturco n. sp. aus dem unterdevan Asturiens". Centralblatt für Min. Jahz. 1927; Abt 8; No. 8; pp. 334-340. Stuttgart.
146. KEGEL, W. (1927): "Beobachtungen zum tektonischen Bandes Asturisch-Kantabrischen Gebirges". Zeitschrift des Deutschen Geologischen Gesellschaft. Band 79; Heft 3-4; pp. 81-88; 5 figuras. Berlin.
147. KEGEL, W. (1929): "Das Gotlandium in dem Kantabrischen Ketten Nordspaniens". Zeitsch. der Deutschen Geol. Gesellschaft. Band 81; pp. 35-62; 9 figs. Berlin.
148. KEGEL, W. (1953): "Homolanotus asturco nov. sp. del devónico inferior de Asturias". (Trad. por B. Meléndez y M. Roncesvalles.) Publ. Est. Geol. Esp. C. S. I. C. Tom. VII, núm. 2; pp. 101-109; VIII láms. Madrid.
149. KEYES, CH. (1927): "Gran Canyon of Spain". The Pan-American Geologist. Vol. XLVIII; núm. 3; pp. 201-212; láms. XIX-XXV. Des Moines, 1927. Reproducido en Geol. Medit. Occid. Tom. II, Parte II; núm. 8; pp. 1-10; 3 cortes; II láms. Barcelona.
150. KRUSCH, P. (1928): "Die Beziehungen des Wolframit und Bleierzlagerstätten Westspaniens zu graniten und zur Tektonik"; pp. 34-46; 3 figs. Berlin.
151. LABROUCHE, P., et SAINT-SAUD, Compte de (1895): "Pyrénées Asturiennes et Pics d'Europe". Revue des Pyrénées. Tomos VI y VII; pp. 64. Toulouse.
152. LAMBERT, J. (1922): "Echinides fossiles de la province de San-

- tander". Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Junta Ampl. E. I. C. Serie Geológica. Núm. 28; pp. 26; 4 figs.; II láms. Madrid.
153. LANDECHO, M. DE, y VILADOMAT, L. S. (1921): "Estudio de la cuenca de Matallana y Orzonaga (León)". Bol. Of. de Minas y Metalurg. Año V, núm. 52; pp. 1-15; I lám. Mapa geol. y número 53; pp. 1-9. Madrid.
154. LAPPARENT, J. DE (1933): "Sur les micaschistes du Léon". C. R. Acad. Sc. Tomo CXCVI; pp. 357-359. París.
155. LOPEZ AGOS, E. (1921): "Yacimientos de fósiles carboníferos de Arenas de Cabrales (Asturias)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXI; pp. 59-62; 4 figs. Madrid.
156. LOPEZ AGOS, E. (1923): "Síntesis paleontológica del Carbonífero español". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIII; pp. 265-276 y 302-312. Madrid.
157. LOTZE, F. (1942): "Sobre bloques (klippen) autóctonos con ejemplos en los Pirineos occidentales". (Trad. B. Meléndez.) Publ. Ext. Geol. Esp. (C. S. I. C.). Vol. IV; pp. 437-449; 10 figs. Madrid.
158. LLOPIS-LLADO, N. (1950): "Mapa geológico de las sierras de la Coruxera, La Mostayal y Monsacro", escala 1 : 25.000. Publ. Serv. Geol. del I. D. E. A. Oviedo.
159. LLOPIS-LLADO, N. (1950): "Mapa geológico de los alrededores de Oviedo", escala 1:25.000. Publ. Serv. Geol. del I. D. E. A. Oviedo.
160. LLOPIS-LLADO, N. (1951): "Los rasgos morfológicos y geológicos de la cordillera cántabro-astúrica". Trab. y Mem. del Lab. de Geol. Año II; núm. 12; pp. 9-51. Oviedo.
161. LLOPIS-LLADO, N. (1954): "Estudio geológico del reborde meridional de la cuenca carbonífera de Asturias". Pirineos. Año X; núms. 31-32; pp. 33-177; 29 figs.; XI láms.; 1 mapa color a escala 1:25.000. Zaragoza.
162. LLOPIS-LLADO, N. (1954-a): "Sobre la tectónica de la cuenca carbonífera de Asturias". Estudios Geológicos. Tomo X; número 21; pp. 79-101; 7 figs. Madrid.
163. LLOPIS-LLADO, N. (1954-b): "Sobre la tectónica germánica de Asturias". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Tomo homenaje a E. Hernández-Pacheco); pp. 415-429; 3 figs. Madrid.
164. LLOPIS-LLADO, N. (1954-c): "Sur les types de bordure du bassin houiller des Asturies (Espagne). Comp. Rend. 3ème Congrès de Strat. et de Geol. du Carbonifère. Páginas 401-406; 5 text. Heerlen.
165. LLOPIS-LLADO, N. (1954-d): "El relieve de la región central de Asturias". Estudios Geográficos. Año XV; núm. 57; pp. 501-550; 10 figs.; VIII láms. Madrid.
166. LLOPIS-LLADO, N. (1954-e): "Sobre la morfología de los Picos de Ancares y Miravalles". Las Ciencias. Año XIX; núm. 3; pp. 627-643; 5 figs. Madrid.

167. LLOPIS-LLADO, N. (1957): "Sobre la tectónica germánica de Asturias". R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo extr. E. Hernández-Pacheco. pp. 415-429; 3 figs. Madrid.
168. MACPHERSON, J. (1900): "Ensayo de historia evolutiva de la Península Ibérica". An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIX; pp. 123-165. Madrid.
169. MADARIAGA, R. (1928): "Introducción a un ensayo de sincronización de cuencas carboníferas españolas". Notas y Comunicaciones Inst. Geol. y Min. España. Núm. 1; pp. 57-59. Madrid.
170. MADARIAGA ROJO, R. (1933): "Notas sobre la estratigrafía de la cuenca carbonífera central de Asturias". El horizonte marino de techo de las capas "Angelita" (Langreo) y la *Fusulinella sphaeroidea* V. Moeller. Mem. Bol. Inst. Geol. Min. España. Páginas 91-96; I lám. Madrid.
171. MALLADA, L. (1892): "Descripciones de la cuenca carbonífera de Valderrueda (León) y Guardo (Palencia)". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo XVIII; pp. 467-496; I lám. mapa geol. Madrid.
172. MALLADA, L. (1896): "Explicación del mapa geológico de España. Sistemas Cambriano y Siluriano". Mem. Com. Mapa Geol. España. Tomo II; págs. 515; 36 figs. Madrid.
173. MALLADA, L. (1898): "Explicación del mapa geológico de España". Mem. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo III; pp. 405; 46 figs. Madrid.
174. MALLADA, L. (1903): "Descripción de la cuenca carbonífera de Sabero (provincia de León)". Bol. Com. Mapa Geol. España. Tomo XXVII (VII de la 2.ª serie); pp. 1-65; 8 figs.; I lám. Madrid.
175. MALLADA, L., y BUTRAGO, E. (1878): "La fauna primordial a uno y otro lado de la Cordillera Cantábrica".
176. MENENDEZ AMOR, J., y JONGMANS, W. J. (1951): "Contribution a la connaissance de la flore carbonifère des Asturies". C. R. 3ème Congr. Strat. Geol. Card. Págs. 459-462; láms. XXI-XXIII. Heerlen.
177. MENENDEZ AMOR, J., et JONGMANS, W. J. (1952): "Contribution a la connaissance de la flore carbonifère des Asturies". C. R. III Congr. Str. Geol. Carbonif. Tomo II; pp. 459-462; figs. 1-12 en láms. XXI, XXII y XXIII. Heerlen.
178. MELENDEZ, B. (1950): "Nota previa sobre los terrenos pérmicos de Colunga y Carabia (Asturias)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XLV; núm. 2; pp. 141-154; 4 figs; láms. XXV-XXVIII. Madrid.
179. MELENDEZ, B. (1952): "Le Permien des Asturies Orientales". C. R. III Congrès Str. Géol. Carbonif. Tomo II; pp. 453-455; 1 fig. texto; figs. 1-3 en láms. 19-b; fig. 4 en láms. XX-a. Heerlen.
180. MELENDEZ, B. (1954): "Notas paleontológicas regionales. II: As-

- turias". Las Ciencias. Año XIX; núm. 3; pp. 654-662; 3 figs.; II láms. Madrid.
181. MELENDEZ, B. (1951): "El tercer Congreso de estratigrafía y geología carboníferas". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XLIX; pp. 225-228. Madrid.
182. MENGAUD, L. (1908): "Sur les environs de San Vicente de la Barquera". C. R. Somm. Bol. Soc. Géol. Fr. Tomo VIII (4.^a serie); pp. 544. Paris.
183. MENGAUD, L. (1910): "Tertiaire de la province de Santander". Bull. Soc. Géol. France. Tomo X (4.^a serie); pp. 30-33. Paris.
184. MENGAUD, L. (1912): "Chevauchement du Paleozoïque de la Sierra de Pimiango sur le Nummulitique des environs de Colombres (Asturies)". C. R. Somm. Soc. Géol. France. Núm. 13; pp. 116-118. Paris.
185. MENGAUD, L. (1914): "Sur la tectonique des environs d'Infiesto, Arriondas et Ribadesella (Asturies)". C. R. Ac. Sc. Paris. Tomo CLVIII; pp. 1381-1383. Paris.
186. MENGAUD, L. (1920): "Recherches dans la région Cantabrique". Imp. Vve. Bonnet. I vol.; pp. 370; XVIII láms.; 1 mapa pleg. Toulouse.
187. MENGAUD, L. (1932): "Sur la structure de la chaîne cantabrique". C. R. Acad. Sc. Paris. Tomo CXCV; pp. 1092-1094. Paris.
188. OBERMAIER, H. (1914): "Estudio de los glaciares de los Picos de Europa". Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat. Junta Ampl. E. I. C. Serie Geológica. Núm. 9; pp. 41; 3 figs. XV láms. Madrid.
189. ORIOL, R. (1883): "Minas de Barruelo". Revista Minera. Serie C. Tomo I; pp. 698-700. Madrid.
190. PAILLETE, A. (1845): "Recherches sur quelques unes des roches qui constituent la province des Asturies (Espagne)". Bull. Société Géol. de France (2.^a serie). Vol. II; pp. 439-457; 10 figs.; I lám. Paris.
191. PAILLETE, A. (1855): "Estudios químicos mineralógicos sobre la caliza de montaña de Asturias". Rev. Min. Tomo VI; pp. 282. Madrid.
192. PAILLETE, A. (1845): "Observations sur les localités charbonnières importantes des Asturies". Bull. Soc. Géol. France. Tomo III (2.^a serie); pp. 450-454. Paris.
193. PAILLETE, A., et VERNEUIL, A. (1846): "Sur quelques dépôts carbonifères des Asturies". Bull. Soc. Géol. France. Tomo III (2.^a serie); pp. 450-457. Paris.
194. PATAC, I. (1920): "La formación uralense asturiana. Estudios de cuencas carboníferas". I vol.; pp. 54; XXVIII láms. Gijón.
195. PATAC, I. (1923): "Estudio geológico-minero de la cuenca hullera submarina de Arnao (Avilés)". Trab. pres. Ac. Cienc. Ext. Fís. Nat.; p. 55; 5 figs.; XII láms. Madrid.
196. PATAC, I. (1927): "Los yacimientos carboníferos españoles". An.

- Inst. Cat. Art. Indust. Tomo VI; fasc. VI; pp. 531; tomo VII; fasc. I; pp. 22. Madrid.
197. PATAC, I. (1932): "Ligeras ideas acerca de la tectónica del antracítico de Asturias y León". Primer Congr. Agrup. Ing. Minas, NW. de España. 10 pp.; II láms. Madrid.
198. PATAC, I. (1943): "Relaciones estratigráficas entre varias cuencas hulleras de Europa, España, Bélgica, Holanda y Rusia". Boletín Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LVI (16.^o de la 3.^a serie); pp. 1-142; VIII láms. Madrid.
199. PENCK, A. (1897): "Die Picos de Europa und des kantabrische gebirge". Geogr. Zeitschrift. Tomo III; pp. 278-281. Leipzig.
200. QUIRING, H. (1935): "Stratigraphische Stellung der Ostasturischen Steinkohlenflöze". Glückang. Ing. 71; núm. 15.
201. QUIRING, H. (1939): "Die ostasturischen steinkohlenbecken". Process Geol. Landersanst; Arch. 1, lagerstättenforschung; n.^o 69; pp. 66; 14 figs.; III láms. Berlin.
202. QUIRING, H. (1935): "Stratigraphische Stellung der ostasturischen Steinkohlenflöze". Glückang. Núm. 13.
203. QUIROGA, F. (1885): "Noticias petrográficas". An. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XIV; pp. 95-114. Madrid.
204. QUIROGA, F. (1887): "Noticias petrográficas". An. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XVI; pp. 209-222; 2 figs. Madrid.
205. REAL SOCIEDAD ESPAÑOLA DE HISTORIA NATURAL (1935): "Notas y Comunicaciones. Sesión 8 mayo. Com. verbales". Boletín R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXXV; pp. 229-234. Madrid.
206. REGUERAL, J. G., y GOMEZ DE LLARENA, J. (1926): "Hallazgos de restos fósiles de un mamífero terciario en Oviedo". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXVI; pp. 399-406; 3 figs. Madrid.
207. ROYO Y GOMEZ, J. (1920): "Vegetales carboníferos de Sabero (León)". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Vol. XX; pp. 259. Madrid.
208. ROYO Y GOMEZ, J. (1928): "Nuevas investigaciones sobre el Terciario de Oviedo". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXVIII; pp. 418. Madrid.
209. RUIZ FALCO, M., y MADARIAGA, R. (1931): "Vegetales fósiles del Carbonífero español". Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Tomo LII (XII de la 3.^a serie); pp. 201-223; V láms. Madrid.
210. RUIZ FALCO, M., y MADARIAGA ROJO, R. (1933): "Vegetales fósiles del Carbonífero español". Mem. Bol. Inst. Geol. Min. Esp. Págs. 67-90; IV láms. Madrid.
211. SAENZ GARCIA, C. (1942): "Notas y datos de estratigrafía española". Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XL; núms. 5-6; pp. 185-186. Madrid.
212. SAENZ GARCIA, C. (1943): "Notas y datos de estratigrafía española". Bol. R. Soc. Hist. Nat. Tomo XLI; pp. 115-119. Madrid.
213. SAENZ GARCIA, C. (1944): "Notas y datos de estratigrafía espa-

- ñola". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XLII; pp. 487-493; II láms. Madrid.
214. SAINT SAUD, Compte de, y LABRANCHE, P. (1893): "Les Picos de Europa (Monts Cantabriques). Etude orographique 1890-93. Partie cartographique et calculs par le colonel Prudent". Ann. Club. Alp. France. 20 année; pp. 129-181; 1 mapa 1:165.000. Bordeaux.
215. SAINT SAUD, Compte de (1894): "Les Pics d'Europe". Bull. Club. Alp. France. Núm. 35; pp. 35; 7 figs. Bordeaux.
216. SANCHEZ LOZANO, R. (1906): "Datos geológico-mineros relativos a la cuenca carbonífera de Guardo (Palencia)". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo XXVIII (VIII de la 2.^a serie); pp. 105-131; 1 mapa. Madrid.
217. SCHINDEWOLF, O., y KULLMANN, J. (1958): "Cephalopoden-führendes Devon und Karbon in Kantabrischen Gebirge (Nordspanien)". Neues Jb. Geol. Paläontol., Mh. Núm. 1; pp. 12-20; 1 fig. Stuttgart.
218. SCHINDEWOLF, O., y KULLMANN, J. (1958): "Goniatites devónicos y carboníferos de la Cordillera Cantábrica". Estudios Geológicos. Vol. XIV; núm. 37; pp. 45-53; 1 fig. Madrid.
219. SCHULZ, G. (1835): "Descripción geognóstica del Reino de Galicia". I vol.; pp. 105-131; 1 map. Madrid.
220. SCHULZ, G. (1837): "Note sur la géologie des Asturies". Bull. Soc. Géol. France. Tomo VIII (1.^a serie); pp. 325-328. Paris.
221. SCHULZ, G. (1841): "Algunos datos para la historia de la minería de Asturias y Galicia". An. de Min. Tomo II; pp. 16. Madrid.
222. SCHULZ, G. (1845): "Vistazo geológico sobre Cantabria". Bol. Of. de Min. Núms. 34-35. Reprod. en An. de Min. Vol. IV; pp. 133-144. Madrid.
223. SCHULZ, G. (1858): "Descripción geológica de la provincia de Oviedo". I vol.; pp. 138; 1 mapa; 1 fig. Madrid.
224. SITTE, L. U. DE (1949): "The development of the palaeozoic in northwest Spain". Geologie in Mijnbouw; Lte. jargang. N.º 11; pp. 312-319; figs. 1-3. Núm. 12; pp. 325-340; figs. 4-9. Leiden.
225. SITTE, L. U. DE (1955): "Nota previa sobre la geología de la cuenca carbonífera del río Pisuerga (Palencia)". Estudios Geológicos. Núm. 26; pp. 115-125; 1 mapa. Madrid.
226. SOLE SABARIS, L. (Colaboración de LLOPIS LLADO, N.) (1951): "Península Ibérica. I: Geografía Física". Tomo IX de la Geografía Universal. Publ. bajo la dirección de P. Vidal de la Blache y L. Gallois; I vol. de 500 pp.; 186 figs.; 96 láms.; 1 mapa. (Muntaner y Simón, Edit. Barcelona.)
227. STICKEL, R. (1929): "Observaciones de morfología glaciaria en el NW. de España". Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo XXIX; pp. 297-313; 6 figs; V láms. Madrid.
228. TERMIER, P. (1905): "Sur la structure géologique de la Cordillère

- Cantabrique dans la province de Santander". C. R. Ac. Sc. Tomo CXLI; pp. 920-922. Paris.
229. TERMIER, P. (1918): "Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: las peñas de Careses; la zone anticlinale Careses-Fresnedo". C. R. Ac. Sc. Tomo CLXVI; pp. 709-714. Paris.
230. TERMIER, P. (1918): "Contributions a la connaissance tectonique des Asturies: Anomalies au contact du houiller et des Dévonien d'Arnao". C. R. Ac. Sc. Tomo CLXVI; pp. 433-439; 1 fig. esquem. geol. y cortes. Paris.
231. TERMIER, P. (1918): "Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: la significations des mylonites d'Arnao". C. R. Ac. Sc. Tomo CLXVI; pp. 516-520. Paris.
232. TERMIER, P. (1918): "Contributions a la connaissance de la tectonique des Asturies: plis hercyniens et plis pirénéens, Charriages antestephaniens et charriages postnummuliens". C. R. Ac. Sc. Tomo CLXVI; pp. 793-799. Paris.
233. THORAL, M. (1948): "Quelques remarques a propos du Cambrien du NW. de l'Espagne et de sa comparaison avec celui du Languedoc". An. Soc. Géol. du Nord. Tomo LXVIII; pp. 106-113. Lille.
234. TROMP, S. W. (1948): "Shallow-water origin of radiolarites in Southern Turkey". J. Geol. Vol. LVI; núm. 5; pp. 442-449.
235. VERNEUIL, E. de (1849): "Sur le terrain nummulitique des Asturies". Bull. Géol. France. Tomo VI (2.^o serie); pp. 522-524; 1 fig. Paris.
236. VERNEUIL, E. (1852): "Del terreno cretáceo en España". Rev. Minera. Tomo III; pp. 339-346, 361-367 y 464-471. Madrid.
237. VERNEUIL, E. (1850): "Note sur les fossiles devoniens du district de Sabero (León)". Bull. Soc. Géol. France. Tomo VII (2.^o serie); pp. 155-186; II láms. Paris.
238. VERNEUIL, E. (1882): "Sur le terrain carbonifère des Asturies". Bull. Soc. Géol. du Nord. Tomo I. Lille.
239. VERNEUIL, E., et D'ARCHIAC, A. (1845): "Note sur les fossiles du terrain paleozoïque des Asturies". Bull. Soc. Géol. France. Vol. II (2.^a serie); pp. 458-488; III láms. Paris.
240. VERNEUIL, E., et COLLOMB, E. (1853): "Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne". Bull. Soc. Géol. France. Vol. X (2.^a serie); pp. 61-147; 9 figs.; IV láminas. Paris.
241. VILLEGAS LANTERO, M. L. (1954): "Resultado de algunos ensayos efectuados en las capas verticales de la cuenca hullera de Langreo para mejorar el rendimiento". Min. y Metal. Núm. 159; pp. 13-19; figs. 1-10. Núm. 160; pp. 13-16; figs. 11-17. Núm. 161; pp. 13-15; figs. 18-22. Núm. 162; pp. 15-17; figs. 23-28. Madrid.
242. WAGNER, R. H. (1905): "Rasgos estratigráficos tectónicos del Pa-

- leozoico superior de Barruelo (Palencia)". Estudios Geológicos. Núm. 26; pp. 145-202; 2 figs.; IV láms.; 1 mapa en negro. Madrid.
243. WAGNER, R. H., y WAGNER-GENTIS, C. H. T. (1952): "Aportación al conocimiento de la geología de la zona de Barruelo (Palencia)". Estudios Geológicos. Núm. 16; pp. 301-344; 4 figs.; IX láms. fotos; 3 láms. mapa cort. geol. Madrid.
244. ZEILLER, R. (1882): "Notes sur la flore houillère des Asturies". Mem. Soc. Géol. du Nord. Tomo I; núm. 3. Lille.
245. ZEILLER, M. R. (1884): "Notas acerca de la flora hullera de Asturias". Bol. Com. Mapa Geol. Esp. Tomo I; pp. 159-182. Madrid.

Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone

POR

PAUL FALLOT, ANNE FAURE-MURET, JOSÉ MARÍA FONTBOTÉ
Y LUIS SOLÉ

INDICE

	<u>Págs.</u>
INTRODUCCION... ..	9
CAPITULO I.—Los perfiles a través del macizo de Sierra Nevada.	15
I. Perfiles por el Veleta	15
1. Vertiente septentrional	16
II. Zonas adyacentes... ..	32
1. Región de Lugros-Guéjar Sierra	32
2. Vertiente meridional del Veleta	33
CAPITULO II.—El Este del pliegue de la Sierra Nevada... ..	45
A) Entre la transversal del Veleta y la del Puerto de la Ragua	45
B) La transversal del Puerto de la Ragua... ..	47
C) Posición de la Mischungszone en relación al Bético de Sierra Nevada al Sur de la Ragua	52
D) La Mischungszone al Norte del collado de la Ragua y hasta la región de Alquife	54
1. Perfil al Oeste de la cota 1.274	55
2. Perfiles al Sur del cerro de Juan Canal	56
3. Notas y observaciones acerca del cerro del Cardal.	59
4. La región de Dólar	62
5. Relaciones de la Mischungszone con el Trias alpujarride... ..	66
6. Disposición de los esquistos de Sierra Nevada, entre la carretera del Puerto de la Ragua y Jerez del Marquesado... ..	69
CAPITULO III.—La Sierra de Filabres	73
I. Introducción	73
II. La serie de Sierra Nevada entre Escúllar y Los Olmos... ..	76
1. La vertiente sur de la Sierra de Filabres	77
2. Extensión de la serie de los micasquistos oscuros y de las areniscas hacia el Norte... ..	80
a) Vista de conjunto	80

	Págs.
b) Los esquistos de la parte superior de la serie	81
c) Reaparición de las areniscas...	82
d) Las fajas de areniscas de la vertiente norte de la Sierra de Filabres...	84
e) Región de la Petronila ...	89
CAPITULO IV.—La terminación occidental de la serie de Sierra Nevada hacia Charches y Rambla del Agua ...	95
a) Región comprendida entre Escúllar y El Raposo...	95
b) El macizo de cotas 1.785, 1.763 y 1.735, entre El Raposo y Rambla del Agua ...	100
c) La serie de Sierra Nevada entre Rambla del Agua y el Sur de Charches ...	104
d) Nota acerca de las areniscas grises de la Sierra de Filabres...	106
CAPITULO V.—La Mischungszzone alrededor de la terminación occidental de la Sierra de Filabres ...	109
a) Perfil del collado de Floranes ...	110
b) Notas sobre la Mischungszzone al Este del perfil de Floranes...	117
c) La Mischungszzone al Oeste del collado de Floranes y en la vertiente occidental del barranco del río Bodurria...	125
1. El río Bodurria en las afueras del caserío de La Golfá...	126
2. Vertiente NO. del río Bodurria, aguas arriba de La Golfá...	128
3. La serie de los mármoles en el barranco de Las Casas...	131
d) La Mischungszzone entre El Raposo y las cercanías de Charches...	136
e) La Mischungszzone entre el Norte del San Cristóbal y la parte baja de la rambla del Agua...	140
1. Región de Las Piletas ...	145
2. La Mischungszzone entre Las Piletas y la región de Fiñana ...	149
CAPITULO VI.—Observaciones locales en la parte oriental de la Sierra de Filabres ...	151
I. Introducción ...	151
II. Descripciones locales ...	153
a) Región de Gérgal-Velefique ...	153
b) Perfil por el collado García ...	154
CAPITULO VII.—Problemas conexos...	163
I. El yeso ...	163
a) Rambla del Atochar ...	164
b) Región de Mazarrón ...	165
1. Los Corbillones ...	166

	Págs.
2. Sierra del Algarrobo...	166
3. Breve nota acerca de la interpretación general de Patijn...	171
II. Las "konglomeratische Mergel" ...	172
a) Aspectos petrográficos del problema ...	172
b) Condiciones de yacimiento...	174
1. "Konglomeratische Mergel" en la Mischungszzone o en contacto inmediato con ella ...	174
2. "Konglomeratische Mergel" de los elementos de los Alpujárrides ...	174
3. Origen posible de las "konglomeratische Mergel" ...	176
CAPITULO VIII.—Resumen y conclusiones ...	181
I. Datos petrográficos...	181
1. La serie de Sierra Nevada...	181
2. La serie de la Mischungszzone...	185
a) Características petrográficas ...	185
b) Relaciones de la Mischungszzone con las formaciones vecinas ...	188
II. Edad y posición estratigráfica de las series de Sierra Nevada y de la Mischungszzone...	191
a) Serie de Sierra Nevada ...	191
b) Serie de la Mischungszzone ...	195
III. Comparación de las consecuencias de las diversas interpretaciones estratigráficas examinadas ...	205
a) Atribución de la Mischungszzone al Paleozoico inferior o medio...	205
b) Atribución de la Mischungszzone al Permiano...	205
c) Atribución de la Mischungszzone al Triás y eventualmente a términos antiguos del Mesozoico...	206
INDICE BIBLIOGRAFICO...	209

INTRODUCCION

El macizo de Sierra Nevada constituye, con sus prolongaciones orientales, el corazón del edificio bético.

H. A. Brouwer (1) y sus discípulos [6, 12-17, 62-64] establecieron que los macizos circundantes, formados principalmente de Triás, como ya suponía Gonzalo y Tarín [34], pertenecen a una entidad especial que llamaron "Alpujárrides", porque dominan en las Alpujarras, al Sur de Sierra Nevada. Su Triás, muy característico, es esencialmente marino.

Las interpretaciones tectónicas de esta entidad varían según los autores. Unos consideran que consta de dos mantos principales separados por una serie de pizarras paleozoicas. Otros admiten que, en su mayor parte, el Triás es autóctono, quedando limitados los elementos corridos a unos testigos [32, 33], predominantemente formados de Paleozoico (manto de Guájar).

Cualquiera que sea la solución adoptada en cuanto a su estructura tectónica, este conjunto de los Alpujárrides reina alrededor del núcleo de la Sierra Nevada. Este asoma a la manera de una ventana tectónica compleja, unida hacia el Nordeste a la Sierra de Filabres, que consta del mismo material.

Entre los esquistos metamórficos que forman casi totalmente este edificio y el Triás alpujárride que las envuelve y cuya base consta de filitas werfenenses, Brouwer puso de relieve la existencia de una serie especial constituida por pizarras metamórficas más o menos entremezcladas con mármoles, dándole el nombre de Mischungszone, o en holandés, Mengzone [12-17].

(1) Los números entre corchetes [] se refieren al índice bibliográfico.

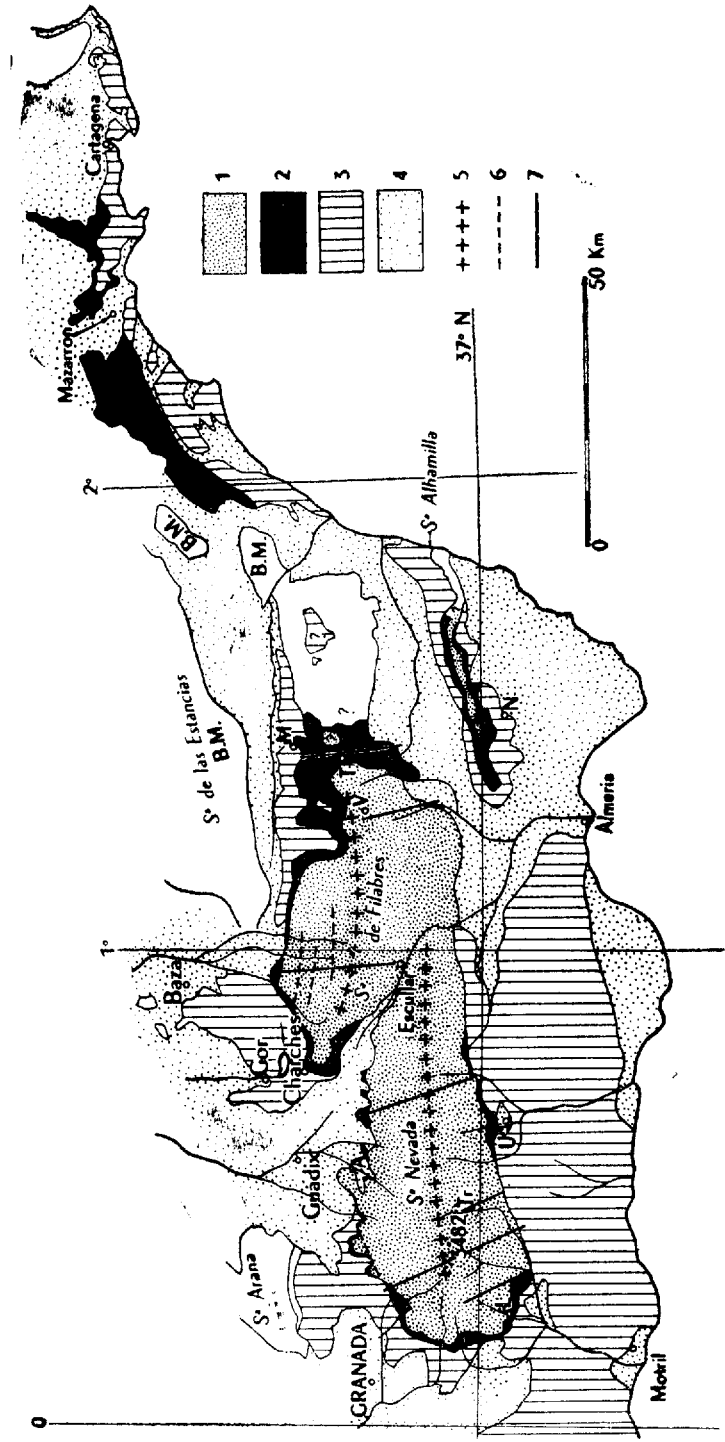


Fig. 1.— Situación del Bético de Sierra Nevada y de la Mischungszone.

1, Esquistos de la serie de Sierra Nevada; 2, Mischungszone; 3, Elementos de los Alpujarrides; 4, Terciario post-orogénico y terrenos recientes; 5, Ejes anticlinales; 6, Ejes de algunos sinclinales de detalle; 7, Trazado de los principales perfiles observados.

A. Alquife; L, Lanjarón; U, Ugijar; Tr, Trevelez; V, Vevefique; T, Tahal; M, Macael; B. M., Bético de Málaga.

Las relaciones de estas unidades béticas aparecen en el esquema (fig. 1).

H. A. Brouwer opina que la Mischungszone es un equivalente bético del Mesozoico pennínico de los Alpes suizos, y su discípulo Patijn usa para él el término de "Penninsches Mesozoikum". R. Staub la considera igualmente como representativa de los "schistes lustrés" de los Alpes y por consiguiente formada por el Mesozoico y hasta el mismo Numulítico [60-61].

Dos de los autores del presente trabajo (L. S. - P. F.), estudiando en 1945, 1947 y 1949 la parte interna de la Sierra de Baza, llegaron hasta un complejo que pertenece a la Mischungszone, y en el borde de la Sierra de Filabres a micasquistas idénticos a los del núcleo de Sierra Nevada.

Los problemas planteados por aquel entonces no se podían resolver sin un estudio muy general de las relaciones existentes entre Mischungszone y Sierra Nevada.

Emprendimos, por tanto, con los demás firmantes, investigaciones en varios sectores de los macizos. Los ejemplares recogidos fueron estudiados en Rabat (A. F. M.), en Granada y en París, donde se hicieron los análisis químicos y donde la Sra. E. Jermine tuvo a bien prestarnos la ayuda de su insuperable experiencia.

Los primeros resultados, objeto de esta Memoria, se fundamentan sobre unos cortes a través de la región del Veleta; en un perfil a través del mismo macizo, pero pasando más al Este por el Puerto de la Ragua, donde se relaciona con la zona de La Calahorra-Dólar, anteriormente estudiada por Zermatten [64]; sobre perfiles locales observados en la vertiente meridional del macizo entre Lanjarón y Mecina-Bombarón-Laroles (A. F. M. - P. F.); sobre los estudios detallados efectuados en los sectores de Lugros, La Peza, Guéjar Sierra y Nigüelas (J. M. F.). Además se hicieron nuevas observaciones en la Sierra de Filabres, con unos perfiles entre Escúllar y Los Olmos, así como en la región de Las Piletas (L. S. y P. F., 1945; A. F. M. y P. F., 1957-1959). En fin, hicimos unos perfiles (A. F. M. y P. F., 1957) para darnos cuenta de la terminación oriental de la Sierra de Filabres e interpretar observaciones anteriores (P. F., 1928) en la región de

Velefique-Tahal, y otros en las afueras de Mazarrón (L. S. y P. F., 1949; A. F. M. y P. F., 1957).

A pesar de esta aportación queda insuficientemente conocida la geología de tan extensas regiones. La parte principal de esta Memoria se limita, pues, a exponer los hechos y las observaciones, objetivos sobre los cuales están de acuerdo todos los firmantes.

En cuanto a las vistas más generales de que trata la segunda parte, aún se pueden formar hipótesis diferentes sin que aparezcan argumentos decisivos en favor de una u otra de ellas.

Termina este trabajo con un cuadro sinóptico que resume las diversas interpretaciones e indica las tendencias actuales de cada uno de los coautores.

* * *

No queremos emprender estas descripciones sin manifestar nuestro reconocimiento a quienes desde el principio nos prestaron su ayuda.

En primer lugar, al Consejo Superior de Investigaciones Científicas, cuya ayuda nos permitió los viajes de 1945, 1947 y 1949 (L. S., P. F.). Desde los primeros pasos fuimos recibidos y acompañados por D. Angel Casas Morales, notario en Baza y autor de un magnífico poema en prosa que canta los aspectos de Sierra Nevada. Sus conocimientos científicos, su poderosa influencia y su amistad nos prestaron valiosísima ayuda.

Ya en el año 1945, y hasta hoy, D. Francisco Abellán, actualmente jefe de Obras Públicas, puso a nuestra disposición cuantos medios disponía su servicio.

También nos prestaron eficaz ayuda, en diversos momentos, Ingenieros de Caminos y de Montes adscritos a sus respectivos Servicios de las provincias de Granada y de Almería, así como las autoridades académicas de la Universidad de Granada.

Igualmente la hemos recibido de parte del ilustre Ingeniero de Minas D. Enrique Lacasa, Director de las Minas de Alquife, y de los Ingenieros de las Minas del Marquesado, Sres. Rozière y Pastor.

A todos ellos queremos manifestar nuestro agradecimiento. Madame Jeremine merece también nuestro más vivo reco-

nocimiento. Desde el principio de nuestras investigaciones tuvo a bien examinar nuestros primeros ejemplares de rocas y orientó la continuación de nuestras investigaciones. Su ciencia y su experiencia nos ayudaron siempre.

La Srta. S. Callière, subdirectora del Laboratorio de Mineralogía en el Museo de Historia Natural de París, examinó, con su amabilidad y su competencia de siempre, varios ejemplares que planteaban problemas particulares.

A todas las autoridades que apoyaron nuestros esfuerzos, como a todos los colegas y amigos, cuyos nombres acabamos de recordar, hemos de expresar, pues, nuestra más sentida gratitud.

CAPITULO I

LOS PERFILES A TRAVES DEL MACIZO DE SIERRA NEVADA

I. Perfiles por el Veleta

Un buen perfil puede estudiarse a lo largo de la carretera que, llegando de Granada, alcanza las inmediaciones del Picacho de Veleta (3.392 m.). Sale del Trías alpujarride entre los kilómetros 30 y 31; un poco antes del Refugio inferior, cruza la Mischungszone y penetra en la serie de los esquistos de la Sierra Nevada, donde continúa hasta la misma cumbre.

Sus mojones kilométricos permiten una suficiente localización de las particularidades observadas. Tal vez convenga advertir al lector que su numeración cambia aguas arriba del mojón del kilómetro 34, empezando luego el último trozo con el número 1.

En la vertiente Sur hay lomas y espolones de topografía suave y monótona. Sus alturas van disminuyendo hacia la Loma de los Cotos. No hay más que sendas en estas regiones, donde siguen reinando los micasquistos oscuros del complejo de Sierra Nevada. La Mischungszone, muy reducida, aparece al Norte de los Cerrillos Negros; pero algunos kilómetros más al Oeste se ensancha en las afueras de Soportújar y del curso inferior del río Chico. Allí se la puede alcanzar y estudiar cómodamente aprovechando la hermosa carretera forestal que sube a la Casa Forestal de Lairoles y sigue después por el alto vallé del río de Lanjarón.

1. VERTIENTE SEPTENTRIONAL

Sobre la transversal del Veleta se presenta la serie como un conjunto de estratos de micasquistos que forman un ancho y único anticlinal.

Normalmente al eje del pliegue, el corte dibuja un arco cuya cuerda mide 21 kilómetros a la altura de 2.300 metros, y cuya sagita es aproximadamente de tres kilómetros. El eje del anticlinal pasa entre el Veleta y el Mulhacén, y es en esta zona donde aparecen los niveles más profundos de la serie.

Esta consta de una monótona sucesión de micasquistos con moscovita dominante, y algo de biotita, frecuentemente cloritizada. El grafito se encuentra siempre. Algunos niveles más ricos en cuarzo forman bancales más salientes. El conjunto sigue sin variación notable en una potencia visible de unos 3.000 metros.

El perfil I, lámina I, indica la procedencia de los ejemplares estudiados a continuación. Se notará que la inclinación de la superficie del terreno, por diferenciarse muy poco del buzamiento de las capas, no permitió que nuestros estudios alcanzaran más que a las partes más elevadas de la serie de Sierra Nevada, quedando inaccesible lo demás en la profundidad del pliegue.

1. Micasquistos de dos micas.

2 y 3. Micasquistos muy plegados, a la escala microscópica, con lechos ricos en cuarzo. Los lechos pizarrosos constan de moscovita, en laminillas muy distintas a menudo. Biotita cloritizada acompaña la mica blanca. El grafito es abundante. Aparecen raros porfidoblastos de una plagioclasa ácida (albita-oligoclasa) cuajados de grafito, y algunas turmalinas.

En los lechos cuarzosos la moscovita, en finísimas laminillas, está esparcida en el cuarzo, cuya estructura es granoblástica.

4. Micasquistos con lechos cuarzo-feldespáticos. La roca es análoga a la precedente, pero contiene escasos y pequeños granates. Los lechos cuarzo-feldespáticos constan de cuarzo y de albita-oligoclasa en granos redondeados. El feldespato, sin macla, contiene inclusiones de cuarzo, de moscovita y de circón

(escaso). Estos lechos leucocratas contienen poco o ningún grafito. El cuarzo en granos tiene el aspecto clástico.

Parece, pues, que se pueden interpretar estos últimos niveles como resultantes de la transformación de sedimentos parcialmente detríticos.

5. Micasquistos con moscovita, con biotita cloritizada y con lechos de cuarzo separados por láminas casi únicamente formadas por mica. Granates en hermosos cristales bien conservados. Algunos granos de turmalina.

6. Micasquistos con lechos cuarzo-feldespáticos (albita-oligoclasa). El cuarzo es abundante; el feldespato se presenta en fenoblastos cuajados de inclusiones de cuarzo, mica, grafito, titanita, etc.

La moscovita se encuentra diseminada en lechos sin límites bien marcados. La biotita es abundante y está agrupada en nidos. El granate contiene inclusiones de cuarzo y de grafito dispuestas más o menos paralelamente entre ellas, pero orientadas oblicuamente y hasta perpendicularmente a la dirección de la pizarrosidad. La titanita es muy frecuente en algunos lechos.

Los esquistos con los lechos leucocratas fueron plegados simultáneamente, dibujándose como apariencias de pliegues ptigmáticos.

7. Micasquistos con moscovita y clorita verde, ricas en cuarzo. La moscovita se presenta en hermosas hojuelas bien desarrolladas, acompañadas por un poco de biotita cloritizada y por hermosos granates con inclusiones orientadas de cuarzo. Las micas se agrupan en láminas replegadas, separadas por lechos de cuarzo con estructura de mortero. La roca es rica en grafito finamente diseminado. El feldespato (albita) es muy escaso.

El análisis químico de uno de los ejemplares recogidos en el punto 7 nos demuestra que la roca está prácticamente desprovista de CaO (0,32 %). La proporción de K₂O es igualmente muy reducida. Las micas son, pues, principalmente ferromagnesianas, siendo estos minerales más ricos en MgO que en FeO (Mg = 0,65). La proporción de Na₂O es normal y corresponde a la presencia de algunos cristallitos de albita.

EJ. 7 H

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
82,50	9,10	0,45	1,05	—	1,55	0,32	1,95	0,65
si	al		fm		mg	c	alk	k
712	46		31		0,65	3	20	0,18

8. Pizarras con moscovita, con un poco de biotita, ricas en cuarzo, con lechos cuarzo-feldespáticos. El feldespato es la albita tirando a oligoclasa. El cuarzo, que predomina sobre el feldespato, aparece en granos pequeños engranados.

9. Pizarras muy replegadas (a la escala microscópica). El cuarzo, abundante, forma de vez en cuando lechos casi continuos, separados por laminillas pizarrosas. Estas constan de laminillas de moscovita, con un poco de biotita cloritizada. Hermosos granates de formas euhédricas. Titanita a veces abundante y en cristales bien desarrollados. Los lechos pizarrosos son ricos en grafito. Hay pocos fenoblastos de albita, cuajados de grafito.

El conjunto de capas que abarcan los niveles de los ejemplares 1 a 9, cuyos yacimientos aparecen en el croquis figura 2, así como en la lámina I, mide aproximadamente 750 metros de potencia. Se nos presenta como muy monótono y homogéneo. Las únicas variaciones resultan localmente de la variación del cuarzo y de los feldespatos clásticos.

La sucesión continúa hacia arriba (en el sentido estratigráfico), pero a partir de ahora aparecen areniscas feldespáticas en bancos de reducido espesor, generalmente de color gris claro, blandas y algunas veces con estratificación entrecruzada.

10. En la curva de la carretera, aguas abajo del empalme del Albergue Militar, aparece un primer banco notable que consta de 6 m. de arenisca blanca estratificada, seguido por 6-8 m. de arenisca más oscura, en lechos de 1-3 cm. En lámina delgada estas areniscas metamórficas aparecen formadas por cuarzo abundante, con escasos granos de plagioclasa (albita). La moscovita se presenta en finas laminillas. Parece claro que se trata originariamente de areniscas arcósicas.

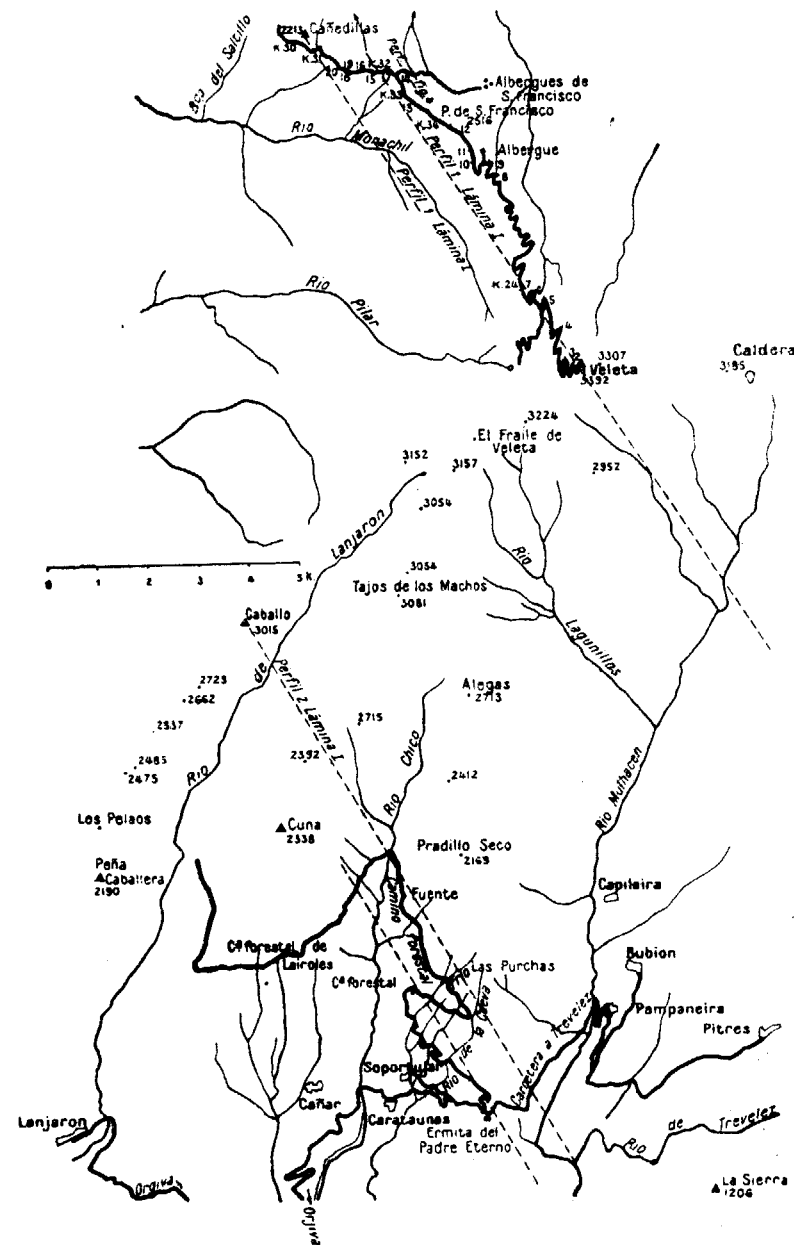


Fig. 2.—Croquis de la región del Veleta que indica las carreteras, el trazado de los perfiles y los puntos de procedencia de algunos de los ejemplares descritos.

Ej. 10 H

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
84,85	7,30	0,80	0,50	0,02	0,70	0,25	1,95	1,95
si	al		fm		mg	c	alk	k
867	44		22		0,51	2	32	0,40

Su análisis nos enseña que la roca está casi desprovista de CaO (c = 2). En cambio, los álcalis son algo más abundantes que anteriormente, lo que parece debido al feldespato (clástico). Además la roca es rica en cuarzo (Si = 867). Las micas aparecen bien desarrolladas.

Las pizarras metamórficas del muro y del techo de las areniscas son muy pobres en cuarzo. Este no aparece sino en delgados hilillos entre los lechos ricos en mica. La moscovita, bien desarrollada, dibuja magníficos plieguecitos. La acompañan clorita y biotita hidroxidada. Esta última envuelve hermosos granates incoloros de formas muy regulares.

Estos esquistos presentan la interesante particularidad de contener *cloritoide*, que aparece en cristalitas alargados maculados.

El grafito, abundante, está concentrado en los lechos micáceos y penetra en los granates, que son helicíticos, y cuya rotación obedeció a la formación de los plieguecitos.

Este primer nivel notable de areniscas aparece aproximadamente 2.500 m. más arriba de los esquistos del pie Sur del Veleta, que corresponden al término más profundo de la serie que sea observable.

Continuando el descenso a lo largo de la carretera se corta un nuevo conjunto de pizarras metamórficas algo más duras, que corresponden a los crestones del Peñón de San Francisco. Los ejemplares estudiados, cuya posición aparece en la figura 3, presentan las siguientes características:

11. Micasquistos muy pobres en cuarzo, casi esencialmente formados de micas y que merecerán la calificación de micacitas. La moscovita, acompañada por biotita cloritizada, forma la casi totalidad de la roca, salpicada de abundantísimos grafitos. Es-

casos cloritoides, en cristalitas alargados según la pizarrosidad. Estas micacitas son entrecortadas por delgados lechos de cuarcita moscovítica.

12. Micasquistos con moscovita y clorita análogas a las anteriores, pero cuyos lechos cuarzosos vienen a ser más abundantes. En los lechos micáceos, además del cloritoide, se observan pequeños granates.

13. Hacia arriba (espelón A, fig. 3) las pizarras siguen siendo ricas en cuarzo. En el kilómetro 32,2, la carretera corta areniscas grises muy alteradas, en losillas, que miden unos 2-3 m. de espesor. Este nivel está situado unos 750 m. más arriba del primer banco de areniscas. Se trata de arenisca metamorfozada muy rica en cuarzo y prácticamente desprovista de feldespato. La moscovita aparece en laminillas que subrayan la pizarrosi-

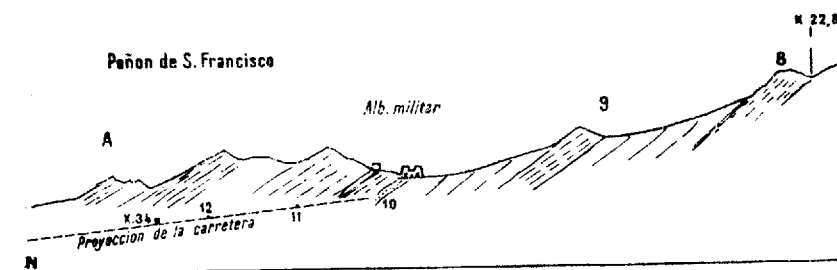


Fig. 3.—Perfil del Peñón de San Francisco. Los números indican los puntos de procedencia de los ejemplares estudiados.

dad y además aparecen raras biotitas. Se ha observado un pequeño cristalito de cloritoide, así como algunas turmalinas de un verde azulado.

Ej. 13 H

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
90,70	5,35	0,85	0,20	0,03	0,35	0,20	0,35	1,30
si	al		fm		mg	c	alk	k
1543	53		23		0,70	4	20	0,70

El análisis pone de relieve la escasez del CaO (0,20 %). Los álcalis están en reducida proporción, pero K₂O es más abun-

dante que Na₂O (K = 0,70). La potasa parece ser que entra en la composición de la biotita. También hay que notar la riqueza en silice (Si = 1543).

Estas areniscas aparecen entre un muro y un techo formados por esquistos del tipo corriente que acabamos de ver en la serie de Sierra Nevada. Algo más allá de la arenisca aparece un filón, en un banco de 1-2 m. de ortoanfibolita, formada por grandes cristales de anfíbol límpido, sin macla. El anfíbol, de color azul, va acompañado por un poco de biotita verde, a la cual se agregan epidota, moscovita y algo de clorita, y escasa titanita en pequeños cristales. Algunos ejemplares nos proporcionaron granates. Algo de magnetita salpica la roca.

En el mojón del kilómetro 32, y aguas arriba del empalme del camino de los Albergues de San Francisco, aparece una serie de pizarras metamórficas con delgados lechos leucocratas contorneados que miden de 1 a 3 centímetros de espesor. Algunos de ellos, en número de siete a ocho, parecen más importantes. Su potencia es de 4 a 5 m. El conjunto alcanza unos 75 u 80 m.

14. En este punto las pizarras son muy pobres en cuarzo, no formando este último más que delgados lechos. La mayor parte de la roca la forma moscovita en grandes láminas, con grafito. Muchos granates, pequeños, cargados de grafito, salpican la roca, donde aparecen algunas turmalinas de un pardo verdoso.

Los lechos leucocratas son cuarzofeldespáticos. Su cuarzo es abundante y va acompañado de grandes cristales pecilíticos de albita que envuelven cuarzo, mica y granillos de circón. La moscovita con clorita blanca subraya la pizarrosidad de la roca, donde aparecen algunos granates y rutilo.

Ej. 14.^a

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
85,90	7,90	0,05	0,35	0,45	0,15	3,50	0,4
si	al		fm		c	alk	k
918	49		10		2	39	0,07

El análisis de un lecho leucocrata demuestra que se trata de

una roca más rica en Na₂O que las que hemos estudiado hasta ahora, lo que se traduce en la composición mineralógica por la presencia de la albita.

Se observan también esquistos con moscovita y albita. El feldespato forma fenoblastos pecilíticos. Las inclusiones (cuarzo, turmalina y materia opaca) presentan una orientación oblicua o perpendicular a la pizarrosidad. La turmalina, de intenso pleocroísmo, es abundante. El grafito está dispuesto paralelamente

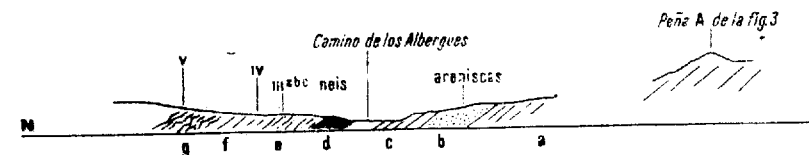


Fig. 4.—Perfil a través del colladito por donde pasa el camino a los Albergues de San Francisco. (Leyenda en el texto.)

a la pizarrosidad. En algunos ejemplares aparece un poco de sillimanita variedad fibrolita.

Estas rocas aparecen, pues, algo diferentes de las de la serie típica de Sierra Nevada.

Desde su empalme con la carretera principal, la de los Albergues de San Francisco cruza un colladito, pasando luego a la vertiente oriental de la serreta de la Peña de San Francisco.

Un perfil que sigue la arista (fig. 4) nos proporciona la sucesión siguiente (1):

- a) Esquistos de Sierra Nevada.
- b) Complejo esquistoso areniscoso descrito anteriormente.
- c) Micasquistos con moscovita y un poco de biotita, y con granates, del tipo de Sierra Nevada, siendo la roca muy laminada.
- d) Serpentina.
- e) Esquistos metamórficos feldespáticos de los cuales apa-

(1) Los números con cifras árabes corresponden con la localización de los ejemplares en el perfil lámina I. Las letras o números romanos corresponden con perfiles locales de detalle.

recen varios tipos, según la variación proporcional de los feldespatos:

α) Un primer tipo no ofrece más que feldespatos ácidos (de albita a albita-oligoclasa). La moscovita, relativamente abundante, está acompañada de clorita y epidota.

β) En un segundo tipo la plagioclasa es abundante, siendo ésta siempre la albita o albita-oligoclasa, en cristales macdadados alargados según la pizarrosidad. También se añaden algunas microclinas más o menos albitizadas. La turmalina aparece caracterizada por un intenso pleocroísmo de colores rosa a verde oscuro.

γ) En fin, la microclina viene a ser abundante, acompañada de albita y cuarzo. La moscovita, en grandes láminas, aparece repartida en el conjunto, pero subrayando la pizarrosidad de la roca. Se trata, pues, aquí de un *gneis con moscovita y microclina*. La titanita está siempre presente.

Este conjunto es relativamente claro, rico en feldespato y especialmente en microclina; por su aspecto gnéisico destaca de los esquistos oscuros del tipo de Sierra Nevada.

f) Esquistos metamórficos con moscovita y granates aplastados. La epidota, siempre presente, se acompaña de esfena en cristales relativamente grandes. Un ejemplar nos presentó gran-



Fig. 5.—Perfil geológico entre los mojones 32,4 y 32,6 de la carretera del Veleta. (Leyenda en el texto.)

des cristales de albita con inclusiones opacas, lo que le daba cierta semejanza con los esquistos de Sierra Nevada.

g) Esquistos feldespáticos o *gneis* con albita, moscovita y biotita ligeramente cloritizada. Además contiene epidota y granate.

Esta sucesión de bancos es parcialmente atravesada por la carretera principal entre los kilómetros 32,6 y 32,4 (fig. 5), pero

en un aspecto algo distinto. Además los esquistos están inyectados de cuarzo. Este *gneis*, afectado por diminutos pliegues, mide unos 10 metros y lo sigue una roca leucocrata polvorienta que a primera vista habíamos asimilado a una arenisca, lo que establecía una analogía con la serie de Sierra Nevada. En realidad, el microscopio demostró que se trataba de un *gneis* (o de esquisto feldespático) completamente laminado.

Se llega luego al mojón 32,4 (fig. 5), y siguiendo la carretera hacia abajo se cortan niveles más elevados.

17. En el kilómetro 32,2 se trata de pizarras metamórficas con moscovita, algo de biotita y de clorita verde. La epidota aparece en hermosos cristales.

El granate, bien cristalizado, contiene inclusiones de cuarzo orientadas a veces oblicuamente a la dirección de la pizarrosidad. La turmalina está siempre presente y además hay escasos cristales de un azul-verde de cloritoide.

15. En el kilómetro 32, la serie consta de niveles que varían según la proporción del feldespato. Así se observan capas de micasquistos con moscovita, raras biotitas y cloritas desprovistas de feldespato, pero ricas en pequeños granates. Otro tipo presenta algunos feldespatos. Constan de grandes cristales alargados de albita pecilítica con inclusiones de diminutos cristallitos de cuarzo, de moscovita y de turmalina. En otro caso, la plagioclasa es abundante y la roca tiene el aspecto de un *gneis*; la turmalina puede ser abundante.

16. A un kilómetro aparecen hiladas de caliza metamórfica o de cipolinos acompañados por micasquistos.

Los cipolinos contienen mica blanca, ya sea sola, ya sea acompañada de un anfíbol verde o incoloro (actinota o tremolita). Se observa también algo de albita y de vez en cuando titanita en hermosos cristales.

Los esquistos (ejemplar 16) que acompañan estos mármoles son ricos en moscovita, a la cual se añaden clorita y epidota. Es frecuente encontrar hermosos granates cuyas inclusiones de cuarzo se hallan oblicuamente con relación a la pizarrosidad, dando la impresión de que los granates giraron durante la formación de los esquistos de este tramo. Finalmente aparecen, sal-

picando la roca, numerosos cristalitas de una turmalina zonada cuyo intenso pleocroísmo pasa del rosa al azul-verde.

Entre estas capas y el kilómetro 31,5 sigue reinando la misma serie, que buza unos 15° N., cuya sucesión aparece en la figura 6, o sea nivel a 30 metros de pizarras metamórficas con delgados lentejones de cipolino terminados por 1,50 m. de caliza amarilla pulverulenta.

Nivel b) 1,50 m. de verdadero cipolino (18) con minerales. La calcita aparece en hermosos cristales. El cuarzo y la moscovita

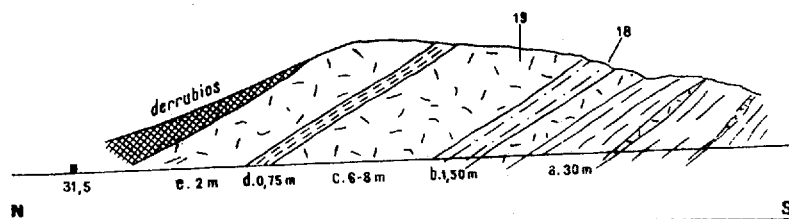


Fig. 6.—Perfil de las capas, arriba del mojón 31,5 de la carretera del Veleta.

a, Pizarras metamórficas con lentejones de calizas terminados por 1,50 m. de caliza amarilla pulverulenta; b, Caliza con grafito (18), que se presenta al microscopio como un cipolino; c, Caliza dolomítica amarilla (19), 6-8 m.; d, Caliza grafitica, 0,75 m.; e, Caliza amarilla, > 2 m.

vita forman hiladas o islotes. El grafito salpica la roca, a la cual se añaden algunos cristalitas de titanita.

Nivel c) 6-8 m. de caliza o dolomía amarilla, desprovista de minerales de metamorfismo y que conservaron completamente su aspecto de roca sedimentaria.

Nivel d) 0,75 m. de caliza grafitica brechoide.

Nivel e) De 2 a 6 m. (según los sitios) de caliza amarilla.

Aquí hallamos, pues, el principio de la serie llamada de los mármoles de la Mischungszzone, que presenta la doble particularidad de una muy desigual transformación de las calizas o dolomías sedimentarias en mármol o cipolino, y de la intercalación entre los bancos calizos de pizarras metamórficas con moscovita.

Después del mojón 31,5 (fig. 7) reina una zona cortada por terreno de acarreo, donde, en unos 40 m., la trinchera de la carretera no alcanza las rocas. Estas aparecen después (ejemplares 20 y VI).

Nivel f) Unos 30 metros de esquistos grisáceos con moscovita, a veces acompañada por algo de biotita o de clorita, pero caracterizadas por la abundancia de los granates. Estos aparecen generalmente en diminutos cristales que salpican la roca. La turmalina puede ser abundante localmente. Algunos ejemplares están tan cuajados de granates que la roca corresponde a una granatita con moscovita. Igualmente suele predominar

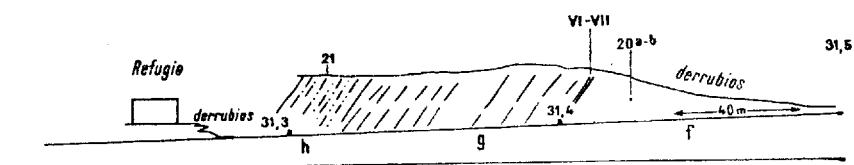


Fig. 7.—Perfil aguas arriba del Refugio-Albergue inferior de la carretera del Veleta.

f, Pizarras metamórficas con moscovita, con lechos de granatita; g, Pizarras micáceas con moscovita (a veces con biotita), pasando a feldespatitas; h, Gneis glandular a microclina, con lechos leucocratas.

la turmalina, formando delgadas hiladas de turmalinita con moscovita (ejemplar VII).

Nivel g) Sigue un complejo de esquistos de tonos claros con moscovita, a veces biotita y granate formando un esquisto feldespatítico o un gneis.

Nivel h) El ejemplar recogido es relativamente leucocrata, abundando el cuarzo. Los feldespatos, bien desarrollados, pertenecen a dos tipos: por una parte, se trata de plagioclasa sódica, generalmente albita sin maclas; y por otra, de albita-oligoclasa. El feldespatito está cuajado de laminillas de moscovita. El cuarzo abunda siempre. La moscovita, más o menos frecuente, según las muestras. En los ejemplares ricos en microclina se acompaña de biotita. Hay siempre granate, a menudo con inclusiones de cuarzo y epidota. Excepcionalmente hay titanita en grandes

cristales. La turmalina, de colores variados, pero siempre de intenso pleocroísmo, salpica la roca.

Algunos lechos parecen muy pobres en elementos coloreados. El único visible a simple vista es en este caso la turmalina. Se puede llamar "leptinita" a esta roca.

Siguiendo la carretera hacia abajo se alcanza, después del mojón 31,3, el Refugio inferior, que ocupa una zona deprimida cubierta de terreno de acarreo.

Las rocas reaparecen 100 m. más al Norte y en la trinchera de la carretera se observa el corte (fig. 8).

22. Esquistos con moscovita y granate (10 m.). El grafito es bastante abundante, lo que da a la roca un aspecto parecido al de los esquistos de Sierra Nevada.

23. Roca leucocrata formada casi únicamente por cuarzo y feldespato (15 m.). Según los casos, este último corresponde a

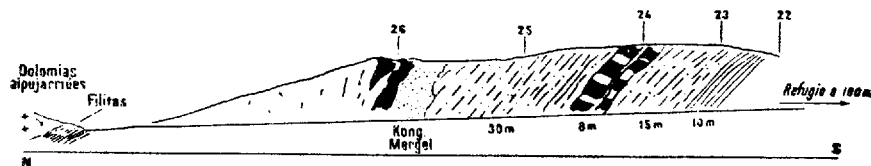


Fig. 8.—Perfil de las formaciones más elevadas de la Mischungszone, entre los kilómetros 30,5 y 31 de la carretera al Veleta. (Leyenda en el texto.)

albita sola o bien a albita y microclina. Este último tiende a formar cristales de gran tamaño. La turmalina, de intenso pleocroísmo, siempre abundante, aparece más o menos alineada, según la pizarrosidad. La moscovita escasea. Apenas si aparece subrayando la pizarrosidad. Algunos granates con inclusiones de cuarzo.

Ej. 23. ^a	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	75,40	13,95		0,40	0,80	0,55	3,10	3,20
	si	al		fm	mg	o	alk	k
	471	51	1,05	14	0,54	4	31	0,40
Ej. 25. ^a	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
	73,15	13,55	0,75	0,70	1	0,75	2,7	5,45
	416	46		15	0,56	4	35	0,57

El análisis indica que la roca es notablemente menos rica en sílice que las anteriores. En cambio la proporción de Al₂O₃ y de los alcalinos aumenta sensiblemente, lo que se expresa en la composición mineralógica por la presencia de los feldespatos, los cuales son alcalinos: albita y microclina. Conviene subrayar que la proporción de Na₂O y de K₂O es muy superior a la que se observa en rocas sedimentarias. Parece, pues, sugerir una aportación metasomática de estos elementos.

24. 8 m. de caliza cristalina repartida en dos bancos. Esta caliza está desprovista de todo mineral de metamorfismo.

25. Gneis glandular con microclina y albita. La microclina, muy abundante, está dispuesta en fenocristales alargados que forman los "ojos" de la roca, así como en cristalititos dispersados entre los demás minerales. La moscovita, asociada a biotita verde y a epidota, subraya la pizarrosidad y envuelve los nódulos feldespáticos. El granate forma pequeños cristales. La turmalina salpica la roca.

El análisis indica una roca muy parecida a la anterior, salvo en que es mucho más rica en K₂O (5,45 %), lo que corresponde a la abundancia de la microclina y a la presencia de la biotita. Queda muy pobre en CaO, aunque de todas las analizadas sea la que lo presenta en mayor proporción. La naturaleza de los feldespatos y la abundancia de la turmalina parecen sugerir que esos gneis no proceden sencillamente de la transformación de un sedimento, sino que resultan de la metasomatosis de unas pizarras metamórficas. (Ver nota infrapaginal primera del capítulo VIII.)

Una roca semi-detritica aplastada, que representa la "konglomeratische Mergel" de los geólogos holandeses, de que se hablará más adelante, separa el gneis de una notable serie de mármoles.

26. De estos mármoles, unos son blancos o claros, otros fajeados, siendo debido el color negro al grafito; otros contienen moscovita.

Estos bancos se hallan localmente rotos por dislocaciones superficiales. Son los últimos de la Mischungszone y desaparecen en la curva de la carretera, por debajo de las filitas amoratadas atribuibles al Werfenense alpujarride.

Los geólogos holandeses consideran que el elemento característico de la Mischungszone lo constituyen los mármoles. Zermatten pone de relieve en este complejo una zona inferior pobre en mármoles y una Mischungszone superior rica en mármoles.

En el perfil estudiado aquí, el más inferior de los bancos de mármol aparece en el kilómetro 31,75.

Pero un hecho digno de consideración es que estos mármoles van acompañados por pizarras con moscovita, pizarras muy feldespatizadas y hasta gneis con microclina, apareciendo éstos ya en el colladito de la carretera de los Albergues de San Francisco y formando una serie bastante diferente de la de Sierra Nevada.

Esta última, de aspecto monótono, consta de micasquistos oscuros, con moscovita, acompañada o no por biotita cloritizada, y siempre con grafito. Es muy notable la abundancia de moscovita en grandes láminas que da a la roca un aspecto especial, realizando entonces el tipo de verdaderas micacitas.

El granate, el cloritoide, la albita (procedente del sedimento primitivo), frecuentemente cuajados de inclusiones grafiticas, se presentan más o menos desarrollados, según los niveles. Sólo las areniscas metamórficas y algunos lechos cuarzo-feldespáticos destacan sobre el conjunto esquistoso.

Estos esquistos presentan a menudo finísimos plieguecitos que atestiguan sufrieron fuertes presiones y trituración.

En fin, la cloritización de las biotitas parece resultar de retromorfosis.

En cuanto a la Mischungszone, se distingue por las siguientes características:

1.^a Por sus esquistos, constituidos casi exclusivamente por moscovita y granate, a los cuales se añade la epidota. Por lo general están desprovistos de grafito.

2.^a Por la presencia de numerosos niveles calizos, ya sea en reducidos lechos intercalados en las pizarras metamórficas o en bancos más gruesos, donde suelen aparecen fajeados de negro y blanco. Las partes negras deben su color al grafito.

3.^a Por la presencia de albita y sobre todo de microclina, siempre acompañadas de turmalina. Los análisis químicos ponen de relieve la proporción relativamente elevada de alcalinos y especialmente en Na_2O en estas rocas. Hasta en las pizarras que van con los mármoles, los feldespatos son esencialmente sódicos o sodi-potásicos.

Esta feldespatización queda repartida de un modo irregular y parece que resulta de metasomatismo.

Nos parece, pues, tal vez como a Zermatten, que la característica de la Mischungszone no es sólo la aparición de los mármoles, es decir, de una sedimentación episódicamente caliza en la serie primitiva, sino sobre todo la aparición de estas formaciones feldespatizadas. Es esta aportación sódica lo que parece caracterizar la Mischungszone, y con ella empieza para nosotros esta serie.

En cuanto a fijar el límite entre ésta y la de Sierra Nevada, es cosa difícil.

Si los esquistos oscuros de Sierra Nevada desaparecieran de repente empezando bruscamente luego los esquistos feldespáticos, o bien si existiera entre ambas formaciones un contacto mecánico, resultaría fácil determinar esta separación. Pero se ha visto (fig. 4) que esquistos muy parecidos a los de Sierra Nevada vuelven a aparecer, aunque localmente, en los esquistos feldespatizados. Esto quita toda precisión al límite anhelado. Además, hemos notado que, sin que sea posible hablar de milonitas, las rocas aparecen más o menos trituradas y deformadas.

Se puede suponer que en ciertos casos aparecen paquetes o escamas de la serie de Sierra Nevada, insertados mecánicamente en las capas de base de la Mischungszone, pero queda la cosa por demostrar.

Como se indicará luego, en otros parajes hallaremos dispositivos más claros.

Aquí, ya sea porque una concordancia ulterior (acordancia) hizo desaparecer la discordancia entre ambas series, o porque localmente no existía una separación marcada entre ellas, no podemos sino marcar muy aproximadamente el límite entre Mischungszone y serie de Sierra Nevada.

Limitándonos a los hechos concretos mencionados en los párrafos anteriores, podemos resumirlos de la siguiente manera:

La serie de Sierra Nevada, que puede verse por debajo del primer nivel arenoso observado, mide de 2.000 a 2.500 metros. La parte superior, donde aparecen intercalaciones de areniscas, mide unos 1.000 metros; de modo que la parte visible de este conjunto tiene una potencia de 3.000 a 3.500 metros. No ha de olvidarse, además, que por debajo de las capas más inferiores existen otras que hasta la fecha escaparon a la observación.

En cuanto a la Mischungszone, que llamaríamos más propiamente "zona de los gneis sódicos y de los mármoles", no asoma, según este perfil, más que en unos 500 ó 600 metros. Veremos luego que su potencia total puede alcanzar cifras mucho mayores.

II. Zonas adyacentes

1. REGIÓN DE LUGROS-GUÉJAR SIERRA.— Los micasquistos de la serie de Sierra Nevada se extienden no solamente al Este, sino que su asomo se adelanta hacia el Norte en los altos valles de la rambla Seca y del arroyo de los Lobos, hasta la región de Beas a Guadix, y más al Nordeste hasta el Marquesado, como ha comprobado uno de nosotros (J. M. F.), acompañado, en varios de los reconocimientos, por el Ingeniero D. Indalecio Quintero, del Instituto Geológico y Minero de España [33].

Una faja sinuosa de Mischungszone los limita, llegando hasta unos cuatro kilómetros al Sudoeste de La Peza y hasta Beas. Estas capas desaparecen por debajo del Trías alpujarride, y luego desde las afueras de Beas, por debajo de la formación de Guadix, descansando esta última directamente en transgresión sobre los esquistos de Sierra Nevada hasta el mismo Marquesado.

La serie de Sierra Nevada presenta en estas regiones las mismas características que en el resto del macizo.

La Mischungszone se continúa desde el corte de la carretera del Veleta, formada siempre por micasquistos oscuros ricos en moscovita y localmente con abundancia de granates. Uno de

nosotros observó allí, además de filitas con lentejones de mármol, esquistos cálcicos con granates, y anfibolitas, pero sin gneis.

Estos materiales están muy triturados. Su potencia queda reducida a unos 200 metros al Oeste del meridiano de La Peza, aumentando hacia el Este. A pesar de su estado, la serie parece concordante con las capas de su muro y de su techo, mientras al Este todos los contactos son mecánicos.

Resulta que en ningún caso se puede saber si hubo o no discordancia entre la Mischungszone y la serie de Sierra Nevada.

De estas breves indicaciones podemos deducir que, a lo largo de la vertiente septentrional, la Mischungszone, con sus caracteres propios, se sigue constantemente desde la región de Nigüela, al Oeste, hasta Lugros.

Volveremos a encontrar sus asomos alineados entre Alquife y Dólar, al Norte del trozo oriental del macizo de Sierra Nevada.

2. VERTIENTE MERIDIONAL DEL VELETA. (Lám. I, fig. 1 y 2)

No hemos recorrido la parte alta de esta vertiente, cuya regularidad y monotonía estructural resalta a primera vista.

Si, como aparece en la vertiente septentrional, la pizarrosidad corresponde con la estratificación, los buzamientos son tan regulares al Sur como al Norte.

Su dispositivo aparece claramente, por ejemplo, en las laderas del valle del río Mulhacén. Más al Este, según veremos, el corte que nos proporciona el alto río de Trevezal permite observar algunos repliegues, proporcionalmente de escasa importancia, quedando los buzamientos al Sur o al Sudeste por regla general.

Las formaciones que pertenecen a la Mischungszone presentan una potencia reducida, pero susceptible de variaciones. Reducidas a algunas decenas de metros, en la vertiente sur del curso inferior del río de Trevezal y especialmente sobre la transversal de los Cerrillos Negros (Lám. I, fig. 1), alcanzan una potencia mucho mayor en la cuenca del río Chico, que, bajando de las más elevadas cumbres, pasa entre Cañar y Soportújar.

El mapa de J. Westerweld [62] trata someramente de esta región en las cercanías de Carataunas, e indica una Mischungszone muy reducida. En realidad nos apareció como de mucha

más potencia, y su estudio detallado es prometedor. Vamos a indicar lo que aparece a primera vista.

Esta región se halla al Este de Lanjarón, en la parte del macizo donde ya se manifiesta el hundimiento hacia el Sudoeste del pliegue de fondo. Por este motivo se orientan hacia el Sudoeste los buzamientos en el alto valle de Lanjarón.

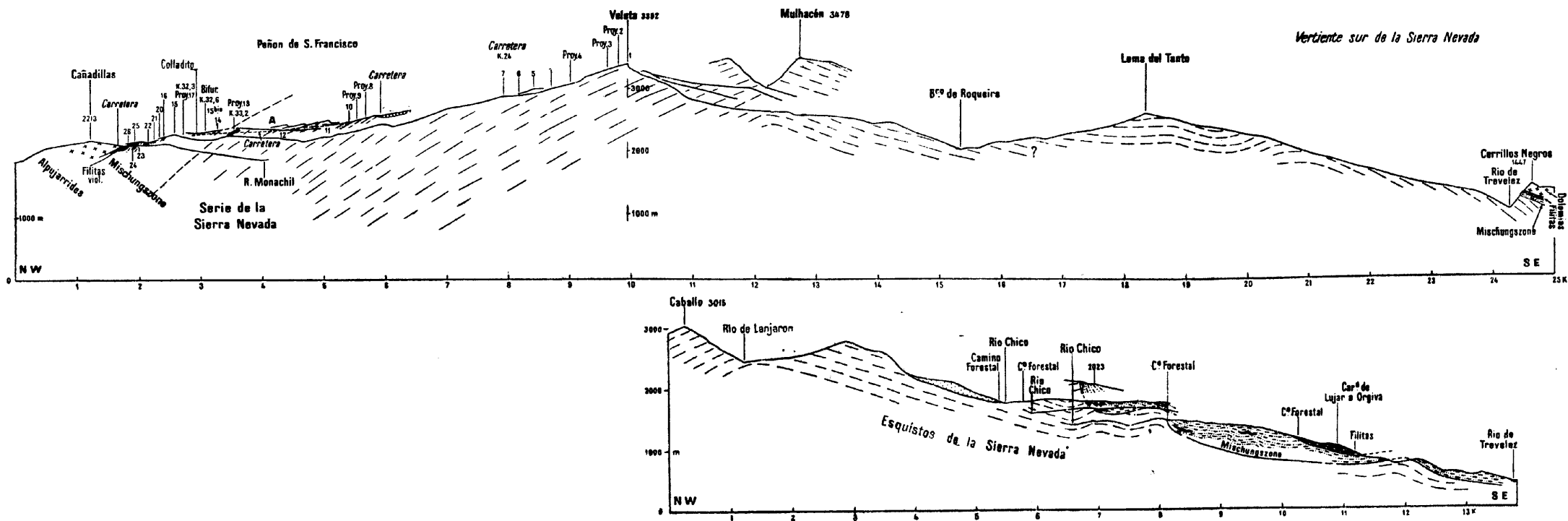
El espolón que se extiende de La Cuna (2.328 m.) al Tajo de los Machos (3.081), tiene una orientación Sudsudoeste. Separa el valle del río Lanjarón, al Oeste, del río Chico, al Este, el cual nace al Este del Tajo de los Machos y sigue aproximadamente la línea de mayor pendiente del anticlinal. Al Este, otro espolón jalonado por el Pradillo Seco (2.169 m.) y el Alegas (2.629 m.), presenta hacia el Sur sus formas más suaves, donde se hallan los cultivos de los pueblos de Soportújar y Carataunas, mientras al Oeste del río Chico se observan los cultivos del pueblo de Cañar.

El barranco siguiente hacia el Este es el del río Mulhacén, que baja de la cumbre del mismo nombre. Hasta su confluencia con el río de Trevez se halla cavado en los esquistos de Sierra Nevada.

La Mischungszone se aplica contra las pizarras oscuras en los susodichos espolones y parece que los numerosos deslizamientos de tierras que caracterizan estas vertientes se deben a sus rocas más blandas y más alteradas. De estas características petrográficas depende también sin duda la fertilidad de la comarca.

Las filitas amoratadas de la base de los Alpujárrides reinan al pie de las vertientes de Soportújar, observándose hasta el Este de la pequeña ermita del Padre Eterno, donde pasa la carretera de Lanjarón a Lairoles y se apoyan, con contactos perturbadas por la soliflucción, contra el techo de la Mischungszone.

Hay dos Casas Forestales en la cuenca del río Chico: una, la más inferior, a unos dos kilómetros de Soportújar, y la otra, construida al Sur del Rehundillo y al Sudeste del Nevazo, que se halla a unos 1.650 metros de altura. Esta última es la Casa Forestal de Lairoles. La carretera forestal que las une empalma frente a la ermita del Padre Eterno, a unos 995 metros de al-



LAMINA I.—Perfiles a través del Veleta. P. Micasquistos de Sierra Nevada.

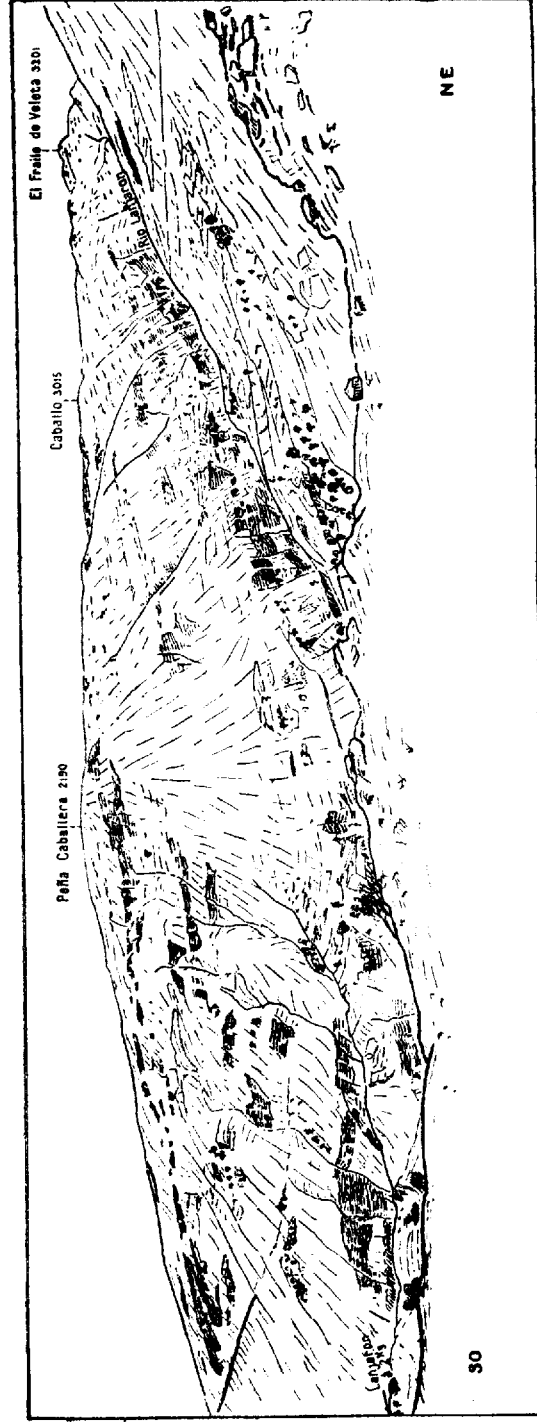


Fig. 9.—Disposición de la serie de Sierra Nevada, en la vertiente nortoccidental del río de Lanjarón. Croquis según una foto panorámica.

tura (1), elevándose por complicadas curvas en la vertiente que domina Soportújar, pasa por la ladera oriental del valle de río Chico, hasta cruzar este último, aproximadamente a 1.700 metros de altura, y tuerce luego para llegar casi horizontalmente a la Casa de Lairoles. Continúa después de este edificio y penetra luego en el valle del río Lanjarón. Desde la vuelta que dibuja al entrar en este barranco hay buenas vistas sobre el espolón del Caballo y Peña Caballera, que domina la vertiente occidental del mismo (fig. 9).

Ambas vertientes de este barranco tajan la serie de Sierra Nevada. El buzamiento aparente de los esquistos metamórficos en la vertiente noroeste es de unos 15-20 grados. Aguas arriba, algunos buzamientos parecen más acentuados. Será preciso hacer un estudio local detallado para averiguar si se trata de repliegues de la parte profunda de la serie o solamente de efectos de perspectiva.

La serie de Sierra Nevada se presenta aquí bajo el mismo aspecto que en la vertiente septentrional, en un conjunto monótono de rocas esquistosas oscuras. Estas constan de lechos relativamente ricos en cuarzo y de lechos esencialmente micáceos donde domina la moscovita acompañada por algo de biotita, más o menos cloritizada. El grafito abunda en todas partes y especialmente en los niveles micáceos. Algunos bancos contienen granates. Como minerales accesorios se notan albitas con inclusiones de grafito, así como turmalina.

Todas estas rocas metamórficas sufrieron trituraciones, a veces de bastante intensidad. Aguas arriba de la carretera, la vertiente derecha del río Chico está parcialmente tapada por formaciones detríticas. Convendría estudiar si se trata de depósitos glaciales o sencillamente del resultado de deslizamientos de ladera.

En la vertiente izquierda (fig. 10) aparecen en los esquistos algunos suaves repliegues. Unos 1.250 metros aguas abajo del puente sobre el río se nota, por ejemplo, un pequeño sinclinal

(1) Según el mapa al 1/50.000, lleva esta ermita la cota 955, pero según los documentos de los ingenieros forestales, la altura exacta debe ser de 995 metros.

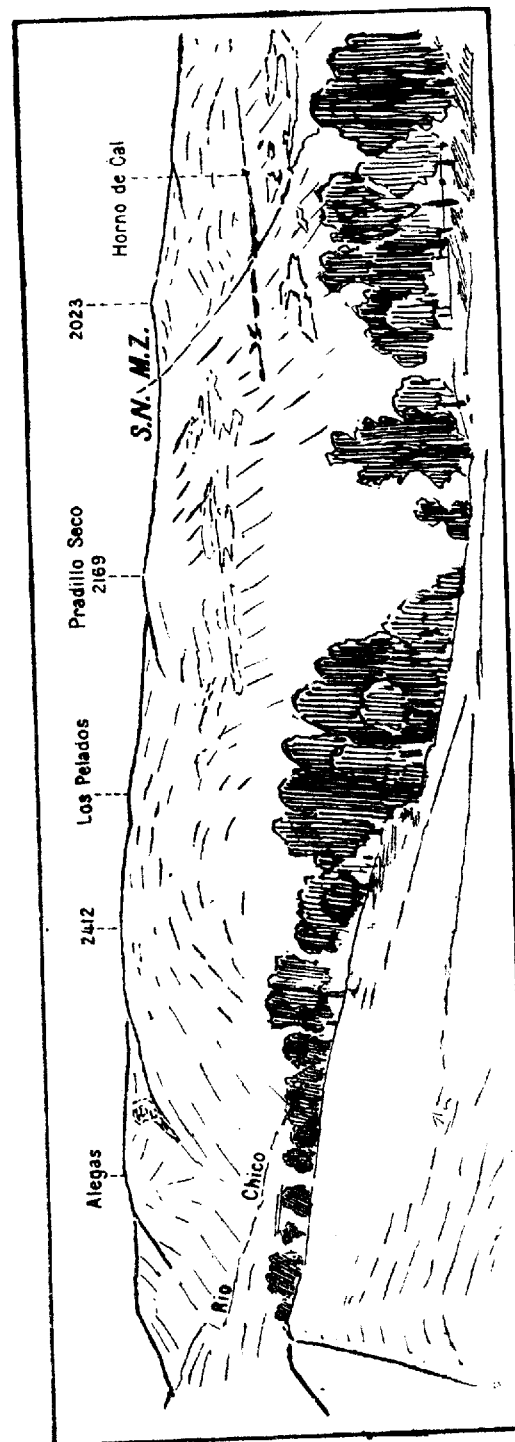


Fig. 10.—Disposición de las series de Sierra Nevada y de la Mischungszone, en la vertiente oriental del río Chico, dibujado a base de fotos, desde un lugar situado a un kilómetro al Este de la casa forestal de Lairoles. SN, Serie de Sierra Nevada; MZ, Mischungszone. El Norte se halla a la izquierda.

al cual corresponde una fuente al lado de la carretera. En varios sitios se observan buzamientos más o menos desviados que son más bien alabeamientos que repliegues.

Los esquistos de Sierra Nevada se hallan en contacto muy levantado con la Mischungszone en el colladito situado al Norte del punto de cota 2.023 (Sur del Pradillo Seco). Un pequeño barranco sigue este accidente, que la carretera recorta unos 600 metros al Sudeste de la fuente.

Los esquistos oscuros de Sierra Nevada buzan unos 30 grados Nordeste en el espolón que limita el barranco al Norte; pero el contacto queda tapado por deslizamientos así como por la vegetación que resulta de la humedad del sitio. Al Sur del riachuelo aparecen paquetes de mármoles deslizados por la soliflucción, que se hallan asociados a esquistos feldespáticos. Subsiste al lado de la carretera un antiguo horno de cal.

Aunque no sea posible, por causa de los deslizamientos superficiales, establecer un corte detallado de la Mischungszone en este lugar, nos parece conveniente señalar aquí los principales tipos de rocas que hemos recogido.

1.º Las calizas metamórficas corresponden con cipolinos bien mineralizados por una mica incolora, escaso anfíbol incoloro (tremolita), algo de cuarzo y de albita límpida. Localmente abunda el apatito.

Estas calizas son acompañadas o atravesadas por una "roca verde" que se parece a una antigua roca eruptiva. Mme. Jeremine, que tuvo la amabilidad de examinarlas, nos dio la siguiente descripción: "Se observan residuos de grandes cristales de augita rodeados en forma de coronas por zonas de corrosión y de recristalización. Estas coronas constan principalmente de anfíboles fibrosos, cuyas fibras se orientan perpendicularmente a los contornos del piroxeno. Las coronas que pertenecen a los distintos cristales se mezclan y se confunden. Resulta de esta disposición una estructura en fieltro o quelifítica. El cuarzo, la calcita, la epidota, se mezclan al conjunto, así como escasos cristales de feldespato."

2.º Acompañando los cipolinos hay varios tipos de esquistos metamórficos, frecuentemente con anfíbol, que pasan a esquistos feldespáticos. Los esquistos con moscovita contienen siempre

granates. La moscovita se presenta en hermosas láminas acompañadas por cristales alargados de epidota. El granate aparece en hermosos cristales de dimensiones variables. Al cuarzo, que es abundante, se añaden algunos cristales de albita límpida. Escasos cristales de titanita.

3.º Lo que caracteriza este sector son los esquistos con anfíbol. La moscovita en lechos está acompañada por clorita y cristales alargados de epidota. También aparecen numerosos cristales, estirados según la pizarrosidad, de un anfíbol muy dispersivo y de un azul intensísimo según np. A veces se halla transformado en clorita. El cuarzo se dispone en lechos con algunos cristales de albita límpida. El granate, raro o ausente en algunos bancos, puede ser muy abundante localmente, teniendo sus cristales dimensiones variables. Hay siempre apatito en pequeños cristales.

Algunos niveles se enriquecen en albita y la roca pasa a un esquisto feldespático. La albita constituye a menudo porfidoblastos pecilíticos moldeando los demás minerales o injertándose entre ellos sin guardar forma propia.

Vamos a seguir la carretera hacia abajo.

Los varios tipos que acabamos de describir aparecen en la vertiente que domina la carretera, donde los mármoles son especialmente ricos en minerales variados.

Al Sur del horno de cal aparece un suave anticlinal cuyo eje se orienta aproximadamente E.-W., y la carretera penetra en los esquistos oscuros de su núcleo en unos 500 metros, pero la parte más elevada del espolón que corta el trazado sinuoso del camino sigue siendo formada por esquistos feldespáticos más o menos gnéisicos. A la caída meridional de este anticlinal, el camino que baja hacia Soportújar penetra nuevá y definitivamente en la Mischungszone.

Penetra luego en un barranquillo que baja de la cañada de la Yegua, en el que reaparecen delgados bancos y lentejones de mármol.

Toda la vertiente que ladea la carretera, donde dibuja un largo zigzag, pertenece al mismo complejo de la Mischungszone, pero la descomposición de la roca e importantes fenómenos de soliflucción produjeron dislocaciones superficiales, imposibili-

tando el estudio de un corte continuo. De vez en cuando asoman mármoles y paquetes de gneis.

Entre la curva del camino, Soportújar y más abajo toda la vertiente esculpida por varios barrancos, consta de esquistos más o menos feldespáticos y de gneis.

La roca está constituida por grandes fenoblastos y glándulas alargadas de albita pecilítica salpicadas de inclusiones redondeadas de cuarzo. A veces aparece cuajada de diminutos cristales de formas perfectas, tales como rutilo, turmalina, apatito, epidota. La magnetita y la ilmenita escasean.

Los fenoblastos se hallan contorneados por laminillas y mechones de moscovita, a menudo con clorita verde. La epidota está siempre asociada a la moscovita, formando cristales alargados.

Algunos cristales de cuarzo aparecen entre los feldespatos. La turmalina se caracteriza siempre por su intenso poliploicrismo de rosa a verde azulado, siendo con frecuencia muy abundante. Algunos ejemplares contienen granate en hermosos cristales.

Las diferencias entre los varios tipos de rocas gnéisicas con moscovita, epidota y clorita verde son debidas esencialmente a las variaciones de la proporción de albita. Ciertas zonas constan únicamente de albita, hasta el punto que se puede hablar de albitita. Otras contienen cuarzo entre las albitas, y en ciertos casos puede faltar el feldespato por completo. Se trata entonces sencillamente de esquistos.

Hay que notar la presencia irregular de delgadísimos niveles calizos. Algunos de ellos se nos presentan muy ricos en minerales, tales como moscovita, clinocloro, cuarzo redondeado, rutilo en finos cristales. Hay grandes cristales de albita cuajados de inclusiones. Excepcionalmente, la turmalina aparece casi incolora. También hay algo de piritita.

En la parte más elevada, estratigráficamente, aparecen gneis muy ricos en feldespato, con grandes cristales de microclina, alguna vez muy ligeramente albitizados. La moscovita está parcial o totalmente sustituida por biotita verde o de un verde pardusco. La epidota, siempre presente, se halla en grandes cristales. Como minerales accesorios hay titanita y, menos frecuente-

mente, alanita. La turmalina aparece en numerosos cristales, pequeños y grandes, que vuelven a presentar, como casi siempre, un intenso policrismo rosa a verde azulado o pardo-negro.

Con estos gneis hay anfibolitas o gneis anfibólicos pobres en cuarzo o a veces desprovistos de este mineral, resultando entonces plagioclásitas anfibólicas.

La roca consta de fenoblastos muy grandes, sin maclas, limpidos, de albita.

El elemento coloreado dominante es un anfíbol en hermosos y numerosos cristales. Es muy dispersivo, de un azul verdoso, según ng. Le acompaña biotita verde. La epidota abunda en hermosos cristales, frecuentemente maclados. También hay grandes cristales de titanita.

En algunos casos disminuye el feldespato. Entonces el anfíbol va acompañado por moscovita y clorita verde, así como por granate color rosa, que llega a ser abundante.

Hemos notado anteriormente que aguas abajo de la Casa Forestal de Soportújar, la carretera es muy sinuosa. Muestra bien el roquedo, que consta en su mayor parte de micasquitos y gneis muy replegados, con algunas anfibolitas. Cruza así tres barranquillos cuyos nombres no figuran en el mapa y que están orientados de Nordeste a Sudoeste. Sigue un cuarto barranquillo, llamado barranco de las Cuevas. En la loma que domina este último, al Oeste, aparecen algunos lentejones de mármoles, que no miden más que algunos decímetros y que se esfuman en los esquistos. Estos contienen algunas albitas y anfibolitas.

Al Este del barranco sigue el complejo, alabeado y con suave buzamiento, siempre formado predominantemente por esquistos albiticos y gnéisicos con hiladas de mármol y de anfibolitas.

Estas capas son las más elevadas de la Mischungszone y aparecen a lo largo de la carretera.

Siguen después calizas mineralizadas en hierro, descansando sobre las rocas metamórficas, y que son diferentes de los mármoles y van acompañadas por filitas.

Asoman en masas irregulares que forman unos yacimientos de sustitución, donde se hicieron algunos trabajos de investiga-

ción minera. A primera vista nos pareció que se trataba de calizas más o menos dolomíticas del Triás.

En cuanto a las filitas violetas, que atribuimos al Werfense, llegan hasta la carretera en las inmediaciones de la ermita del Padre Eterno, y más al Oeste, al pie de la vertiente, hasta el pueblo de Carataunas.

Según la transversal de la ermita, se nota un reducido anticlinal, cuyo efecto es el de hacer reaparecer, por debajo del Triás, algo de la Mischungszone, de reducido espesor, y luego, los esquistos de Sierra Nevada, en los cuales se encajan un kilómetro más al Este del curso inferior del río Mulhacén y el del río de Trevelez.

Nos hallamos aquí en la serie de Sierra Nevada, la cual buza unos 30° al SE.

El tajo del río de Trevelez permite observar su desaparición por debajo de la Mischungszone, que se halla reducida en espesor ya en la vertiente que domina el tajo al Oeste y aún más en los acantilados que dominan el río al Sur, para constituir la arista jaloneada por las cumbres triásicas de La Sierra (1.206 m.), de La Corona (1.375 m.), del Pílon (1.377 m.) y también de los Cerrillos Negros (1.447 m.), donde la dolomía alpujárride da lugar a una importante explotación de mineral de hierro.

En este sector, y especialmente en el cañón del Guadalfeo, las rocas de la Mischungszone muestran una milonitización particularmente intensa. Se observan en lámina delgada típicas estructuras de laminación acompañadas por una recristalización más o menos completa de los minerales. La albita, y a veces la microclina, forman glándulas alargadas con inclusiones de fragmentos de otros minerales, atestiguando así una recristalización concomitante con la trituración. Alrededor de estas glándulas se observa una verdadera harina de cuarzo, con o sin feldespato, casi completamente recristalizada, con diminutos fragmentos de moscovita, de clorita y de vez en cuando de epidota; estos últimos elementos también presentan una tendencia a la recristalización.

En toda esta parte de la vertiente meridional del macizo no

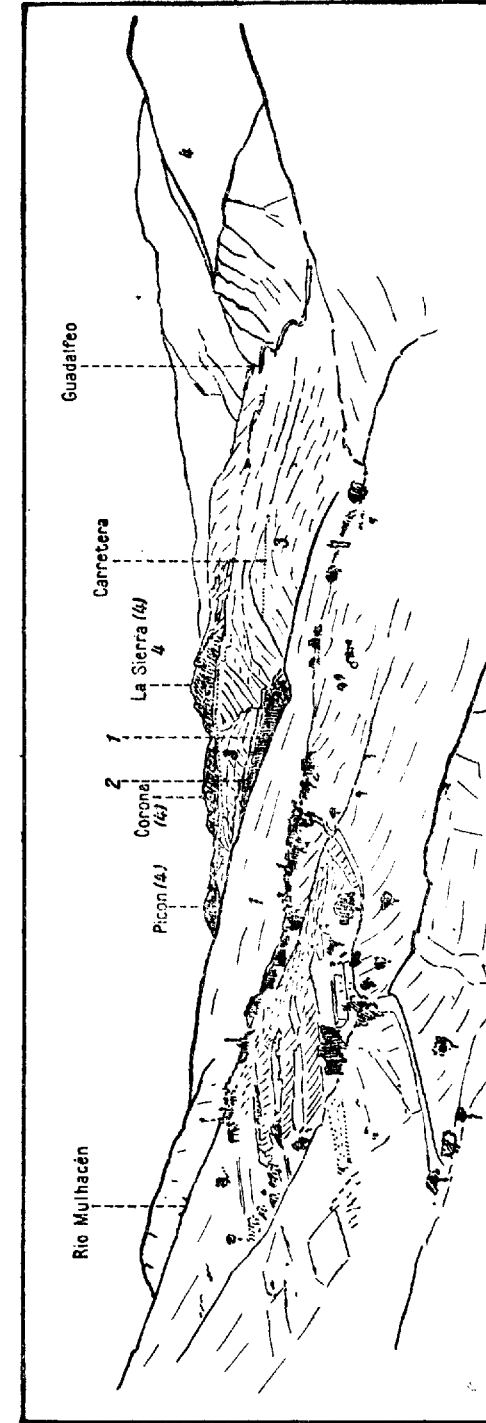


Fig. 11.—Ladera meridional de Sierra Nevada vista desde las inmediaciones de la ermita del Padre Eterno. El Sur se halla a la derecha del croquis. La carretera es la de Trevelez.

1, Micasquistos de Sierra Nevada; 2, Mischungszone. Nótese su aparente reducción; 3, Filitas violetas del Werfense; 4, Dolomías y calizas triásicas de los Alpujarrides.

asoma la *Mischungszone* sino en un conjunto de reducido espesor, sobre el cual descansan la filitas muy replegadas (fig. 11).

En las inmediaciones de Soportújar, la *Mischungszone* se nos presenta en conjunto bien caracterizada por sus esquistos feldespáticos, sus gneis y sus mármoles, aunque éstos sean muy reducidos y no formen masas importantes en los sitios que hemos examinado.

No es posible hacer una evaluación exacta de la potencia de la *Mischungszone*. Refiriéndonos al perfil 2, lám. I, se le puede atribuir un mínimo de 300 ó 400 metros.

Su contacto con los esquistos oscuros de Sierra Nevada es discordante. La significación de esta discordancia está aún por esclarecer, pues parece perturbada por efectos mecánicos. A primera vista, los mármoles del horno de cal representan la masa principal de la formación caliza. Si ésta corresponde con la que aparece en la vertiente septentrional, al Norte del Refugio inferior, aparece aquí, por encima de los mármoles, un tramo de pizarras feldespáticas que no hemos visto en la zona de la carretera al Veleta, siendo posible que allí esté tapado por el Triás alpujárride, o bien que haya sido destruido por la erosión ante-triásica. La primera hipótesis nos parece más verosímil, pues la *Mischungszone* vuelve a presentar mayor potencia al Oeste, en el sector de Nigüelas, según Zermatten, y ha comprobado recientemente uno de nosotros; así como al Este, en la zona del Sur de La Peza, de que se habló anteriormente.

Volviendo al Sur del macizo, puede que la aparente reducción de la *Mischungszone* que acabamos de señalar, al Este de la confluencia de los ríos Trevez y Mulhacén, resulte de la disposición del Triás alpujárride. Este descansa en bisel, y sin duda mecánicamente, sobre los esquistos feldespáticos.

CAPITULO II

EL ESTE DEL PLIEGUE DE LA SIERRA NEVADA

A) Entre la transversal del Veleta y la del Puerto de la Ragua

Una buena carretera que ladea la vertiente meridional de Sierra Nevada une los pueblos de Orgiva y Laroles, pasando por Capileira, Trevez y las afueras de Bérchules. En Laroles empalma con la carretera que, cruzando el Puerto de la Ragua, une Ugijar a La Calahorra.

Hemos estudiado algunos contactos a lo largo de estas vías de comunicación.

El hondo barranco de Trevez proporciona al geólogo un corte interesante.

El pueblo de este nombre, a la altura de 1.476 metros, se halla once kilómetros al Estesudeste del Veleta y a siete kilómetros de la cumbre del Mulhacén (3.478 m.).

La potente loma del Alto del Chorrillo (2.715 m.), continuando su rumbo hacia el Sur, domina el Trevez al Este.

Todo el curso superior del río, orientado aproximadamente de Norte a Sur, se halla encajado en los esquistos oscuros de Sierra Nevada. Su valle tuerce al fin hacia el Sudoeste, viene a ser subsecuente y sigue al pie septentrional de la cresta de los Cerrillos Negros, siempre en las mismas formaciones, que son dominadas al Sur por el Triás alpujárride, del cual quedan separadas, como vimos (fig. 11), por una reducida *Mischungszone*.

En este valle de Trevelez se nota, una vez más, la monotonía del buzamiento, aproximadamente al Sur. No obstante esta regla general, aparecen pequeños repliegues y alabeamientos.

Por ejemplo, donde la carretera cruza el barranco de la Viña los micasquistos buzán localmente 35° al Norte.

Aunque la arista del Alto del Chorrillo atestigüe un buzamiento al Sur, existen todavía en sus capas basales notables deformaciones. Al pie de la ladera izquierda del río, no lejos del pueblo, se orientan los buzamientos al Nordeste.

Es en la unión del barranco de la Viña y del río Trevelez donde parecen asomar las capas más profundas de la serie de Sierra Nevada, que se pueden alcanzar (ej. 77/58, 78/58, 79/58). Una evaluación muy aproximada permite pensar que estos horizontes se sitúan unos 1.000 metros más abajo, en el conjunto, que los niveles más inferiores que asoman en el perfil 1, lám. I.

Estas capas, muy profundas, no ofrecen diferencias fundamentales con relación a los esquistos de la vertiente septentrional; apenas si se halla la biotita algo más abundante, por lo menos en ciertos lechos. Queda siempre en unión con la moscovita. Las hojas micáceas sufrieron diminutos repliegues y la biotita parece dispuesta en algunos casos transversalmente a los plieguecitos. También aparecen, entre los micasquistos, lentejones leucocratas alargados según la pizarrosidad. Se trata esencialmente de cuarzo de segregación.

Si bien es constante la monotonía de este conjunto, aparecen en algunos bancos repliegues de aspecto ptigmático, cuyos ejes merecerían un estudio detenido. Por la naturaleza de la roca no nos parece posible pensar en una migmatita y consideramos de momento que estos pliegues resultan del deslizamiento diferencial de las capas unas con otras.

En todo caso, las modificaciones de buzamiento y los alabeamientos que aparecen aquí no nos parecieron atestiguar líneas directrices coordinadas.

La carretera sigue luego la ladera oriental del valle del Trevelez, cortando siempre pizarras oscuras de la misma serie, hasta el collado por donde sale de esta cuenca. Al Oeste del mismo se llega al macizo de Cerrillos Negros, cortando la Mischungszone y la base del Triás de los Alpujárrides.

La carretera, al salir del valle de Trevelez, sigue ladeando el pie meridional del macizo de Sierra Nevada, hasta las afueras de Laroles. Los detalles que pudimos observar no cambian en nada el esquema general de esta vertiente, tal como aparece en el mapa de Westerweld [62].

B) La transversal del puerto de la Ragua. (Lám. II)

Desde la región de Laroles la carretera sigue una loma que domina al Oeste un barranco consecuente, estando su línea general orientada aproximadamente perpendicular al pliegue de fondo.

El corte que proporciona indica una disposición de las capas, idéntica al que acabamos de describir más al Oeste.

Aparecen en los esquistos oscuros unos bancos más resistentes que resaltan en el relieve y que hemos podido trazar en el mapa. Esto nos ha permitido dibujarlos con bastante precisión para fijar la forma del pliegue, que desde Laroles hasta el Sur del Cerro de San Juan aparece con impresionante regularidad.

Como se ve en el perfil lámina II, los ejemplares recogidos no pertenecen sino a una zona de reducido espesor, por diferir poco los buzamientos respecto a la inclinación del terreno.

Siendo esta serie muy parecida a la que hemos descrito al lado de la carretera del Veleta, bastará con describir un reducido número de rocas que corresponden a los números de los ejemplares con las cifras que aparecen en el perfil.

1. Micasquistos ricos en moscovita y cloritoide. Mme. Jeremine nos dio la siguiente descripción:

“El cloritoide aparece en largos cristales maclados, cuajados de grafito, a través de cuyo polvo aparece el color verde del mineral. Índice de alargamiento, —; índice óptico, +; ángulo 2 V: pequeño. Estos cristales están a veces dispuestos transversalmente a la pizarrosidad, repeliendo las micas hacia las dos extremidades del cristal. Esto parece indicar que los cloritoides se formaron posteriormente a las micas y durante los movimien-

tos (1); son fenoblastos. En el cloritoide aparecen finísimos cuarzos lenticulares repartidos paralelamente al alargamiento del cristal. La moscovita va acompañada por clorita de un verde amarillento (extinción, 0°; signo de alargamiento, +). Lentejas o hiladas de cuarzo con raras cloritas aparecen intercaladas entre las laminillas micáceas.”

2. El banco indicado en el perfil es un poco más bajo en la serie que el anterior. Se trata de micasquistos con moscovita desprovistos de cloritoide; el cuarzo, relativamente abundante, subraya bien la foliación de la roca.

3. La capa que corresponde a este ejemplar es un micasquisto con moscovita y grafito, análogo a los anteriores.

4. Pizarra metamórfica rica en moscovita, con biotita y algo de clorita, escaseando el cuarzo. Grafito abundante.

5 y 6. Micasquistos con moscovita y esta vez con cloritoide. El grafito está siempre presente. El cuarzo es poco abundante.

7. Micasquisto con moscovita y con grandes láminas de biotita, estas últimas orientadas transversalmente a la pizarrosidad. Cuarzo abundante y algunas turmalinas.

Conviene insistir en que, como aparece en el perfil, estos ejemplares se reparten en una zona cuyo espesor no pasa de los 250 metros, siendo el número 4 el de más profundo origen.

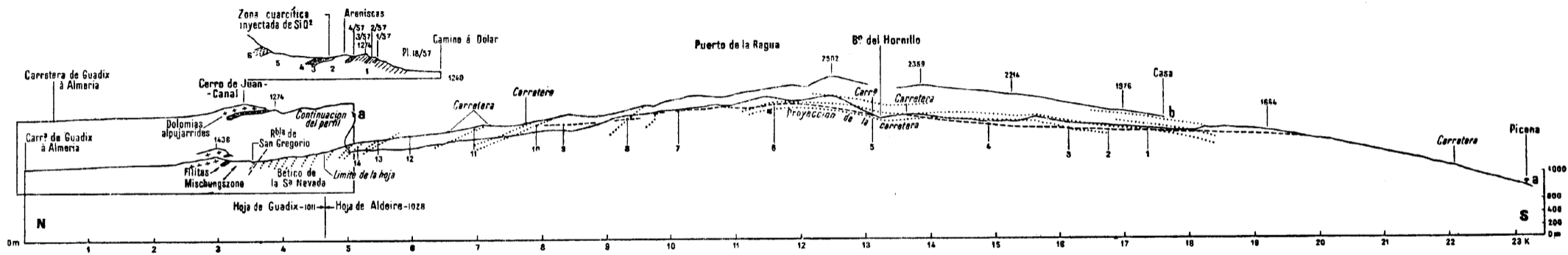
No tenemos datos sobre horizontes más inferiores, pues no aparecieron en este perfil.

En el puerto de la Ragua empiezan los buzamientos al Norte. Son más acentuados que al Sur del anticlinal. Nuestras rápidas investigaciones nos permiten evaluar aproximadamente a unos 3.000 metros la potencia de las capas que se atraviesa desde la cumbre.

De ésta proviene el ejemplar 8. Luego, todos los que vamos a analizar corresponden a niveles gradualmente más elevados, hasta llegar a la *Mischungszone*.

8. En este punto recogimos ejemplares de dos lechos dis-

(1) Siendo la deformación tectónica sufrida por los esquistos casi nula, hemos de suponer que esto corresponde a un movimiento muy anterior al plegamiento de fondo, único que ahora percibimos.



LAMINA II.—Perfil general por el Puerto de la Ragua.

tintos. Uno corresponde a un micasquisto con moscovita, y grandes láminas de biotita que atraviesan la pizarrosidad, con grafito y relativamente rica en cuarzo. El otro consta de un micasquisto análogo, pero en el cual hay menos biotita y es muy pobre en cuarzo, cuya distribución es irregular con motivo de los plieguecitos que la afectan. La roca está completamente ennegrecida por el grafito. La proporción de mica es tal, que se trata de una verdadera micacita.

9. Este nivel es del mismo tipo que el anterior.

10. Corresponde a un micasquisto con moscovita dominante, biotita y grafito. A la escala de la preparación microscópica aparece una infinidad de plieguecitos.

11. Pizarra metamórfica, o mejor dicho micacita casi únicamente, formada por moscovita. La roca consta de lechos de moscovita que contornean localmente un mineral desconocido que fue reemplazado por cuarzo, magnetita y clorita de un verde apagado. Salpican la roca pequeñas turmalinas de color pardo oscuro.

12. Micasquisto con moscovita, rico en cuarzo, con algo de materia opaca indeterminable.

13. Micasquisto con moscovita. Contiene grandes láminas de biotita y grafito. Algo de cuarzo. Los lechos micáceos aparecen muy replegados.

14. Micasquisto con moscovita y biotita. Contiene granates y mucho cuarzo. La biotita, en grandes láminas, puede agruparse en nidos. El grafito es abundante. Se nota en la preparación un fenoblasto de albita cargado de materia opaca.

15. No lejos de la Casa Forestal de La Calahorra aparecen micasquistos con moscovita, biotita, granate, apatito, turmalina y circón. El grafito es abundante. La moscovita, en laminillas, subraya la pizarrosidad. La biotita aparece en grandes láminas dispersas en la roca, o en nidos. Los granates, muy ferruginosos, contienen inclusiones de cuarzo alineadas, pero en dirección oblicua con relación a la pizarrosidad.

16. De este banco provienen dos ejemplares bastante diferentes. Uno corresponde a un micasquisto, casi una micacita con moscovita, granate, biotita y grafito, pero sin cuarzo. Los lechos micáceos dibujan innumerables pliegues. El otro ejem-

plar es un micasquisto con moscovita; contiene algunas grandes láminas de biotita, granate y un cristal de albita salpicado de materia opaca, sin duda de grafito.

El cuarzo sigue siendo escaso.

17. Micasquisto con moscovita, biotita y granate alterado. Cuarzo relativamente abundante. Un cristal de albita bastante grande salpicado de grafito.

La proyección de los puntos de procedencia de los ejemplares 15, 16 y 17 sobre el plano del perfil caería más al Norte que el límite de este último. En lo que acabamos de ver se señala un gradual aumento de los granates, pero sin que cambie el carácter general de la serie de Sierra Nevada.

En el corte de Zermatten (véase la lámina I y sus perfiles,

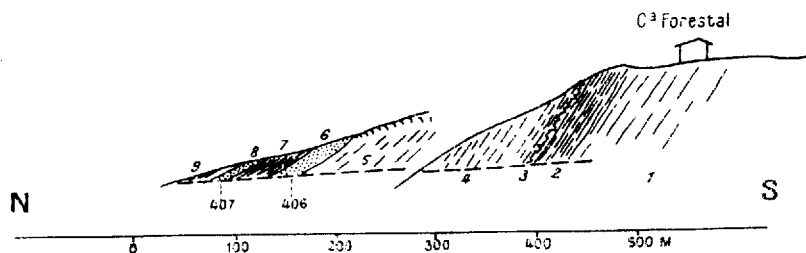


Fig. 12.—Perfil del espolón de la casa forestal de La Calahorra.

- 1, Micasquistos de la serie de Sierra Nevada, que corresponden a los ejemplares 15, 16 y 17 del perfil del puerto de la Ragua; 2, Micasquistos idénticos pero que son más resistentes y corresponden a relieves dentados; 3, Pizarras metamórficas que forman un banco con repliegues ptigmáticos; 4, Pizarras metamórficas ricas en cuarzo, alteradas; 5, Las mismas con deslizamiento de capas; 6, Arenisca metamórfica (ej. 406), 15 m.; 7, Pizarras metamórficas, 15-20 m.; 8, Arenisca en capitas (ej. 407), 8-11 m.; 9, Micasquistos oscuros con granates.

lámina IV) [64] aparece no lejos de la Casa Forestal un sinclinal formado por rocas de la Mischungszone, cuyos límites laterales quedarían dudosos.

Los ejemplares que acabamos de estudiar no parecían dar indicio alguno de la presencia por aquí de una faja de la Mischungszone. Sin embargo, quisimos volver a estudiar este punto en 1959, observando el corte esquematizado, figura 12.

Todas las capas presentan el aspecto de la serie de Sierra Nevada. Las muestras cuyos números y cuya localización aparecen en el croquis corresponden a las rocas siguientes, que van intercaladas entre micasquistos con moscovita, oscurecidos por grafito.

Ejemplar 400 (nivel 6).—Cuarcita pizarrosa con moscovita, biotita y granate. Es una roca análoga a las areniscas cuya intercalación en la serie de Sierra Nevada hemos observado en otros sitios; la única diferencia reside en que aquí el metamorfismo parece algo más acentuado.

Ejemplar 407 (nivel 8).—Cuarcita pizarrosa casi idéntica a la precedente.

Los ejemplares recogidos en la continuación de este perfil hacia el Norte corresponden también a micasquistos oscuros. No hemos observado en esta región roca alguna que pueda atribuirse a la Mischungszone, y hasta nuevos descubrimientos consideramos que no existe el sinclinal admitido por el geólogo holandés.

La serie de Sierra Nevada se extiende, buzando siempre al Norte, hasta la rambla de San Gregorio, donde sus últimas capas siguen el horizonte del ejemplar 17.

Sobre este perfil se pasa después a rocas claras, albitizadas y a veces gnéisicas que pertenecen a la Mischungszone. Fueron bien estudiadas por Zermatten. Trataremos de ellas más adelante.

Ochocientos metros al Este de nuestro perfil general, la serie de la Sierra Nevada se extiende más al Norte, formando el colladito que cruza el camino de La Calahorra a Dólar, así como la vertiente meridional de la loma de cota 1.274 que, más al Norte aún, constituye un contrafuerte del Cerro de Juan Canal.

En la lámina II aparece un corte de esta región, pues aquí apreciamos diferencias entre la descripción de Zermatten y nuestras observaciones.

Este autor atribuye la loma 1.274, así como el collado, a la Mischungszone. Nosotros, tanto en 1945 como en 1957, hemos notado la serie siguiente, donde figuran los yacimientos de algunos ejemplares a fin de dar al lector una idea exacta de la sucesión de las capas:

18/57. Micasquistos con moscovita. Contienen biotita y algo de granate. Roca casi idéntica al número 17 anteriormente descrito.

1/57. Arenisca de grano fino con un poco de moscovita y algunas albitas. Roca triturada.

2/57. Arenisca con moscovita con clorita en laminillas reunidas en nidos.

3/57. Arenisca con moscovita de tonos oscuros.

4/57. Arenisca con moscovita granate y grafito. La roca contiene delgados lechos cuarzo-feldespatícos, estando los feldespatos cuajados de materia opaca, sin duda de grafito. Esta roca se presenta muy triturada.

Después de estas capas localizadas en el perfil vienen unos micasquistos (ejemplar 5/57), y al Norte de la cumbre de 1.274, una zona cuarcítica inyectada de SiO_2 (ejemplar 6/57).

Se trata de una roca muy triturada y laminada, silicificada y transformada de tal manera que no es posible reconocer la roca primitiva. Las partes menos inyectadas corresponden a un esquisto con moscovita, clorita verde, granate, epidota y turmalina verde. A estos minerales se añade un feldespato (albita) en grandes cristales pecilíticos, en general sin maclas, con inclusiones de cuarzo. Por su aspecto, esta roca es un esquisto feldespático tirando a gneis. Se puede admitir que esta capa representa el principio de la Mischungszone. Pero sobre este perfil apenas si asoman sus demás niveles, pues desaparece el todo por debajo de las filitas violetas del Werfenense que soportan el Trías alpujarride del cerro de Juan Canal.

C) Posición de la Mischungszone en relación al Bético de Sierra Nevada, al Sur de la Ragua

Sobre el perfil al Norte del puerto de la Ragua, dado el buzamiento de las capas, es casi imposible averiguar si las capas de la Mischungszone se hallan en concordancia con los esquistos de Sierra Nevada; pero el conjunto del corte hace resaltar unos rasgos de mucha importancia.

Como dijimos, las capas que asoman en la vertiente meri-

dional del anticlinal pertenecen a niveles bastante profundos del complejo, pues éstos soportan al Norte de unos 3.000 a 3.500 metros de esquistos oscuros, pertenecientes todos ellos a la serie oscura de Sierra Nevada.

Aparece en el perfil lámina II que los horizontes profundos del flanco sur fueron identificados hasta el crestón de cota 1.664. Entre este punto y Picena las condiciones de estudio a lo largo de la carretera son malas, pues el suelo está formado por derrumbios y elementos superficiales que no dejan observar los buzamientos.

Sin embargo, es a poca distancia hacia el Sur donde aparecen las rocas de la Mischungszone.

Teniendo en cuenta lo que se ve de los buzamientos, no hay sitio para localizar entre la cota 1.664 y la Mischungszone los 3.000 ó 3.500 metros de la parte superior de la serie oscura, tal como aparecen al Norte.

Pueden ocurrir dos cosas. O bien existe una gran falla que suprime estas capas superiores y pone en contacto directo las capas inferiores de la serie de Sierra Nevada con las de la Mischungszone, o bien estas últimas tienen que descansar en discordancia sobre el complejo de Sierra Nevada.

Aun sin haber estudiado esta región con el debido cuidado, podemos notar que en las tres veces que estuvimos en ella (L. S. - P. F., 1949; A. F. M. - P. F., 1957 y 1958) no encontramos indicio alguno de la gran fractura que supone la primera hipótesis, y sería necesario demostrar su existencia para rechazar la noción, mucho más natural, de la discordancia.

Serán nuestros sucesores quienes, levantando el mapa, habrán de resolver este problema.

Veremos más adelante que, en la Sierra de Filabres, situada al Norte de la depresión de Guadix, ha sido puesta de manifiesto la existencia de una discordancia.

D) La Mischungszone al Norte del collado de la Ragua y hasta la región de Alquife

Fue Zermatten quien en 1929 estudió, al pie septentrional de este trozo del anticlinal de Sierra Nevada, el conjunto formado por la Mischungszone y retazos del Triás pertenecientes a los Alpujarrides.

Su obra, muy detallada, se acompaña de un mapa a escala 1 : 7.500, abarcando de Oeste hacia Este las cumbres del castillo de Mendoza, encima de La Calahorra, el cerro de Juan Canal (erróneamente llamado de Fan Canals) y el pequeño macizo del Cardal y los relieves de Dólar.

Este autor llama a la Mischungszone "zona con facies pénnica", dividiéndola en dos series distintas. La inferior, pobre en bancos calizos o mármóreos, consta sobre todo de esquistos feldespáticos, hasta gneis glandular y localmente gneis con turmalina. La superior, rica en calizas metamórficas, admite dos tramos predominantemente mármóreos separados por esquistos filitosos, pizarras metamórficas con turmalina, brechas más o menos mineralizadas y masas lenticulares de cuarcita.

Si bien la división en una zona inferior prácticamente sin mármoles y una zona superior muy rica en mármoles nos parece tener un valor bastante general, la subdivisión en dos de la zona superior, por justificada que esté aquí, no vale, según nuestra opinión, más que localmente.

Tal vez las consideraciones generales sobre este particular serán expuestas aparte.

En cuanto a los detalles cartográficos, no hemos llegado a los mismos resultados que Zermatten en ciertos sectores del Cerro Cardal y de Dólar. Más adelante aparecerán las diferencias que hemos notado.

Como se ha visto en otros sectores del macizo de Sierra Nevada, hemos de señalar de antemano que la diferencia de los esquistos metamórficos de la Sierra Nevada, de tonos oscuros, y de los esquistos feldespáticos de la Mischungszone, mucho más claros, aparece netamente en el terreno. El estudio petrográfico

detallado ha confirmado siempre los límites que aparecen por esta oposición de colores.

Vamos a examinar algunos casos.

1. PERFIL AL OESTE DE LA COTA 1.274.—Según vimos, sobre el espolón de cota 1.274 queda muy reducida la parte visible de la Mischungszone. Un barranco apenas marcado limita esta cumbre pasando a 200 metros al Oeste. Aunque estén tapados

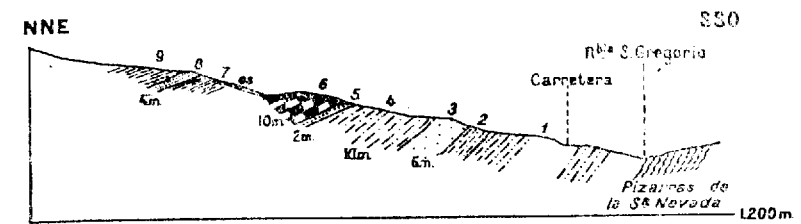


Fig. 13.—Perfil de la Mischungszone, 200 metros al Oeste del meridiano de la cresta de cota 1.274.

- 1, Gneis albitico; 2, Gneis triturado; 3, Arenisca o cuarcita con moscovita; 4, Gneis muy rico en sílice; 5, Arenisca inyectada de cuarzo; 6, Mármoles y derrubios; 7, Filitas violetas; 8, Arenisca pizarrosa de grano fino; 9, Filitas cubiertas de derrubios.

los asomos parcialmente por los cultivos, se puede seguir el corte (fig. 13).

La serie oscura de Sierra Nevada se extiende al Sur, hasta la rambla de San Gregorio. Entre el lecho del río y la carretera, los asomos de las rocas no son visibles más que parcialmente.

Los asomos corresponden a:

1. Micasquistos y gneis albiticos (preparación 10), triturados con feldespato pecilítico salpicado de inclusiones redondeadas de cuarzo. Además se notan turmalina verde y pocos granates.
2. Roca trituradisima con clorita, moscovita y lechos cuarzo-albiticos. Se trata probablemente de un esquistito albitico (prep. 9). 4-5 metros.
3. Roca muy triturada que parece una arenisca o una cuarcita con moscovita. Se reconocen, además del cuarzo, moscovita, titanita, circón y algo de apatito (prep. 8). 6 metros.

4. Gneis muy cuarcítico. 10 metros.
5. Arenisca de grano fino silicificada con algo de moscovita. Esta roca parece de origen sedimentario (prep. 7). 2 metros.
6. Mármol en el cual se hicieron investigaciones para mineral de hierro. 10 metros.
7. Filitas violetas de aspecto werfenense. Lateralmente aparece con ella "konglomeratistische Mergel".
8. Arenisca de grano fino, pizarrosa. 4 metros.
9. Filitas violetas.

Los niveles 7, 8 y 9 representan la base de la serie triásica. Su contacto con los mármoles se halla tapado.

Los niveles areniscos no presentan el tipo de las areniscas de la serie de Sierra Nevada. Sin embargo, su presencia en el conjunto de la Mischungszone es una cosa algo anormal; pero veremos más adelante que aparecen también areniscas, aunque excepcionalmente, en la Mischungszone de la región de Floranes.

2. PERFILES AL SUR DEL CERRO DE JUAN CANAL.—Esta vertiente del cerro fue estudiada detalladamente por Zermatten [64]. Los detalles de la figura 14 tienen sobre todo por objeto el de indicar nuestra interpretación, en conformidad con los demás perfiles de la Mischungszone.

Dos cortes paralelos indican allí la naturaleza de las formaciones, así como las modificaciones laterales en un espacio de unos cien metros.

En el perfil A, donde apenas si se ve la rambla de San Gregorio, aparecen al Este de las capas unas pizarras metamórficas inyectadas de cuarzo; luego:

- a) Micasquistos oscuros seguidos por 40 metros de esquistos análogos, salpicados de pequeños granates.
- b) Micasquistos muy cuarzosos impregnados por óxido de hierro en polvo y en granos. Hay poca sericita. Granate, circon y turmalina aparecen diseminados en la roca (preparación 61/45).
- c) Micasquistos oscuros y más nodulosos. Lechos de cuarcita formada por gruesos granos engranados con suturas sinuosas aparecen bordeados por micasquistos con moscovita y gra-

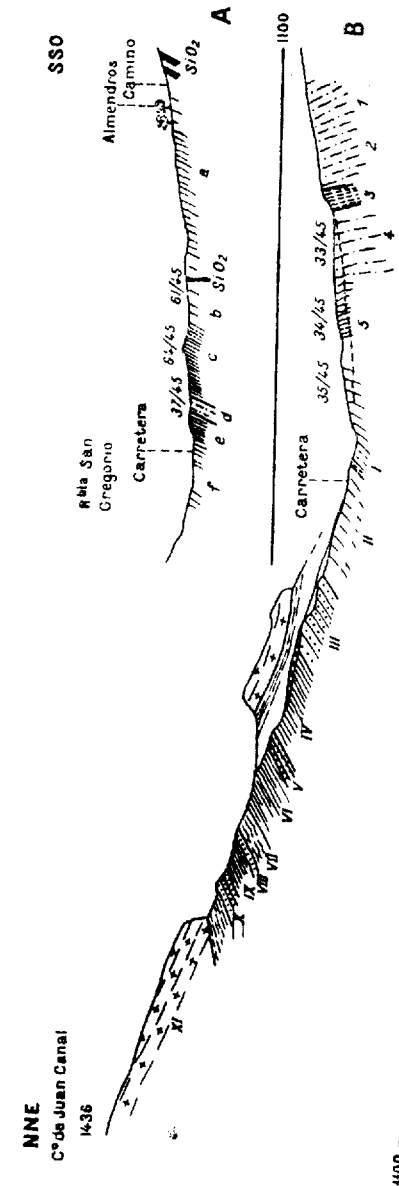


Fig. 14.—Perfiles al Sur del cerro de Juan Canal (L. S. y P. F., 1945). (Leyenda en el texto.)

mates (prep. 64/65). La mica está en cortas laminillas poco apiladas. La clorita escasea.

d) Micasquistos de estructura finamente nodulosa, en lechos paralelos muy apretados (8 m.). Los nódulos o glándulas constan de cuarzo y menos frecuentemente de albita sin maclas. Algunos cristales de apatito. La moscovita en finas laminillas dibuja lechos ondulados (prep. 37/45).

e) Micasquistos oscuros.

f) Esquistos gnéisicos, o gneis con albita, moscovita, turmalina y granate penetrado por finas y pequeñas vetas de sílice. La roca presenta una pátina rosada.

Los horizontes de a) a e) pertenecen a la serie de Sierra Nevada, pudiendo atribuirse el f) a la Mischungszone.

El perfil B sigue un arroyo afluente de la rambla de San Gregorio. Aparecen varios tipos de los esquistos oscuros de Sierra Nevada (niveles 1 y 2) y luego:

3. Pizarras metamórficas más resistentes que dan lugar a un pequeño salto de agua del arroyo. Se trata de una roca triturada que contiene albita triturada. Los fragmentos de este feldespato y el cuarzo forman glándulas contorneadas por la moscovita que se dispone en finas laminillas. Esta roca evoca las areniscas feldespáticas de la serie de Sierra Nevada.

4. Esquistos oscuros ricos en moscovita, cuyas laminillas van dispuestas en lechos ondulados muy regularmente orientados. El granate aparece en alineaciones discontinuas. Se observan además algunos cristales de turmalina (prep. 33/45). 20 metros.

5. Esquistos oscuros de tipo corriente (prep. 34/45). 10 metros.

6. Esquistos con moscovita. Son muy ricos en granates totalmente triturados, contorneados por lechos micáceos. Hay turmalina de color pardo (prep. 36/45). 20-30 metros.

La serie que va a continuación en cifras romanas corresponde a alternancias de cuarcitas (I, III, V, VIII, X) con filitas vio-

letas del Werfenense alpujárride. XI representa caliza dolomítica del Trias en bloque deslizado.

Se nota, pues, que no aparecen aquí capas de la Mischungszone, siendo la f) del corte A la única de esta unidad.

No se aprecian concordancias, pero hay que suponer que la Mischungszone queda escondida por debajo del amplio complejo filítico.

Los cortes estudiados aquí concuerdan en su conjunto con los de Zermatten. Todavía, según hemos visto, este autor atribuye la loma de cota 1.274 a la Mischungszone, mientras los esquistos oscuros entremezclados con areniscas que la constituyen presentan todos los caracteres de la serie de Sierra Nevada. De igual manera, el geólogo holandés atribuye las rocas metamórficas de la rambla de San Gregorio a la Mischungszone, mientras nuestras descripciones petrográficas hacen resaltar caracteres típicos de la serie de Sierra Nevada.

A nuestro parecer, queda indeciso en el espíritu de Zermatten el límite entre ambos conjuntos, y por este motivo es por lo que proponemos la antedicha interpretación, que concuerda con los demás perfiles estudiados en esta Memoria.

En efecto, nos parece que la demarcación entre estas zonas queda fijada por la aparición de los esquistos feldespaticados y gneis albiticos. *Este fenómeno constituye el acontecimiento petrológico esencial.*

Mientras la albita no es más que accidental y a veces de origen clástico en el complejo de Sierra Nevada, viene de repente a representar el mineral predominante en el de la Mischungszone.

La Mischungszone, tal como proponemos concebirla, empieza donde aparece esta feldespaticación, de cuya procedencia se tratará en párrafo especial.

3. NOTAS Y OBSERVACIONES ACERCA DEL CERRO DEL CARDAL.— Es muy difícil transcribir en el mapa a 1 : 50.000 las indicaciones topográficas y geológicas porque éstas fueron basadas en un mapa hecho por dicho autor a 1 : 7.500.

Nos parece que su "cumbre B3", delimitada por la curva 1.300, corresponde con la pequeña loma de cota 1.325 del mapa

oficial. Allí indica Zermatten una faja de la Mischungszone en forma de sinclinal tumbado al Sudeste.

Si no incurrimos en error de localización, este relieve pertenece en realidad al complejo de Sierra Nevada.

Subiendo desde la ancha zona de aluviones de la rambla de Peralejos se cortan sucesivamente capas de esquistos oscuros de la Sierra Nevada y luego una primera capa de areniscas grises muy típicas. Luego vienen otras pizarras metamórficas seguidas por un segundo horizonte de areniscas, y después se alcanzan las escarpadas laderas esquistosas que forman la vertiente sur de 1.325. Una senda, no indicada en el mapa, ladea el pie de estos bancos, siguiéndolos hacia el Nordeste para franquearlos en dirección al NNO. Se trata de unos esquistos oscuros con moscovita y pequeños granates que no se parecen a las capas de la Mischungszone, las cuales no empiezan sino al Noroeste de 1.325.

Desde un punto de vista estructural, nos parece, pues, que no existe el sinclinal tumbado de que habla Zermatten. En cuanto a la orientación de los esquistos oscuros y resistentes, se inclina algo más al Norte.

Nuestras observaciones de 45 y 47 (L. S. y P. F.) y luego de 57 (A. F. M. y P. F.) no implican modificaciones notables en cuanto a la representación de los elementos alpujárrides que forman la cumbre del Cardal.

Precisa todavía añadir algunos detalles sobre el espolón de cota 1.214, que termina el macizo hacia el Nordeste. Zermatten lo indica como completamente formado por los esquistos de la Sierra Nevada.

En realidad se notan sobre esta serie unos esquistos albiticos de la Mischungszone, cuya base está formada por capas algo distintas de atribución dudosa (fig. 15).

El ejemplar del nivel inferior XI es un esquisto con moscovita y epidota y lechos de feldespato. La albita, bien desarrollada, contiene numerosas inclusiones de cuarzo. Es típicamente una roca de la Mischungszone, pero algo laminada.

Una zona delgada y dura se intercala (X) en los esquistos albiticos. Consta de esquistos con moscovita rica en granate. La

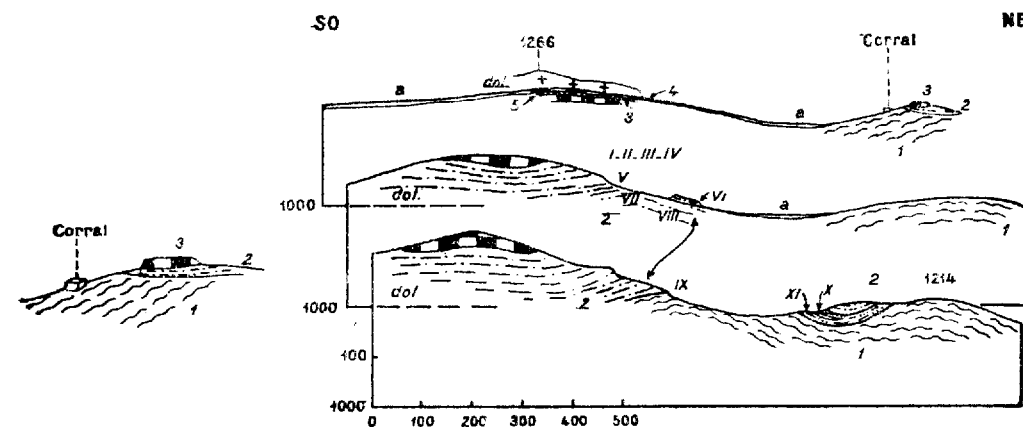


Fig. 15.—Perfiles a través del espolón 1.214, al Este del macizo del Cardal.

- 1, Esquistos de la Sierra Nevada; 2, Esquistos feldespáticos y gneis de la Mischungszone; 3, Mármoles; 4, Filitas violetas con yeso; 5, Nivel pellizado entre el lecho de la Mischungszone y el Werfenense yesoso. Dol-Trías alpujárride.

En la Mischungszone: I-IV, Rocas trituradas difíciles de determinar y esquistos con moscovita, granate y clorita, parecidos a los de Sierra Nevada; V, Caliza metamórfica con moscovita; VI, Caliza metamórfica con algo de albita; VII, Esquistos feldespáticos pasando a un gneis a moscovita; epidota; abundantes granates y turmalina; VIII, Esquistos feldespáticos triturados con granate y epidota; IX, Pizarra metamórfica con moscovita; X, Esquisto feldespático con moscovita y granate; XI, Esquistos feldespáticos pasando a gneis albitico; XII, Complejo de la cumbre del Cardal: Mischungszone sin dividir. (Véase Zermatten.)

roca, muy laminada, parece desprovista de feldespato, siendo en cambio rica en cuarzo.

Esquistos más gnéisicos aún terminan esta serie. Aparece al Sudoeste de 1.214, en nuestro perfil inferior.

Más hacia el NNO., el espolón 1.214 se termina por un reducido paquete de mármol que domina un corral y cuya prolongación hacia el Norte contiene magníficos mármoles fajeados. Zermatten lo indica, pero dibuja alrededor un asomo de gneis albitico extendiéndolo a través de la parte inferior de la peque-

ña cuenca aluvial abierta entre el espolón 1.214 y la gran loma 1.266.

En realidad el gneis nos parece limitado por debajo del mármol a una reducida capa. Este gneis descansa sobre los esquistos de la Sierra Nevada que hay al lado del corral.

El conjunto del gneis y del mármol parece discordante con relación a los esquistos de la Sierra Nevada.

El fondo de la depresión aluvial deja observar no solamente aluviones sino brechas resedimentadas que parecen una roca detrítica. Parte de sus elementos son calizos. Sin duda por una confusión debida a este aspecto, Zermatten atribuye esta formación cuaternaria a la Mischungszone.

Pero en el fondo de los arroyos que cortan esta formación deja asomar por debajo esquistos de la Sierra Nevada, recubiertos hacia el Oeste por filitas deslizadas.

De estos detalles deduciremos que el criterio de la feldespaticización para la discriminación de la Mischungszone conviene también aquí y permite una delimitación correcta de lo que pertenece a la serie de Sierra Nevada.

Se nota la discordancia probable de los gneis albiticos con los esquistos oscuros, carácter que volveremos a poner de relieve en otros lugares.

4. LA REGIÓN DE DÓLAR.—Las capas de esquistos oscuros de la Sierra Nevada se extienden al Este, formando, al Norte de Huéneja, el cerro de Dólar, que contornea por el Norte la carretera de Guadix a Almería.

En el cerro de Dólar buzan los esquistos al Sur. Su cumbre, de cota 1.289 (indicada erróneamente 1.229 en el mapa a escala 1 : 50.000), consta de las mismas rocas y además de areniscas grises, blandas y finamente estratificadas, seguidas por alternancias de esquistos y areniscas. Volvemos, pues, a encontrar aquí areniscas que no parecen tan frecuentes en esta parte del macizo de Sierra Nevada como en el Veleta y, según veremos más adelante, en la Sierra de Filabres.

El conjunto de los esquistos y areniscas se hunde transversalmente hacia el Oeste, ya sea por inclinación axial, ya sea por

alguna falla, y un paquete de mármoles de la Mischungszone aparece en la región de Dólar.

El pueblo se asienta sobre esquistos oscuros parecidos a los de Sierra Nevada. Lo domina al Norte un peñasco donde están las ruinas de un castillo árabe. A poco menos de un kilómetro más al Norte aparecen aún unas colinas de cotas 1.265, 1.213, 1.211 y 1.209, dispuestas en un arco cuya concavidad se abre hacia el Norte.

Esta zona se nos presenta con un aspecto algo diferente de lo que indica Zermatten.

El ancho asomo del pueblo de Dólar (iglesia a 1.209 m.) (P. F., 1958), cercado por aluviones, corresponde a los esquistos oscuros. Contrariamente al dibujo de Zermatten, nos parecieron éstos muy replegados, ofreciendo buzamientos muy acentuados hasta por debajo de la peña del castillo. La peña domina el asomo de los esquistos por un acantilado al Sur y al Este, tanto como al Oeste por escarpadas vertientes. Se sube al castillo por el Norte. Se asienta éste a 1.260 metros, sobre los mármoles, que aparecen estratificados casi horizontalmente, o apenas alabeados.

El perfil varía según las transversales (fig. 16, corte E.-O.). En algunos puntos aparecen "konglomeratische Mergel" en delgados lentejones en la base de los mármoles.

Estos mármoles constan, ya sea de bancos calizos apenas recristalizados, ya sea de verdaderos mármoles. Entre dos bancos, de los cuales uno es de caliza y el otro de mármol, aparecen algunos decímetros de pizarras metamórficas (prep. 101). La parte superior del complejo parece más marmorizada, con bancos sericiticos.

Los mármoles aparecen discordantes sobre los esquistos de Sierra Nevada. Localmente se intercalan, entre unos y otros, esquistos albiticos casi gneísicos.

El conjunto de los mármoles corresponde con la parte inferior de la Mischungszone, es decir a lo que Zermatten llama la serie inferior de los mármoles, con brechas tectónicas.

Los perfiles de conjunto de su lámina IV, y especialmente el perfil IV, parecen susceptibles de modificaciones en el sentido de que la masa principal de los esquistos subordinados a los

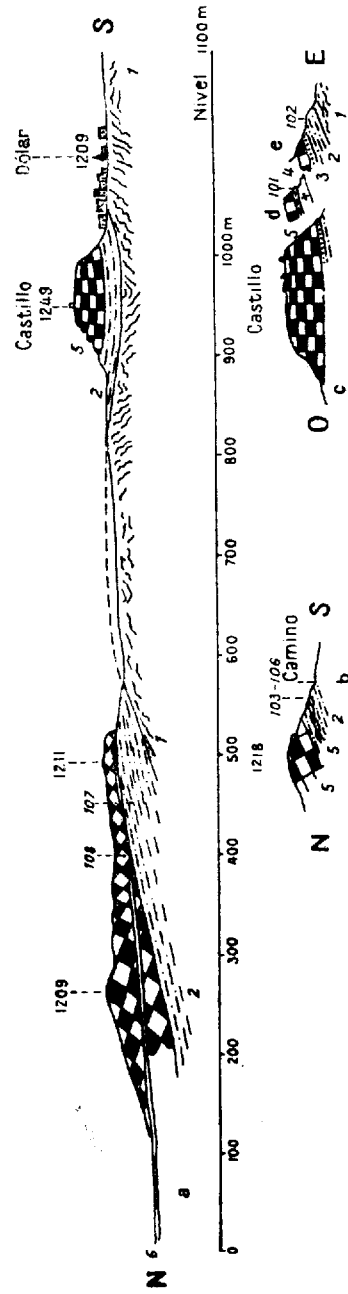


Fig. 16.—a) Perfil N.-S. a través de la región de Dólar. b) Perfil de la colina 1.218. c) Perfil del peñasco de Dólar. d) Perfiles de detalle del mismo.

1, Esquistos oscuros de la Sierra Nevada; 2, Esquistos albiticos y gneis; 3, "Konglomeratische Mergel"; 4, Caliza dolomítica sin metamorfizar; 5, Mármoles. N. B. Los números indican la procedencia de los ejemplares y preparaciones que se han estudiado

mármoles de Dólar pertenece a la serie de Sierra Nevada. Los mármoles descansan en contacto mecánico sobre estos esquistos oscuros. Faltan los tramos gnéisicos de la base de la Mischungszone. Sólo los representan delgados lentejones de gneis de la base de los mármoles. Lo que falta debe haber desaparecido mecánicamente.

Hacia el Norte las capas de esquistos de Sierra Nevada forman una reducida loma que se extiende hasta el pie de las colinas marmóreas. Al pie de estas últimas sigue un camino a lo largo del cual se notan esquistos gnéisicos muy aplastados (fig. 16 b). Por encima de ellos vienen los mármoles que buzan al Norte y forman la cumbre 1.218 y toda la serie de colinas. Estas constan de mármoles que descansan sobre los esquistos gnéisicos, cuyo buzamiento se observa en el colladito que separa 1.213 de 1.211. El asomo gnéisico dibuja una V cuyo vértice se orienta al Norte, es decir, aguas abajo.

La figura 16 indica la localización de las rocas estudiadas y que corresponden a los números siguientes:

101. Esquistos muy ricos en moscovita acompañada de clorita. El cuarzo aparece en pequeños granos formando lentejas. Algunas turmalinas y apatitos.

102. Esquistos gris claro con lechos esencialmente formados por fenoblastos de albita contorneados por micas. Estas están constituidas por moscovita, clorita y epidota, y accesoriamente por turmalina, titanita, magnetita o magnetita titanada. El feldespato está salpicado de inclusiones de cuarzo, de turmalina y de epidota. Las inclusiones están orientadas paralelamente, pero su orientación es perpendicular u oblicua con relación a la pizarrosidad. Parece que los cristales giraron durante la formación del esquisto.

103-104. Esquistos feldespáticos con fenoblastos de albita, análogos a los precedentes.

105. Esquistos feldespáticos muy ricos en mica, formando ésta lechos y trozos de lechos. La epidota y la turmalina, bastante abundantes, se alargan en el sentido de la pizarrosidad. Hermosos cristales de magnetita. Los feldespatos que no están maclados y el cuarzo forman lechos o lentejas alargadas. Los

granates son raros y en grandes cristales estirados y desgarrados. De vez en cuando hay manchitas difusas de calcita.

106. Esquistos feldespáticos con diminutos plieguecitos muy análogos a los del 105, pero donde a la albita se añade ortosa.

107. Cuarcita con moscovita y un poco de clorita, o esquistos rico en cuarzo. Contiene gruesos granates, de los cuales algunos se están transformando en clorita. La roca está plegada regularmente.

108. Roca metamórfica donde, sobre un fondo calizo, se observan numerosos granos de cuarzo, de epidota, con láminas y paquetes de moscovita; la clorita es menos abundante. Hay grandes fenoblastos de albita cuajados de inclusiones de cuarzo y epidota, como en los esquistos.

Los mármoles no están dispuestos con regularidad. La figura 16 muestra su disposición esquemática. Lechos de esquistos se intercalan entre los bancos calizos. Estos últimos constan de calizas y dolomías casi desprovistas de metamorfismo, o bien de mármoles más o menos ricos en sericita, o también de mármoles fajeados blancos y negros.

Zermatten atribuye las capas de esquistos que aparecen en forma de V, al Norte del colladito, a la serie de Sierra Nevada. Acabamos de ver que se trata de esquistos feldespáticos de la Mischungszone, de tal modo que es preciso modificar su perfil en el sentido del que damos en la figura 16.

De todo esto resulta que la serie de los mármoles, lejos de hallarse en concordancia con los esquistos, descansan oblicuamente o de punta sobre ellos.

Estos esquistos feldespáticos presentan aquí un espesor muy reducido; pero hacia el Norte desaparecen por debajo de los mármoles y de los aluviones, y no sabemos cuál va a ser su desarrollo. De los hechos observados en El Cardal y en Dólar resulta que la Mischungszone descansa mecánicamente sobre la serie de Sierra Nevada y que en algunos sitios, como las afueras de Dólar o el NE. del Cardal, se nota una discordancia entre ambas unidades.

5. RELACIONES DE LA MISCHUNGSZONE CON EL TRIÁS ALPUJARRIDE.—El contacto basal de la serie alpujarride se realiza por

su nivel inferior, formado por las filitas de color violeta o amarillado, asociadas en proporción variable con areniscas. Este conjunto contiene lentejones de yesos que se explotaron y, acaso, de "konglomeratische Mergel".

Sobre las filitas viene el complejo calizo dolomítico de los Alpujarrides correspondiendo al Triás medio-superior. Ya lo habían visto los autores españoles del siglo XIX, y luego Brouwer y su escuela.

No es nuestro propósito estudiar aquí el conjunto alpujarride, pero hemos de hacer notar algunas particularidades locales.

En la base meridional del cerro de Juan Canal, las filitas y areniscas del Werfenense presentan una potencia muy irregular. En el perfil de la figura 14 esta potencia corresponde a unos 40 metros, pero al Norte del punto de cota 1.274 no pasa de los 20 metros, quedando aún más reducida en ciertos puntos del cerro Cardal (fig. 17).

Estando muy dislocados, los niveles calizos y dolomíticos con calizas de pseudofucoides del Triás, es muy difícil dar una evaluación de su potencia. Se sabe, según las determinaciones de M. Lemoine [27], que existe el Noriense caracterizado por *Gryphorella curvata* Pia.

En la parte oriental del cerro las dolomías, sin duda del Triás medio, seguidas por calizas en capas delgadas con diploporas indeterminables, descansan de punta sobre las filitas. Sin duda, el estado de fragmentación de los horizontes triásicos y los contactos anormales desordenados que los separan explicarían la reducida potencia aparente del complejo calizo-dolomítico en comparación con la potencia muy superior que presentan en la Sierra de Baza y en las Alpujarras. En cuanto al contacto de este complejo con las filitas, aparece siempre como mecánico y caracterizado por un importante cepillamiento basal.

Naturalmente, es imposible darse cuenta del valor de la traslación que sufrieron los niveles calizodolomíticos.

Volviendo al conjunto de los asomos de la Mischungszone, al pie septentrional de este trozo de la Sierra Nevada, conviene recordar que, según Zermatten, entre los pequeños macizos de Dólar, del Cardal, del cerro de Juan Canal y del castillo de Mendoza (La Calahorra) existen fallas transversales de orientación

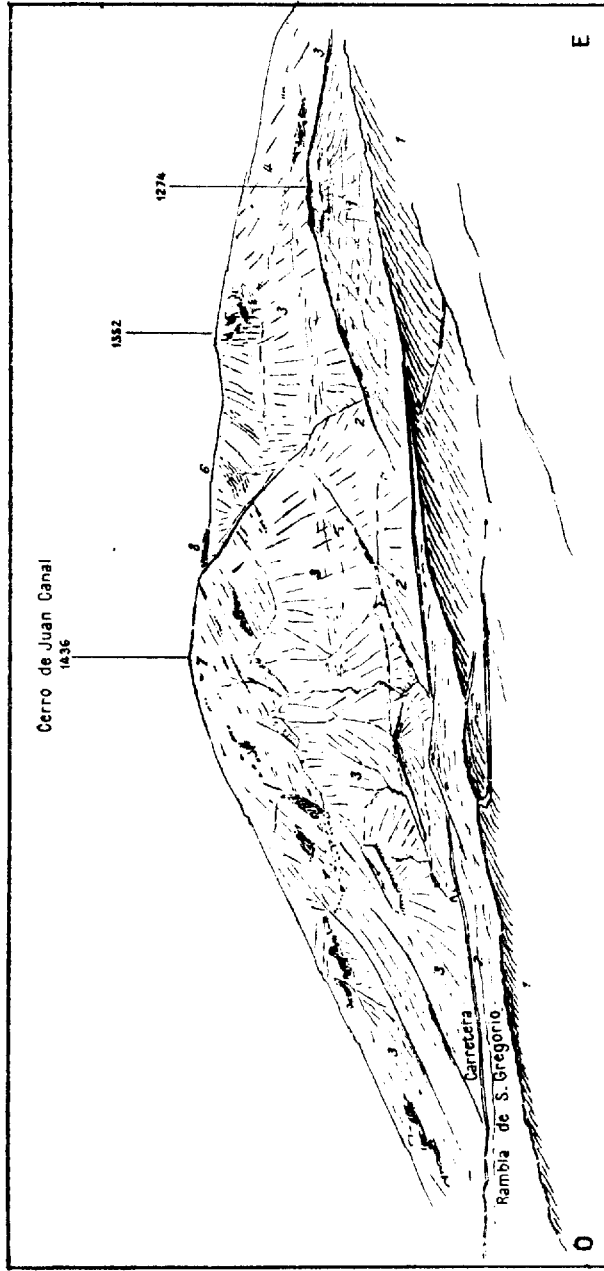


Fig. 17.—Disposición del Triás de los Alpujarrides en el cerro de Juan Canal; croquis calcado de una fotografía. 1, Esquistos oscuros de la Sierra Nevada; 2, Mischungsoae; 3, Filitas violetas del Werfenense con algunos lentejones de yeso y de "konglomeratische Mergel"; 4, Dolomias del Virglioriense inferior; 5, Calizas y dolomias subverticales; 6, Calizas dolomíticas; 7, Noriense dolomítico y calizo, con *Gryphorella curvata*; 8, Brecha poligénica continental. Edad miocénica posible.

submeridiana cuyo efecto es producir un hundimiento escalonado del Triás y de la Mischungszzone hacia el Oeste. De todos modos, hay que tener en cuenta el nivel de la serie de Alquife —perteneciente a la Mischungszzone— y de sus capas mineralizadas, que se extienden por debajo de los aluviones del Marquesado.

La mineralización, que apenas aparece en ciertos bancos de mármol en el cerro de Juan Canal, pasa por un máximo en la serie de Alquife, donde se presta a intensa explotación.

Más al Oeste, toda la serie se levanta de nuevo, ya sea por falla o de otra manera, y en los montes que dominan Jerez del Marquesado, o sean El Secano, La Viña y La Lori, no asoman más que esquistos de la serie de Sierra Nevada.

6. DISPOSICIÓN DE LOS ESQUISTOS DE SIERRA NEVADA ENTRE LA CARRETERA DEL PUERTO DE LA RAGUA Y JEREZ DEL MARQUESADO. De las anteriores descripciones resalta que, en su mayoría, los buzamientos de la serie oscura se orientan al Norte o Noroeste, en pocos casos, cuando aparecen pliegues al Sur o Sudeste, no apareciendo direcciones transversales.

La hipótesis de plegamientos hercinianos emitida por nuestro querido colega D. Enrique Dupuy de Lôme [25], nos llevó a examinar especialmente el pie septentrional del macizo de Sierra Nevada, entre Dólar y el Oeste del Marquesado.

Tal tarea nos resultó fácil por ser buenas las carreteras forestales que pasan a media ladera, desde las afueras de Jerez hasta la carretera del Puerto de la Ragua. Las observaciones que damos a continuación, aunque algo rápidas, nos parece que ofrecen una primera respuesta al caso planteado.

Al Oeste de la hoja de Guadix al 1 : 50.000, las llanuras de Jerez del Marquesado quedan limitadas por pequeños macizos que representan la extensión septentrional del de Sierra Nevada.

En el llamado La Lori en el mapa, prolongado por el espolón de la Virgen de la Cabeza, la serie conserva sus caracteres petrográficos y sus tonos oscuros. No aparece ninguna formación de la Mischungszzone.

Los buzamientos están todos orientados al Noroeste, variando alrededor de unos 30°. Excepcionalmente alcanzan 65° en los al-

rededores del cortijo de la Cuesta Colorada, al lado del cual pasa el camino forestal. Este cruza la cresta de la Virgen de la Cabeza por un colladito.

Al Sudeste del collado y al Nordeste del pueblo de Jerez existe una antigua mina llamada de Santa Constanza. Quisimos averiguar si esta mineralización se relacionaría con la Mischungszone, examinando a la vez la disposición de los buzamientos.

En la loma donde se halla esta mina, los esquistos oscuros están dispuestos muy generalmente con un buzamiento al Norte o Noroeste. En las inmediaciones de las labores se intercalan en los esquistos todavía dos capas de color claro (ejemplares 402 y 403). Se trata en ambos casos de areniscas metamórficas con moscovita, biotita y granate ferruginoso.

Entre estos bancos aparece un nivel curioso formado por pizarras metamórficas o más bien por micacita con moscovita y granate. Esta roca aparece al microscopio en lechos ondulados subrayados por grafito y cruzados transversalmente por grandes cristales de albita maclada o sin maclar. Estos contienen en su seno la continuación de los alineamientos de grafito de la micacita que los envuelve. El modo de su neoformación nos es desconocido, y tal vez no hemos observado en ninguna parte del macizo roca análoga.

Toda la loma en que se asienta la mina, y las cumbres hasta los límites de la hoja de Guadix al 1 : 50.000, pertenecen, pues, en su totalidad a la serie de Sierra Nevada, continuándose ésta al Oeste sobre el territorio de la hoja de La Peza, como lo ha observado uno de nosotros (J. M. F.). Los buzamientos, salvo alabeamientos locales, siguen siendo los mismos que en las demás zonas de la Sierra Nevada que hemos visitado, no apareciendo ningún pliegue notable ni ningún accidente de orientación claramente atribuible a la orogénesis herciniana o varisca.

La carretera forestal sigue hasta Jerez, ladeando el pie de las vertientes. Al lado de la Casa Forestal de las Dehesas empalma otra que, dando vueltas en las lomas de La Viña y ganando altura, desemboca en la carretera del Puerto de la Ragua.

En la vertiente de La Viña pasa sobre capas de esquistos oscuros de Sierra Nevada, afectadas por deslizamientos superficiales. Alcanzando la cresta corta el camino de Güejar Sierra.

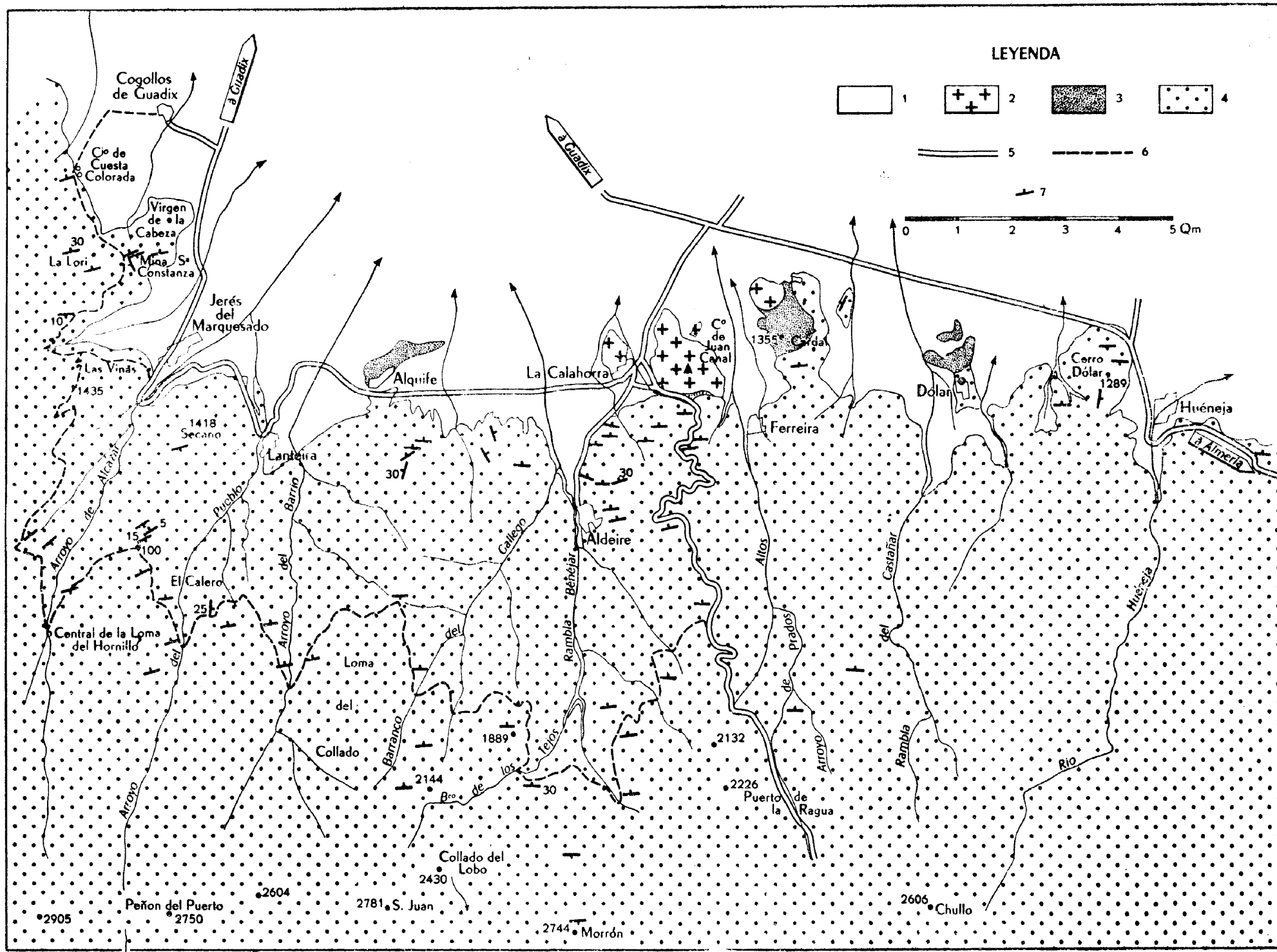


Fig. 18.—Disposición de los buzamientos en el borde del macizo de Sierra Nevada, entre los vértices de Jerez del Marquesado y Huéneja. 1, Llanura de la formación de Guadix; 2, Elementos de los Alpujarrides; 3, Mischungszone; 4, Esquistos de Sierra Nevada; 5, Carreteras; 6, Camino forestal; 7, Buzamientos.

a Jerez del Marquesado, donde asoman nuevamente esquistos del mismo tipo con buzamiento local de 20° al SSE. El espolón siguiente, alargado hasta El Secano, lo forman también con buzamientos de unos 15° NO. y un repliegue de detalle, dando lugar a una suave inclinación al Sudeste.

La carretera penetra luego en el barranco del arroyo de Alázar, que cruza donde hay la Central Eléctrica de la loma del Hornillo. En el espolón llamado de la Calera, que corta después, se pueden observar los bancos de esquistos. Buzan allí al Sudeste. Antes de ganar la vertiente opuesta a este espolón, la carretera pasa no lejos al Sur de la línea eléctrica.

Aquí aparecen alabeamientos locales con buzamientos de 10° al NE. y 40° al SE.; pero no aparece línea tectónica alguna distinta de las direcciones generales propias al conjunto de los esquistos oscuros.

A pesar del nombre de Calera, evocador de calizas y acaso de mármoles, no hemos observado, a lo largo del camino, ninguna formación perteneciente a la Mischungszone.

Los barrancos siguientes que cruza la carretera son los llamados del Pueblo, del arroyo del Barrio, del arroyo del Gallego y de los Tejos. En todas partes reinan los mismos buzamientos hacia el Norte o Noroeste. Iguales buzamientos indica la loma del Pasillo. Luego el camino alcanza la carretera del Puerto de la Ragua, donde, así como vimos anteriormente y en la lámina II, el buzamiento general está en la misma orientación.

De estas breves notas resulta que en más de 15 kilómetros la parte inferior de la vertiente, y hasta alturas de 1.700 metros, está formada por esquistos que en su conjunto buzán NNO., o bien con motivo de pliegues de detalle se inclinan localmente hacia el Sur. En pocos sitios se observan buzamientos al Oeste o bien al ESE., anomalías de reducida extensión que no corresponden sino a torsiones o alabeamientos locales.

No hemos visto ningún repliegue notable cuyo eje tenga una orientación herciniana o varisca, y nos parece que en esta vertiente, y hasta en las partes altas que se pueden observar desde la carretera forestal, el carácter tectónico dominante es la regular monotonía de la inclinación de conjunto de los esquistos hacia el Norte o Nordeste.

CAPITULO III

LA SIERRA DE FILABRES

I. INTRODUCCION

(Láminas III y IV)

La imponente masa anticlinal de la Sierra Nevada que hemos cortado por el Puerto de la Ragua, sigue hacia el Nordeste, disminuyendo de altura hasta desaparecer por hundimiento debajo del Trías alpujárride de la Sierra de Gádor.

El flanco septentrional del pliegue, que hemos observado hasta Huéneja, enlaza con una zona sinclinal al borde de la cual pertenecen los macizos de Alquife, cerro Cardal, etc., y que corresponde a la zona aluvial de Guadix-Fiñana. Más al Norte se alza otro anticlinal de fondo, formando la Sierra de Filabres, de más reducida altura, y en relevo con relación al de Sierra Nevada, se extiende todavía desde Charches hasta el río Almanzora, lo que corresponde a una longitud de unos 90 kilómetros.

El sinclinal que separa los dos pliegues de fondo contiene elementos de la Mischungszone que acabamos de recordar en la zona de La Calahorra, y que reaparecen al Norte, en la región, también mineralizada, de Las Piletas; pero entre estas zonas de colinas queda ocupado por depósitos detríticos recientes cuya potencia aumenta gradualmente hacia el Oeste, donde coronan la formación de Guadix.

Esta cuenca, que tiene dos o tres kilómetros de ancha sobre

la transversal de Fiñana y de las colinas de Las Macocas, mide siete kilómetros entre Dólar y Las Piletas, alcanzando más de ocho entre el cerro Cardal, al Sur, y el de San Cristóbal, al Norte. No asoma formación alguna más antigua, dentro de esta llanura.

El eje del sinclinal dibujado por la *Mischungszone* parece que se hunde suavemente hacia el Oeste.

Las formas topográficas no obedecen a este hundimiento.

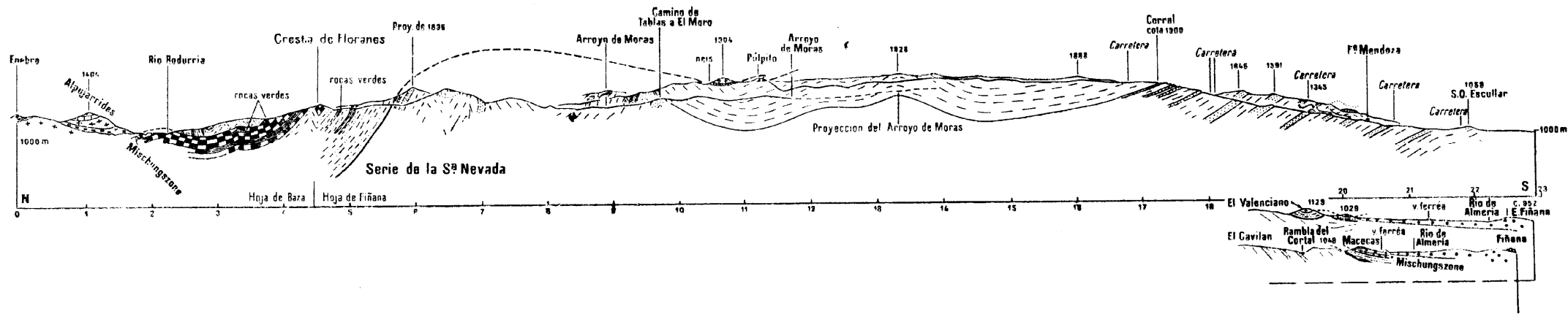
La divisoria de aguas entre la vertiente atlántica y la vertiente mediterránea pasa aproximadamente por la estación de La Calahorra. Las aguas que se vierten en el río de Almería corren por el fondo del sinclinal, produciendo erosión en los niveles de la serie de Sierra Nevada, pues no se conservaron en este surco formaciones de la *Mischungszone*. Por este motivo asoman en la región de Gérgal pizarras metamórficas oscuras y a veces areniscas grises. Más al Este se alcanzan las zonas donde se depositaron las formaciones detríticas y margosas del Neógeno de Almería, Tabernas, etc.

Aparecen en las afueras de la carretera de Almería, ya a la altura del kilómetro 223, donde corresponden, según microfau-
nas estudiadas por el Sr. Magné, con niveles elevados del Mioceno.

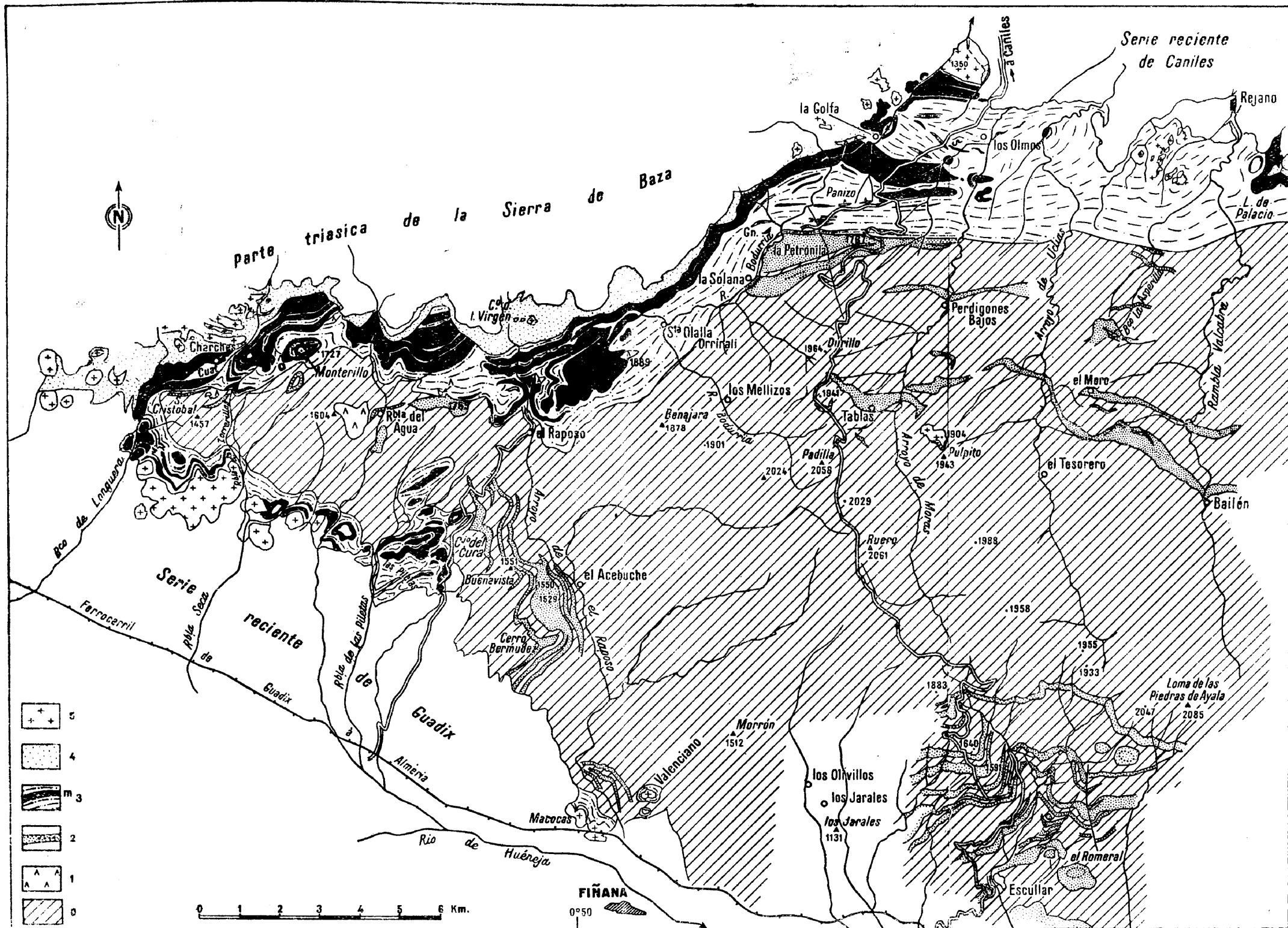
La Sierra de Filabres aparece en su conjunto como un anticlinal tan regular y monótono como el de Sierra Nevada, pero sus cumbres más altas apenas si pasan de los 2.000 metros.

Al Oeste, en las afueras del San Cristóbal, termina el anticlinal por hundimiento axial. Su terminación aparece circunscrita por asomos de la *Mischungszone*. Al Este sigue la cresta monótona hasta el Calar Alto (2.166 m.) y luego se observa el gradual hundimiento de su eje, de tal modo que ya sobre la transversal que pasa por Tahal y Macael parece que no asoma más el núcleo de los esquistos oscuros de Sierra Nevada, y dominan sólo formaciones gnéicas de la *Mischungszone*, continuando el hundimiento de eje en unos 30 kilómetros más. El conjunto de las series de Sierra Nevada y de la *Mischungszone* mide, pues, en la Sierra de Filabres, unos 80 kilómetros.

El sinclinal de Fiñana-Guadix se ensancha hacia el occidente. Pero mientras su borde meridional sigue estando formado



LAMINA III.—Perfil a través de la Sierra de Filabres, desde la región de Escullar al collado de Floranes.



LAMINA IV.—Esquema de la repartición de la serie de Sierra Nevada y de la Mischungzone, en la terminación oeste de la Sierra de Filabres. O, Micasquistos de la serie de Sierra Nevada; 1, Rocas básicas; 2, Intercalaciones areniscosas y cuarcíticas en la serie de Sierra Nevada; 3, Mischungzone; m, Mármoles; 4, Werfenense; 5, Calizas y dolomias del Triás.

por los esquistos de Sierra Nevada, su borde norte corresponde a los elementos alpujárrides que envuelven el núcleo bético y que reinan en la Sierra de Baza. El Trías, más o menos dislocado, forma las montañas al N. de Charches hasta Hernán Valle, Gor, la Venta del Baúl y las cumbres que dominan la ciudad de Baza. Tal vez gracias a Jansen [37] se sabe que el alto valle del río de Gor, cortando y atravesando el Trías, alcanza formaciones de su base, es decir, la Mischungszone, y algo de la serie de Sierra Nevada, en una ventana de erosión muy clara.

Como al Sur, en la cuenca de Guadix, las formaciones recientes se extienden al pie septentrional de la Sierra de Baza y al Este hasta Baza, Caniles y Purchena. En su parte superior constan de depósitos detríticos continentales, pero en su base se conocen molasas y margas del Mioceno superior, especialmente al Norte de Gor y alrededores de Caniles, y Plioceno lacustre y salobre en los alrededores de Baza.

Las observaciones reunidas en los capítulos que van a continuación proceden de investigaciones variadas. Las que tratan del sector comprendido entre Las Piletas, Charches, El Raposo y el río Bodurria, resultan de excursiones efectuadas en 1945, 1947 y 1949 por dos de nosotros (L. S. y P. F.). No habiendo resultado muy claras las particularidades respectivas de las series de Sierra Nevada y de la Mischungszone, fueron emprendidas nuevas investigaciones durante los veranos de 1957 y 1958 (A. F. M. y P. F.), principalmente según la transversal de Escúllar y con más detenimiento aún en la región de Floranes. Los resultados obtenidos dieron bastante luz sobre estos problemas para que sea posible estudiar de nuevo los materiales anteriormente recogidos, integrando e interpretando el conjunto de las observaciones logradas durante estas diversas fases de nuestros trabajos.

II. LA SERIE DE SIERRA NEVADA ENTRE ESCULLAR Y LOS OLMOS

La Mischungszone no asoma entre Abla y Escúllar. Sólo aparece tímidamente por debajo del Cuaternario en las afueras de Piñana (Macocas, Valenciano), para reaparecer muy bien representada en la antigua zona minera de Las Piletas. Resulta que sobre la transversal que vamos a estudiar sólo reina la serie de Sierra Nevada desde el pie meridional hasta la cumbre de la Sierra de Filabres. Sólo al Norte del anticlinal, y bastante lejos de su zona axial, volveremos a dar con la Mischungszone, en las regiones de Floranes y de Rejano.

Aunque sin alcanzar cotas superiores a 2.100 metros, este ancho pliegue de fondo revela formaciones idénticas a las que acabamos de describir en el anticlinal de Sierra Nevada. Ahora bien, mientras este último está caracterizado por su regularidad, aparecen en la Sierra de Filabres deformaciones que se esquematizan en la lámina IV y que tienen el interés de proporcionar líneas directrices y detalles de la estructura. Estos accidentes son propios de la serie de Sierra Nevada, y no parecen repercutir en la Mischungszone.

El perfil lámina III basta para indicar la constitución y la disposición del complejo de los esquistos. Se notará que el perfil del anticlinal es de escasa altura. El techo de la serie de Sierra Nevada se sitúa alrededor de los 2.500 metros. Su inclinación hacia el Norte está subrayada por un pequeño trozo de la Mischungszone, acompañado por algo de Trías, que aparece al Norte del Pulpito (véase también fig. 21).

Más al Norte, entre Tablas y el collado de Floranes, los buzamientos aumentan, y los esquistos de la Sierra Nevada desaparecen por debajo de la Mischungszone.

1. La vertiente sur de la Sierra de Filabres

Los perfiles y croquis lámina V y figuras 19 y 20 dan idea de la estructura tectónica.

Se trata principalmente de alternaciones indefinidamente repetidas de esquistos oscuros idénticos a los de la Sierra Nevada y de areniscas grises, que alcanzan en esta vertiente importante desarrollo. La serie no sufre más que suaves plegamientos o alabeamientos. Según los perfiles, aparecen de 10 a 20 bancos principales que miden de 1 a 20 metros de espesor, separados por bancos de esquistos oscuros cuyo espesor es en general algo superior; pero en realidad el conjunto es mucho más arenisoso, pues en las mismas capas esquistosas se intercalan numerosas hiladas sabulosas que miden sólo algunos centímetros. A los principales bancos de arenisca se añaden localmente intercalaciones de pizarras filádicas negras, que a pesar de detenidas investigaciones, no nos libraron ningún vestigio orgánico. Aunque protegidas del metamorfismo, las areniscas grises sufrieron aún una sensible transformación.

En la región al Norte y al Nordeste de Escúllar aparecen intercalados en los estratos esquistosos uno o dos niveles de caliza negruzca que no pasan de los treinta centímetros. Aparecen completamente recristalizadas en granos oscuros que contienen una notable proporción de grafito. Estos niveles calizos difieren totalmente, por su modo de yacer, su metamorfismo y su aspecto, tanto a simple vista como en láminas delgadas, de los mármoles de la Mischungszone.

El conjunto de las capas que asoman en esta vertiente no admite pliegue alguno de detalle ni accidente que tenga otra orientación que el abombamiento general del pliegue de fondo. Los términos profundos de la serie de Sierra Nevada no son visibles, y parece que los niveles antiguos que asoman en el Veleta no asoman aquí. Se puede admitir que, como en el Veleta, los niveles de areniscas corresponden ya con horizontes bastante elevados en el conjunto.

Estos últimos, bien desarrollados en la región de Escúllar, se

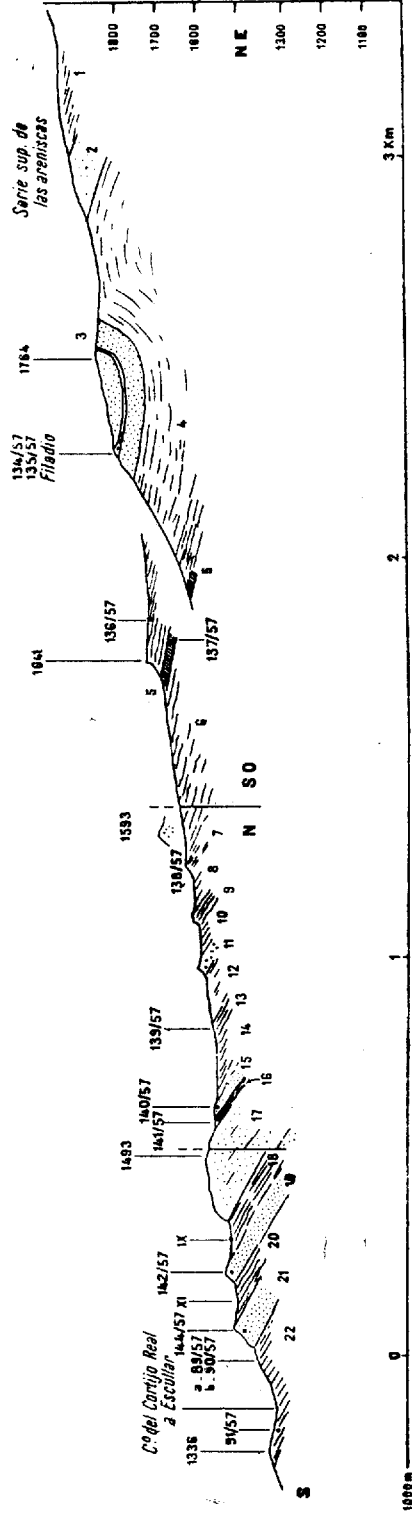


Fig. 19.—Perfil algo rectificado de la cresta que separa las cuencas de las ramblas de Escúllar y de Morabel. 1, Pizarras metamórficas superiores; 2, Areniscas con moscovita, nivel superior; 3, Intercalación de filadíos negros (en láminas delgadas aparecen como pizarras metamórficas finísimas con moscovita, pobres en cuarzo, muy cargadas de grafito); 4, Pizarras metamórficas con moscovita; 5, Caliza metamórfica acompañada de mica-cita; 6, Estratos esquistosos con hiladas de areniscas con moscovita; 7-10, Esquistos con moscovita en proporción variable y cuarzo; 11, Arenisca gris; 12, Micasquistos con moscovita; 13, Pizarras metamórficas ricas en cuarzo clástico, pasando a areniscas pizarrosas; 14, Micasquistos con moscovita; 15, Arenisca gris; 16, Micasquistos con moscovita; 17, Arenisca gris; 18, Micasquistos ricos en cuarzo con pequeños granates; 19, Arenisca gris; 20, Micasquistos con moscovita; 21, Arenisca gris; 22, Micasquistos con moscovita, biotita y granate. En su mayor parte son ricos en grafito. Los números 91/57, etc., indican la procedencia de los ejemplares estudiados en láminas delgadas.

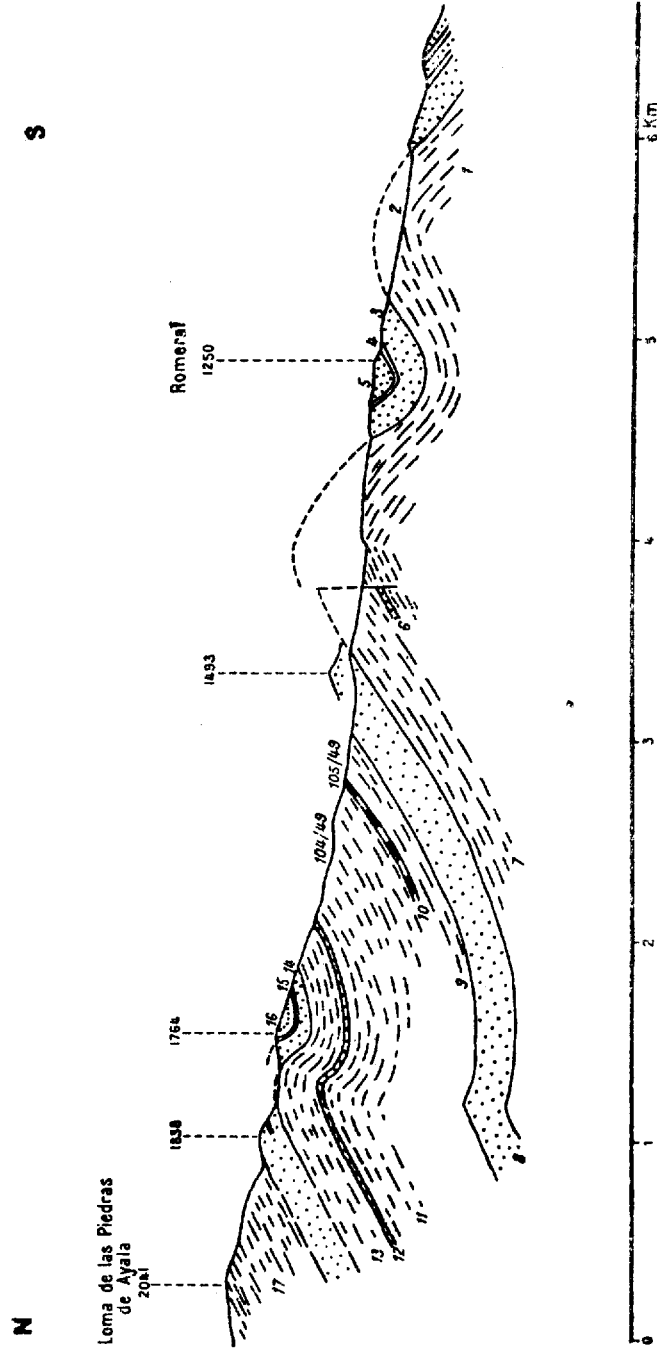


Fig. 20.—Perfil complementario de la vertiente sur de la Sierra de Filabres, al Este de Escúllar, visto desde el Oeste. 1-2, Micasquistos; 3, Arenisca gris; 4, Filadio negro; 5, Arenisca gris; 6, Hilada de arenisca gris; 7, Micasquistos; 8, Areniscas grises con estratificación entrecruzada; 9, Micasquistos; 10, Caliza metamórfica cuajada de grafito (lám. 105-49); 11, Micasquistos con moscovita (lám. 104/49); 12, Arenisca gris; 13, Micasquistos; 14, Arenisca gris; 15, Filadíos negros; 16, Arenisca gris; 17, Esquistos superiores.

hallan repartidos sobre un espesor de unos 2.000 a 2.500 metros. Por encima reaparecen estratos de esquistos oscuros que reinan entonces solos. Se les puede observar en El Ruero y en la larga loma orientada al Norte, que lleva la cumbre del Púlpito.

Siempre iguales al tipo que ya describimos a menudo, totalizan de 500 a 1.000 metros. La parte visible del complejo, con sus esquistos y sus areniscas, mide, pues, de 3.000 a 3.500 metros. Por extrapolación con las proporciones observadas en el Veleta, se puede admitir que la potencia de la serie de la Sierra Nevada pasa de los 5.000 ó 6.000 metros.

2. Extensión de la serie de los micasquistos oscuros y de las areniscas hacia el Norte

a) VISTA DE CONJUNTO.—La serie de la Sierra Nevada, en forma de bóveda anticlinal, reina hasta el Norte de El Raposo, donde soporta otra vez la Mischungszone. Hacia el Este forma la ancha cresta que jalonan las cumbres redondeadas del Benajara (1.904 m.), del Padilla (2.058), del Ruero (2.051) y de la loma de las Piedras de Ayala (2.086 m.).

Hacia el Norte, más alabeada que plegada, se extiende siempre a relativamente gran altura con una anchura de más de cinco kilómetros. Luego vuelven a aparecer las areniscas blandas, formando fajas más o menos complejas que examinaremos a continuación, prosiguiendo desde el Oeste de Tablas hasta Bailén y más al Este.

El modo como termina al Oeste el anticlinal de la serie de Sierra Nevada aparece en el esquema lámina IV.

No tuvimos posibilidad de seguir detalladamente hacia el Oeste las fajas de areniscas grises que acabamos de estudiar alrededor de Escúllar, pero las hemos vuelto a encontrar al Norte de Macocas, hasta la región de El Raposo, y más al Oeste, hasta el San Salvador.

En la región de rambla del Agua, a las areniscas se añaden capas filádicas negras que parecen, en más compacto, las que hemos notado en los perfiles de Escúllar.

En toda esta superficie, la serie de Sierra Nevada, envuelta por la Mischungszone, indica un suave hundimiento de eje hacia el Oeste. El flanco norte del gran anticlinal de la Sierra de Filabres se marca por buzamientos acentuados. Sus esquistos y sus areniscas anejas desaparecen por debajo de la Mischungszone, que la carretera de Escúllar a Canilles alcanza, en la vertiente norte de La Umbria, cerca de la pequeña cumbre que lleva en el mapa la cota 1.767.

Al contrario de lo que pasa en el macizo de Sierra Nevada, el pliegue de la Sierra de Filabres no es de forma regular y simétrica. Las fajas de arenisca, por su rumbo y sus buzamientos, atestiguan la presencia de algunas dislocaciones de detalle que se esbozarán más adelante, así como repliegues de la misma serie esquistosa.

b) LOS ESQUISTOS DE LA PARTE SUPERIOR DE LA SERIE.—Hemos notado anteriormente que, por encima del complejo areniscoso de la vertiente de Escúllar, vuelven a aparecer 500 ó 1.000 metros de esquistos sin areniscas. Estos esquistos sufren algunas variaciones de detalle, según los puntos, pero corresponden en su conjunto, como los demás, a esquistos grafiticos con moscovita y, accesoriamente, algo de biotita y clorita. Su aspecto es más o menos noduloso. Se extienden en continuidad hasta el meridiano de la región de Rejano y sin duda más al Este.

En la loma entre El Padilla y El Ruero, se trata de micasquistos gris azulados, muy blandos. Están constituidos casi únicamente por la moscovita en finas laminillas, acompañadas por grafito (preparación 107/49).

En la loma que se extiende hasta El Púlpito, la misma serie oscura contiene micasquistos algo más duros situados por debajo de un paquete de Trías (fig. 21). Se trata de micasquistos constituidos por lechos micáceos ricos en moscovita, con algo de biotita y de clorita, así como escasos cristales de cloritoide; otros lechos están formados casi únicamente por cuarzo. Abunda el grafito (prep. 115/49). A la misma serie de micasquistos pertenecen los que dominan al Norte del Quintana (prep. 123/49).

En estas regiones la potencia de los esquistos superiores es de unos 800 a 1.000 metros, pasando acaso de esta última cifra.

c) REAPARICIÓN DE LAS ARENISCAS.—En la vertiente NE. del Padilla, más abajo de la carretera de Caniles, vuelve a asomar arenisca. Por debajo de los referidos esquistos superiores (figura 22) viene una zona de esquistos más ricos en cuarzo, que

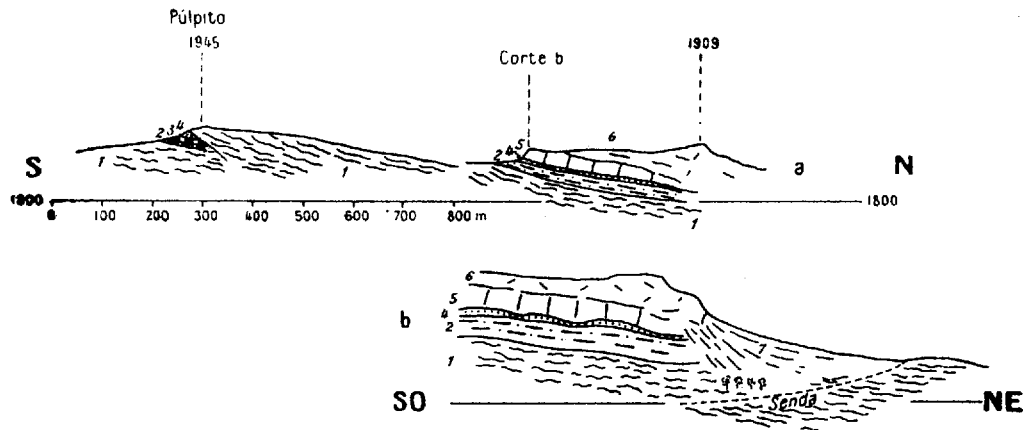


Fig. 21.— Perfiles del Pulpito: a) Según la cresta S.-N. b) Perfil SO.-NE. amplificado.

- 1, Micasquistas con moscovita, biotita y granate de la serie de Sierra Nevada (prep. 25/58); 2, Gneis o micasquistas feldespáticos triturados (prep. 26/58 y 28/58, típicamente de la *Mischungszone*), 5 m.; 3, Mármoles micáceos (prep. 27/58), 3-4 m.; 4, "Konglomeratische Mergel", 1-3 m.; 5, Caliza dolomítica; 6, Caliza vacuolar o carniola, 2-3 m.; 7, Caliza dolomítica; 8, Derrubios.

descansan sobre esquistos blandos ricos en moscovita, que aparece en grandes láminas (prep. 4/49); todos estos niveles pertenecen aún a la serie superior. Luego aparecen unos 10 metros de areniscas grises blandas con vetas lenticulares de cuarzo. Estas areniscas no forman aquí más que una delgada zona. Por la extensión que allí tienen los derrubios, no nos fue posible observar sus relaciones con areniscas idénticas que revisten mayor importancia en las afueras de Tablas.

Por debajo de la capa de arenisca de la vertiente del Padilla aparecen esquistos de tonos más azulados que los de la serie superior. Las laminillas de moscovita son más pequeñas y están más apretadas unas con otras; abunda el grafito (prep. 126/49), pero no difieren estas rocas de las demás por el grado de metamorfismo.

El nivel arenoso del Padilla nos parece que es el más elevado en el complejo de todos los que hemos visto en esta región.

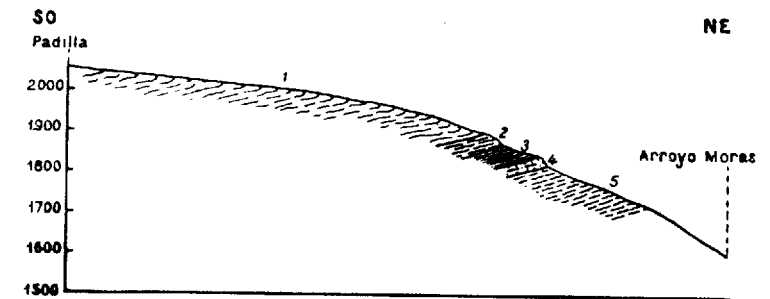


Fig. 22.— Perfil de la ladera nordeste del Padilla.

- 1, Micasquistas del Padilla; 2, Micasquistas con moscovita y algo de biotita, más ricos en cuarzo (prep. 4/49); 3, Micasquistas blandos; 4, Arenisca con vetas lenticulares de cuarzo, 10-15 m.; 5, Esquistos azulados (prep. 126/49).

Se sitúa, pues, hacia el límite entre la serie superior, sin areniscas, y los horizontes más inferiores, donde se entremezclan areniscas y micasquistas.

Es probable que desempeñe semejante papel una delgada capa de tonos claros que aparece intercalada en micasquistas, al Oeste del Padilla, aguas arriba de la aldea de Los Mellizos.

Cruzándola en 1945 (L. S. y P. F.) la habíamos atribuido a un gneis. Su estudio microscópico (prep. 9/45) nos reveló una cuarcita micácea con lechos paralelos de moscovita y turmalina. La roca contiene, además, algunas albitas con inclusiones de cristalitos alargados de rutilo, que parecen de origen clástico. Esta roca engañadora no es, pues, un gneis, sino una arenisca

análoga a las demás, pero con una recristalización más completa del cuarzo que en otros casos.

d) LAS FAJAS DE ARENISCAS DE LA VERTIENTE NORTE DE LA SIERRA DE FILABRES.—Las areniscas vuelven a asomar más al Norte desde las afueras de Tablas, apareciendo en fajas alargadas en la orientación general E.-O. Aunque menos desarrolladas que al Sur, presentan los mismos caracteres. En varios sitios (El Moro, Norte del Quintana, La Petronila) admiten intercalaciones filádicas negras, parecidas a las del Romeral y con los mismos caracteres de metamorfismo.

Los micasquistos que alternan con las areniscas o que encajan sus bancos son también idénticos a los que reinan en la vertiente de Escúllar.

La faja más meridional de areniscas que hemos observado se halla jalonada por Bailén (límite oriental de nuestras investigaciones), El Moro, Piojares y se continúa hasta el Noroeste de Tablas, donde parece acuñarse en los esquistos. Hemos buscado, sin resultado, su continuación en la vertiente occidental de la Cuesta de la Perla, al pie de la cual pasa el río Bodurria. En el fondo del barranco de Los Vallejos, parcialmente ocupado por aluviones pantanosos, parece que tampoco hay asomo de arenisca. Se puede suponer, pues, que en su conjunto la faja areniscosa se presenta en forma lenticular más o menos alargada. En su conjunto este largo asomo parece corresponder a un anticlinal, pero lo afectan varios accidentes.

Al Oeste de Bailén-Benacebada aparecen las areniscas en la forma esquematizada por la figura 23, donde asoman por debajo de los esquistos superiores del Quintana.

La misma disposición aparece más al Oeste, al pie septentrional del espolón del Pulpito (fig. 24). Por medio de un conjunto de fallas, esta faja enlaza probablemente con la de Tablas; pero esta última no presenta estructura anticlinal. Las capas areniscosas buzan al Sur por debajo de los esquistos superiores y descansan sobre los que pertenecen al macizo más septentrional del Durillo.

Esta faja areniscosa se desdobra al Norte, dando asomos variados, entre los cuales sigue siendo imposible aún la atribución

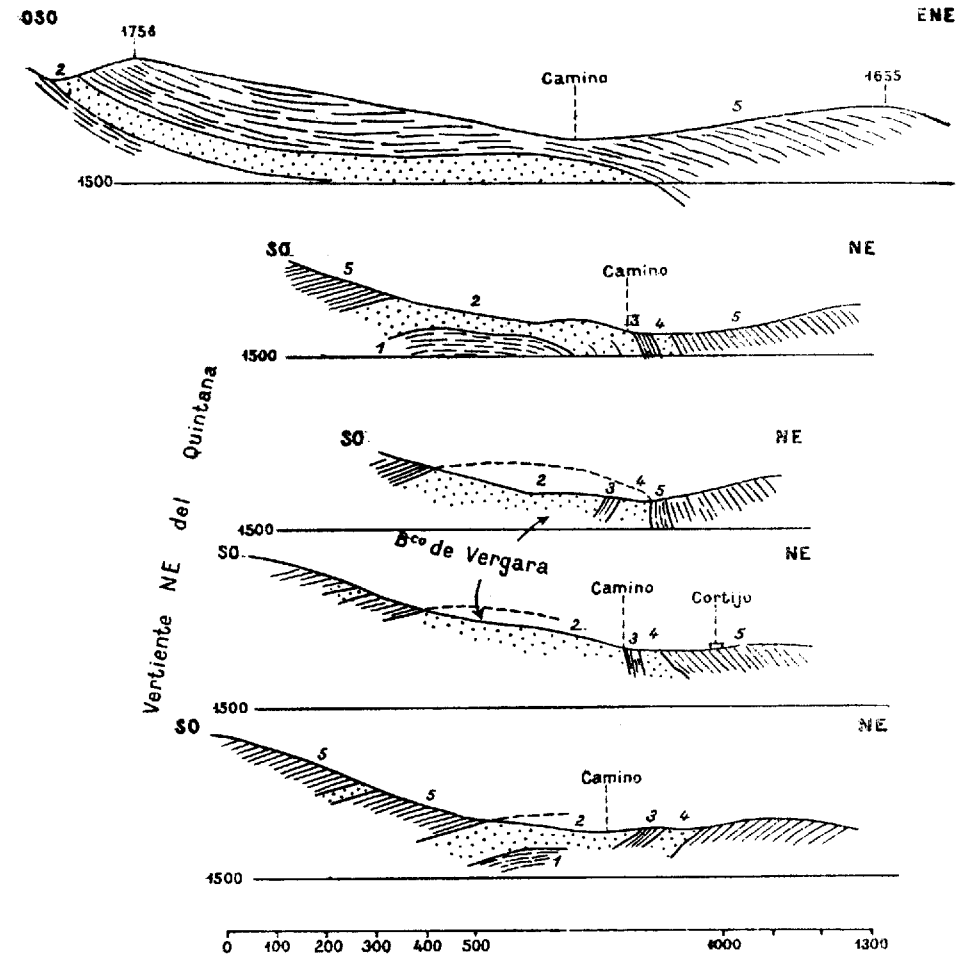


Fig. 23.—Perfiles a través de la zona de las areniscas de Benacebada. 1, Micasquistos; 2, Arenisca gris, blanda, de la zona de Benacebada; 3, Micasquistos; 4, Arenisca gris idéntica a la del nivel 2; 5, Micasquistos.

de uno u otro a los del Sur. Este problema necesita nuevas investigaciones.

Por ejemplo, se observa un banco de arenisca que corta la

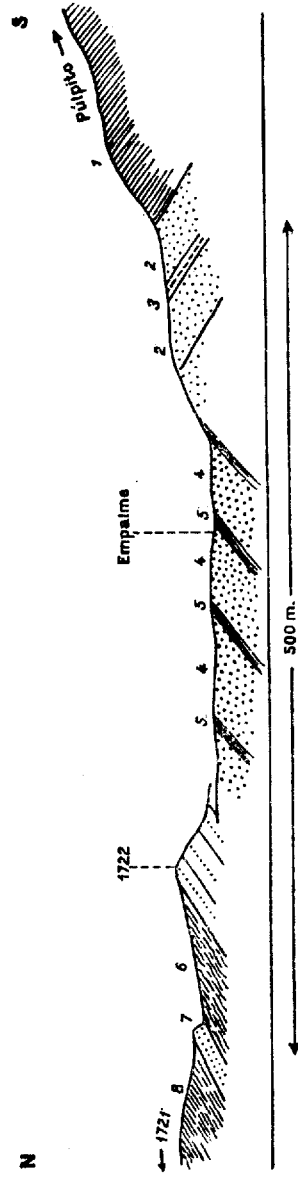


Fig. 24.—Anticlinal de areniscas grises en los micasquistos en el collado del camino de El Moro, al Norte del Púlpito. 1, Micasquistos de la base del Púlpito; 2, Areniscas blandas grises de grano fino; 3, Filadidos negros del tipo de La Petronila; 4, Areniscas grises de la caída del anticlinal; 5, Intercalaciones de micasquistos; 6, Micasquistos; 7, Areniscas grises; 8, Micasquistos del Piojares.

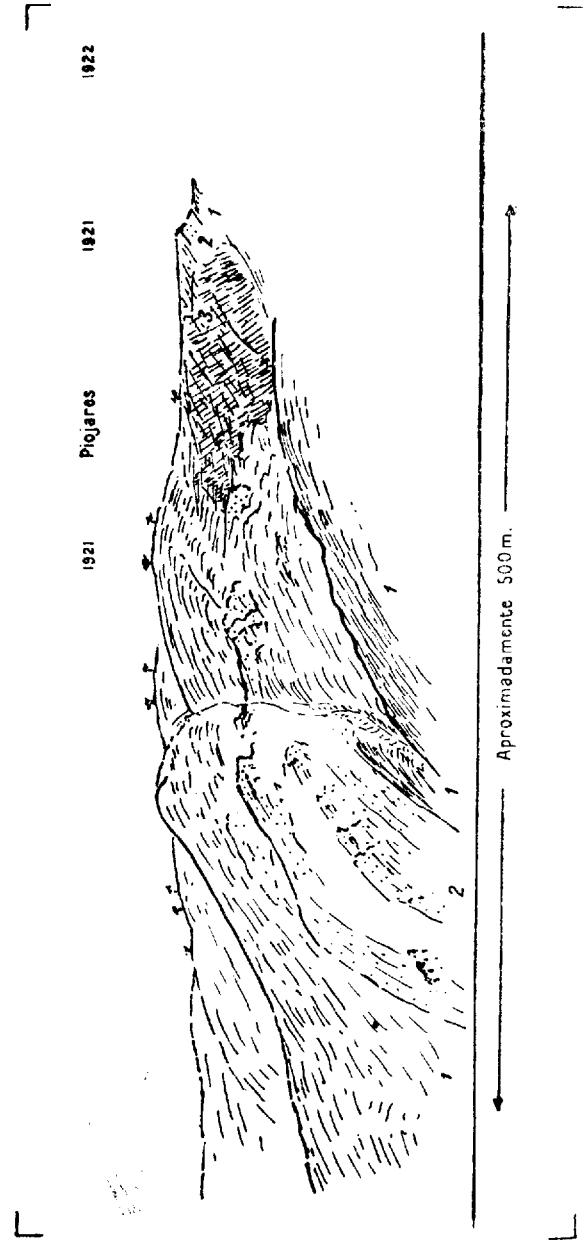


Fig. 25.—Anticlinal volcadero del Piojares visto desde el Oeste. 1, Micasquistos; 2, Areniscas grises, blandas; 3, Zona tapada por derrubios.

cresta del Titero, al Este de la rambla de Valcabra, prolongándose hasta El Morón, donde su disposición, en forma de sinclinal flotante, parece clara. Otra faja, de forma anticlinal, que parece la continuación de la de Benacebada, pasa cerca de Piojares. Tal vez no sería imposible que se tratara en realidad de dos fajas dispuestas en relevo.

Sin duda corresponde a la faja de Benacebada, al Noroeste de la cresta de cota 1.721 (loma de Enmedio), un pequeño anticlinal tumbado al Sur (fig. 25), que llamaremos del Piojares. Parece que por inclinación de eje se hunde hacia el Oeste, donde desaparece.

Dos kilómetros más al Norte de éste aparecen dos nuevos asomos complejos, donde se entremezclan areniscas y esquistos moscovíticos oscuros.

El más septentrional sólo lo hemos estudiado localmente, pero conviene mencionarlo porque es contiguo, en esta trans-

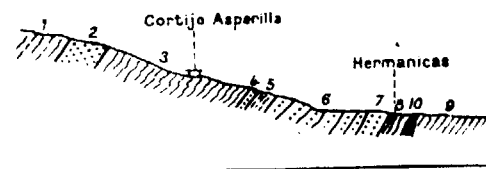


Fig. 26.—Perfil según la cresta del cortijo La Asperilla.

- 1, Micasquistos oscuros de la serie de Sierra Nevada; 2, Arenisca gris bien estratificada (20 m.); 3, Micasquistos oscuros (60 m.); 4, Arenisca gris; 5, Micasquistos oscuros bastante triturados; 6, Arenisca gris algo metamorfizada; 7, Cuarzita con clinocloro (prep. 65/49); 8, Micasquistos de tonos claros; 9, Idem id.; 10, Roca verde.

versal, de formaciones que atribuimos a la Mischungszone. Lo corta el barranco de Asperilla al Sur de Las Hermanicas.

El perfil del espolón (fig. 26) pone en evidencia capas muy levantadas buzando al Sur. Entre ellas aparece (prep. 65/49) una cuarzita granoblástica con moscovita, clinocloro, turmalina, escasos granates, apatito y circón. La turmalina verde es oscura en el centro y de color claro en el exterior. Esta roca, de un tipo especial, no se parece (A. F. M.) a las de la serie de

Sierra Nevada y tampoco a las que conocemos en la Mischungszone. Hemos observado en esta última, no lejos de la carretera de Caniles, en la región de Floranes, una cuarzita con clinocloro, muy triturada, que acaso se acercaría a la roca de Las Hermanicas.

Las pizarras metamórficas que siguen este banco son de tonos más claros que los de la serie de Sierra Nevada. Sería posible que pertenecieran ya a la Mischungszone, así como la roca verde 10 (fig. 26).

En cuanto a esta última, se trata, según Mme. Jeremine, de un gabro completamente transformado. Su actual composición mineralógica es la siguiente: anfíbol de un verde azulado según np, granate incoloro en cristales regulares frecuentemente agrupados, epidota, piroxeno, plagioclasa de recristalización que no pasa de oligoclasa; como minerales accesorios se observa el apatito, la titanita, el rutilo, así como un mineral indeterminable cuyos residuos están impregnados de hidróxido de hierro.

Esta roca se parece mucho a las que fueron descritas por Tornbohm (Über die wichtige Diabas und gabbro Gestein Schwedens. *Neues Jahrbuch für mineralogie*, 1877, p. 337) y por Dun Nelson en Nueva Zelanda. Lacroix y Benson consideran tales rocas como metamórficas, y efectivamente, en sus dos yacimientos típicos aparecen unidas a gneis. La comparación es de interés, pues en el yacimiento andaluz aparece también esta roca en un conjunto metamórfico.

La roca verde se encuentra hacia la base de la Mischungszone, mientras los niveles 2, 4 y 6 de la figura 26 pertenecen a areniscas típicas, más o menos metamórficas, del complejo oscuro de la Sierra Nevada.

Volvemos por fin a la faja areniscosa de Perdigones, que presenta una mayor extensión. Se alinea en conjunto desde el Cabañas, al Este, por el barranco de los Picos (al Sur del Puntal Alto, 1.648 m.), al Norte de la aldea de Perdigones y el barranco de Perdigones, donde se pierde antes de alcanzar la cuenca de recepción del mismo.

e) REGIÓN DE LA PETRONILA.—Al Norte de la terminación occidental de esta faja, bancos de areniscas casi verticales, siem-

pre intercalados entre esquistos, cortan el monte de la Umbria. Forman dos bancos principales buzando a 70-80° al Norte, y reduciéndose hacia el Este en la vertiente que domina el barranco del Tajón.

Por medio de esta faja llegamos al asomo de areniscas y de capas esquistosas de La Petronila, que es el más importante de la región, tanto por su extensión y porque representa el límite septentrional del Bético de la Sierra Nevada, como por las particularidades de su terminación occidental.

En el mapa, este conjunto dibuja un triángulo, cuya base oeste sigue el curso del río Bodurria en más de un kilómetro, a la altura de La Solana. La anchura del asomo se reduce gradualmente hacia el Este. No mide más de 500 metros en la cresta que sigue la carretera de Caniles, al Norte de la Umbria; dis-

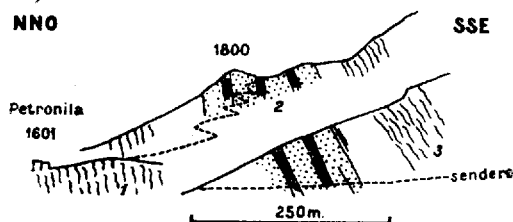


Fig. 27.—Corte de las areniscas de La Petronila.

- 1, Micasquistos con moscovita y grafito; 2, Areniscas grises con intercalaciones de capas filádicas estériles; 3, Micasquistos con moscovita, algo de biotita y grafito.

minuye más aún al Este, hasta desaparecer casi por completo a la altura del caserío del Toril.

El lado sudeste de este triángulo lo forma una primera zona de areniscas y esquistos, alargada del Sudoeste al Nordeste, desde el Sur del Cortijo de la Petronila hasta la cumbre de cota 1.767, que contornea la carretera de Caniles.

Esta zona la forman areniscas grises, con intercalaciones de filadios negros, que se mostraron macro y microscópicamente estériles (prep. 27/45, 116/49; fig. 27). Se trata, bajo el aspecto filádico, de pizarras metamórficas de grano finísimo, con mos-

covita, turmalina y titanita, salpicadas de materia opaca, sin duda grafitica. Algunos lechos contienen algo de cuarzo de aspecto clástico.

Las capas de esquistos que limitan esta capa al Sur no parecen concordantes con ella. Las areniscas se nos presentan, en efecto, como dominadas por un anticlinal de esquistos oscuros, resistentes, cuyo eje se orienta aproximadamente Este-Oeste

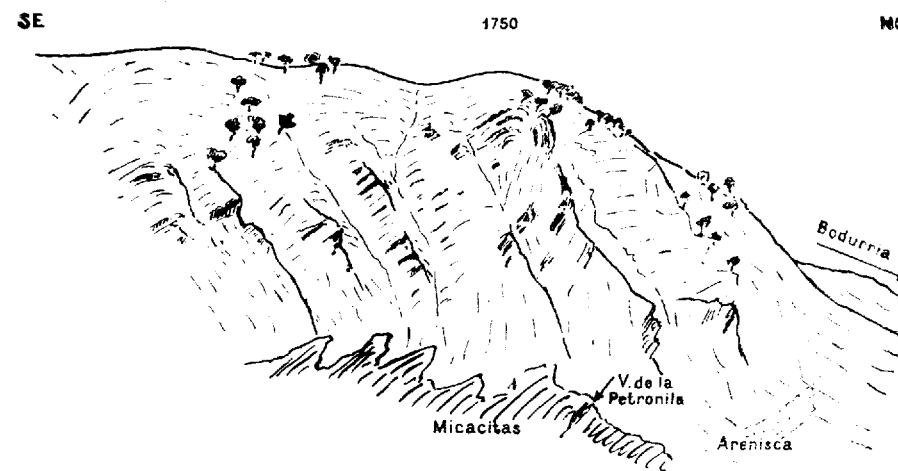


Fig. 28.—Pliegue volcado hacia el Noroeste en los esquistos oscuros del cerro de los Vallejos (espolón de cotas 1.787 y 1.750), al Sur del barranco de la Petronila.

(figura 28). Se trata de esquistos (prep. 118/49), con moscovita y algo de biotita, más o menos cloritizada, conteniendo, además, hermosos granates, cuarzo relativamente abundante y escasos cristales de cloritoide.

Este pliegue, ligeramente volcado, destaca claramente en la vertiente norte del cerro de Los Vallejos (de cota 1.750), donde se halla en contacto directo con la faja de areniscas, mientras al Este son los micasquistos, más blandos que su envoltura, los que se apoyan contra las areniscas. Aparece, pues, una cierta oblicuidad entre el eje del pliegue y la faja areniscosa.

Estratigráficamente, los micasquistos oscuros de este plie-

gue, según los buzamientos y alabeamientos observados (L. S. y P. F.), parecen situarse por debajo de los que constituyen la cresta del Padilla y del Ruero.

No hemos visto en esta región, ni tampoco más al Sur, en la parte alta del barranco de La Petronila, nivel de arenisca más elevado en la serie estratigráfica, salvo el de las afueras de Los Mellizos, que hemos atribuido anteriormente al más elevado de los bancos de arenisca bien caracterizados.

Faltando, pues, niveles de areniscas por encima de los micasquitos del núcleo del anticlinal del cerro de Los Vallejos, hemos de suponer que el contacto de estos últimos con las areniscas de La Petronila resulta de un accidente mecánico: falla o pliegue-falla.

Esto nos parece tanto más probable cuanto que el anticlinal, de orientación Este-Oeste, se pone oblicuamente en contacto con las susodichas areniscas de La Petronila.

Las areniscas del asomo de La Petronila siguen hacia el Este, pasando con sus intercalaciones negras a la vertiente norte de La Umbria. Al Norte del cortijo de La Petronila y por debajo de los esquistos del nivel 1 de la figura 27, aparece la masa principal del complejo formado por alternaciones de areniscas y de micasquitos. Este se extiende con bastante anchura hacia el Norte. Hacia el Este se reduce su potencia. Pasa al Norte de la loma de cota 1.767, donde se acerca mucho a la base de la Mischungszone, según aparece en la figura 35.

El buzamiento de los diversos bancos de arenisca parece bastante variable. Incluidos al Sursudeste en las afueras de La Petronila, buzan de 75° al Sur, en el collado por donde pasa la vuelta de la carretera de Caniles. Más al Norte se notan buzamientos Sudeste de 80°. En cuanto al borde septentrional del complejo, buza 40-50° al Norte, para pasar a la vertical donde las capas cruzan la carretera de Caniles.

Queda por estudiar el detalle de este complejo, pero es preciso poner de relieve el hecho de que queda limitado hacia el Oeste, al fondo del valle del río Bodurria. Su continuación occidental queda truncada por esquistos feldespáticos y gneis de la Mischungszone, que forman toda la vertiente izquierda, con buzamientos totalmente discordantes.

En cuanto a su parte septentrional, el complejo areniscoso y esquistoso de La Petronila, que pertenece a la serie de la Sierra Nevada, queda también limitado por las capas feldespáticas y marmorizadas de la Mischungszone, pasando el contacto al Este del cerro Alonso y Sudoeste de la casa forestal de Floranes, con rumbo al Este.

La figura 29 esquematiza el corte que se puede observar al

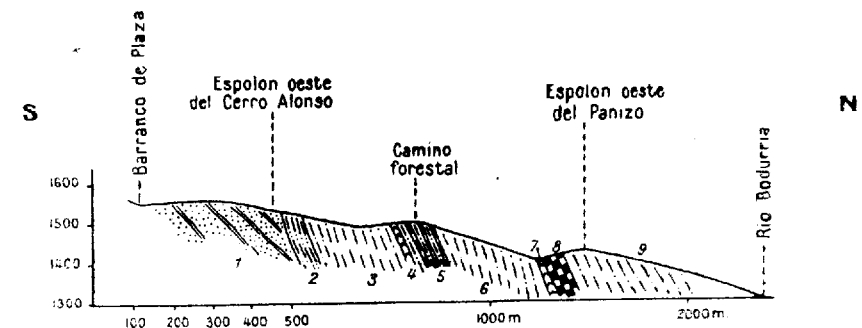


Fig. 29.—Límite septentrional del complejo de las areniscas de La Petronila, al Sudoeste de la casa forestal de Floranes.

1. Micasquitos y areniscas de la serie de Sierra Nevada; 2, Micasquitos gnéisicos de la Mischungszone; 3, Esquistos feldespáticos triturados que admiten unos lechos calizos; 4, Anfibolitas laminadas mezcladas con restos de mármol; 5, Micasquitos gnéisicos alternando con bancos de mármol micáceo; 6, Micasquitos feldespáticos con hileras de anfibolita; 7, Anfibolita; 8, Mármoles; 9, Micasquitos más o menos feldespáticos, según las capas.

lado del camino forestal que desde la casa de Floranes penetra en la ladera derecha del río Bodurria.

Un perfil de la continuación del mismo contacto al Este del meridiano de la casa de Floranes aparecerá (fig. 35) en el capítulo donde se estudia la Mischungszone.

CAPITULO IV

LA TERMINACION OCCIDENTAL DE LA SERIE DE LA SIERRA NEVADA HACIA CHARCHES Y RAMBLA DEL AGUA

a) Región comprendida entre Escúllar y El Raposo

En la Sierra de Filabres, la divisoria de aguas entre la vertiente atlántica y la vertiente mediterránea pasa por El Ruego (2.060) y La Tajonera (2.030), bajando luego por El Benajara (1.904) hacia Canalejas (1.889).

Hasta esa cumbre, que ya pertenece a la *Mischungszone*, toda la alta cuenca del río Bodurria pertenece al tramo superior de los esquistos oscuros de la serie de Sierra Nevada. No empiezan a asomar areniscas hasta los alrededores de Los Mellizos, como se ha visto.

Nos queda por examinar la vertiente sur del anticlinal de fondo de la Sierra de Filabres, así como la terminación occidental de lo que pertenece a la serie de Sierra Nevada, según va indicado en la lámina IV.

No hemos seguido hacia el Oeste el detalle de los numerosos bancos de la región de Escúllar, pero hemos observado que se prosiguen en la vertiente de los Olivillos y en el Morrón.

Al Norte de Fiñana forman tres fajas, con fuerte buzamiento al Sudoeste, en las vertientes de El Valenciano (fig. 30) y de El Gavilán (fig. 31). Los esquistos oscuros que también aquí los acompañan desaparecen en la loma de El Valenciano y en las

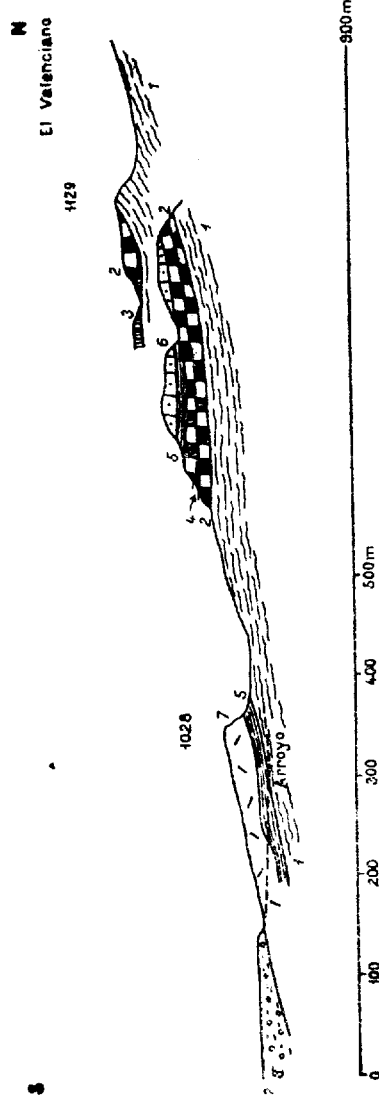


Fig. 30.—Perfil de los retazos de la parte baja de la loma de El Valenciano.

- 1, Micasquistos claros gnésicos; 2, Mármoles fajeados y caliza cristalina; 3, Nivel mineralizado (Fe); 4, "Konglomeratische Mergel"; 5, Filitas violetas del Werfenense; 6, Calizas tableadas recrystalizadas; 7, Calizas y dolomías del Trias; 8, Cuaternario.

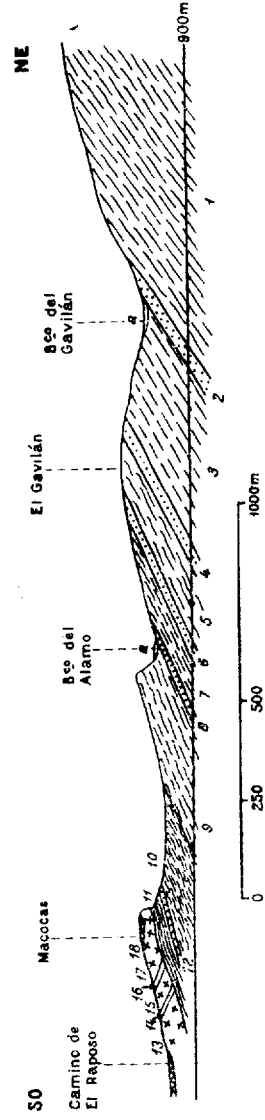


Fig. 31.—Perfil a través de los micasquistos en las colinas de Las Macococas.

- 1, Micasquistos oscuros; 2, Arenas grises; 3, Micasquistos oscuros; 4, Arenas grises; 5, Micasquistos; 6, Arenas grises; 7, Micasquistos oscuros; 8, Arenas grises; 9, Micasquistos oscuros; 10, Esquistos nodulosos claros, sin intercalaciones de verdaderos mármoles, pero con delgadas hiladas de calizas recrystalizadas; 11, Banco de caliza recrystalizada (0,80 m.); 12, Filitas violetas con algunos lechos areniscos; 13-18, Serie alpujarride, calizodolomítica, o sean: 13, Dolomías; 14, Calizas tableadas; 15, Dolomías; 16, Calizas tableadas; 17, Dolomías; 18, Calizas con pseudofucoides.

colinas de Las Macocas (1.057 metros) por debajo de elementos de la *Mischungszone*, que presentan aquí una potencia muy reducida, y soportan ya dolomías del Triás de los Alpujárrides.

No se percibe aquí huella alguna de la potente serie superior de los esquistos oscuros que hemos observado más al Norte sobre el complejo areniscoso.

En cuanto a las mismas areniscas, presentan un notable desarrollo más al Oeste, en el cerro Bermúdez (1.416 metros) (figura 32), y en los espolones de Buenavista (1.551 metros), donde pasa el límite de las provincias de Almería y Granada.

La serie buza aquí al Sudoeste y luego al Oeste, variaciones que marcan el principio del alabeamiento transinclinal, donde se extiende la serie de los mármoles mineralizados de Las Piletas. Este alabeamiento, cuyo eje principal tiene una orientación

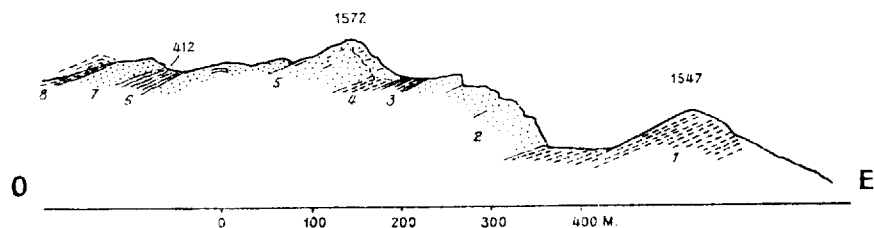


Fig. 33.—Perfil a través de la zona de areniscas al Este del cortijo del Cura.

- 1, Micasquistos oscuros; 2, Areniscas grises; 3, Filadidos negros; 4, Micasquistos; 5, Areniscas grises; 6, Micasquistos con albita (prep. 412); 7, Areniscas grises; 8, Micasquistos.

de Norte a Sur, no corresponde con ninguna dirección herciniana y no tiene, a nuestro parecer, más que una significación local.

Las areniscas se prosiguen hacia el Noroeste y las hemos observado entre el cortijo del Cura y El Raposo (hoja de Guadix al 1:50.000).

Se puede cortar el mismo conjunto areniscoso siguiendo hacia el Este el camino del cortijo del Cura al de Almariza.

La figura 33 indica la disposición de las capas, cuyo asomo arqueado se orienta hacia El Raposo.

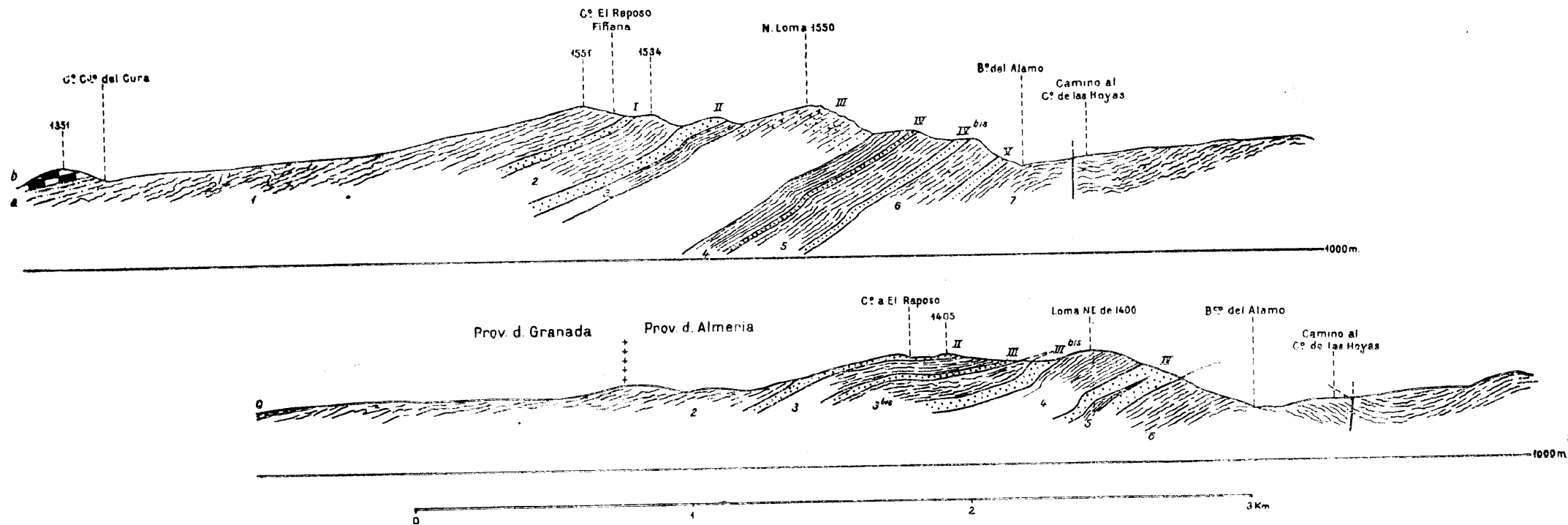


Fig. 32.—Dos cortes paralelos a través del macizo del cerro Bermúdez y de la Cresta de Buenavista. a) Micasquistos feldespáticos, hasta gnéisicos. b) Mármoles de la Mischungzone, que pertenecen al borde de la cuenca de Las Piletas.

1, 2, 3, 4, 5, 6 y 7, Micasquistos nodulosos oscuros de la serie de Sierra Nevada; I, II, IV, IV bis y V, Areniscas grises blandas; III, Areniscas grises de grano muy fino, micáceas y esquistosas.

Se vuelve a encontrar aquí, después de micasquistos oscuros, areniscas grises, con intercalación local de filadios negros.

Sobre la transversal de la cumbre de cota 1.872, por encima de un nuevo banco de areniscas, aparecen unas rocas esquistosas (prep. 412/59); en ellas, además de la moscovita con grafito aparecen cristales de albita salpicados de grafito. La roca está muy triturada, y por sus albitas se asemeja a algunos de los micasquistos de la Mischungszone. Sin embargo, por encima de esta capa vuelve un nivel de areniscas, lo que nos permite suponer que, no obstante su carácter especial, el conjunto aún forma parte de la serie de la Sierra Nevada. Luego aparece un nuevo nivel, que presenta una cierta feldespatización y con caracteres de la Mischungszone. Esta parte del corte llega al barranco por donde pasa el camino de El Raposo. Como aparecerá más adelante, este barranco se halla al límite de la cuenca de Las Piletas, que pertenecen, efectivamente, a la Mischungszone.

Los bancos de arenisca desaparecen dos kilómetros al Sudoeste de El Raposo, por debajo de tierras de cultivo, derrubios que se extienden aguas arriba del barranco de Las Porrillas. Se puede suponer que se continúan todavía, más o menos respetados por la erosión. Dominando esta zona tapada asoma una colina de cota 1.581. Sigue estando formada por estratos de esquistos oscuros de la serie de Sierra Nevada. Dos kilómetros más al Nordeste, El Raposo se halla aún sobre los mismos esquistos, mientras las cumbres del cerro Blanco (puntos de cota 1.839, al Este, y 1.784, al Oeste), que dominan este caserío pertenecen ya a la Mischungszone. Al pie sudoeste del punto 1.784 se intercala aún una delgada faja de areniscas grises en los esquistos oscuros de la Sierra Nevada, a pocos metros de la base de la serie de los mármoles.

b) El macizo de cotas 1.785, 1.763 y 1.735, entre El Raposo y Rambla del Agua.

Este macizo domina el Este de un barranco por donde pasa el camino de Fiñana, y cuyo fondo deja aún aparecer los esquistos oscuros de la Sierra Nevada. Al Oeste se alza un pequeño macizo, sin nombre en el mapa, cuyas cumbres llevan las cotas 1.785, 1.763 y 1.738, que contornean los caminos de Rambla del Agua al Raposo y de Rambla del Agua a Baza por el cerro de la Virgen.

La serie que aparece aquí se asemeja a las areniscas grises que hemos descrito ya en tantos lugares; pero hay ciertas diferencias, tanto por las facies como porque lejos de hallarse intercalada en los micasquistos parece que los termina.

El conjunto reviste la forma de un sinclinal de líneas suaves, que mide unos dos kilómetros de largo, cuyas capas más recientes constan de areniscas que desaparecen hacia el Norte, en bisel, por debajo de la Mischungszone (fig. 34), y cuyo eje se alarga hacia el Oestesudoeste desde la cumbre de cota 1.785.

Con buzamientos localmente variables, pero de directrices rectilíneas en conjunto, el asomo de areniscas se extiende hasta la vertiente este de un pequeño barranco, que desemboca al Sudeste del pueblo de Rambla del Agua.

Se continúa luego por un estrecho sinclinal de las mismas areniscas, pellizcando en los esquistos que forma la pequeña cumbre que separa este barranco del valle de Rambla del Agua. Se vuelve a observar la prolongación del pliegue más al Oeste, en una loma de cota 1.436, donde la recorta una potente masa de rocas verdes, formando esta última la cumbre llamada también Rambla del Agua, en el mapa al 1 : 50.000.

En sus extremidades, más o menos pellizcadas, este sinclinal no contiene más que areniscas grises y blandas, de tonos claros, análogas a las que se conocen más al Este.

En su parte oriental aparece una mayor variedad de rocas buzando al Norte y cuya base parece concordante o en concordancia con los micasquistos azulados que forman su base.

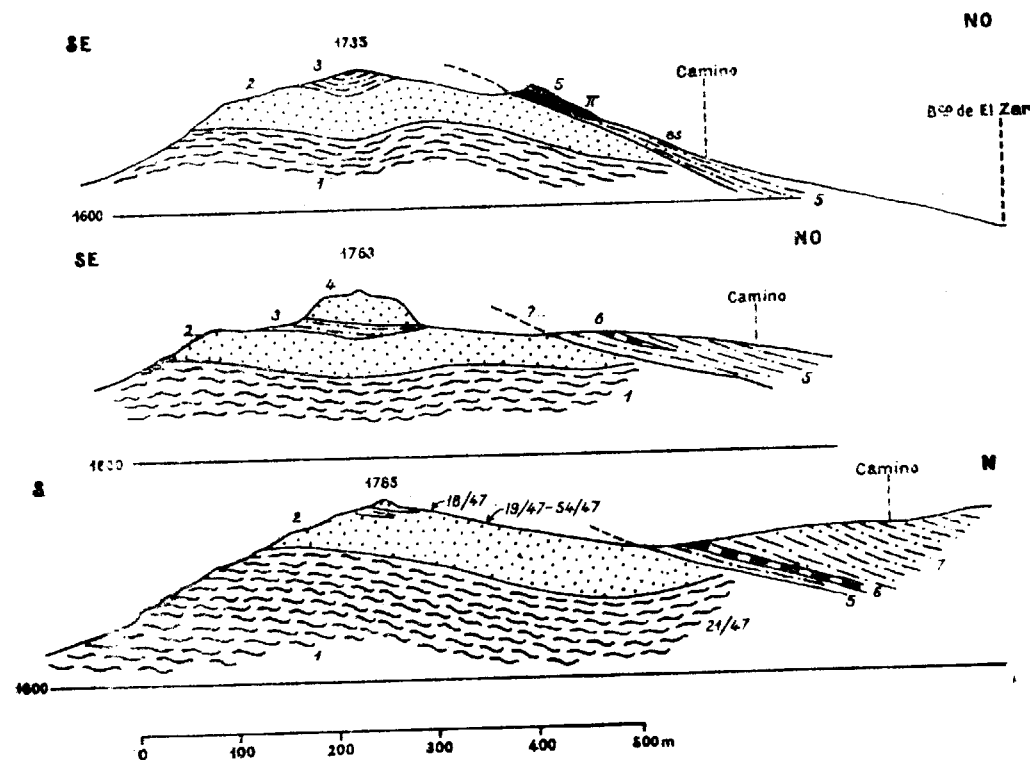


Fig. 34.—Perfiles esquemáticos a través del macizo 1.785, entre El Raposo y Rambla del Agua.

- 1, Micasquistos azulados de El Raposo (serie de Sierra Nevada); 2, Areniscas grises blandas, estratificadas; 3, Esquistos fládicos negros; 4, Areniscas negras y blancas duras; 5, Micasquistos feldespáticos de la Mischungszone; 6, Mármoles; 7, Micasquistos feldespáticos; π, Serpentinización; 18/47, etc., localización de las rocas estudiadas.

Estas constan de esquistos con moscovita, acompañada por algo de clorita verde. El cuarzo aparece en delgados lechos entre las láminas micáceas. La turmalina se halla en pequeños cristales de color verde parduzco. El granate aparece en algunos niveles (prep. 238/57). El grafito, bastante abundante, salpica la roca.

La serie areniscosa (2, fig. 34), aquí negruzca, admite rocas

cuarzosas, que contienen sólo algunas laminillas de moscovita. (prep. 54/47). Tienen una naturaleza detritica. Niveles esquistosos separan los bancos areniscosos. Se trata de una pizarra sericitica, muy poco metamórfica (prep. 19/47).

Hacia la parte superior de las areniscas aparecen esquistos filádicos negros. Se trata de pizarras de grano finísimo, con laminillas de biotita, que parecen de origen clástico. También madame Jeremine, que estudió la prep. 18/47, nota que, a pesar de ser la biotita de aspecto detritico, la roca es algo metamórfica.

En la peña de cota 1.763 hemos visto la misma disposición de las capas. Los micasquistos azulados de la base (1) soportan, hacia la altura de 1.680-1.700 metros, areniscas blancas (2) que hacia el Norte pasan a areniscas más finas. Miden unos 50 ó 60 metros de espesor.

Por encima vienen esquistos filádicos negros (3), terminados por areniscas duras de grano fino y de color negro.

No nos pareció que otras rocas negras se extendieran hasta el Norte del macizo, donde las observaciones resultan difíciles, sin embargo, a consecuencia de los buzamientos de 20-30°, hacia el Nornoroeste, es decir, en el sentido de la vertiente.

El conjunto arenicoso domina la vertiente sur del barranco de El Zar, formando el crestón de cota 1.724, donde los buzamientos aparecen variables y localmente orientados hacia el Oeste.

Más al Norte, aproximadamente a la altura de 1.700 metros, en la loma que corta el camino de Rambla del Agua a Baza, asoma un paquete de serpentina que soporta un último retazo de micasquistos feldespáticos.

Estas formaciones de la Mischungszone descansan en bisel sobre las areniscas y micasquistos de la serie de Sierra Nevada, pero no pudieron ser estudiados los contactos exactos porque desaparecen por debajo de los derrubios.

Hacia el Norte, y desde la aparición de los esquistos feldespáticos y de los mármoles, reina la Mischungszone hasta donde desaparece por debajo de los Alpujárrides.

Es preciso volver a las areniscas, con el fin de hacer notar algunos detalles. Su masa, que es importante, está afectada por

dislocaciones de detalles bastante complejos, que quedan aún por estudiar.

Entre el punto de cota 1.763 y la terminación occidental del asomo, los bancos se alargan hacia el Oeste. En todas partes donde pueden verificarse los bancos parecen buzarse al Oeste. Al final del asomo, los buzamientos se acentúan, pasando de los 45° al Oeste. Toda la serie arenicosa constituye una escarpada vertiente de 70 metros de desnivel, al pie de la cual se vuelven a encontrar los micasquistos oscuros de la Sierra Nevada, que son aquí granatíferos.

En la parte oriental de la montaña, o sea, al pie del punto de cota 1.785, no parece que haya concordancia entre las areniscas de la cumbre y los micasquistos de su base. No se puede decir todavía si se trata de una verdadera discordancia o sencillamente de disarmonía de plegamiento.

En la vertiente sur, los mismos micasquistos, más o menos azulados, forman la base del macizo. Los corta el camino directo de El Raposo a Rambla del Agua. Pero mientras las areniscas de la cumbre buzarse al Norte, los micasquistos parecen suavemente inclinados al Sudoeste.

El contacto no se presenta, pues, como en los demás yacimientos, donde la concordancia parece corriente.

En si mismo, el complejo arenicoso presenta algunas particularidades. Las areniscas grises se parecen mucho a las que conocemos en otros sitios; además, los niveles superiores son más resistentes, más cuarzosos, y más oscuros, hasta los de la vertiente oriental de la peña 1.785, que son completamente negros.

En cuanto a los esquistos filádicos se nos mostraron algo areniscosos, menos hojosos que los de La Petronila y no tan resistentes a la erosión como las areniscas. Hemos buscado mucho tiempo, sin éxito, huellas fósiles en los filádicos.

Como en las mismas areniscas, se observa aquí algo de metamorfismo. Conservan todavía al microscopio su aspecto detritico primitivo, a tal punto, que se puede dudar del origen metamórfico de las biotitas.

En cuanto a la vertiente septentrional, de 1.785, donde hemos notado anteriormente un esquisto filádico de aspecto me-

tamórfico (véase también fig. 34, prep. 18/47) se trata, para madame Jeremine, de un caso anormal, pues su grado de transformación no concuerda con lo que resulta del estudio de las demás muestras. Será preciso saber si este metamorfismo es característico de la capa entera o si sería posible que resultara de una acción de la vecina Mischungszone.

Esta consta de micasquistos gnéisicos con moscovita, ricos en cuarzo, que contienen abundantes granates, bien cristalizados, con inclusiones de cuarzo y turmalina verde de fuerte pleocroísmo (de rosa a verde). La epidota en prismas alargados acompaña de vez en cuando a la moscovita. Estos esquistos, aunque de tonos más claros que los de Sierra Nevada, no contienen feldespatos, pero la intercalación en su masa de mármoles demuestra claramente que se trata de la Mischungszone. En cuanto a la serpentina, contiene localmente residuos de piroxenos y magnetita.

c) La serie de la Sierra Nevada entre Rambla del Agua y el Sur de Charches.

Los micasquistos oscuros se extienden en toda esta zona, conservando los mismos caracteres que más al Este.

Un asomo de rocas verdes descompuestas aparece en el barranco, aguas arriba del pueblo de Rambla del Agua. Es demasiado reducido para que sea posible indicarlo en el esquema, Lámina IV.

Las intercalaciones areniscosas nos parecieron más reducidas que en el Este. No haremos mención sino de las más importantes, cuyo interés, sobre todo, es el de poner de relieve las líneas estructurales de los esquistos donde se hallan intercaladas.

La más importante se halla al pie de la vertiente izquierda de la Rambla del Agua, aguas abajo del pueblo. No dio lugar a observaciones especiales, ni tampoco la faja de areniscas que aparece cerca de las casas y que sigue el camino de Charches antes de llegar al asomo de rocas verdes de cota 1.617.

Hacia el Oeste, las lomas de cotas 1.634 y 1.692 no nos mos-

traron capas areniscosas de cierta importancia. También más al Oeste aún, aparece una faja en el espolón que separa el barranco Hondo de la rambla de la Higuerica. Este espolón forma la prolongación occidental del macizo del Monterillo, cuyas capas superiores pertenecen ya a la serie de los mármoles.

El buzamiento de los estratos esquistosos es aquí de unos 30° al Oestenoroeste. Aparece aquí un banco interestratificado, cuyo asomo dibuja un manchón en forma de óvalo en su intersección con la superficie topográfica.

Aguas arriba del barranco del cortijo de La Higuera aparece (prep. 19/49) un banco de cipolino con moscovita, clorita y algo de biotita, con cuarzo, epidota, titanita y zoisita. Corresponde aproximadamente con la base de la Mischungszone que reina en El Monterillo. Hablamos aquí de este mármol porque jalona el límite de la serie de Sierra Nevada.

Añadiremos que 200 metros al Este del barranco asoma sobre los mármoles una roca verde que al microscopio (prep. 53/49) aparece como una serpentina. Cien metros más al Oeste se presenta otra roca verde, intercalada en los micasquistos oscuros. Esta vez se trata (prep. 61/49) de una anfíbolita, con anfíbol verde oscuro según ng, algunos cristales de piroxeno, numerosos granates que contienen inclusiones, cuarzo y albita. Los esquistos de su base son de grano bastante grueso, de color claro, pero de pátina oscura. Creemos que pertenecen a la serie de Sierra Nevada.

En la vertiente sudeste del espolón aparece algunos metros por debajo de las areniscas una delgada intercalación de caliza oscura, muy cristalina, con mica. Se trata de una roca absolutamente diferente de los mármoles, que se asemeja a las calizas que hemos señalado más arriba, al Norte de Escúllar, en la serie de la Sierra Nevada.

Las faldas septentrionales del macizo del San Cristóbal nos proporcionaron los dos últimos asomos de areniscas grises, que se hallan también intercalados en los esquistos oscuros de Sierra Nevada.

El primero corresponde a una faja arqueada, orientada de Sursudoeste a Nornordeste, que se esfuma a unos 300 metros al Nordeste de la colina de cota 1.452 y al Sur de la 1.402. Su

terminación oriental desaparece por debajo de la Mischungszone, la cual descansa en discordancia, tanto sobre los esquistos oscuros como sobre las areniscas.

El segundo jalón, unos 800 metros al Norte del San Cristóbal, corresponde con un banco de areniscas, alargado en unos 100 metros en dirección Oeste-Este. Se halla a un centenar de metros del límite de la Mischungszone.

Conviene añadir que si las intercalaciones areniscosas que acabamos de mencionar son las más visibles, es probable que investigaciones detalladas permitan descubrir algunas más.

Además aparecen interestratificadas en la potente masa de esquistos hiladas delgadas de areniscas, que no pueden dibujarse en el mapa, pero que, como en la región de Escúllar, atestiguan la fuerte proporción de cuarzo clástico en el conjunto esquistoso.

d) Nota acerca de las areniscas grises de la Sierra de Filabres.

Trataremos aquí solamente de su aspecto general y de su significación tectónica.

Todas estas areniscas, ya sean las de las vertientes meridionales de la Sierra de Escúllar a Buenavista y al Raposo, ya sean las de las fajas de El Moro, de Tablas o de La Petronila, aparecen siempre con los mismos caracteres: rocas de un gris bastante claro, frecuentemente blandas y que se deshacen en arenas.

Salvo en el macizo de cota 1.785, al Oeste de El Raposo, donde desaparecen directamente por debajo de la Mischungszone, se presentan siempre como interestratificadas en el conjunto de esquistos oscuros. Excepto en casos particulares, no sufrieron un metamorfismo notable, o, mejor dicho, siendo su composición primitiva únicamente silícea, no dieron lugar a la formación de minerales de metamorfismo. En algunos casos contienen una cierta proporción de granos de circón detríticos.

Los esquistos filádicos negros que las acompañan no sufrieron tampoco notables transformaciones. Es posible que esta ano-

malía sea debida a la protección de las areniscas en que van intercalados.

Las areniscas desempeñan un papel más importante en la parte de la Sierra de Filabres, que hemos estudiado, que en el anticlinal de la Sierra Nevada.

Especialmente en la vertiente de Escúllar ocupan una zona que pasa de los 1.500 metros de potencia, ya sea en bancos compactos, ya sea en capitas, o bien en estratificación entrecruzada, siempre intercaladas en los monótonos bancos de esquistos oscuros de la Sierra Nevada, conteniendo estas últimas numerosos lechos delgados de cuarzo, que no se pueden indicar en el mapa.

La base del complejo con predominancia de areniscas no es visible en la región de Escúllar. Se puede suponer que, como en la misma Sierra Nevada, este conjunto, rico en cuarzo clástico, descansa sobre otro conjunto de esquistos, desprovisto de bancos de areniscas.

Sobre la serie areniscosa de Escúllar - El Moro descansa un nuevo conjunto de esquistos oscuros idénticos a las demás, pero otra vez desprovistos de areniscas. Los hemos llamado esquistos superiores, pero aún no sabemos si representan una particularidad local o si verdaderamente reina este nivel superior en el resto de la Sierra.

Todo nos induce a suponer que los niveles areniscosos del Norte de la Sierra, los de El Moro y de La Petronila, representan la reaparición del complejo de Escúllar. Si esta hipótesis se puede comprobar, representará el complejo areniscoso una verdadera entidad estratigráfica superpuesta y subordinada a series esquistosas más pobres en cuarzo.

Desgraciadamente, hasta la fecha no se ha encontrado ninguna huella orgánica en los esquistos filádicos, de modo que no tenemos medio alguno de calcular la edad de estas formaciones.

Desde un punto de vista tectónico, los bancos de areniscas que subrayan la estratificación permiten dibujar perfiles y poner en evidencia repliegues que nos proporcionan datos importantes sobre el estilo estructural del pliegue de fondo de la Sierra de las Estancias.

Así aparecen algunos anticlinales y sinclinales de detalle,

cuya orientación general Este-Oeste corresponde en líneas generales con la del pliegue de fondo.

Si, como aparece en las láminas IV y V, este pliegue de fondo afecta a la vez la serie de Sierra Nevada y la de la *Mischungszone*, con hundimiento axial hacia el Oeste, se ve claramente que los pliegues de detalle subrayados por las areniscas son propios del complejo de la Sierra Nevada y no se continúan en la *Mischungszone*, cuyos esquistos feldespáticos y mármoles descansan en discordancia sobre ellos.

Algunos pliegues de la serie de Sierra Nevada hacen resaltar caracteres aberrantes en la Sierra de Filabres.

Al Norte de Escúllar, en la vertiente oriental de la rambla del mismo nombre, aparece en las areniscas un sinclinal ligeramente tumbado al Sur.

El anticlinal de Piojares se muestra también tumbado al Sur (fig. 25), pero de modo más marcado. Sus proporciones son todavía muy reducidas y el alabeamiento no pasa de los 250 m.

El pliegue del Cerro de los Vallejos indica una asimetría aún menos acentuada, pero con vergencia al Noroeste. No interesa más que los esquistos oscuros de la serie de Sierra Nevada, y, según vimos, se halla en contacto oblicuo con las areniscas de La Petronila (fig. 28).

Será preciso emprender nuevas observaciones en cuanto a estos accidentes y a otros que seguramente aparecerán en el futuro. De momento no se pueden deducir conclusiones de estas particularidades, sino que —como los mismos bancos de areniscas— indican dislocaciones propias de la serie de Sierra Nevada en el pliegue de fondo de la Sierra de Filabres, dislocaciones cuya significación queda por estudiar.

CAPITULO V

LA MISCHUNGSZONE ALREDEDOR DE LA TERMINACION OCCIDENTAL DE LA SIERRA DE FILABRES

El Dr. Jansen, en la importante Memoria que publicó sobre la Sierra de Baza [37], puso de manifiesto la existencia en la base del complejo triásico de los Alpujarrides de un conjunto de micasquistos granatíferos con intercalaciones de mármoles. Separado de las calizas y dolomías por las filitas violetas y abigarradas del Werfenense, este conjunto metamórfico fue atribuido a la *Mischungszone* de H. A. Brouwer.

Antes de toda consideración teórica vamos a reunir una documentación objetiva, estudiando unos perfiles bien determinados, de los cuales el más completo es el que puede observarse a lo largo de la carretera de Caniles. Representa la continuación de la transversal que ha sido estudiada en el capítulo III. Así, pues, se empezará por éste, buscando luego otros cortes de referencia.

La *Mischungszone* no asoma en el flanco sur del pliegue de la Sierra de Filabres en la zona de nuestro perfil general. Por tal motivo, dejamos para el final de este capítulo los retazos de la serie de los mármoles que aparecen al Oeste de Escúllar.

a) Perfil del collado de Floranes
(Hojas 994, Baza, y 1012, Fifiñana, al 1/50.000)

Nuestro punto de partida será el borde septentrional de la faja de areniscas de la Petronila, donde la corta la carretera de Caniles. Según hemos notado anteriormente, estas areniscas, en bancos interestratificados en el conjunto esquistoso de la serie de Sierra Nevada, buzan fuertemente al Norte (20, fig. 35). Forman dos capas, una de ellas que pasa por la pequeña cumbre de cota 1.767 (Hoja de Guadix, al 1/50.000). Después de algunos metros de esquistos con moscovita, granate y grafito (19), la siguiente, más delgada (18), es de una arenisca moscovitifera con algunos fragmentos de feldespato clástico. Luego vienen esquistos muy triturados, contra los cuales se apoya una roca negruzca casi únicamente formada por grafito y granate (17). Una estrecha zona sigue esta "grafitita". Se trata de una mezcla de roca negra (prep. 16 a) con calcita recristalizada, feldespato en plaquitas redondeadas, cuajadas de inclusiones opacas, contorneadas y replegadas, y (prep. 16 b) por una roca leucocrata constituida por albita límpida en granos redondeados con inclusiones de cuarzo y de moscovita. Estos restos, que aún se pueden identificar, van envueltos en una pasta completamente triturada e inteterminable.

Es aquí donde se sitúa el contacto entre la serie de Sierra Nevada y la de la Mischungszone.

Ya representa el nivel 15 de la fig. 35 un gneis albitico (o un esquisto cuarzoso albitico) con moscovita y clorita verde. La epidota, en prismas alargados, se halla asociada a las micas. El feldespato forma grandes cristales peciloblásticos, siendo muy abundante en ciertos lechos (prep. 15 a). Estos esquistos feldespáticos van acompañados por lechos desprovistos de feldespato, pero ricos en hermosos granates que contienen inclusiones variadas, especialmente de cuarzo.

Estos lechos, siempre muy levantados, son seguidos por un conjunto de esquistos más o menos feldespaticados, de los cuales varios bancos corresponden (fig. 35) a:

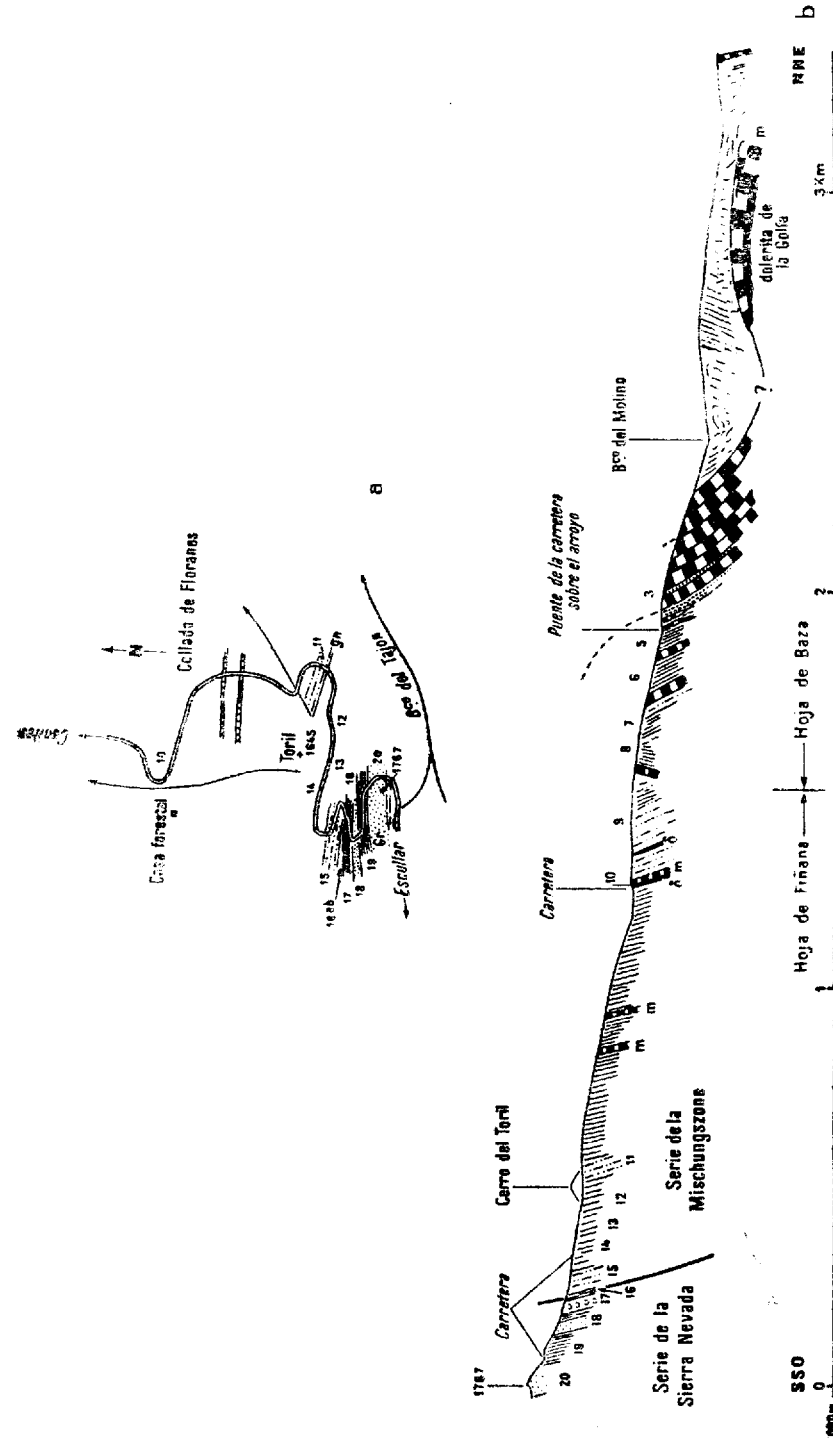


Fig. 35.—a) Croquis de la región sur del collado de Floranes. Las cifras dan la situación de los bancos que aparecen con el mismo número en el perfil. b) Perfil de la Mischungszone en la región del collado de Floranes. (Leyenda en el texto.)

14. Esquistos con moscovita, albita y algunas laminillas de biotita con epidota en prismas alargados. La turmalina, de pleocroísmo acentuado, del rosa al verde azulado, aparece en numerosos cristales. El feldespato aparece en cristales límpidos sin maclas. Esta roca casi resulta un gneis albitico.

13. Esquisto albitico con moscovita, granate y epidota, análogo al precedente, pero aquí los feldespatos contienen inclusiones de cuarzo, moscovita y epidota. Además se observan algunos cristales de espinela.

12. Esquisto con moscovita, epidota y granate, pero que parece desprovista de feldespato.

11. El banco siguiente, que es más duro, más resistente, más claro, y que a simple vista evoca un gneis, aparece en realidad pobre en feldespato. Se trata de un micasquisto compuesto de moscovita, epidota, clorita y granate, clorita verde y biotita. Hay abundantes turmalinas de color rosa hasta verde azulado. Los granates, en cristales bien formados, contienen inclusiones de cuarzo, dispuestas en líneas paralelas entre ellas, pero orientadas oblicuamente con relación a la pizarrosidad. Estas líneas son, además, arqueadas y tienden a dibujar pliegues.

Luego vienen otros bancos de esquistos, más o menos albiticos, formando una serie monótona, pero en la cual se intercalan delgados bancos de mármoles. Los más importantes aparecen en la figura 35.

Después de unos 50 metros de esquistos idénticos, aparecen:

10. Banco de anfibolita con epidota, clorita, moscovita, feldespato, titanita y apatito. Inmediatamente después principia el complejo principal de los mármoles de Floranes.

En la base de este complejo aparecen principalmente micasquistos feldespáticos con algunos niveles de mármoles, mientras hacia su parte superior predominan gradualmente los mármoles, hasta dominar casi exclusivamente.

El perfil de conjunto (fig. 35) indica las relaciones de todas las capas, según un corte establecido a la misma escala para las alturas y las distancias. Nos pareció todavía útil aprovechar las obras de la carretera para analizar con más detalles la sucesión de los niveles. Siendo la forma en que se presenta el desmonte en la ladera occidental de la loma, fue preciso dibujarlo

como se nos presentaba, es decir, con el Sur a la derecha del lector. Las cifras indican aproximadamente los centenares de metros medidos en el contador del coche (fig. 36). Los números del interior de los círculos corresponden con los de las láminas delgadas comentadas a continuación.

La enumeración se hace en el mismo sentido que en la figura anterior, es decir, estratigráficamente desde las capas inferiores hasta las más elevadas.

Después de los micasquistos albiticos aparecen dos bancos de mármoles separados por (9) micasquistos con moscovita, algo de biotita y granate. Sobre el banco superior vienen micasquistos feldespáticos, ricos en intercalaciones delgadas de mármoles.

Después de un tramo con la estratificación revuelta, reaparecen micasquistos feldespáticos, pasando a gneis albitico y luego a micasquistos localmente triturados o laminados. El nivel de la lámina delgada (8) corresponde a un micasquisto con moscovita y granate, rico en epidota, pero sin feldespato.

Cerca del mojón hectométrico 300, esta serie pasa a un gneis con moscovita, biotita, microclina y albita.

Luego, la figura pone de manifiesto los varios niveles y la intercalación de los lechos de mármoles en los esquistos. Estos últimos son muy parecidos a los que hemos mencionado, pero generalmente están desprovistos de feldespato.

El ejemplar 6 corresponde a un micasquisto con moscovita, epidota y granate, mientras el 5 se halla desprovisto de granate y es rico en clorita verde. En ambas rocas abunda la turmalina de fuerte pleocroísmo (rosa a verde azulado). El cuarzo está en proporción variable. El apatito está siempre presente.

Antes de llegar a la masa principal de los mármoles se corta un banco de verdadera cuarcita blanca que mide 3 - 4 metros, pero tan pulverulenta que fue imposible recoger una muestra.

Después de unos 40 metros de mármoles aparece un segundo nivel cuarzoso que también parece haber sufrido fuertes compresiones.

La lámina delgada 3.^a corresponde a una cuarcita con moscovita, clorita verde, epidota, apatito y turmalina de fuerte pleocroísmo. El ejemplar 3 a es también de cuarcita, pero con clinocloro y algo de moscovita.

mente con relación a la pizarrosidad, como si el cristal hubiera sufrido una rotación después de su formación.

De una manera general parece que esta serie superior sea más rica en feldespato y en biotita que el conjunto esquistoso inferior.

Reina en la loma alargada que separa la cuenca del arroyo Mozas, al Este, del valle del río Bodurria, al Oeste. La vertiente oriental de este último permite completar el perfil general en la forma que aparece en la figura 35, utilizando detalles que aparecerán más adelante, en la figura 44.

Este perfil de Floranes es el más completo que conocemos. La *Mischungszone* se divide aquí en tres términos. El inferior, con una potencia de unos 1.000 metros, consta de esquistos albiticos en los cuales no aparecen sino raros y delgados bancos de mármoles. Corresponde hasta cierto punto, y en proporciones mucho mayores, a la "Kalkarme zone" o zona pobre en mármoles que Zermatten señala en la región de La Calahorra. La parte mediana empieza por unos 700 metros de alternancias de esquistos más o menos albiticos o gnéisicos y de mármoles, terminando por una potente masa predominantemente marmórea, cuya parte superior, únicamente formada por mármoles, pasa de los 200 metros. Corresponde con la "Kalkreiche zone" de Zermatten. El espesor total se acerca, pues, a los 2.000 metros.

Pero aquí viene un tercer término, que vuelve a estar constituido por esquistos más o menos albiticos y gnéisicos, con escasos y delgados lechos de mármol.

Sobre este perfil aparece el término superior, mucho más delgado que los inferiores, de modo que se plantea el problema de saber si representa una repetición mecánica del término inferior. También se ve en el vecino valle del río Bodurria que los mármoles del término mediano se continúan por debajo de los micasquistos superiores hasta las cumbres terminales de 1.361 (1). Resulta, pues, difícil considerar los esquistos superiores como tectónicamente independientes.

(1) Estas cumbres dominan al Sudeste el río Bodurria, aguas arriba del caserío de La Carriza (Hoja de Baza).

Es probable que el estudio de las regiones más orientales, que no hemos alcanzado, permitirá esclarecer este punto.

En las inmediaciones de esta transversal, como al Norte del Veleta, no aparece discordancia entre la serie de Sierra Nevada y la *Mischungszone*. En regiones donde reinan tales esquistos, en general levantados, puede parecer arbitrario marcar un límite entre ambas formaciones. El argumento consiste aquí, como en el macizo de la Sierra Nevada, en la aparición repentina de la albita, que no existe sino en ínfimas proporciones en los horizontes profundos. Desde un punto de vista petrográfico se nota aquí un brutal enriquecimiento en mineral sódico que se traduce, a simple vista en el campo, por una clara diferenciación, siendo la serie de Sierra Nevada grafitica, de tonos oscuros, y dando lugar a formas de erosión denticulares, y la de la *Mischungszone*, de tonos más claros y de morfología más suave.

Conviene notar que la albitización no es absolutamente general. Parece, además, independiente de la proximidad de niveles marmóreos.

En cuanto a las relaciones de los dos complejos, aparece aquí un argumento más imperioso. Si en la vertiente septentrional de la Sierra Nevada o en el perfil mismo del collado de Floranes queda planteada la cuestión de concordancia, o de acordancia, ya hemos visto que al Sudeste de la Casa Forestal de Floranes existe entre ellos una marcada discordancia (fig. 29). Esta resaltará de un modo más claro en las descripciones que vienen a continuación.

b) Notas sobre la *Mischungszone* al Este del perfil de Floranes (1)

Las formaciones que acabamos de estudiar reinan al borde externo o septentrional de los esquistos de la Sierra de Filabres.

Con buzamientos más o menos acentuados hacia el Norte

(1) Las observaciones resumidas en este párrafo fueron recogidas en 1949 por dos de los firmantes (L. S. y P. F.), siendo luego estudiadas las rocas por A. F. M.

desaparecen al Este de Los Olmos, por debajo de los depósitos pliocuaternarios de la cuenca de Caniles-Baza. Estos depósitos son bastante potentes. Dejan todavía asomar en la vertiente derecha del bajo Bodurria, según Jansen [57], y en la vertiente oriental del río de Valcabra, dos kilómetros al Norte de Rejano, margas y areniscas del Neógeno superior (1).

Hemos seguido y recortado, pues, parte de la *Mischungszone* entre el collado de Floranes y el Este de Rejano.

La imponente masa de los mármoles de Floranes desaparece hacia el Este por hundimiento axial por debajo de los esquistos feldespáticos que reinan casi exclusivamente; pero los fondos

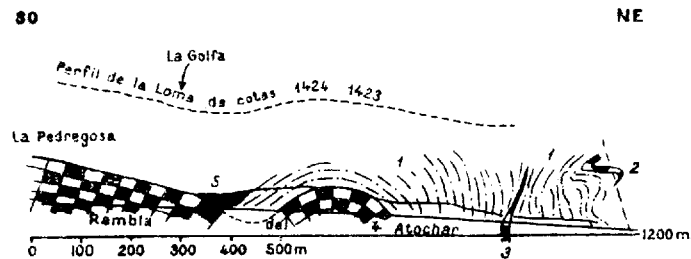


Fig. 37.—Anticlinal de mármoles en la rambla del Atochar, aguas arriba de su confluencia con el arroyo Moras, al Noroeste del punto de cota 1.369.

1, Esquistos de la *Mischungszone*; 2, 3, 4, Mármoles; 5, Filitas de significación dudosa.

de los barrancos dejan asomar niveles marmóreos en varios ojales.

Así pasa en la rambla del Atochar, antes de su confluencia con la del arroyo Moras (fig. 37); en el valle del arroyo Moras, sobre la prolongación de la zona de Floranes (fig. 38), y también en el arroyo de Uclías, al Norte de su unión con el barranco de las Viñas (fig. 39). Los dibujos son bastante claros para no necesitar comentarios.

(1) Falloit (P.), Solé (L.), Colom (G.) et Birot (P.): "Sur le Néogène des bassins du Guadiana Menor et de Baza". *C. R. Ac. Sc.*, t. 230, 1950, pp. 1717-1720 Paris.

En otros sitios, lechos de mármoles más o menos alabeados aparecen entre los esquistos.

En un punto se asocian a los mármoles capas complejas, entre las que figura un banco de yeso. Trataremos de esto más adelante (fig. 65). En cuanto al conjunto de la zona, nos limitamos a anotar que los micasquistos feldespáticos predominan

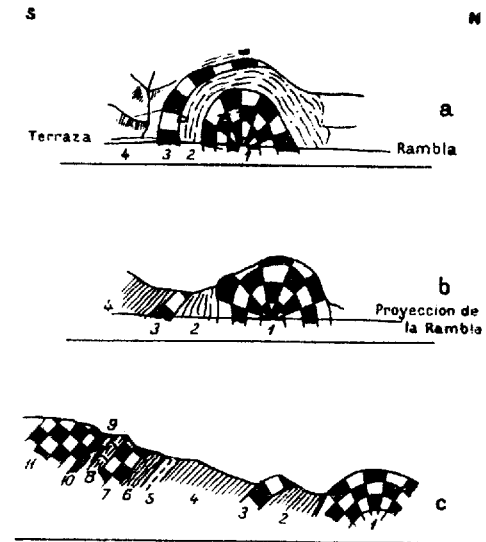


Fig. 38.—Anticlinal cortado por el arroyo Moras, al Este de la faja de Floranes: a) Perfil en la vertiente izquierda. b) Perfil de la vertiente derecha. c) Perfil paralelo a los precedentes pasando 250 metros más al Este.

1, Núcleo del anticlinal de mármoles; 2, Esquistos verdosos con moscovita y clorita verde (prep. 1/49), 15 m.; 3, Mármoles dolomíticos, 12-15 m., en lechos discontinuos; 4, Esquistos filitosos, 40 m.; 5, Esquistos gnéisicos, 3 m.; 6, Esquistos filitosos con granate, 6-7 m.; 7, Mármoles, 10 m.; 8, Micasquistos sin granate, 5 m.; 9, Micasquistos con moscovita ricos en granate, 10 m.; 10, Micasquistos con moscovita pero sin granate, 5 m.; 11, mármoles, > 20 m.

hasta el río Valcabra, pasando su límite meridional al Norte de Las Hermanicas, donde hemos descrito anteriormente los últimos bancos de areniscas grises de la serie de la Sierra Nevada (fig. 26).

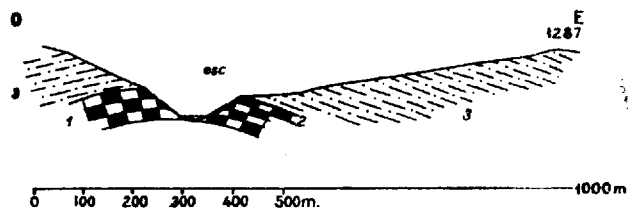


Fig. 39.—Corte a través del arroyo de Uclías, aguas abajo de su unión con el arroyo de las Viñas, al Oeste del punto de cota 1.287.

- 1, Mármoles de aspecto dolomítico (muy reducida efervescencia); 2, Mármoles más calizos, muy blandos; 3, Micasquistos más o menos gnéisicos con lechos ricos en granate. Esc.-Derrubios.

Los mármoles reaparecen al oriente del arroyo de Valcabra, donde reinan, al Este de este río, en el macizo del Palacio (1.357 m.), prolongado hasta el río Saúco por la cumbre de cota 1.367 y La Pared (1.423 m.); pero presentan ciertas particularidades (hojas 1.012, Fiñana, y 994, Baza).

Los perfiles figuras 37-40, que forman una sucesión hacia el Este, hacen aparecer datos nuevos, pues allí la constitución de la serie caliza no corresponde exactamente con la de Floranes.

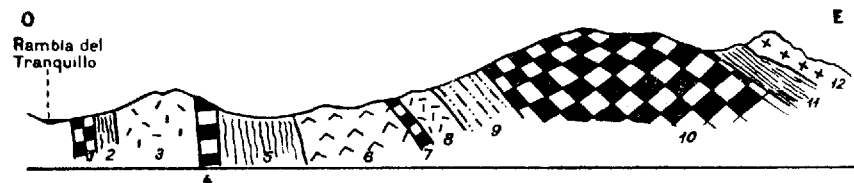


Fig. 40.—Perfil Este-Oeste, entre la rambla del Tranquillo y el collado al Sur del punto de cota 1.420.

- 1, Mármoles; 2, Micasquistos, 2-3 m.; 3, Caliza dolomítica de aspecto triásico, sin metamorfismo, 10-15 m.; 4, Mármoles, 2 m.; 5, Micasquistos buzando al Este, 15 m.; 6, Anfibolita con esferulitos calizos. Se trata de una roca eruptiva transformada. Contiene piroxeno, epidota, cuarzo y albita (prep. 32/49); 7, Mármoles (2 m.), pasando sin intercalación de esquistos a; 8, Caliza amarillenta sin metamorfismo, 5-8 m.; 9, Roca pizarrosa formada por feldespato, albita, microclina y granate, envueltos en una materia opaca abundante (prep. 36/49) con lechos negros sin calcita; 10, Mármoles en bancos delgados, 30 metros; 11, Filitas violetas del Werfenense; 12, Dolomias grises del Trias.

En vez de mármoles típicos blancos, o acaso fajeados, se observan desde la parte inferior de la serie visible calizas no marmorizadas que presentan a simple vista todos los caracteres del Trias. Cuando hubo marmorización sólo fue localmente.

En la base de la serie del Palacio asoman también dolomías, que no parecen del todo transformadas. Hermosos mármoles terminan la parte superior de la serie.

Ya hemos notado en el Norte del Veleta (por ejemplo, fig. 6) que bancos más dolomíticos y casi sin marmorización pueden aparecer hasta en el complejo inferior de la Mischungszone. Pero en El Palacio, una proporción importante de las calizas más o menos dolomíticas deja a las rocas su facies, que corresponde típicamente al del Trias medio-superior.

Notaremos, además, que aquí no vuelve a descansar sobre la serie calizo-marmórea la parte superior pizarroso-gnéisica de la Mischungszone, tal como aparece al Norte del collado de Floranes. Es directamente sobre los mármoles que descansan las filitas violetas, a veces con yeso, del Werfenense, soportando luego las dolomías típicas del Trias medio de los Alpujárrides.

La falta de marmorización de ciertos bancos asociados a los esquistos puede darnos la explicación de una anomalía que hemos observado al Sudoeste de Rejano, en las colinas de formas suaves que separan los arroyos de Uclías y de Valcabra.

En esta loma, sobre los bancos de esquistos albiticos que presentan intercalaciones de mármoles, aparecen retazos de Trias dolomítico que no han sufrido cristalización alguna. Hay una docena de ellos, que miden de 100 a 300 metros de largo. La figura 41 indica el aspecto de uno de ellos, así como un perfil (41 b) observado algo más al Norte.

Si se tratase de Trias alpujárride tendrían que existir filitas violetas en la base de los retazos dolomíticos; pero no hemos hallado huella alguna de esta formación werfenense.

Acabamos de notar en las páginas anteriores que la marmorización no se ha producido en ciertos bancos calizos de la Mischungszone. Nos parece posible, pues, que los retazos del tipo representado en la figura 41 pertenezca a la Mischungszone, interpretación que también se puede apoyar en la disposición indicada en la figura 41.

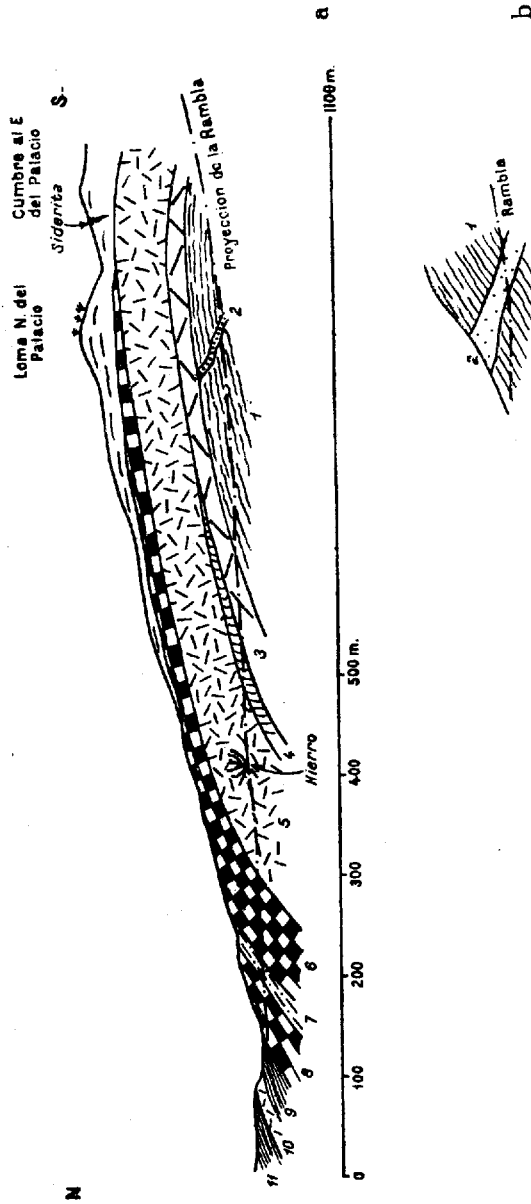


Fig. 41.—a) Corte Norte-Sur al Norte del macizo del Palacio. b) Filón clástico de “konglomeratische Mergel” en los micasquistos.

1, Micasquistos triturados; 2, Filón clástico de “konglomeratische Mergel”; 3, Dolomía de color herrumbroso; 4, Zona de intensa trituración; 5, Dolomía amarillenta recristalizada, pasando hacia arriba a verdaderos mármoles. El conjunto mide unos 50 ó 60 metros y contiene mineralización de hierro; 6, Mármoles cuyo espesor varía de 10 a 30 metros, según las transversales; 7, Areniscas de grano fino conteniendo moscovita, clorita, en laminillas alargadas en el sentido de la pizarrosidad y algunas turmalinas azuladas (prep. 39/49); 8, Mármoles típicos, 50 m.; 9, Filitas violetas del Werfenense; 10, Caliza dolomítica del Trias, algunos metros; 11, Filitas violetas de la rambla de la Amarguilla.

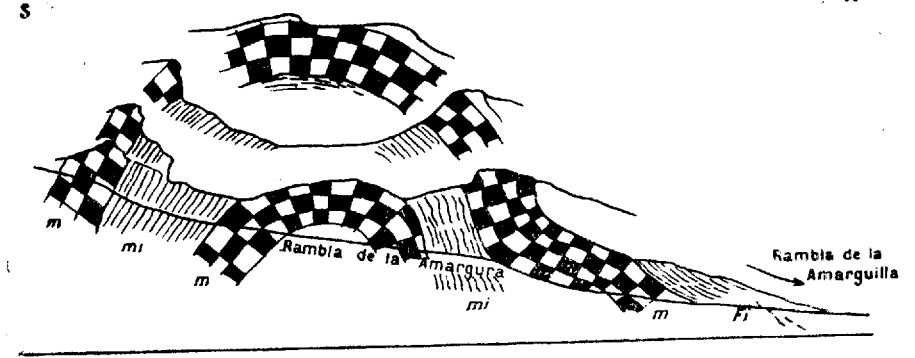


Fig. 42.—Corte según la garganta de la rambla de la Amargura. m, Mármoles; mi, Micasquistos; Fi, Filitas violetas del Werfenense (sin escala exacta).

Lo que acabamos de señalar acerca de la Mischungszone entre el collado de Floranes y la región de Rejano, aunque muy incompleto, basta para demostrar que este complejo se extiende por lo menos hasta diez o doce kilómetros al Este. Es muy probable que se continúe hacia el oriente hasta la zona de Macael, estudiada en 1925 por Zeijlmans van Emmichoven.

Como se ha visto en un párrafo anterior, en la transversal de Floranes parece que existe por encima de los mármoles una

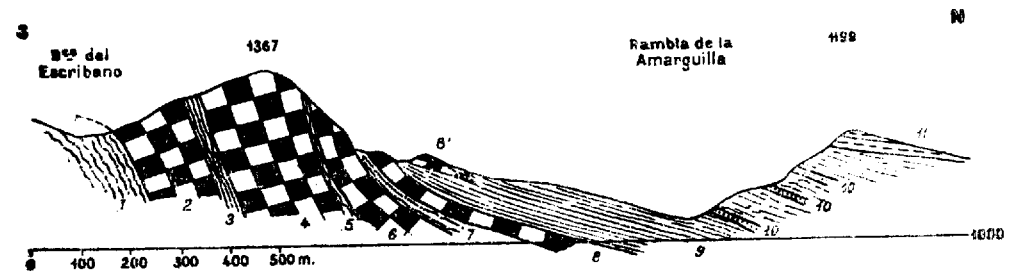


Fig. 43.—Perfil sintético a través de la rambla de la Amarguilla. 1, Micasquistos; 2, Mármoles; 3, Micasquistos; 4, Mármoles; 5, Micasquistos; 6, Mármoles; 7, Micasquistos; 8, Mármoles; 8', Mármoles deslizados; 9, Filitas violetas; 10, “Konglomeratische Mergel”; 11, Caliza amarillenta del Trias medio.

entidad esquistosa superior. Esta última falta en las afueras de Rejano y no hemos visto la intersección transversal que tendría que aparecer indicando la terminación del elemento superior. Será preciso esclarecer este punto, cualquiera que sea la interpretación tectónica o estratigráfica admitida por esta anomalía. No obstante el carácter incompleto de nuestras observaciones en este sector, si nos pareció conveniente dar aquí estas breves

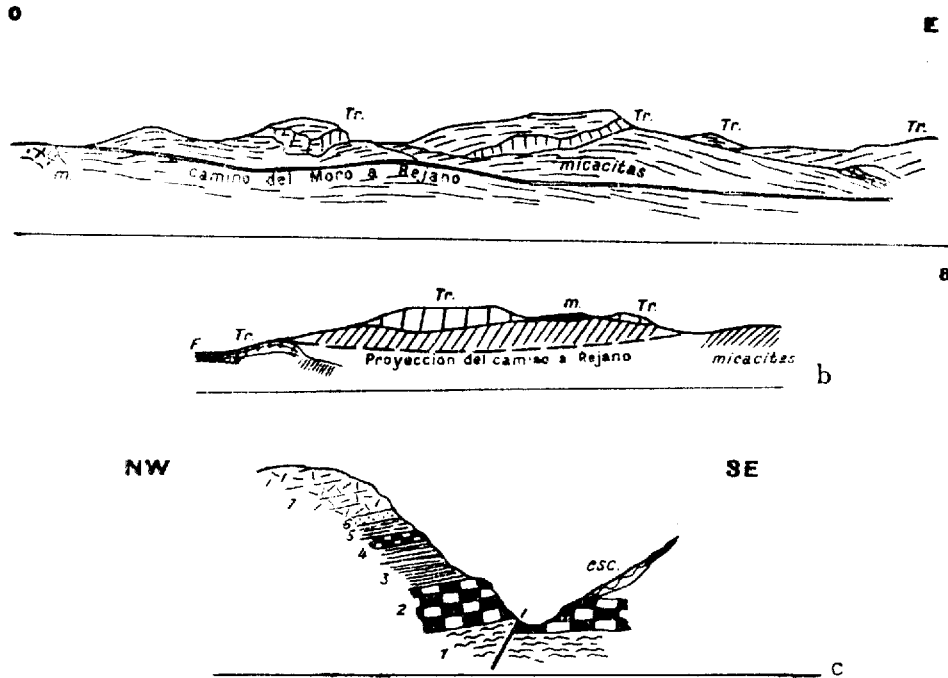


Fig. 44.—Las colinas triásicas entre las ramblas Ancha y de Valcabra, a lo largo del camino de El Moro a Rejano: a) Croquis tomado desde el Sur. b) Corte parcial. c) Perfil observado en la rambla Calera, a 250 m. al Norte de lo que aparece en la figura 44 a.

m, Mármoles; F, Filitas violetas; Tr, Trias dolomítico.

En la fig. 44 c.—1, Micasquistos; 2, Mármoles, 15 m.; 3, Pizarras filitosas claras, 8 m.; 4, Alternancias de pizarras metamórficas en lechos de 0,10 m. de calizas más o menos metamórficas en bancos de 0,20 m. El último banco es de mármol y mide 2 m. (potencia total, 5-6 m.); 5, Pizarras metamórficas claras, 2 m.; 6, "Konglomeratische Mergel"; 7, Calizas dolomíticas amarillentas del Trias.

indicaciones, sobre todo con el fin de poner en evidencia cuánto se parecen las capas no marmorizadas de las afueras del Palacio con calizas y dolomías que en otros sitios se clasifican sin vacilación en el Trias.

En el capítulo VIII, que trata de las hipótesis estratigráficas sobre la Mischungszone, volveremos a recordar estos hechos.

c) La Mischungszone al Oeste del collado de Floranes y en la vertiente occidental del barranco del río Bodurria

El conjunto de los esquistos feldespáticos y de los mármoles, según vimos en Floranes, buza al Norte y forma una faja alargada de Este a Oeste. Cruza luego el río Bodurria, formando la cumbre de cota 1.375, entre este río y el arroyo Tejera inferior, y tuerce al Sudoeste con buzamiento de las capas al Noroeste. Sus micasquistos se extienden por la vertiente occidental del valle. Los coronan los mármoles, que determinan una serie de acantilados cuyas cumbres alcanzan 1.797 metros en el cerro Noguerizas y 1.760 en la transversal de La Carrasca (lám. IV).

El complejo pierde luego su altura hacia el Sudoeste, hasta que cruza el arroyo de las Casas, que vierte sus aguas en el Bodurria, cerca de Santa Olalla. Vuelve luego a elevarse para formar la parte culminante (1.867-1.876) del pequeño macizo de Canalejas. La base de la serie de los mármoles domina, pues, el lecho del río Bodurria de 200 a 300 metros, constando la vertiente de micasquistos y gneis albiticos que se acompañan por delgadas capas de mármoles.

Esta región fue estudiada, después de Jansen [37], por dos de nosotros (L. S. y P. F.). En esta época no estaba clara para nosotros la noción de Mischungszone; pero desde un principio nos llamó la atención la particularidad de que la vertiente derecha (oriental) del río Bodurria la forman parcialmente las areniscas de La Petronila con buzamiento al Norte, mientras en la vertiente izquierda reinan esquistos más o menos albiticos buzando al Noroeste y soportando los mármoles con la misma orientación.

Después de nuevas investigaciones (A. F. M. y P. F.), ahora comprendemos más claramente que esta oposición traduce el contacto discordante de la Mischungszone sobre la serie de Sierra Nevada.

Las figuras 45 a 49 dan perfiles de detalle observados en la Mischungszone, entre la región de La Golfa y las afueras del barranco de las Casas.

Van orientados, salvo excepción, como el perfil general por Floranes, de tal modo que la parte superior de la serie, su parte tectónicamente externa, está a la derecha.

Son suficientes, y prescindiendo de descripciones locales, nos limitaremos aquí a un breve comentario de sus particularidades.

1. EL RÍO BODURRIA EN LAS AFUERAS DEL CASERÍO DE LA GOLFA.—El río corta transversalmente la faja de los mármoles de Floranes.

El croquis figura 45, dibujado desde la vertiente izquierda, aguas abajo de La Golfa, hace resaltar la posición de los mica-

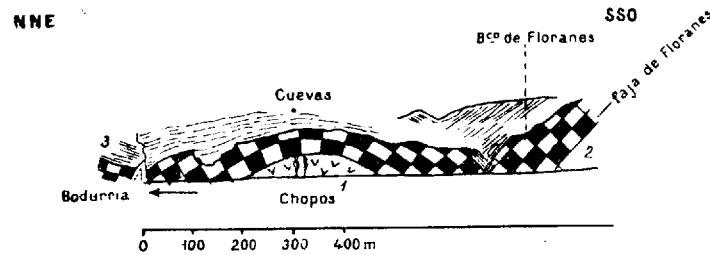


Fig. 45.—Mármoles de la vertiente derecha del río Bodurria, aguas abajo de La Golfa.

- 1, Piroxenolita; 2 Mármoles de Floranes; 3, Esquistos albiticos.

quistos feldespáticos superiores que descansan sin verdadera concordancia sobre los mármoles (1). Estos admiten, sin duda, más bien en su seno que en su base, una masa lenticular de piroxenolitas.

(1) Es posible que esta disposición de detalle sea debida al deslizamiento superficial de los esquistos de la vertiente.

Los mármoles vuelven a encontrarse al pie de la vertiente izquierda; pero allí quedan parcialmente tapados por filitas violetas más o menos areniscosas del Werfenense alpujárride. Aquí, pues, no aparecen sobre los mármoles los esquistos del complejo superior de Floranes que acabamos de notar en la ladera

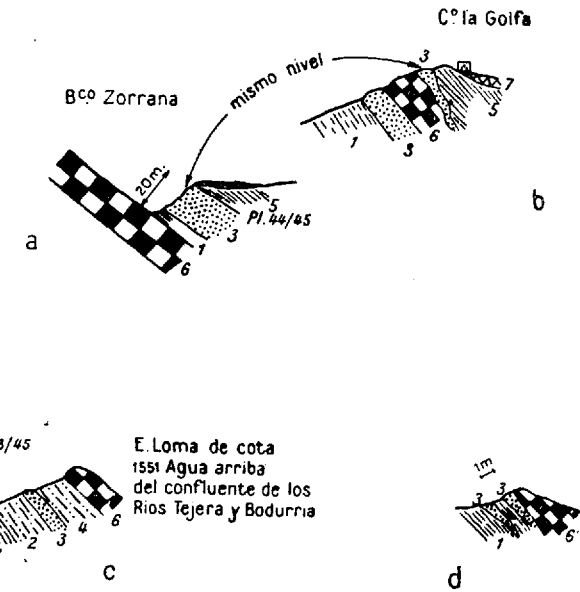


Fig 46.—Relaciones de los mármoles, de los esquistos y de las "konglomeratische Mergel" en las cercanías de la confluencia del río Bodurria y el arroyo de la Tejera. a) Al lado del barranco Zorrana. b) En el cortijo de La Golfa. c) Al Este del punto de cota 1551, aguas arriba de la confluencia. d) Al Sur del Panizo.

- 1, Micasquistos; 2 Micasquistos feldespáticos; 3, "Konglomeratische Mergel"; 4, Micasquistos feldespáticos; 5, Micasquistos; 6, Mármoles; 6', Mármoles que son la prolongación del nivel 2, fig. 45; 7, Terreno de acarreo.

derecha. Conviene añadir que por su naturaleza las filitas dan lugar a deslizamientos cuyo efecto es tapar los verdaderos contactos.

La serie de mármoles sigue aguas abajo del río, formando siempre la base de su vertiente oriental y soportando esquistos

gnéísicos. Luego se endereza para formar las potentes masas sub-verticales de la cumbre de cota 1.361, que se sitúa algo más al Norte que el límite derecho de la figura 35, al Sur de La Carriza. En esta cumbre el asomo de mármoles está orientado de Sur a Nornoroeste. Tal disposición permite observar la superposición de los esquistos superiores a los mármoles, tal como la representa el perfil figura 35.

Al Noroeste de 1.361 desaparece en la vertiente izquierda del Bodurria todo el complejo de los mármoles por debajo de la serie alpujárride.

2. VERTIENTE NO. DEL RÍO BODURRIA, AGUAS ARRIBA DE LA GOLFA.—Desde el pequeño macizo de cota 1.376 (1), y más al Sudoeste, la serie de los mármoles, continuación de la de Floranes, se individualiza claramente (fig. 47). Pero aquí las filitas

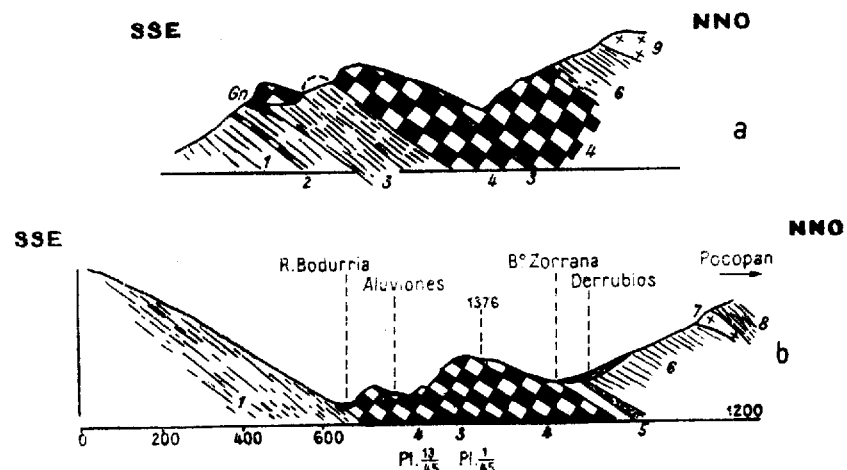


Fig. 47.—Perfiles a través de la loma de cota 1.376 hasta la serie alpujárride de Pocopán.

- 1, Micasquistos; 2, Mármoles fajeados (prep. 13/45) muy cristalizados, con laminillas de moscovita; 3, Micasquistos cuarcíticos con moscovita (prep. 1/45) en lechos muy regulares; 4, Mármoles fajeados; 5, "Konglomeratische Mergel"; 6, Filitas werfenenses; 7, Dolomías; 8, Filitas violetas werfenenses; 9, Dolomías; Gn, Gneis albítico.

(1) Al Norte de la confluencia de la rambla Tejera y del Bodurria. (Hoja 994, Baza.)

de la base del conjunto alpujárride que forma la Sierra de Baza, la recubren directamente, sin intercalaciones de la serie esquistosa superior.

Localmente se intercalan "konglomeratische Mergel", unas en los esquistos y otras unidas al Werfenense (fig. 46 y 47). Trataremos de esta curiosa formación en capítulo aparte (capítulos VII y II).

Hacia el Sudoeste, los mármoles que continúan la faja principal de Floranes parece que pierden su potencia y su carácter compacto (fig. 48).

En la base de las capas del corte 1.685, representadas en la

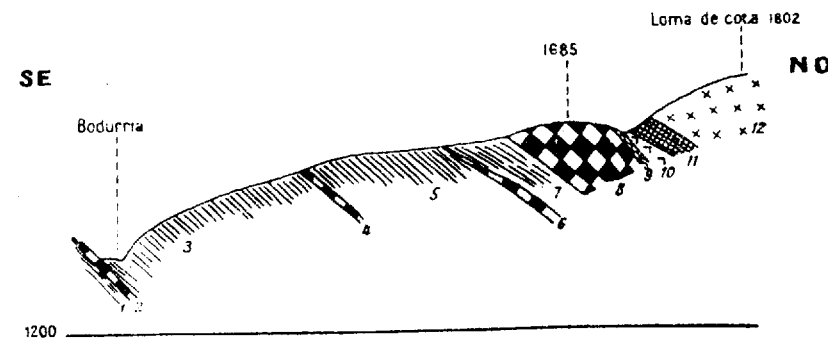


Fig. 48.—La serie de la Mischungszone en el barranco de la Fábrica, afluente izquierdo del río Bodurria.

- 1, Gneis albítico; 2, Micasquistos con moscovita; 3, Micasquistos gnéísicos; 4, Mármoles; 5, Micasquistos; 6, Intercalación de esquistos muy finos; 7, Micasquistos con moscovita; 8, Mármoles; 9, Micasquistos; 10, Mármoles; 11, Filitas violetas; 12, Dolomías; 13, Filitas rojizas; 14, Derrubios. Las filitas 11 y 13 representan el Werfenense alpujárride.

figura 48, se observan (1) capas de esquistos que son la continuación de las del Sur de la Casa Forestal de Floranes. En esta parte del perfil no hemos observado gneis, pero no lejos aparecen en el perfil figura 48 (3). Es probable que se continúen en el nivel 3 de la figura 49, pero escaparon a nuestra atención. Sobre este corte aparece gneis albítico (9) en el techo de los mármoles (8).

Quedan dudas en cuanto a estos gneis; puede ser que se trate de una intercalación en el complejo marmóreo, como hemos visto en la figura 36. En este caso habría desaparecido por erosión la parte superior de los mármoles, lo que explicaría su aparente disminución de potencia. En cambio sería posible que representaran ya estos gneis algo de la base del complejo esquistoso superior de Floranes y que el resto de la formación hubiera desaparecido también por una erosión anterior al depósito, o más bien a la llegada de la serie alpujarride.

El mismo problema queda planteado en cuanto al perfil según el arroyo de la Fábrica (fig. 48).

En la parte inferior del corte, no lejos del lecho del río Bodurria, aparecen esquistos feldespáticos y gneis. Buzan al Noroeste. Frente a ellos, en la vertiente derecha del Bodurria, aparecen

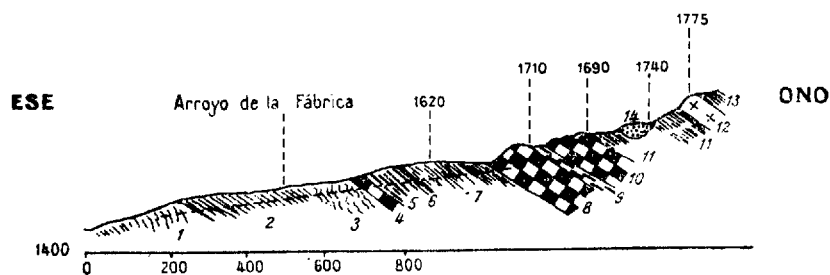


Fig. 49.—La Mischungszone entre el Bodurria y el punto de cota 1.685, aguas arriba del barranco de la Lobera.

- 1, Micasquistos inferiores; 2, Mármoles; 3, Micasquistos; 4, Mármoles;
- 5, Micasquistos albiticos; 6, Mármoles; 7, Micasquistos; 8, Mármoles;
- 9, Micasquistos feldespáticos pasando a gneis albitico; 10, Roca verde;
- 11, Filitas cuarzosas rojizas; 12, Dolomías del Triás medio.

los esquistos oscuros y las areniscas grises de la Sierra Nevada, cuyas capas buzcan al Norte y representan la continuación de los niveles 18-20 del perfil figura 35.

Así aparece localmente la discordancia de la serie de la Mischungszone, de la cual da cuenta la disposición general de las capas que aparece en la lámina IV.

La vertiente izquierda del río Bodurria, aguas arriba del cortijo de Pinarillo, queda constituida por la continuación de los

esquistos de la Mischungszone hasta las afueras del barranco de las Casas.

3. LA SERIE DE LOS MÁRMOLES EN EL BARRANCO DE LAS CASAS.— Los mármoles que coronan la vertiente Noroeste del río Bodurria hasta la transversal de La Solana pierden altura hacia el Sudoeste.

El barranco de las Casas, que los corta, baja del cerro de la Virgen en dirección Oeste-Este para unir sus aguas a las del río Bodurria superior, cerca de Santa Olalla (L. S. y P. F., 1947). Nos parece conveniente dar a continuación el perfil de la serie de los mármoles que hemos observado a lo largo de este arroyo, porque da idea a la vez de la homogeneidad de este conjunto, comparado con el corte que hemos estudiado en Floranes, y de las variaciones de detalle que aparecen aquí (fig. 50).

La base de la serie corresponde a micasquistos (VII) ricos en granate, que predominan, con niveles albitizados, en los alrededores de Santa Olalla. En 1947 no observamos su contacto con la serie de Sierra Nevada.

10. Mármoles blanquecinos bien estratificados. 8-10 metros.
- VI. Micasquistos con granates. 4-5 metros.
9. Mármoles blancos. 7-8 metros.

8. Mármoles en gruesos bancos. 4-5 metros. Se trata de una roca de aspecto dolomítico y color amarillento. Los cristales de calcita (prep. 25/45) son gruesos y laminados. Además hay algo de moscovita, numerosos granos redondeados de cuarzo y probablemente de albita. Aparecen también diminutas masas lenticulares de cuarcita pizarrosa. En su conjunto esta roca se asemeja a la del nivel 6 (prep. 20/45).

7. A simple vista parece que se trata de una caliza dolomítica amarillenta. 4-5 metros. En láminas delgadas se muestra como un mármol de estructura granoblástica de grano fino, con poca moscovita y algo de cuarzo. Esta roca reproduce los caracteres macro y microscópicos del nivel 4, que citaremos a continuación (prep. 18/45).

V. Esquistos de color violeta. En láminas delgadas (preparación 23/45) aparece un esquisto muy fino con minúsculas laminillas de mica, moscovita, una cantidad enorme de pequeñas

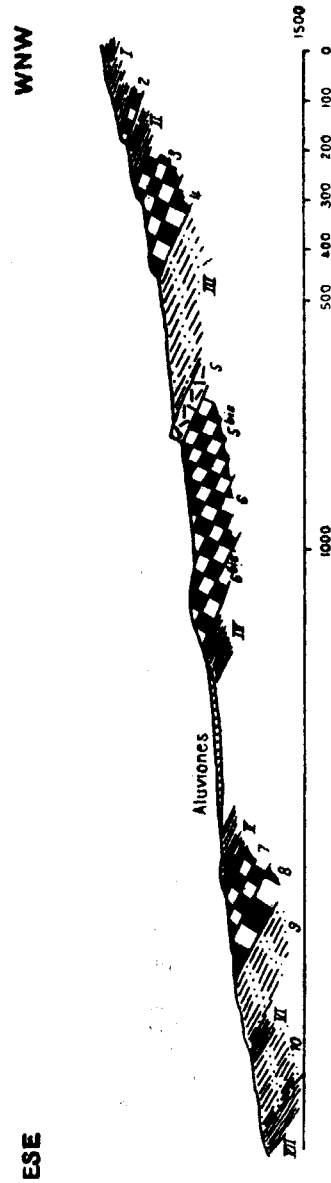


Fig. 50.—Perfil del complejo de los mármoles a lo largo del barranco de las Casas. Las cifras romanas indican las capas de micasquistos, y las árabes los bancos de mármoles. (Leyenda en el texto.)

manchas rojas translúcidas de hematites y muy poco cuarzo. Turmalina y apatito en cristales irregularmente repartidos. Cristales y granos de calcita, diseminados.

IV. Se puede suponer que este nivel corresponde a la parte superior del nivel V, estando tapadas las relaciones de ambos niveles por depósitos superficiales. El conjunto debe medir unos 25 metros. En lámina delgada (prep. 22/45) aparece como esquistos sericítico de grano muy fino. A la sericita en finísimas laminillas se añaden hematites y magnetita, algunas cloritas de un verde pálido y un poco de turmalina. Además aparecen fragmentos angulosos de clorita y de calcita de aspecto brechoide o clástico.

6 bis. Cipolino análogo al 6, que sufrió intensas laminaciones. La moscovita, en laminillas alineadas en lechos. El cuarzo se presenta en cristales alineados. Además aparecen raros granos irregulares de óxido de hierro.

6. Caliza cristalina muy rica en minerales orientados que dan a simple vista un aspecto gnéisico. 8 metros.

En lámina delgada (prep. 20/45) aparece como un cipolino laminado de orientación marcada, muy recrystalizado, rico en moscovita, cuyas laminillas forman lechos alargados en el sentido de la orientación cristalográfica de los minerales. Algunos granos de cuarzo, igualmente alargados y alineados. Esta formación pasa hacia arriba a

5 bis. Caliza marmórea blanca. Unos 10 metros.

5. Caliza amarillenta áspera al tacto. 3 metros.

En láminas delgadas (prep. 19/45). Se trata de una caliza de grano fino cuyos cristales parecen algo orientados, pero que han sufrido poca recrystalización, y sin minerales de metamorfismo.

III. Micasquistos muy alterados y especialmente tapados por depósitos superficiales. Unos 15 metros.

4. Mármol de aspecto dolomítico, amarillento. 3-4 m.

En lámina delgada (prep. 18/45) aparece como un mármol granoblástico fino; acaso hay algo de magnesia, pero no es una verdadera dolomía. Casi sin minerales de metamorfismo, la roca no contiene más que pequeñas laminillas de moscovita.

Sin intercalación de esquistos, este nivel soporta directamente:

5. Mármol pizarroso. 6-7 m. Al microscopio (prep. 17/45) aparece como un mármol recristalizado cuya calcita se presenta en la misma orientación que la moscovita y el cuarzo, que son abundantes. La moscovita se halla repartida en lechos paralelos que no son continuos; también aparece en laminillas diseminadas en la roca. Este mármol es, además, rico en albita.

II. Micasquistos. 4-5 metros.

2. Mármol blanco. 1 metro.

En lámina delgada (prep. 16/45) aparece como un mármol en curso de recristalización. No se nota en la preparación más que una laminilla de mica y un grano de cuarzo.

I. Micasquistos muy cristalinos con moscovita, granate y turmalina. El cuarzo (prep. 15/45), de estructura granoblástica, se dispone en lechos paralelos.

Este tipo de roca se parece mucho a un micasquisto que aparece en El Cardal, donde forma parte de la serie de los mármoles (especialmente prep. 39/45).

Sobre este nivel descansan las flitas violetas werfenenses, encima de las cuales viene el Trias calizo y dolomítico del cerro de la Virgen.

Contrariamente a lo que hemos observado en el perfil de Floranes, los micasquistos del barranco de las Casas, que hemos estudiado al microscopio no nos revelaron feldespatos. También se había visto que en algunos de los bancos de mármol aparece albita con relativa abundancia.

Asimismo recogimos en 1947, entre Santa Olalla y el collado aguas arriba de la rambla, un ejemplar rotulado "entre o con los mármoles". En lámina delgada (prep. 30/47) se reveló una roca muy curiosa. Contiene un anfíbol de intenso pleocroísmo verde oscuro, según ng, feldespatos que son principalmente de microclina y albita. Como minerales accesorios hay alanita y titanita. Se trata, pues, de algo más metamórfico que el tipo corriente de los gneis albiticos de la Mischungszone, pero puede compararse este ejemplar a los gneis con microclina de la carretera del Veleta.

Acaso se puede también evocar, en cuanto a esta roca, un

nivel que presenta cierta analogía y que hemos visto en la región del Rejano (prep. 36/49).

Al Sur del barranco de las Casas aparece la serie de los mármoles con micasquistos ricos en granates (prep. 15/47) y por debajo de ella asoman otros esquistos con granates. Al Sur de Canalejas (Oeste de Los Mellizos) hemos recogido en estas capas relativamente inferiores unos micasquistos (preparación 57/45) con grandes glándulas de albita con inclusiones de sericita. El cuarzo, poco abundante, se dispone en lentejones. La moscovita, que es predominante, se acompaña de biotita en curso de cloritización. Algo de calcita aparece irregularmente distribuida. Este nivel parece, pues, pertenecer aún a la Mischungszone.

Un kilómetro y medio al Sudoeste de Santa Olalla asoma en el complejo de la Mischungszone una potente masa de rocas verdes. Constituidas por serpentina (prep. 29/47 y 31/47) forman la loma de cota 1.889.

El borde meridional de la Mischungszone, cuyas alternancias de mármoles y de micasquistos granatíferos presentan siempre las mismas características, se extiende desde los alrededores de Canalejas hasta los del Raposo, donde vimos (capítulo IV, a) que descansan sobre la serie oscura de la Sierra Nevada.

De las breves notaciones resumidas en el presente párrafo resultan algunas indicaciones.

La serie de la Mischungszone, en cuanto a sus mármoles y a sus micasquistos —siendo los más inferiores algo gnéisicos— nos ofrece los mismos caracteres que en el perfil de Floranes; pero aquí falta la serie de los micasquistos superiores.

Dibujados sus asomos en un mapa (véase esquema lám. IV) aparece el alargamiento de sus capas aproximadamente paralelo a la parte del río Bodurria, que se halla aguas abajo de Santa Olalla. Sus líneas directrices cortan, pues, las líneas directrices de la serie de Sierra Nevada, que forma la vertiente sudeste del río, formando con ellas un ángulo muy pronunciado. La discordancia aparece bien claramente a la altura de La Petronila, donde la pone en evidencia la alineación de la arenisca.

No hemos observado como hubiera convenido esta discordancia aguas arriba de La Solana, pero se deduce de las líneas ge-

nerales. Cuando hicimos nuestras investigaciones en el año 1945 no teníamos una idea clara de las relaciones de ambas series en las afueras del pequeño cerro de Orivali, por lo que no supimos indicar exactamente su contacto. A primera vista tal vez no aparece una discordancia marcada.

d) La Mischungszone entre El Raposo y las cercanías de Charches

La zona de los mármoles y esquistos más o menos albiticos reina al Norte y al Noroeste del Raposo, donde su anchura varía de dos a tres kilómetros. Aparecen en su conjunto algunas masas lenticulares de rocas verdes, especialmente al Sudoeste de la loma de cota 1.856, al Norte del Raposo; luego en el barranco aguas arriba de este caserío, y también al Nordeste de tal macizo, de cota 1.785-1.724. Nuestros perfiles (fig. 34) dieron cuenta ya de la base de la Mischungszone, que es aquí pobre en mármoles.

Más al Nornoroeste, la zona de los mármoles se extiende, con bastante anchura, al pie sudoeste del cerro de la Virgen y del cerro de los Jarales. Los espolones meridionales de estas cumbres permiten ver claramente las relaciones de los mármoles y de la serie alpujárride (fig. 51).

Cuando levantamos el mapa geológico no nos pareció que las fajas de mármol del Norte del Raposo y del barranco de las Casas, que se siguen hasta el pie del cerro de la Virgen, se unieran a las del pie del cerro de los Jarales, pues aguas arriba del barranco del Zar, en las colinas de cota 1.802 que cruza el camino de la rambla de Agua a Gor, no notamos asomos de mármoles. Si no incurrimos en error de observación, esta ausencia evoca una deformación o un pliegue anterior al depósito o a la llegada de la serie alpujárride.

Sin embargo, relacionando esta anomalía con las que hemos notado en la cuenca del río Bodurria, se llega poco a poco a la noción de que la base del Werfenense de la Sierra de Baza descansa en discordancia generalizada sobre la Mischungszone.

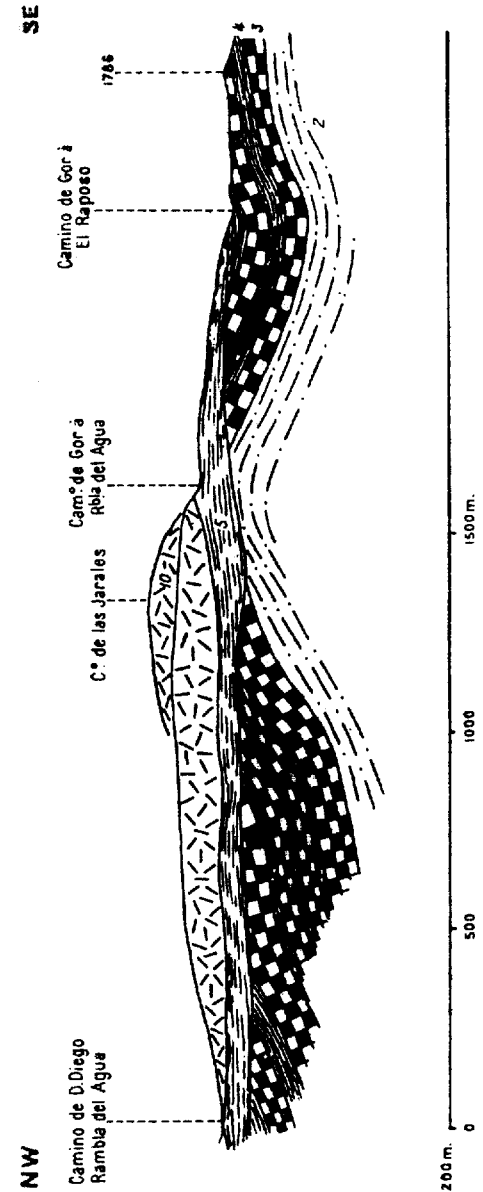


Fig. 51.—Relaciones de la serie de las filitas werfenenses y de la serie de los mármoles al Oeste del cerro de los Jarales.

2, Micasquistos claros; 3, Principales niveles de mármoles; 4, Micasquistos con y sin granate; 5, Filitas violetas del Werfenense; 10, Trias dolomítico y caliza.—Nota: La mitad izquierda del perfil ha sido reconstituida de una manera objetiva, así como la parte derecha. El espacio intermedio está interpretado.

Al Oeste del cerro de los Jarales, la anchura de la zona de los esquistos feldespáticos y de los mármoles va reduciéndose a la altura del barranco de Fraguara, para ensancharse luego en la ancha loma del Monterillo.

Esta domina al Sur el barranco de Charches y forma un macizo de cotas 1.779, 1.727 y 1.746, alargado del Nordeste al Sudoeste y que se une con el macizo alpujárride de cota 1.812, llamado de la Mina de Plomo, por un collado donde asoman rocas verdes.

El perfil del Monterillo (fig. 52) no nos permitió una demarcación exacta entre los esquistos oscuros de Sierra Nevada y los feldespáticos de la *Mischungszone*. Los primeros (prep. 11/47) contienen mucha moscovita, poca biotita, y turmalina. Ofrecen claramente el tipo de Sierra Nevada, presentando aún notable proporción de cuarzo clástico. Los otros empiezan ya en la vertiente sudeste del Monterillo. Un ejemplar recogido al Oeste del punto de cota 1.727, muy cerca de los mármoles, y que fue estudiado años atrás por la Sra. Jeremine (prep. 12/47) corresponde a un esquisto con moscovita, granate, turmalina y apatito, pero no se observa feldespato.

El conjunto marmóreo del Monterillo mide unos 150 metros, soportando el Werfenense de la serie alpujárride sin intercalación de ningún nivel asimilable a los esquistos superiores de Floranes. En cuanto a los esquistos de la base de esta parte de la *Mischungszone*, parece que su potencia se reduce a unos 100 metros.

Hemos de añadir que si Jansen ha cartografiado bastante exactamente la extensión de la *Mischungszone* en las afueras de Charches, no se dio cuenta de que ésta ocupa la mayor parte del macizo del Monterillo.

Además de las rocas verdes que acabamos de notar en el collado entre esta loma y la de la Mina de Plomo, y cuyo perfil va indicado en la figura 53, existen otras pequeñas masas lenticulares de las mismas, asociadas a los mármoles de la parte superior del Monterillo.

La masa principal indicada en las figuras 52 y 53 (prep. 25/47 y 26/47) consta de una serpentina laminada y hasta pizarrosa.

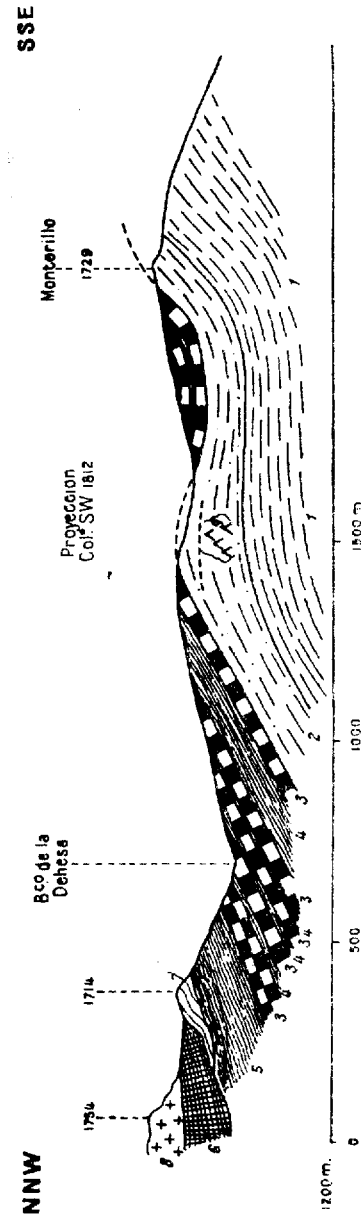


Fig. 52.—Perfil a través del Monterillo.

1, Esquistos de la Sierra Nevada con lechos de cuarcita y moscovita (prep. 11/47); 2, Esquistos claros con moscovita y granate (prep. 12/47); 3-4, Mármoles alternando con micasquistos con moscovita, más o menos cargados de granates; 5, Filitas violetas; 6, Filitas de color hez de vino, algo areniscosas (Werfenense); 7, Caliza en capas delgadas del Trias medio; 8, Dolomia del Trias; 9, Rocas verdes. La línea interrumpida indica la proyección del collado con su roca verde.

La roca, muy descompuesta, está cuajada de siderita (det. E. Jeremine).

La *Mischungszone* envuelve, en la región de Charches y del Monterillo, la terminación occidental del Bético. El pueblo y sus cultivos se hallan sobre los mármoles, en los cuales descansan las filitas violetas del Werfenense en aparente concordancia.

El río de la Longuera pasa, aguas abajo de Charches, sobre los mármoles, cuyo asomo arqueado se sigue al Oeste del San Cristóbal. Como hemos notado en un capítulo anterior, los mi-



Fig. 53.—Posición de las rocas verdes entre El Monterillo y la loma de la Mina de Plomo, en el collado por donde pasa el camino de Gor a Rambla del Agua.

- 1, Micasquistos de la *Mischungszone*; 2, Rocas verdes (= 9, fig. 52), unos 200 m.; 3, Micasquistos claros; 4, Mármoles; 7, Micasquistos con granates; 8, Mármoles fajeados.

casquistos de la base de la *Mischungszone* se nos presentan en muchos sitios en discordancia sobre la serie de la Sierra Nevada y sus areniscas.

e) La *Mischungszone* entre el Norte del San Cristóbal y la parte baja de la rambla del Agua

Estos asomos corresponden con la caída meridional del gran anticlinal de la Sierra de Filabres, subrayando su terminación periclinal con hundimiento del eje. La *Mischungszone*, buzando al Sudoeste y luego al Sur, desaparece por debajo de los depósitos recientes de la cuenca de Guadix.

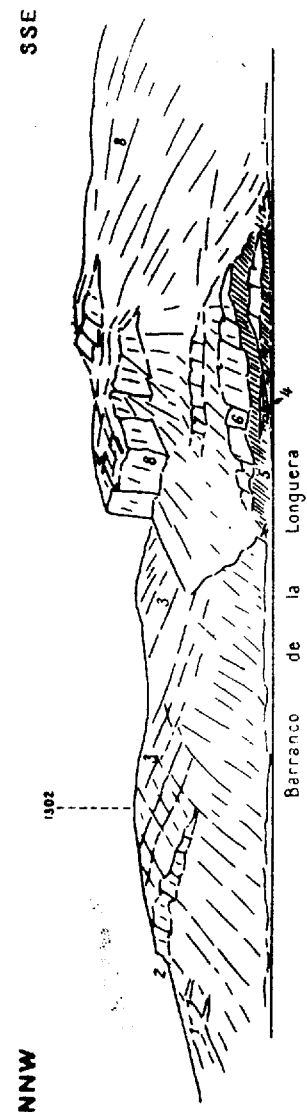


Fig. 54.—La ladera occidental de la loma de cota 1.302 (ONO. de El Pocio), vista de la colina de cota 1.302, al Oeste del barranco de la Longuera.

- 1, Esquistos con lechos de mármoles; 2, Dolomías grises de aspecto triásico; 3, Conjunto de mármoles con bancos de brechas de mármoles cuyo cemento ha recristalizado; 4, Lámina de micasquistos (2 m. de largo, 0,30 de espesor); 5, "Konglomeratische Mergel"; 6, Caliza dolomítica del Trias; 7, Caliza; 8, Dolomía del Trias.

El estudio de sus formaciones presenta aquí una doble dificultad. Primero, la base de sus capas de micasquistos no se diferencia bien de la serie de Sierra Nevada. Luego, algunos de sus bancos calizos se hallan muy poco metamorizados, de tal modo que en su parte superior (especialmente en la región del Pocico y del Carril) hay muy poca diferencia entre los bancos de la serie de la Mischungszone y los del complejo alpujarride.

El complejo de los mármoles pierde mucha potencia desde el Sudoeste del San Cristóbal. El barranco de la Longuera lo cruza

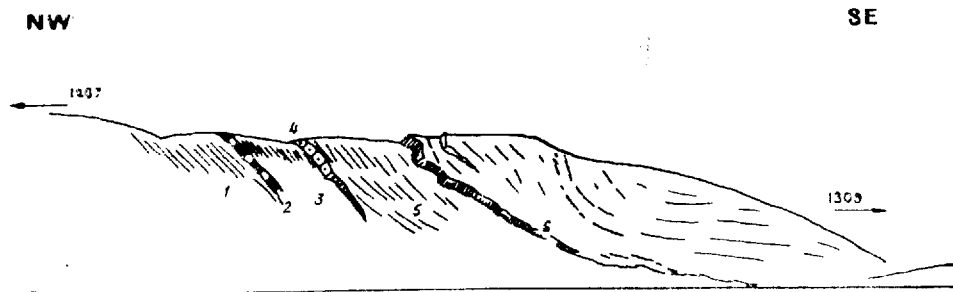


Fig. 55. — Perfil de la loma de cotas 1407 y 1309, el Sudoeste del macizo del San Cristóbal.

- 1, Micasquistos; 2, Mármoles; 3, Micasquistos; 4, Hilada de caliza sin metamorfismo, que recuerda las del Trias; 5, Micasquistos; 6, Trias probable.

oblicuamente en un dédalo de colinas entre las cuales figura la de cota 1.302, entre el río, al Oeste, y el camino de Ferreira a Charches, al Este.

La figura 54 hace resaltar ya la asociación, a los verdaderos mármoles, de calizas que presentan el aspecto de las triásicas, sin que aparezca intercalación visible de las filitas violetas que normalmente separan ambas formaciones.

Más al Sur, el macizo calizo dolomítico forma un promontorio de depósitos recientes que se adelanta en la llanura, y lleva los puntos de cota 1.309 y 1.407 (fig. 55).

La Mischungszone tiende aquí a envolver en proyección vertical el conjunto oscuro de la Sierra Nevada por el Sur. La serie buza al Sur y hasta el Sudeste, en el macizo de cota 1.341 y los

que le siguen al Oeste del curso inferior del barranco de la Higuera (fig. 56). Aquí también aparecen en los micasquistos algunos bancos de mármol seguidos por calizas que, por marmorizadas que estén, conservan perfectamente la facies tan típica del Trias.

En la misma terminación del macizo del San Cristóbal, pero entre El Pocico y el punto de cota 1.309 (ESE. del Carril) la sucesión es aún más difícil de analizar.

Cuando hicimos nuestras investigaciones (L. S., P. F., 1947) no habíamos percibido la noción del carácter feldespático y claro que presentan los micasquistos de la Mischungszone, pues no su-

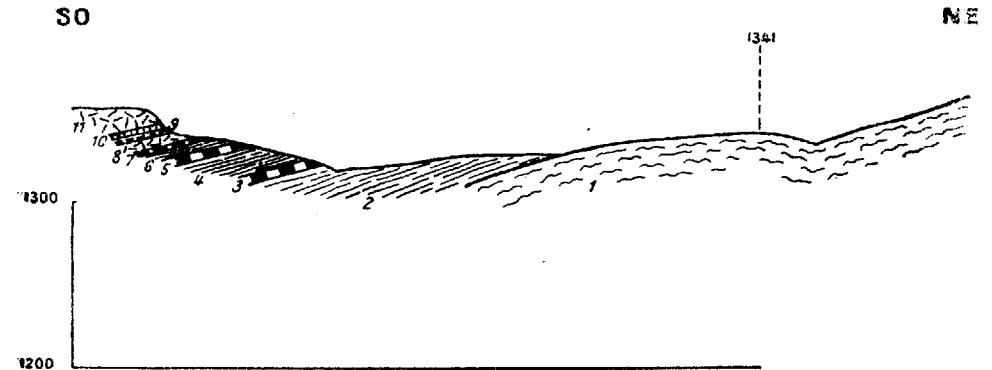


Fig. 56. — Perfil al Sudoeste del punto de cota 1.341, espolón de El Pocillo, macizo del San Cristóbal.

- 1, Micasquistos oscuros de Sierra Nevada; 2, Micasquistos de tonos claros; 3, Mármoles; 4, Micasquistos; 5, Mármoles; 6, Micasquistos; 7, Esquistos filitosos; 8, Caliza triásica algo marmorizada; 9, Calizas tableadas del Trias medio recrystalizadas (2 m.); 10, Caliza vacuolar amarillenta (0,50 m.); 11, Caliza del Trias medio.

pimos marcar exactamente el límite entre estos últimos y la serie de la Sierra Nevada del San Cristóbal, fundándonos sólo en la aparición de las intercalaciones de mármol, o bien al advertir una marcada discordancia.

Entre el barranco Hondo, unido aquí con la rambla de la Higuera, y la baja rambla del Agua, hay una loma donde la

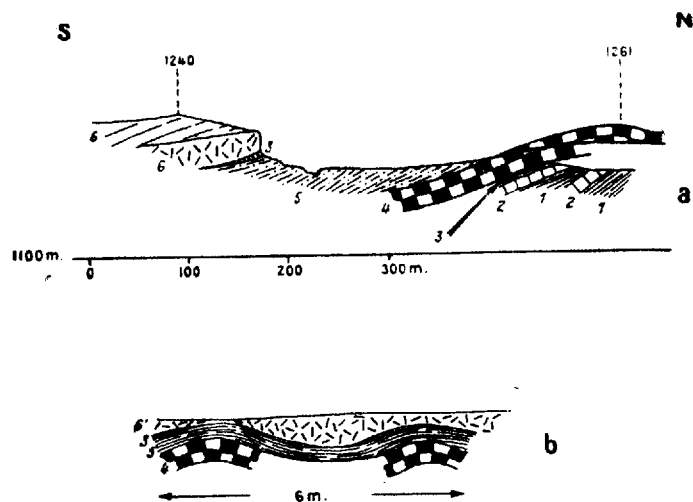


Fig. 57.—a) Perfil a través de las colinas de cotas 1.240 y 1.261, al Este de la rambla Seca. b) Perfil local a lo largo del lecho del río.

- 1, Micasquistos; 2, Caliza cavernosa amarillenta parecida a Triás; 3, "Konglomeratische Mergel"; 4, Mármoles típicos; 5, Micasquistos; 6, Caliza dolomítica del Triás; 6', Triás de color amarillo, alterado; 7, Caliza dolomítica del Triás, discordante.

Mischungszone se nos presenta como adelgazada, quedando su límite por precisar. La masa principal del complejo la constituyen micasquistos con intercalación de bancos, unos marmori-

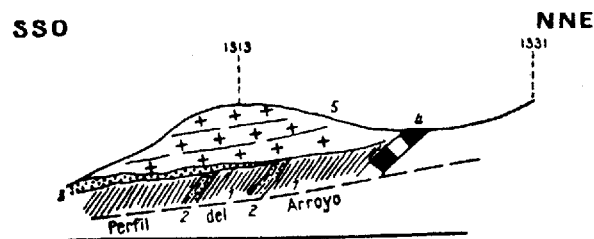


Fig. 58.—Perfil del cerro de cota 1.313, al Oeste del barranco Hondo (Baja Rambla del Agua).

- 1, Micasquistos de tonos claros; 2, Aplita o leptinita triturada; 3, "Konglomeratische Mergel"; 4, Mármoles; 5, Calizas del Triás débilmente marmorizadas.

zados y otros sin marmorización, presentando entonces el aspecto de las calizas del Triás (fig. 57).

1. 800 metros al Este de este perfil, la colina de cota 1.313 al Oeste de la baja rambla del Agua, que se llama aquí rambla Honda, nos proporcionó un perfil muy diferente, en el cual aparecen rocas blancas de aspecto gnéisico pero totalmente pulverulentas, intercaladas en los micasquistos (fig. 58). La Sra. Jeremine ha reconocido en estos últimos albita, cuarzo, moscovita, apatito, circón y turmalina. A estos minerales es preciso añadir, según un análisis térmico efectuado por Mlle. Caillère, laminillas de clorita y una plagioclasa ácida. Los feldespatos están en estado muy fresco. La roca corresponde a una leptinita o a una aplita triturada, donde la turmalina aparece como un mineral formado posteriormente a los demás. Se la puede comparar con los niveles leucocratas que hemos notado en el perfil de la carretera del Veleta.

Más al Norte, los micasquistos se extienden hasta la colina de cota 1.331, donde contienen un banco de mármol de bastante espesor.

En cuanto al macizo de la Sierra de Filabres, es aquí uno de los casos muy raros en que se asocian rocas leucocratas a la Mischungszone.

1. REGIÓN DE LAS FILETAS.—Entre la rambla de las Piletas y la vertiente occidental de la loma de Buenavista, al Este del camino del Raposo, la Mischungszone ha sido notablemente mineralizada, dando lugar, en las colinas que bordean la llanura cuaternaria, a una explotación de hierro que terminó hace ya bastantes años y de la que no subsiste más que una mina al Sur del cortijo del Cura.

La Mischungszone se extiende aquí gracias a un suave sinclinal transversal hasta las lomas al Este del cortijo de la Caserilla, pero su mineralización termina en los cerros de Los Lobos.

Complejas en el detalle, y necesitando aún un análisis detallado, sus capas descansan sobre la serie esquistosa oscura de la Sierra Nevada, en que los contactos observados en 1945 (L. S. y

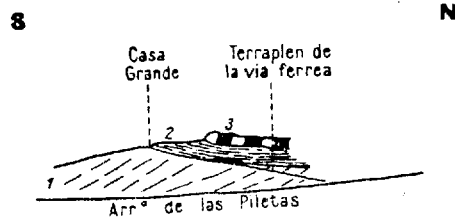


Fig. 59.—Corte a la salida del arroyo de las Piletas de la zona mineralizada.

- 1, Micasquistos oscuros de la Sierra Nevada; 2, Esquistos gnéissicos discordantes de la Mischungszone; 3, Mármoles.

P. F) fueron estudiados más detenidamente en 1957 (A. F. M. y P. F.).

El arroyo de las Piletas cruza la parte más estrecha de la zona. A su salida de las colinas, la trinchera de la antigua vía férrea de la mina permite notar el detalle del contacto basal de la Mischungszone (fig. 59).

Este arroyo recibe al Este el barranco del Brusco, que cruza el terraplén de la vía, pasando en todo su trazado por las formaciones de la Mischungszone. Aguas abajo del puente vuelven a aparecer los esquistos de Sierra Nevada por debajo de los esquistos más o menos feldespáticos de su base.

Retazos de mármoles buzando al Sudoeste forman sobre estos

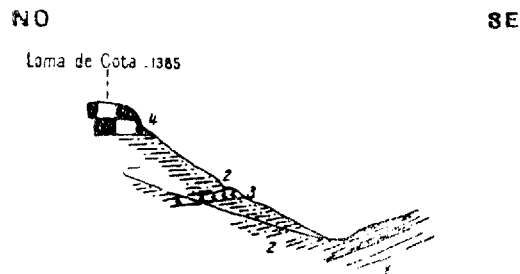


Fig. 60.—El borde oriental de la Mischungszone en las cercanías del cortijo del Cura.

- 1, Micasquistos de la serie de Sierra Nevada; 2, Micasquistos más o menos feldespáticos de la Mischungszone; 3, "Konglomeratische Mergel"; 4, Mármoles.

esquistos feldespáticos una serie de colinas, entre ellas las de cotas 1.393 y 1.351, al Este del barranco del Brusco. La Mischungszone presenta aquí los caracteres siguientes:

Al Oeste del barranco, los cerros de los Lobos constan de alternancias de mármoles más o menos mineralizados y de esquistos feldespáticos y sobre todo micáceos. Los contrafuertes orientales de este macizo, coronados de mármoles en la cota 1.385, presentan una intercalación de "konglomeratische Mergel" en los micasquistos subordinados (fig. 60), que están muy tritura-



Fig. 61.—Ultimo cerro perteneciente a la Mischungszone, al Nordeste de la colina de cota 1.385.

- 1, Micasquistos grafiticos oscuros de la Sierra Nevada; 2, Micasquistos de la Mischungszone, con moscovita y granates triturados; 3 y 5, Mármoles; 4, Micasquistos de tonos claros con moscovita y turmalina, pobres en albita.

dos. Contienen moscovita y clorita, y el cuarzo tiene una estructura en mortero muy laminada; la turmalina es abundante. La base de los esquistos claros descansa sobre los esquistos oscuros de la Sierra Nevada sin que en el monte bajo sea posible notar una discordancia.

La colina siguiente, hacia el Norte, representa el extremo septentrional del asomo de la Mischungszone. El camino del Cortijo del Cura a El Raposo contornea su parte este y norte. El perfil aparece en la figura 61.

Se nota aquí una discordancia entre la serie de la Sierra Nevada y de la Mischungszone. Los esquistos de esta última contienen moscovita y granate, pero no tienen feldespato. Entre los dos bancos de mármol que hay en la cumbre del cerro existe una delgada capa de micasquistos de tono claro, que a simple vista parecen gnéissicos pero que en lámina delgada aparecieron

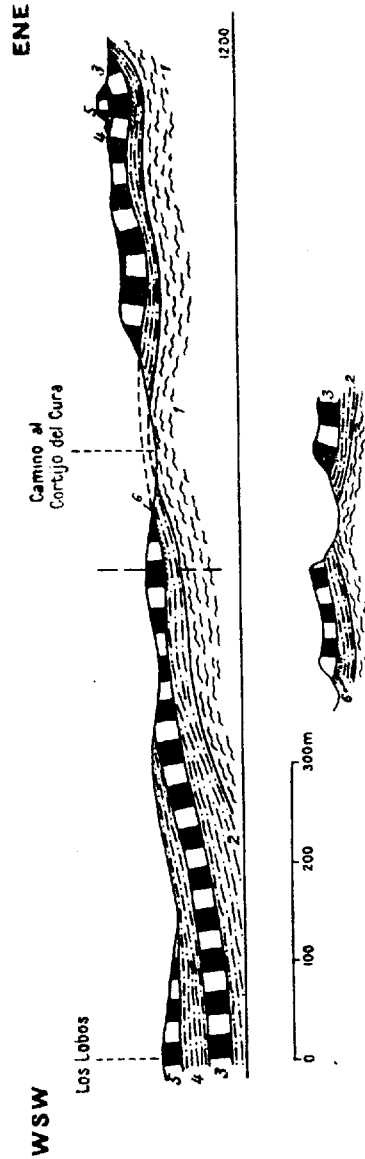


Fig. 62.—Perfil a través del borde nordeste de la Mischungszone de Las Piletas.

1. Micasquistos oscuros de la Sierra Nevada; 2. Micasquistos de tonos claros de la Mischungszone; 3. Mármoles; 4. Micasquistos con moscovita, granate y turmalina; 5. Mármoles; 6. Micasquistos triturados con turmalina. El perfil inferior corresponde a un corte perpendicular cuyo trazado está indicado sobre el principal por una línea interrumpida.

solamente ricos en moscovita, granate y turmalina, aunque pobres en feldespatos.

La serie de los micasquistos de la base de la Mischungszone mide aquí aún unos cuarenta metros, pero parece que disminuyen de potencia hasta el Nordeste.

El perfil figura 62 representa aproximadamente el andar de la Mischungszone, según una dirección perpendicular a los accidentados.

En toda la comarca, mientras esta zona es tan potente en la región de Floranes, se halla muy reducida por aquí. Sus micasquistos inferiores tienen poca potencia. No contienen sino raramente niveles muy feldespaticados. En cambio, los mármoles son muy típicos. No existen entre sus bancos niveles en que por ausencia del metamorfismo las calizas conserven su aspecto primitivo y den, con ello, motivos de confusión con el Triás.

La delimitación de la Mischungszone en el Norte de su mancha de Las Piletas es bastante fácil, hasta en los terrenos de labor, donde los esquistos no dan lugar a buenos asomos, pues su color, relativamente claro, destaca de la tonalidad mucho más oscura de la serie de la Sierra Nevada.

2. LA MISCHUNGSZONE ENTRE LAS PILETAS Y LA REGIÓN DE FIÑANA.—Al Este de la carretera del cortijo del Cura y del Raposo, la Mischungszone, cuyo asomo corresponde con una mina aún explotada al Sur del cortijo, desaparece por debajo de los depósitos cuaternarios que reinan hasta Guadix, al Noroeste, y hasta la región de La Calahorra, al Sur.

Estos depósitos se apoyan contra los esquistos de la Sierra Nevada, al pie de las vertientes del cerro de Buenavista, y hasta las cercanías de Fiñana.

Allí, según vimos en el capítulo IV, vuelven a aparecer localmente en las colinas de Macocas y en el espolón del Valenciano, donde los representan nuestros perfiles figuras 30 y 31.

La Mischungszone queda reducida a algunas capas de esquistos y mármoles a los cuales se asocian elementos de los Alpujárrides. Los límites de la Mischungszone quedan bastante mal definidos. En las Macocas, el Werfenense es de poco espesor. Las capas calizo dolomíticas de los Alpujárrides descansan en discor-

dancia sobre sus filitas violetas. En la parte izquierda de la figura 31 constan de los siguientes niveles:

13. Dolomías.
14. Calizas tableadas.
15. Dolomías.
16. Calizas tableadas.
17. Dolomías.
18. Calizas con pseudofucoides.

Salvo estas capas, que atestiguan la reducida potencia de la serie alpujarride y la aún más reducida que tiene la Mischungszone, no existe en estas cercanías de Fiñana más que la serie de Sierra Nevada, ya estudiada en el capítulo IV.

CAPITULO VI

OBSERVACIONES LOCALES EN LA PARTE ORIENTAL DE LA SIERRA DE FILABRES

I. INTRODUCCION

Nuestras investigaciones algo detalladas quedan limitadas al Oeste de la transversal de Escúllar. Hacia el oriente nos hemos limitado a visitar algunos puntos que pudieran servirnos de elementos de comparación y de enlace con las regiones que fueron objeto de observaciones anteriores.

La parte culminante de la Sierra de Filabres continúa al Este de la loma de las Piedras de Ayala, representada (fig. 20) en unos 12 kilómetros hasta el Calar Alto (2.198 m.) y luego disminuye su altura: Las Hoyas (2.017 m.), al Noroeste de Castro de Filabres; Portillo (1.870 m.), al Norte de Velefique; Nacimiento (1.745 m.), al Noroeste de Senés y al Nordeste del mismo pueblo Jerez (1.541 m.); Atalaya (1.356 m.), y, finalmente, cuatro kilómetros más allá, El Picalfón (1.231 m.).

Hasta esta cumbre la divisoria sigue formada por el complejo oscuro de la Sierra Nevada, cuyos relieves conservan su carácter áspero. Luego se suavizan las formas. Los cultivos y los pueblos se extienden: la gran barrera montañosa llega a su término.

La primera carretera que la franquea, entre La Atalaya y El Picalfón, enlaza al Sur la depresión neógena de Tabernas con los pueblos de Tahal y Macael al Norte.

Sabemos, gracias a Zeijlmans van Emmichoven (1925), que

potentes masas triásicas reinan al pie norte de la Sierra, donde este autor las describió desde el Calar del Gallinero (2.041), al Oeste de Bacarés, hasta Macael, al Este. Según este autor [63], estos elementos, que pertenecen a los Alpujárrides, se hallan bastante dislocados y afectados por imbricaciones locales. En su base reinan micasquistos que son acompañados por mármoles —los famosos mármoles de Macael—. La Mischungszone, que por aquel entonces no había sido bautizada, existe, pues, en la vertiente septentrional de la sierra. Quisimos ver si también aparece al Sur.

Según hemos visto anteriormente, desde el Norte de Fiñana, y más al Este, desaparecen los retazos de la Mischungszone. Esta no asoma en el sinclinal que se extiende entre la prolongación oriental del anticlinal de la Sierra Nevada y la Sierra de Filabres, y donde no existen, por ejemplo en la región de Gérgal, más que micasquistos oscuros y bancos de areniscas grises de la serie de la Sierra Nevada.

Más al Este, el Neógeno descansa directamente sobre esta serie, empezando en las afueras del cortijo de la Feliciana. Consta de conglomerados y de molasas, que buzan aquí al Sursudeste. Hemos recogido muestras al lado de la carretera de Almería, cerca del kilómetro 293,4 (muestra 9), donde la formación es muy detrítica y bastante potente, y en el kilómetro 294 del mapa al 1 : 50.000 (que corresponde al mojón 224 de la nueva numeración). Teniendo en cuenta los buzamientos, se sitúa aproximadamente este nivel (muestra 10) a unos 100 metros más arriba, estratigráficamente, del precedente.

Las microfaunas indican para la muestra 9 el Vindobonense, y para la 10 un Vindobonense muy elevado, acaso ya el Plioceno.

La carretera es sinuosa hacia Almería en este Neógeno, que parece en muchos sitios casi concordante con los micasquistos oscuros.

Luego alcanza otra formación que parece discordante y cuya edad queda por determinar.

II. DESCRIPCIONES LOCALES

a) Región de Gérgal - Velefique

El Neógeno reina en toda la zona por donde pasan el curso inferior del río Nacimiento y la rambla de Tabernas, lo que no permite observar si por aquí ha existido la Mischungszone. En todo caso, desde el límite septentrional de estos depósitos recientes no aparecen más que los micasquistos oscuros.

De Tabernas a Castro de Filabres, una carretera sigue el arroyo de la Calora, que se divide en dos: al Oeste, el barranco de Castro, donde está el pueblo de Castro, y al Este, otro donde se halla Velefique.

El Neógeno y el Cuaternario detrítico reinan desde Tabernas hasta seis kilómetros al Norte de esta localidad. Colinas formadas por el Mioceno dominan la rambla hasta el sitio donde la carretera cruza el río para pasar a su orilla derecha. No hemos observado aquí huella alguna de la Mischungszone: el Terciario descansa directamente sobre la serie de la Sierra Nevada, cuyos esquistos buzan siempre al Sudeste, tanto en los macizos de Lorilo y del Rincón Grande, al Este, como en el del Cherbó, al Oeste.

Se corta las mismas formaciones oscuras y con el mismo buzamiento en una distancia transversal de unos seis kilómetros, lo que, teniendo en cuenta el buzamiento de las capas, corresponde a una potencia de unos 3.500 metros.

Aproximadamente en la bifurcación del río cambia el buzamiento, pasando a 20° al NNE., y éste continúa hasta las afueras de Castro de Filabres, dominado por las escarpadas y oscuras laderas esquistosas cuya cresta alcanza unos 1.900 metros de altura.

En conclusión, en esta ladera de la Sierra no aparece rastro alguno de la Mischungszone.

Todavía en la misma divisoria está la cumbre del Calar Alto, cuyo nombre evoca la presencia de calizas que pueden pertene-

cer, ya sea a los mármoles de la Mischungszone, ya sea a Triás de los Alpujárrides.

No tuvimos posibilidad de emprender la pequeña expedición que representa la subida a esta cumbre. En cambio, uno de los firmantes (A. F. M.), pasando en avión a una altura relativamente baja, pudo observar este Calar. Con las debidas reservas advirtió que aquí se trata de la Mischungszone.

En cuanto a las capas de micasquistos de la serie de Sierra Nevada, siempre monótonas y más o menos ricas en cuarzo y en granate, según los bancos, parece que por aquí no contienen niveles de areniscas de alguna importancia. La roca sigue siendo, como en toda la serie de la Sierra Nevada, un micasquisto grafitico con mucha moscovita y algo de biotita más o menos cloritizada. Esta biotita todavía puede ser bastante abundante, desarrollándose de un modo independiente de la pizarrosidad y hasta formando porfidoblastos.

b) Perfil por el collado García

El aspecto cambia diez kilómetros al Este, como se puede observar a lo largo de la carretera de Macael por el collado García.

El borde septentrional de la cuenca miocena de Tabernas se extiende al pie de la sierra. Lo sigue la carretera de Purchena, que corta el Neógeno de la Cuesta Blanca. La carretera de Macael empalma en el kilómetro 48,4 y su primer trozo queda dominado por colinas de Neógeno (Caseta 675 m.).

Inmediatamente por debajo de este Terciario asoman los terrenos metamórficos con buzamiento al Sur. Se trata de gneis blancos que se observan en las colinas al Este del camino, y en el Guérbano, al Oeste. La carretera los cruza casi normalmente a la dirección de las capas, que son muy marcadas y buzan de 10 a 12 grados al Sudeste.

Luego sigue aguas arriba la rambla del Marqués, después de haber cruzado el arroyo para pasar a su orilla izquierda. Después del mojón kilométrico 16 (hoja 1.013 al 1 : 50.000) alcanza micasquistos oscuros de la serie de Sierra Nevada, permanecien-

do cosa de un kilómetro, para volver al gneis, que entonces buza al Norte.

Los esquistos oscuros constan casi únicamente de moscovita con un poco de biotita y algunos hermosos granates. El grafito es muy abundante.

El estudio de las vertientes de la rambla del Marqués indica que quedan formadas por el gneis, apareciendo, pues, la serie

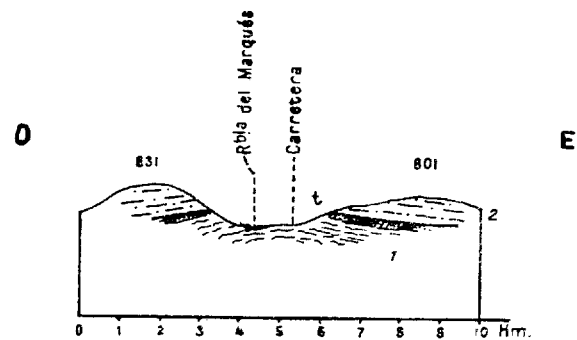


Fig. 63.—Corte Este-Oeste a través de la ventana de la rambla del Marqués, carretera de Tahal, Km. 16.

- 1, Micasquistos oscuros grafiticos de la Sierra Nevada; 2, Gneis albitico; t, Intercalación de rocas laminadas y trituradas.

de la Sierra Nevada en forma de un estrecho ojal, o más probablemente de una ventana tectónica (1).

Es fácil dibujar los límites fijándose en los respectivos colores de los esquistos y del gneis. No aparece en el contacto ninguna otra roca ni tampoco en la serie gnéisica, pero por debajo se muestran los micasquistos totalmente triturados y milonitizados. La serie gnéisica, fuera de este afloramiento, domina al Norte hasta el collado García. Al Este, en la loma de Los Rodríguez, parece perfectamente continua a simple vista. Será pre-

(1) Si se confirmase la interpretación estructural propuesta por uno de los autores (P. F.) para la Mischungszone, esta interpretación se expone en el capítulo VIII.

ciso ver si se extiende también en la vertiente oriental de dicha loma, donde pasa la carretera de Benijalón, que no pudimos seguir.

Al Oeste el gneis forma todo el espolón del Horcajo, donde buza aproximadamente de 15° al Sur. También forma la cresta de Las Hoyas, que gradualmente se alza hasta el cerro Atalaya.

Siguiendo la carretera de Tahal, que pasa al pie meridional de esta cumbre, se cruza oblicuamente la serie de gneis hasta el collado García (1.249 m.), quedando aproximadamente constante su buzamiento en todo este trayecto.

Al Norte del Puerto, la vertiente que domina Tahal consta aún de gneis. Todos los buzamientos que hemos observado quedan orientados al Norte, pero sufren muchas variaciones en intensidad. Así pasa en el espolón de la Dolorosa, al Oeste del pueblo de Tahal, donde empalma la carretera de Macael.

En esta vertiente septentrional, la serie parece menos homogénea, pero se trata siempre de un mismo conjunto albitico. Allí aparecen dos tipos distintos, según la abundancia de cuarzo.

El tipo más frecuente es una roca muy notable formada casi únicamente por porfidoblastos redondeados de albita, que calificaremos de gneis albitico. El feldespato queda en general sin maclas, o bien sólo presenta la macla de Carlsbad. Los cristales de feldespato contienen innumerables granos redondeados de cuarzo de límites imprecisos, como fundidos en la albita. Todos los otros minerales accesorios de la roca pueden encontrarse en finísimos cristales incluidos en el feldespato. Presentan alineaciones paralelas cuya orientación es distinta de la pizarrosidad. En algunos casos estas alineaciones son onduladas, dibujando diminutos pliegues.

Entre los porfidoblastos, los demás elementos, y especialmente la moscovita, forman lechos ondulados contorneando las albitas.

Esta moscovita predomina acompañada por clorita verde y epidota en cristales alargados.

La biotita aparece localmente, sobre todo cerca de Tahal, ya sea en grandes láminas aisladas, ya sea en laminillas agrupadas en nidos. La turmalina, de un verde intenso, presenta un fuerte pleocroismo y se reparte irregularmente en la roca, así como el

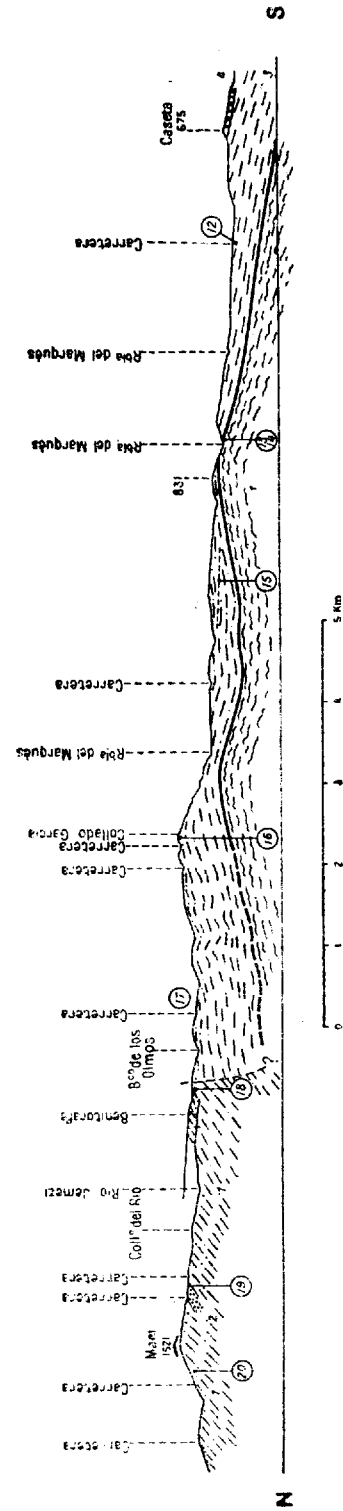


Fig. 64.—Perfil interpretativo a través de la terminación oriental de la Sierra de Filabres, al Oeste de Tahal. 1, Micasquistos grafiticos de la serie de Sierra Nevada; 2, Esquistos albiticos ricos en cuarzo, que presentan en su perfil un aspecto areniscoso; 3, Gneis albitico.

apatito. Además se notan en algunos ejemplares hermosos granates pecilíticos con inclusiones de cuarzo.

El otro tipo de roca de esta vertiente es rico en cuarzo. Este mineral, en cristales encajados, acompañados o no de albita, forma lechos más o menos continuos separados por delgadas intercalaciones de mica. La moscovita abunda en finas laminillas. La acompaña clorita o más generalmente biotita verde en láminas o en paquetes aislados, independientes de la pizarrosidad. La epidota, en cristales alargados, está siempre presente. Como minerales accesorios aparecen granate en pequeños cristales, circón, turmalina de un verde azulado y algo de magnetita en hermosos cristales.

En el kilómetro 1 de la carretera de Tahal a Macael asoman unos micasquistos relativamente oscuros, que se parecen a los de Sierra Nevada. Buzan al Norte.

La carretera avanza sinuosa en estas formaciones hasta el kilómetro 6, donde aparecen en su masa niveles grises de aspecto arenoso. Luego varía un poco el aspecto. El buzamiento sigue al Norte.

Hemos dudado en el campo, tendiendo a atribuir estas rocas (A. F. M. - P. F.) a la serie de Sierra Nevada.

Estudiadas en láminas delgadas, se revelaron más aparentadas a las de la Mischungszone.

Se trata de típicos micasquistos feldespáticos con moscovita y epidota, algo triturados. El feldespato sigue siendo albita, sin maclas, en cristales ovales que contienen inclusiones de granos redondeados de cuarzo, de límites imprecisos. Los lechos micáceos constan de moscovita y epidota, con una infinidad de granillos de turmalina y algunos de apatito. La biotita aparece en grandes láminas aisladas, independientes de la pizarrosidad, o agrupadas en paquetes. Salpica la roca una materia opaca. Alguna vez (prep. 19/58) se nota una alternancia de lechos micáceos ricos en cuarzo y que no comportan sino raras albitas limpidas, y de lechos feldespáticos ricos en albita pecilítica con inclusiones de granos de cuarzo, sin límites marcados.

Acercándose a Macael, pero antes de alcanzar la zona de los mármoles, se vuelve a observar gneis albitico típico, idéntico

al de la rambla del Marqués, con los feldespatos con inclusiones de cuarzo que forman la característica de esta roca.

Los mármoles aparecen en el cerro del Mojón. Son los primeros de esta parte de la Mischungszone, pero la formación metamórfica caliza adquirirá una importancia sin par más al Norte, en las cercanías de Macael, donde los estudió Zeijlmans van Emmichoven.

La serie gnéica ocupa extensas superficies en estas regiones. Cabría preguntarse si no formaría parte del conjunto de la Sierra Nevada. Hasta ahora, sin embargo, hemos ido comprobando que los gneis, así como los esquistos feldespáticos, son propios de la Mischungszone.

El asomo (¿ventana?) de la rambla del Marqués establece con seguridad que la serie de la Sierra Nevada existe por debajo del complejo gnéico de la vertiente sur de este trozo de la Sierra de Filabres, en la misma posición relativa que en el resto del edificio bético.

Nos parece muy probable que le pertenezcan todo este complejo y las formaciones gnéicas de la vertiente norte. Hemos de reconocer, en cambio, que ni en 1927, cuando uno de nosotros (P. F.) llegó al límite septentrional del Neógeno, ni en 1958 (A. F. M. y P. F.) observamos mármoles asociados a este gneis.

La cuestión no quedará esclarecida hasta que se haga el mapa geológico completo de estas regiones, tanto en lo que se refiere al contacto del gneis con los esquistos de Sierra Nevada, que se ha de encontrar al Oeste de nuestro perfil, donde estos últimos desaparecerán por debajo del complejo feldespático, como en lo que concierne a las variaciones laterales de este último.

De nuestro perfil, que no se ha de considerar sino como un esbozo aún hipotético, resalta que el gneis no puede medir menos de un millar de metros de potencia y que, según parece, en el Norte esta potencia ha de pasar de tal cifra.

Tal vez ese espesor no es inverosímil, pues presenta las mismas proporciones que en la región de Floranes, aunque en la del collado García sea la gneisificación más completa.

Resumiendo lo poco que sabemos sobre esta terminación de la Sierra de Filabres, podemos decir que la Mischungszone, au-

sente de la vertiente sur desde las afueras de Fiñana hasta el Este de Velefique, vuelve a aparecer más al Este, aunque sus verdaderos límites aún nos quedan desconocidos. De repente presenta una extensión y una potencia que sobrepasan las que se observan en otras regiones del edificio bético. Además, del hundimiento axial del pliegue de fondo de la Sierra de Filabres resulta que ya al Oeste de la transversal del collado García desaparece por completo el complejo oscuro de la Sierra Nevada. No sabemos lo que pasa al Este de esta transversal, pero es probable también que el anticlinal se termine por el hundimiento completo de la Mischungszone por debajo de retazos de elementos alpujárrides y acaso de Bético de Málaga.

El afloramiento de la rambla del Marqués es hasta la fecha el único hecho que demuestra la continuación de los esquistos de Sierra Nevada, bien individualizados por debajo de los gneis.

Al Sur de la Sierra de Filabres queda la cuenca miocena de Tabernas-Sorbes limitada por el pequeño macizo anticlinal Este-Oeste de la Sierra Alhamilla, extendido unos 35 kilómetros desde la orilla del mar hasta el río de Almería. Fue estudiada en 1924 por Hetzel, cuando las ideas de Brouwer no se habían concretado aún. Una rápida travesía de esta sierra por la carretera de Níjar a Lucainena de la Torre, efectuada en 1960 por uno de nosotros (P. F.) con el profesor John Rodgers, nos permitió algunas observaciones.

Aquí, por debajo del Trías de los Alpujárrides, asoma una serie de micasquistos gnéisicos acompañados por delgados bancos de mármol, que representa la Mischungszone con sus caracteres típicos.

Descansando sobre micasquistos oscuros que son asimilables a los de la serie de Sierra Nevada, esta Mischungszone no parece pasar de unos 600 metros. Difiere de la serie únicamente gnéisica del perfil por el collado García, pero sus mármoles y su feldespatización nos demuestran que aquí, como en todas partes, existe esta entidad.

En su borde septentrional, el Neógeno aparece a la vez transgresivo localmente hasta sobre los terrenos de la Mischungszone y levantado casi hasta la vertical. M. Durand Delga ha descubierto recientemente que no parece intercalarse numulítico en-

tre los niveles del Bético y el Mioceno, como se creía. Los primeros niveles del Terciario pertenecen ya al Vindobonense medio-superior.

Se infiere, pues, que este anticlinal de la Sierra Alhamilla resulta de deformaciones muy recientes.

Los buzamientos se suavizan rápidamente hacia el Norte.

CAPITULO VII

PROBLEMAS CONEXOS

Antes de pasar a una vista de conjunto y de discutir sobre la significación de la *Mischungszone*, nos parece necesario examinar dos formaciones especiales que los geólogos holandeses señalaron en su seno y cuya significación es de singular importancia: el yeso y una roca enigmática, que llamaron "konglomeratische Mergel".

I. El yeso

La presencia de yeso unido estratigráficamente a las rocas de la *Mischungszone* puede tener una significación determinante, porque en la cuenca del Mediterráneo occidental no se le conoce sino en el Trias (1), en niveles mesozoicos más elevados pero en regiones muy alejadas de la zona bética, o bien en el Terciario. No se ha observado nunca en el Paleozoico. Excluida la hipótesis de yesos terciarios en cuanto a la *Mischungszone*, la presencia de esta roca nos obligaría a considerarla como parcialmente de edad triásica o de un Mesozoico algo más reciente. Fue uno de los argumentos de H. A. Brouwer y de sus alumnos para atribuir la *Mischungszone* al Secundario, lo que impone a

(1) En cambio, se conocen yesos de edad permiana en los Alpes de Carintia, como zona más próxima a la cuenca.

la vez la noción de la aloctonía total de las unidades de los Alpujárrides.

Quisimos hacer una revisión de los yacimientos de yeso señalados, primero en 1947 (L. S. - P. F.) en las cercanías del collado de Floranes, y luego en 1949 (L. S. - P. F.) y 1958 (A. F. M. y P. F.) de los asomos descritos por Patijn en la región de Mazarrón.

El yeso se observa en muchísimos sitios en las filitas violetas de la base de los Alpujárrides, y en estas capas no cabe duda de que se le puede atribuir al Werfenense.

Pero estas filitas descansan sobre la Mischungszone y la cuestión planteada está en saber si los yesos aparecen también unidos a los mármoles y micasquistos de esta última.

En la zona bética no conocemos yeso en contacto de la Mischungszone sino en dos sitios: al Este de Floranes, en la rambla del Atochar, y por otra parte en la región de Mazarrón.

a) RAMBLA DEL ATOCHAR. (Hoja de Baza, 994, M. T. N. 1:50.000)

Aquí nos encontramos inmediatamente el Este de las potentes formaciones de esquistos y mármoles del collado de Floranes, representadas en el perfil figura 35. La loma de cota 1.369 consta de esquistos de tonos claros. Aparece en su vertiente occidental una pequeña cantera de yeso cuyas capas, a primera vista, forman parte del complejo de la Mischungszone. Pero el detalle del corte observado no nos proporciona pruebas categóricas (figura 65).

Si el nivel *b* superior de los yesos contiene calizas marmorizadas, la presencia de esquistos filitosos y hasta de filitas violetas (niveles 1 y 8) ha de llamarnos la atención. Existen tales filitas muy cerca de este lugar, al Sudoeste de los mármoles cuyo anticlinal asoma en la rambla del Atochar (fig. 37). Hemos notado que su atribución queda dudosa.

Evidentemente se puede suponer que todas estas filitas pertenecen a la Mischungszone; pero si no hay en las cercanías de la rambla rastro de la serie de los Alpujárrides, éstos existen a poca distancia, y bien se sabe que ésta tuvo una extensión mucho mayor antes de su desaparición.

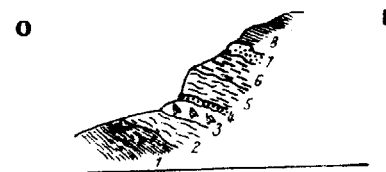


Fig. 65.—Perfil de las capas de la antigua cantera de yeso, vertiente derecha de la rambla del Atochar, al Oeste de la loma de cota 1.369 (sin escala).

- 1, Filitas violetas; 2, Esquistos filitosos; 3, Yesos; 4, "Konglomeratische Mergel"; 5, Esquistos (prep. 125/49); 6, Alternancias de esquistos y de bancos de caliza marmorizada; 7, "Konglomeratische Mergel"; 8, Filitas violetas.

Estos depósitos filíticos y yesosos pueden representar los restos de la cobertura triásica, deslizados en su posición actual antes de que el material alpujárride fuese devastado por la erosión.

El caso nos parece, pues, dudoso. No lo podemos aportar como prueba de la existencia de yesos estratigráficamente unidos a la Mischungszone.

b) REGIÓN DE MAZARRÓN

H. J. H. Patijn, en su tesis doctoral [50, 1937], atribuye las formaciones de las sierras del Sudoeste y del Nordeste de Mazarrón, en parte, a una serie que llama pénnica, y en parte, a los Alpujárrides.

La serie pénnica (penniniseh) consta, según él, de micasquistos, de gneis, de cuarcitas, de ofiolitas unidas con masas de cuarzo, de margas con yeso y ofiolitas y de mármoles micáceos asociados con ofiolitas. Este conjunto, atribuido por el autor al Triás y al Retiense, representa, pues, un equivalente de lo que más al Oeste forma la llamada Mischungszone.

En cuanto a la serie alpujárride, constaría de esquistos metamórficos a menudo grafitosos, considerados, sin prueba, como del Permo-carbonífero, de filitas violetas con yeso y de una sucesión de dolomías y calizas. Se reconoce aquí un conjunto muy parecido al del manto de Gádor, en las Alpujarras, y en la Sierra de Baza.

Según Patijn, los Alpujárrides dominan en la zona costera, entre Mazarrón y Aguilas. Las formaciones calcáreo-dolomíticas dibujan un arco, con concavidad al Sur, desde la Sierra de las Moreras, al Sur de Mazarrón, hasta Tebar, así como los macizos del Norte de Isla Plana y del Cabo Tiñoso. En cambio su unidad pénnica ocupa más al Norte toda la Sierra de la Almenara (Oeste de Mazarrón) y la región que se extiende desde el Norte de Isla Plana hasta las afueras de Pinillos.

En estos elementos "pennínicos" es donde quisimos estudiar el modo de yacer del yeso que se supone unido a la Mischungszone, o sea al Norte de la Sierra de la Almenara, cerca de Los Corbillones (L. S. - P. F., 1949) y en Las Yeseras, al pie de la Sierra del Algarrobo (L. S. - P. F., 1949; A. F. M. - P. F., 1958).

1. LOS CORBILLONES.—Esta cortijada se asienta a unos quince kilómetros al Noroeste de Mazarrón, en la alta rambla del Reventón.

Aquí aparecen, al Sur del Neógeno de la llanura de la cuenca del río Sangonera, notables asomos de yeso con rocas verdes, asociados con micasquistos y mármoles del tipo de la Mischungszone, pero también con filitas violetas, calizas y dolomías que pertenecen indudablemente a los Alpujárrides.

En las afueras de Las Hermanillas y de la rambla del Reventón las capas están muy dislocadas, y nos fue imposible averiguar si los yesos pertenecen verdaderamente a la Mischungszone. La presencia de filitas violetas, que son características del Werfenense de los Alpujárrides, así como de las dolomías, necesita un estudio detallado que no pudimos emprender. Se presenta, pues, una duda y hasta nuevas investigaciones no se puede considerar que aparece aquí, como creía el geólogo holandés, la prueba de la presencia de yeso en la Mischungszone.

2. LA SIERRA DEL ALGARROBO.—Al Nordeste de Mazarrón, la Sierra del Algarrobo forma el punto culminante de la región, atribuida por Patijn a su "penninische Mesozoikum" caracterizado por la presencia de mármoles. Se encuentran aquí dos grupos de explotaciones de yeso, el de las Yeseras de los Vivancos, al Norte, y otro al Sudoeste.

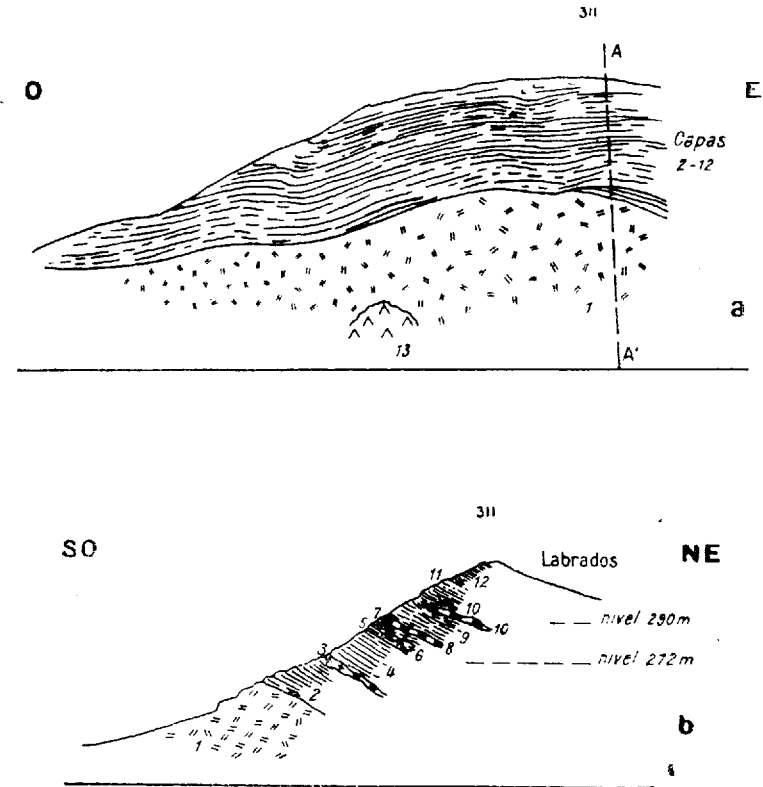


Fig. 66.—El yeso de las Yeseras de la rambla Yeseras, a 5 Km. de Mazarrón: a) Posición de los micasquistos en la loma de cota 311. b) Perfil según el trazado A - A'.

- 1, Yeso; 2, Micasquistos granatíferos pasando a gneis albitico con moscovita y epidota (prep. 22/49 y 31/58), 15 m.; 3, Aplitas (prep. 27/49), 2 m.; 4, Micasquistos feldespáticos con clorita (prep. 20/49); 12-15 m. En su base (prep. 32/58) gneis albitico con moscovita, clorita y epidota; 5, Micasquistos (prep. 29/49), 1 m.; 6, Aplita muy rica en albita con cristales unidos (prep. 33/58), 1 m.; 7, Micasquistos gnéisicos (prep. 21/49), 1 m.; 8, Mármol, 0,30 m.; 9, Micasquistos cloritosos con pequeños granates, 12-15 m.; 10, Mármol, 1 m.; 11, Micasquistos gnéisicos (prep. 30/49), 4 m.; 12, Micasquistos feldespáticos con moscovita y clorita muy laminadas y dibujando finísimos pliegues (preparación 34/58), 12-14 m.; 13, Roca verde alterada.

El primero, al pie de un macizo dolomítico, parece muy importante, pero las relaciones del yeso con las demás formaciones geológicas quedan escondidas por debajo de derrubios y terrenos de acarreo.

El segundo ofrece mejores condiciones de observación. Se halla a cinco kilómetros al Norte de Mazarrón, no lejos del kilómetro 6 de la carretera que viene de La Pinilla.

Es en una zona de colinas cuyas cotas varían entre 200 y 300 metros, en la vertiente izquierda de la rambla Yeseras, donde se abren las explotaciones, entre un cerro de cota 280, al Sudoeste, y la cumbre de cota 311, al Este.

Los perfiles observados en 1958 concuerdan con los de 1949. En la loma de cota 311, un conjunto de micasquistos albiticos con intercalaciones de mármol se halla indudablemente encima del yeso. En la figura 66 b hemos indicado su sucesión; sus diversos niveles son bastante variables, según resalta de los detalles petrográficos indicados en su leyenda.

El yeso desaparece hacia el Este por debajo de travertinos yesosos, de los cuales no asoman más que bloques de carniolas o de "konglomeratische Mergel".

Los micasquistos se continúan hacia el Sudeste en la loma de cota 282. Aquí reaparecen, como en el corte anterior, dos bancos de mármol, ganando en potencia el más inferior. Pero se presentan estos varios niveles de una manera más confusa, acabando por desaparecer los micasquistos.

Bajando de 282 hacia la rambla del Algarrobo, y siguiendo ésta en su garganta, se vuelven a cortar mármoles (fig. 67).

Las calizas (e) parecen a simple vista poco metamorfozadas. Todavía en los bancos inferiores aparecen mármoles micáceos (prep. 35/58) que contienen moscovita, algunos cristales de albita pecilítica con inclusiones de granate, etc.

Por debajo de estas capas aparecen verdaderas carniolas, lo que ocurre muy raramente en la Mischungszone. Su parte inferior pasa a "konglomeratische Mergel". Luego vienen micasquistos (c), una potente masa de mármoles (b) y más micasquistos. Esta serie presenta, pues, los caracteres típicos de la Mischungszone, tal como aparece en la Sierra Nevada y en la Sierra de Filabres.

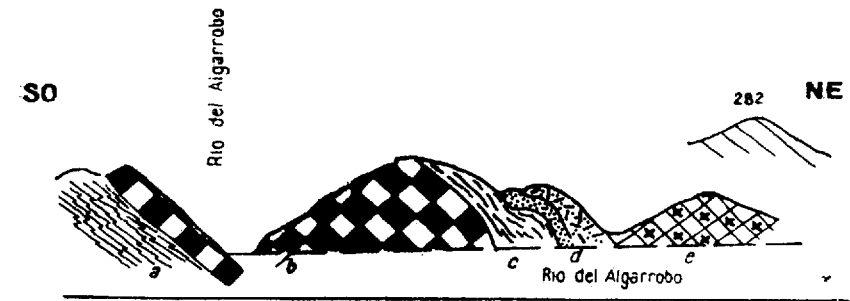


Fig. 67.—Perfil al Sur de la loma de cota 311, siguiendo la garganta del río del Algarrobo, en las proximidades de la loma de cota 282.

- a, Micasquistos feldespáticos de tonos claros; b, Mármoles en bancos regulares sin intercalaciones de micasquistos; c, Micasquistos con granates alterados; d, Carniolas, con un nivel de "konglomeratische Mergel" en la base; e, Calizas más o menos dolomíticas, según los bancos, de los que sólo algunos están marmorizados.

El macizo de cota 448 que domina la garganta al Sudeste consta en su mayor parte de calizas y dolomías del Triás, asomando también yesos, pero su modo de yacer aparece de tal manera que siempre se puede considerar que está asociado a las calizas más bien que a los mármoles de la Mischungszone.

La figura 68 representa un espolón occidental del macizo 448 que domina la garganta de la rambla del Algarrobo.

La cuenca del río del Algarrobo contornea por el Norte el macizo de cota 448, que un camino cruza por el collado de los

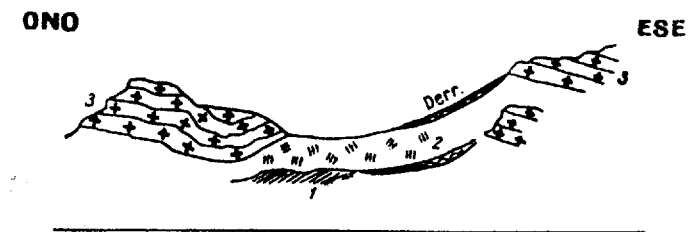


Fig. 68.—Perfil de un espolón al OSO del macizo de cota 448.

- 1, Esquistos de la Mischungszone, formados por sericita, moscovita y arenisca feldespática (prep. 37/58); 2, Yeso; 3, Dolomía y caliza dolomítica.

Rincones. Un espolón separa este collado de la cuenca de recepción del río.

En las lomas que hemos recorrido, fuera del yacimiento de la yesera, situado indudablemente debajo de los micasquistos de la *Mischungszone*, en la colina de cota 311, todos los demás yesos asoman en condiciones dudosas, o bien estando subordinados a calizas dolomíticas que, aunque sean algo cristalinas, parecen claramente pertenecer al Triás. Si bien estas calizas descansan, como en la figura 69, sobre los micasquistos, no se intercalan en ellos. No hemos observado filitas violetas, pero es más probable que se trate ya aquí del Triás alpujarride.

Volviendo al motivo de este capítulo, no se puede tener en cuenta en esta región otro caso que el de la indiscutible subor-

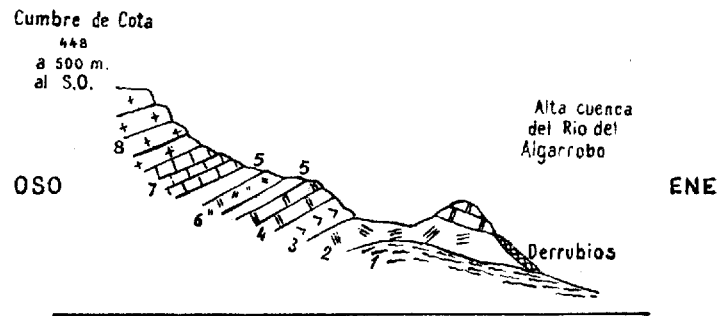


Fig. 69.—Perfil de la vertiente Nordeste del macizo de cota 448.

- 1, Micasquistos filitosos; 2, Yeso; 3, Roca verde (prep. 38/58) transformada en anfibolita con tremolita, zoisita, epidota y albita; se adivinan las formas de antiguos fenocristales de feldespato, 4-5 m.; 4, Caliza dolomítica de facies triásica, 15 m.; 5, Zona tapada por derrubios y tierra vegetal; 6, Yeso que aparece en unos 3-4 m., pero acaso cubierto por los derrubios; 7, Caliza negra recristalizada, 10-12 m.; 8, Dolomías triásicas de color leonado, > 30 m.

dinación de los yesos a los micasquistos con mármoles de la loma de cota 311. Pero no sabemos si se hallan interestratificados en los esquistos, pues no conocemos su muro.

Por el estilo tectónico de la zona sería posible que los esquistos feldespáticos estuvieran superpuestos mecánicamente al yeso. No hay, pues, sino la presunción de que estén estratigrá-

ficamente intercalados en la serie de la *Mischungszone*. Hemos de añadir que tal intercalación no parece inverosímil desde un punto de vista petrográfico, pues en las condiciones del metamorfismo de la Mesozona superior, que es propio de la *Mischungszone*, es normal que la anhidrita no haya sufrido transformación.

3. BREVE NOTA ACERCA DE LA INTERPRETACIÓN GENERAL DE PATIJN.—No hicimos más que breves excursiones al Oeste y al Este de Mazarrón, pero bastaron para darnos la impresión de que las calizas y dolomías que forman los más importantes relieves tanto en la región del Algarrobo como en la de los Corbílloles, presentan los caracteres de la serie triásica de los Alpujarrides.

En muchos sitios aparecen filitas violetas en su base. Se hallan localmente más o menos recristalizadas las calizas; pero difieren de los verdaderos mármoles, que, cuando asoman, presentan su facies típica más o menos micácea hasta la fajeada de blanco y negro.

Nos parece, pues, imposible, como lo hace Patijn, atribuir todos estos elementos estructurales de la Sierra de la Almenara y del macizo del Algarrobo a la *Mischungszone* —o Mesozoico pénnico—. Es preciso volver a estudiar estas comarcas, haciendo un mapa geológico detallado de ellas. Entonces aparecerán asomos de la verdadera *Mischungszone* y otros del Triás de los Alpujarrides que el autor holandés supo, sin embargo, identificar en la región de Isla Plana y del Cabo Tiñoso, y que nosotros vimos en las montañas por donde pasa la carretera de Isla Plana a Cartagena.

Es muy probable que estos mismos elementos alpujarrides vuelvan a desempeñar un papel importante al Este de esa ciudad, donde existen calizas de pseudofucoides del Triás medio, por ejemplo en la región de Cabo de Agua y La Unión.

Por interesante que sea el esbozo de Patijn, nos parece, pues, que antes de adoptar una interpretación tectónica cualquiera de la región entre Aguilas y el Cabo de Palos, será preciso emprender una nueva cartografía geológica de ella.

II. Las "konglomeratische Mergel"

a) ASPECTOS PETROGRÁFICOS DEL PROBLEMA

Todos los autores holandeses que estudiaron las cordilleras béticas señalaron una formación especial que bautizaron "konglomeratische Mergel". Los geólogos dedicados a estudiar estas regiones adoptaron este término porque, al fin y al cabo, no se sabe exactamente lo que es esta roca, lo que dificulta una traducción del término. Sin embargo, conviene notar que si bien contiene elementos clásticos no es ni una marga ni tampoco un conglomerado.

Es parcialmente calcárea, heterogénea, amarillenta o color de herrumbre, a veces porosa, sin ser nunca vacuolar, como lo son las carniolas. Su calcita a veces está recristalizada. Se presenta en masas lenticulares irregulares cuya potencia varía de algunos decímetros a 10-20 metros, pero nunca en bancos continuos.

Alguna vez interestratificada, puede también hallarse pellizcada en accidentes tectónicos. En un sólo caso la conocemos en forma de filón clástico en los micasquistos, al Sudeste de Rejano (fig. 41).

Bastante frecuentes en la Mischungszone, así como en las filitas violetas de la base del Triás de los Alpujárrides, las "konglomeratische Mergel" no existen nunca en los esquistos oscuros de la serie de la Sierra Nevada, salvo accidente tectónico.

Como ya dijeron los autores holandeses, y como se ha visto en los capítulos anteriores, la Mischungszone está formada por micasquistos más o menos feldespáticos y por mármoles. Es en su parte superior, en que abundan las intercalaciones de mármol, donde aparecen con más frecuencia las "konglomeratische Mergel", ya sea en contacto con los mismos mármoles, ya sea con los esquistos. Su extensión queda limitada a la parte inferior filitosa de los elementos de los Alpujárrides, no encontrándose en las dolomías y calizas del Triás medio y superior.

En las filitas violetas acompañan a veces los yesos, alternando con ellos, y también están solas en su masa.

A pesar de su aspecto general muy constante, esta formación varía en detalle, y los autores holandeses la consideran unas veces como milonitas y otras como rocas sedimentarias.

Al microscopio aparecen como un agregado heteróclito de minerales variados con laminillas de mica y de filita en una matriz de calcita y de dolomía frecuentemente recristalizadas. Los fragmentos incluidos pueden a veces ser identificados como mármoles y dolomías del Triás (Zeijlmans van Emmichoven [63] pág. 113). Algunas "konglomeratische Mergel" están marmorizadas, es decir, que la recristalización de la calcita ha sido completa (fig. 46, nivel 3, prep. 3/45). Zeijlmans atribuye las "konglomeratische Mergel" al Triás. Westerweld [62] (p. 11) describe otras formaciones del mismo tipo como verdaderas milonitas, que contienen carbonatos, dolomita, filitas, plagioclasas, sericita, etc. Zermatten [64] (p. 49, lám. XIV y XV) hace notar la diferencia entre dos tipos de "konglomeratische Mergel"; uno de ellos es una roca detrítica, de cemento calizo, en el cual van irregularmente repartidos cuarzo en fragmentos corroídos, moscovita y diminutos fragmentos de filitas o de pizarras micáceas y de esquistos. El otro tipo es, según este autor, una roca milonítica asociada a mármoles, que contienen fragmentos angulosos de feldespato, epidota, albita, ilmenita, turmalina, así como de gneis, de esquistos y de cuarzo. Discutiendo sobre su edad llega a la conclusión de que deben pertenecer al Mesozoico, como, según él, los micasquistos del "pénnico" bético (Mischungszone) o por lo menos al Triás.

Nosotros intentamos en un principio hacer estudios en láminas delgadas, y resultaron infructuosos, siendo imposible obtener por este medio la definición de su verdadera naturaleza. Se recurrió en vano a laboratorios especializados en el estudio de rocas sedimentarias.

Intentando (A. F. M.) disolver los "konglomeratische Mergel" en el ácido, apareció un residuo especial formado por todos los fragmentos minerales que figuran en la roca a manera de cuerpos extraños, lo que planteó el problema de su inventario y de su procedencia. La señorita Solange Duplaix, la reputada es-

pecialista en minerales pesados, tuvo la amabilidad de estudiar los residuos insolubles de una cantidad de muestras, lo que aportó una luz inesperada sobre esta cuestión [23, 24]. Vamos a utilizar a continuación estos primeros resultados reuniéndolos a los demás datos de que se dispone.

b) CONDICIONES DE YACIMIENTO

Las "konglomeratische Mergel", según vimos, aparecen en forma esporádica e irregular, ya sea en la Mischungszone o en los Alpujárrides, con exclusión de la serie esquistosa de la Sierra Nevada.

1. "KONGLOMERATISCHE MERGEL" EN LA MISCHUNGSZONE O EN CONTACTO INMEDIATO CON ELLA.—En las páginas anteriores, las figuras 41, 44, 46, 57 y 67 bastan para hacer resaltar las condiciones de yacimiento de esta formación, ya sea en los mármoles o en los micasquistos propios de la Mischungszone. Siempre casi fresca, nunca totalmente laminada, aparece a primera vista como el residuo de un depósito que formaba parte de la serie. Salvo en el caso del filón clástico de la figura 41, no parece inyectada a la manera de un elemento extraño.

2. "KONGLOMERATISCHE MERGEL" DE LOS ELEMENTOS DE LOS ALPUJÁRRIDES.—Zermatten puso de relieve la presencia de lechos lenticulares de "konglomeratische Mergel" interestratificados en las filitas yesíferas del pie sur del cerro de Juan Canal.

Vuelven a aparecer en posición análoga en muchos asomos de las filitas violetas más o menos relacionadas con los yesos.

Además de los casos representados en las figuras 43 y 46, se puede encontrar un sinnúmero de ejemplos. Al lado izquierdo de la carretera de Motril a Granada, no lejos del mojón kilométrico 65, hemos observado (J. M. F. - P. F., 1957) el perfil representado, figura 70.

De regiones muy distintas de ésta, como la Sierra de Baza,

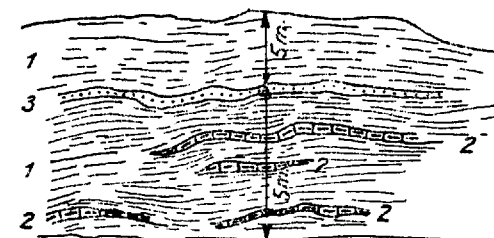


Fig. 70.—Explotación de yeso cerca del Km. 15 de la carretera Motril-Granada.

1, Filitas violetas; 2, Bancos lenticulares de yeso; 3, "Konglomeratische Mergel"

entre varios casos, representamos en la figura 71 unas condiciones de yacimiento algo distintas.

En conclusión, tenemos la seguridad de que "konglomeratische Mergel" aparecen estratigráficamente unidas a las filitas yesosas del Werfenense de los Alpujárrides.

Uno de los puntos que están por esclarecer a continuación es saber si hay o no identidad entre las "konglomeratische Mergel" de los Alpujárrides y las de la Mischungszone.

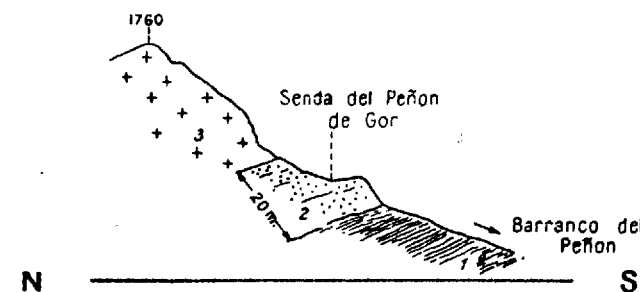


Fig. 71.—Espolón al Sudoeste del macizo del Picón de Gor (hoja 902, al 1:50.000).

1, Filitas violetas superpuestas a los mármoles de la ventana del río de Gor; 2, "Konglomeratische Mergel"; 3, Dolomías del Triás medio.

3. ORIGEN POSIBLE DE LAS "KONGLOMERATISCHE MERGEL".— En los dos tipos de yacimiento donde se las conoce, estas rocas aparecen como el residuo de formaciones sedimentarias transformadas, evocando las carniolas. Los elementos clásticos que forman el residuo de disolución, indican una aportación de minerales procedente de roca eruptiva, pero no nos parece posible considerarlas sencillamente como un depósito detrítico corriente. Su masa, salpicada de minerales clásticos, no presenta el carácter de un sedimento estratificado marino o de agua dulce. Por otra parte, no son milonitas, ni tampoco rocas metamórficas, ni siquiera cuando una recristalización local de la calcita tiende a dar, en lámina delgada, a la roca un aspecto mármoleo.

Nos inclinamos a pensar, aunque sin otro indicio que su modo de yacer y cierta semejanza con las carniolas, que se trata de una roca residual. Se puede suponer que, perdiendo sus elementos solubles, depósitos originariamente yesoso-salinos, todos los elementos clásticos margosos y calizos que estaban en un principio repartidos en la masa, por quedar liberados de su envoltura, hayan sido sometidos a la presión de las rocas encajantes, llegando a formar la heterogénea mezcla que ahora conocemos y adquiriendo una cierta compacidad.

En tal caso, los elementos clásticos e insolubles de la "konglomeratische Mergel" actual serían los que constituyen las impurezas de la masa salina primitiva. Una vez desaparecida ésta por disolución del seno de la serie estratigráfica, las impurezas fueron soldadas por su calcita recristalizada.

No vemos, de momento, explicación que dé cuenta mejor que ésta del modo de yacer y del aspecto microscópico de la roca. Es, pues, la hipótesis que adoptaremos en las líneas siguientes.

Se desconoce cuál debió ser la parte soluble de la roca primitiva.

Si se tratara sencillamente de sulfato de cal, no se comprende por qué el yeso se halla conservado en lentejones en la proximidad de masas de "konglomeratische Mergel", que se supone representan el residuo de este mismo mineral, conservado en un punto y disuelto en otro. Parece más probable que el elemen-

to soluble haya sido un cloruro o una asociación de cloruros y sulfatos solubles, pero esto no pasa de ser pura hipótesis.

Si su origen sigue siendo objeto de discusión, estas "konglomeratische Mergel" pueden proporcionarnos datos de interés. El estudio mineralógico y estadístico de sus elementos clásticos insolubles arroja, en efecto, una luz imprevista sobre la constitución geológica de las tierras emergidas, de donde provinieron por erosión. Esto hace aparecer un factor nuevo en cuanto al conocimiento geológico de las regiones que vecinaban las cuencas donde se depositaron las formaciones salinas antes de su disolución.

Los minerales incluidos en las "konglomeratische Mergel" ofrecen caracteres muy constantes, tanto en la Mischungszone como en el Werfenense de los Alpujárrides.

Se trata de feldespato, rutilo, clorita, mica negra, flogopita, mica blanca, de cuarzo que puede ser bipyramidado, y sobre todo de turmalinas *muy claras y casi sin pleocroísmo*. En las muestras que provienen de los Alpujárrides se añade a estos minerales pirita en cubos y dodecaedros, lo que concuerda bien, según el profesor Orcel, con la edad triásica de la formación (1). Tal vez pueda resultar esta pirita de neoformación.

Salvo en cuanto a este último mineral, la analogía, o mejor dicho, la identidad de los concentrados obtenidos por disolución de las "konglomeratische Mergel" es constante.

El primer problema que plantean estas asociaciones es el del origen de estos minerales.

Con el fin de buscar un primer elemento de discusión se han recogido y pulverizado varias muestras —tal vez poco variadas— pertenecientes a las dos series metamórficas de la Mischungszone y de la Sierra Nevada, para comparar sus minerales en estado análogo a los de las "konglomeratische Mergel".

El resultado ha sido importante, por cuanto los minerales de las rocas pulverizadas son absolutamente distintos de los concentrados obtenidos por disolución.

Los minerales que provienen de los esquistos de Sierra Ne-

(1) No es preciso insistir sobre la necesidad de no sobrevalorar el hecho.

vada llevan mucho granate y cloritoide. La turmalina, más o menos frecuente, presenta siempre —como ya lo habían indicado las descripciones de preparaciones microscópicas— formas muy coloreadas y de pleocroísmo acentuado. Las rocas de la *Mischungszone* —micasquistos, gneis y leptinitas— contienen también clorita, abundantes granates y turmalinas muy coloreadas, accesoriamente con circón y apatito.

El número de las rocas estudiadas y de las comparaciones efectuadas es evidentemente insuficiente para aportar una certidumbre. No obstante, resalta la impresión de que no son asomos de la *Mischungszone* ni tampoco de la serie de Sierra Nevada, lo que se halla en el origen de los minerales pesados de las “konglomeratische Mergel”.

Resulta que estos minerales provendrían de otras formaciones metamórficas, con el corolario de que, poco desgastados, no fueron transportados en largas distancias. Todavía no hay a estas fechas posibilidad alguna de fijar su origen, porque no asoma en la región ninguna otra formación metamórfica. Lo único que cabe suponer, dadas las características geológicas de la zona bética, es que provengan de tierras emergidas que en el momento del depósito de la serie salífera debían estar más o menos al Sur de las sierras actuales.

El estudio de los concentrados nos proporciona otro dato más objetivo, o sea la casi identidad de los minerales procedentes de las “konglomeratische Mergel” del Werfenense de los Alpujárrides, o de la *Mischungszone*. Cualquiera que sea la edad de dicha *Mischungszone*, esto indica que, en el momento del depósito del sedimento, fueran posiblemente las mismas formaciones metamórficas las que proporcionaron estos aportes.

Si la base de los Alpujárrides descansa sin hiato tectónico sobre su substrato, quiere decir que la erosión de estas formaciones metamórficas empezó en una fecha ante-triásica indeterminada (la del depósito de las capas de la *Mischungszone*) continuando luego hasta el final del Werfenense, lo que por implicar un periodo de mucha extensión es quizá poco satisfactorio.

Se sabe que la escuela de H. A. Brouwer atribuye teóricamente una parte de la *Mischungszone* al Trias. En este caso, la erosión de las formaciones originarias de los minerales se

habría producido sólo durante una parte del Trias, hipótesis que concuerda más con los caracteres a la vez muy constantes y especiales que se acaba de poner en evidencia.

En este caso forzosamente se habría de llegar a la conclusión de que, empezando por el Trias inferior y descansando sobre una serie triásica, el conjunto de los Alpujárrides es alóctono, noción conforme a las opiniones de los geólogos holandeses pero rechazada por otros muchos.

Los minerales estudiados procederían, en tal caso, de tierras emergidas que existieron en los bordes de la cuenca de sedimentación de ambas series, parcialmente contemporáneas, antes de su traslación tectónica.

Estos resultados nos proporcionan, pues, un elemento de apreciación nuevo, en tanto pone en evidencia un parentesco efectivo entre las dos series en que se observan las “konglomeratische Mergel”, es decir, la *Mischungszone* y el Trias inferior de los Alpujárrides. Es éste un argumento que, sin ser decisivo, es digno de atención, a favor de las opiniones de la escuela de Brouwer, según las cuales, por lo menos una parte de la *Mischungszone* sería de la edad triásica.

CAPITULO VIII

RESUMEN Y CONCLUSIONES

De las descripciones que constituyen el objeto de los capítulos anteriores resultan unos datos significativos.

Debemos, pues, resumir las conclusiones objetivas a que hemos llegado, con el fin de examinar luego los aspectos generales de los problemas de la geología bética.

Como verá el lector, quedan aún muchos puntos oscuros, lo cual deja a las interpretaciones un carácter hipotético. Si bien los firmantes están de acuerdo en cuanto a los hechos expuestos, difieren en sus opiniones teóricas, por lo que creemos conveniente indicar en el cuadro que acompaña a este capítulo la posición actual de cada uno de ellos.

I. Datos petrográficos

1. LA SERIE DE LA SIERRA NEVADA

Extremadamente monótona, presenta siempre los mismos caracteres.

La constituye un potentísimo conjunto de micasquistos, en el cual se intercalan bancos de areniscas, en general de un gris claro. El metamorfismo no ha sido muy intenso y no pasa del grado de la mesozona superior.

Los micasquistos son muy ricos en mica, predominando mu-

cho la moscovita sobre los demás elementos. La biotita empieza por aparecer, sin desempeñar más que un papel secundario, y, además, está casi siempre transformada en clorita. Tampoco se presenta en algunos casos de una manera particular. Se reparte entonces irregularmente en nidos o en grandes láminas independientes de la pizarrosidad, a la manera de un porfidoblasto. La clorita aparece, sea, según se ha visto, como producto de transformación de la biotita, o bien, más raramente, como elemento inicial o primario, formado en lugar de la biotita.

El cuarzo de origen clástico se dispone muy a menudo en lechos entre las láminas micáceas. No es nunca abundante y puede faltar por completo, apareciendo entonces la roca como una micacita, en el sentido petrográfico estricto. El grafito aparece siempre salpicando uniformemente los minerales y dando a los esquistos su tan característico tinte oscuro.

La clorita aparece en varios niveles, en vez de la biotita, en hermosos cristales bien desarrollados, a la manera de porfidoblastos tardíos nacidos en la roca, repeliendo los demás minerales. También está frecuentemente ennegrecida por el grafito. El granate, a veces transformado en clorita, ha sufrido una ligera retromorfosis. La presencia de estos granates señala también la presencia del hierro y de la magnesia en el sedimento de origen (análisis muestra 33).

También se nota la presencia de algunos, aunque poco frecuentes, cristales de albita, expresión de la presencia de sodio en el sedimento. Contienen asimismo grafito.

En conclusión, la roca sedimentaria primitiva era aluminosa, más o menos rica en cuarzo clástico. Los diversos bancos variaban de constitución, conteniendo unos una pequeña proporción de MgO, y otros, hierro (cloritoide) o también algo de Na₂O, que dio albita; pero en cuanto a ésta, hemos visto que en ciertos casos parece que ya existía en estado clástico en el sedimento inicial. El grafito resulta de la repartición muy general de materia orgánica en este sedimento.

Este tipo corriente de micasquistos deriva, pues, a nuestro entender, de sedimentos muy uniformes de tipo arcilloso, carbonoso, con una proporción variable, pero, en general, reducida, de cuarzo detrítico.

Los micasquistos de la serie de Sierra Nevada no indican ningún aporte metasomático. No están inyectados. En las regiones que hemos estudiado no parece que hayan sido cruzadas o penetradas por filones de naturaleza granítica o aplítica. Sólo se puede observar lentejas o filoncitos de cuarzo de segregación, generalmente raros, pero que suelen ser localmente bastante abundantes. Dejamos aparte, naturalmente, los filones de origen hidrotermal, sobre los cuales no nos ocuparemos en este trabajo.

Las únicas rocas eruptivas que se observa son de tipo dolerítico, estrictamente localizadas.

Las areniscas intercaladas en estos micasquistos forman, en general, bancos de potencia más bien escasa. El cuarzo constituye su elemento esencial, casi siempre acompañado por feldspato (albita-oligoclasa) en proporción variable. La moscovita, a veces con algo de biotita, forma alineaciones más o menos continuas, subrayando la pizarrosidad. De un modo accesorio aparecen pequeños granates. Algunos bancos, como, por ejemplo, en la faja de El Moro, son ricos en circón.

Estas areniscas conservan frecuentemente su aspecto de roca sedimentaria. En lámina delgada, los granos de cuarzo aparecen redondeados. A la escala del asomo se presentan en bancos compactos, pero frecuentemente en capitas, o bien con estratificación cruzada. No sufrieron más que un ligero metamorfismo, salvo en casos particulares, como en Los Mellizos. Encierran a veces niveles reducidos de una roca filádica negra, que puede contener diminutos minerales de metamorfismo.

Las areniscas representan intercalaciones de arenas más o menos arcósicas en la serie arcillosa que originó los esquistos.

Su repartición es desigual y parece que ocupan una zona de espesor variable en la parte media de la serie visible. Entre los perfiles estudiados es en Escúllar donde esta zona alcanza más potencia, pasando de los 1.000-1.500 metros. En cambio, al Norte de la Sierra de Filabres, parece tener menos importancia; pero no sabemos si las areniscas que asoman allí representan la totalidad del complejo o sólo su parte superior. Parecida incertidumbre reina en cuanto a la misma Sierra Nevada, donde las areniscas son relativamente escasas.

Dada la general identidad de los micasquistos que acompañan los bancos de areniscas y los de la Sierra Nevada, estos bancos sólo representan llegadas episódicas de arenas a la cuenca, donde, por lo demás, seguían reinando las condiciones anteriores de sedimentación. Tal vez se acaba de ver que, aun escaseando, el cuarzo clástico no falta en los esquistos. Queda por estudiar el detalle de las areniscas en cuanto a su significación paleogeográfica y a las condiciones, tales como la orientación de las corrientes que influyeron en su depósito.

La serie de la Sierra Nevada se nos presenta muy poco plegada, y gracias a los lechos arenosos tenemos la seguridad de que su pizarrosidad corresponde con la estratificación. Son muy raros los pliegues de detalle de alguna importancia. Por otra parte, sabemos que el abombamiento general de los anticlinales de las Sierras Nevada y de Filabres se produjo en gran parte después del Mioceno medio. En consecuencia, hay que admitir que las deformaciones sufridas por esta serie durante los fenómenos orogénicos llamados alpinos apenas si dejaron huellas llamativas, y hasta la fecha nos parece imposible poner en evidencia, con alguna seguridad, deformaciones paleozoicas.

Pero será preciso ver si esta aparente tranquilidad de los sedimentos metamórficos no es engañosa (1).

En efecto, las láminas delgadas estudiadas atestiguan una trituración de más o menos intensidad, pero bastante frecuente, traducido por la torsión de las moscovitas y la estructura en mortero del cuarzo. Los diminutos plieguecitos de los esquistos revelan fuertes compresiones. En infinidad de casos pusimos de manifiesto que la oblicuidad de las alineaciones de inclusiones en los feldespatos con relación a la pizarrosidad, indica que éstos sufrieron un desplazamiento posterior a la formación de los esquistos. Algunos granates helicíticos proporcionan datos análogos.

Desde un punto de vista mineralógico, los micasquistos no

(1) Investigaciones ulteriores de uno de nosotros (J. M. F.) han ido descubriendo indicios cada vez más numerosos de movimientos de traslación diferenciales de unos estratos, o paquetes de estratos, sobre otros en toda la región NW. del núcleo metamórfico de Sierra Nevada.

aparecen intactos. La biotita está casi siempre cloritizada. El granate está a menudo en curso de transformación. Tales cambios indican que la serie ha sufrido un retromorfismo o diaftoresis; por lo menos, un principio de retromorfismo del tipo de la epizona.

Finalmente, recordaremos que en algunos bancos aparecen pliegues ptigmáticos que no están en relación con migmatización, pero que nosotros atribuimos (regiones de Trevélez y de la casa forestal de La Calahorra, por ejemplo) a traslaciones relativas de la masa de los esquistos; o, dicho de otro modo, a deslizamientos diferenciales.

Tales particularidades petrográficas parecen estar en contradicción con la aparente ausencia de deformaciones tectónicas, y habrán de llamar la atención de los investigadores.

2. LA SERIE DE LA MISCHUNGSZONE

a) CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS.—Esta serie presenta caracteres muy distintos a los de la Sierra Nevada: primero, por la presencia de mármoles más o menos desarrollados, según los niveles; por la presencia ocasional de "rocas verdes"; y, sobre todo, por el carácter de los micasquistos, que están feldespatizados y cuyo término extremo corresponde con *gneis* albitico de un tipo especial.

Este *gneis* aparece en capas de 2 a 40 metros de espesor; pero excepcionalmente alcanza en la transversal del collado García una potencia de más de 1.000 metros.

No solamente ha diferido su serie sedimentaria inicial de la de la Sierra Nevada, sino que también ha sido distinta su historia metamórfica.

La feldespatización, que es el carácter típico de la Mischungszone, por constante que sea, queda irregular, de tal modo, que se observan, muy cerca de otras, micasquistos sin feldespato y micasquistos feldespatizados hasta *gneis* albiticos. No obstante, al menos en las regiones que hemos estudiado, es bastante constante la composición de estas rocas.

Los micasquistos son, en general, de tonos claros. La moscovita predomina netamente, acompañada por clorita verde, y, más raramente, por biotita de color verdoso. La epidota (o la zoisita) está siempre presente y a veces es abundante. Se dispone, en general, de cristales alargados, según la pizarrosidad, asociado con la moscovita; pero se le puede observar también en prismas abultados, independientes. La moscovita puede ir acompañada de cristales alargados, según la pizarrosidad, de un anfíbol muy dispersivo, de un intenso color azul, según ng. El cuarzo no es muy abundante; se dispone entre las láminas micáceas.

El granate es frecuente, presentándose más a menudo en hermosos cristales idiomorfos. Puede contener inclusiones de cuarzo, dispuestas en líneas paralelas, cuya orientación es oblicua con relación a la pizarrosidad. Localmente, este granate está en curso de sustitución por clorita. Los minerales accesorios son la titanita, la turmalina, el apatito, el rutilo y la magnetita.

A estos minerales se añade poco a poco el feldespato. Este aparece primero en los lechos cuarzosos, presentándose en cristales límpidos, sin maclas, a menudo de difícil identificación. Poco a poco se desarrolla formando fenoblastos más o menos redondos, contorneados por los demás minerales. Este feldespato es, en general, albita sin maclas o solamente maclada según la ley de Carlsbad. Además está salpicado de inclusiones, en su mayoría de cuarzo, pero también de epidota, turmalina, etcétera. Los feldespatos son a veces tan abundantes que se juntan casi sin dejar espacio para los demás minerales. La turmalina, que no desempeña más que un papel subordinado en los esquistos corrientes, viene frecuentemente a ser muy abundante en estas rocas más ricas en feldespato. Se presenta siempre con fuerte pleocroísmo, variando de color rosa pálido a un azul-verde muy intenso.

Si la albita es el feldespato más frecuente en esta serie, es preciso notar que la microclina se nos presenta en muchos sitios de la *Mischungszone*. En estos casos, la biotita aparece con la moscovita, hasta sustituir esta última, y la roca realiza un tipo glandular a consecuencia del desarrollo del feldespato.

Los minerales de la *Mischungszone* atestiguan un grado de

metamorfismo análogo al de la serie de Sierra Nevada, es decir, de la mesozona superior o hasta de la epizona inferior.

Sin embargo, el carácter esencial de la *Mischungszone* reside en su feldespatización, a veces intensa, marcada por el desarrollo de la albita y localmente de la microclina.

La importante cantidad de sosa y accesoriamente de potasa que representa esta albitización no parece posible atribuirla a la composición primitiva del sedimento (1).

En el campo se observa, bien bancos de micasquistos incompletamente feldespatizados, o bien, al revés, niveles extraordinariamente ricos en albita que destacan como si fueran bancos aplíticos entre los esquistos cercanos.

Tanto sobre el terreno como en lámina delgada se comprueba, pues, que se produjo una albitización y, por consiguiente, un aporte de los elementos químicos necesarios, tratándose de un caso típico de metasomatismo sódico o sodi-potásico (microclina).

En cambio hemos visto que la serie subyacente de la Sierra Nevada consta esencialmente de micasquistos prácticamente desprovistos de feldespato; no fueron, pues, alcanzados por el metasomatismo.

En los espacios, aún limitados, pero ya de bastante extensión, que hemos recorrido, no nos fue posible encontrar indicio alguno de que este aporte metasomático se haya podido producir a través de los micasquistos de la Sierra Nevada. En el Este de la Sierra de Filabres, donde revisten tanta importancia los *gneis* albiticos, los esquistos de la serie profunda que aparece en el asomo de la Rambla del Marqués quedan también tan pobres en elementos sódicos como en otras regiones.

Limitándonos aquí sólo a los razonamientos petrológicos, hemos de reconocer que la feldespatización de la *Mischungszone* resulta, de momento, inexplicable (2).

(1) Para uno de nosotros (J. M. F.) no puede excluirse que parte de las rocas ricas en feldespatos sean de origen no sedimentario, sino magmático, singularmente los *gneis*. Ver a este respecto, también, Zermatten (64).

(2) Ver nota anterior.

b) **RELACIONES DE LA MISCHUNGSZONE CON LAS FORMACIONES VECINAS.**

a) *Con su techo.*—En todas partes donde se ha conservado el techo de la Mischungszone está constituido por las filitas violetas que forman la base de la serie de los Alpujárrides. Estas filitas, con algunos lechos areniscosos, contienen localmente reducidas masas de yeso y de “konglomeratische Mergel”, y fueron atribuidas al Werfenense, con tanta más probabilidad cuanto que las siguen hacia arriba los depósitos marinos del Triás medio y superior.

Ningún conglomerado marca la base de las filitas, no observándose indicio alguno de transgresión.

Las filitas descansan a veces en aparente concordancia o acordancia sobre los mármoles o los micasquistos, pero más frecuentemente en discordancia (fig. 1).

Laminadas, aplastadas, algo dinamometamorfizadas, de potencia extremadamente variable y localmente suprimidas por estiramiento o laminación, subrayan una superposición que todas las observaciones locales hacen aparecer como mecánica, con la reserva de que nada permite una evaluación de su traslación con relación a la Mischungszone, que, según lo que se puede observar, puede cifrarse tanto en metros como en hectómetros o en kilómetros. En los casos de supresión de las filitas, las dolomías del Virgloriense, en contacto con las rocas de la Mischungszone, sufrieron entonces una trituración local.

β. *Relaciones de la Mischungszone con su muro.*—Es muy difícil observar los contactos de la base de la Mischungszone con la serie de Sierra Nevada, por presentar los esquistos de ambas formaciones la misma resistencia a la erosión.

En la vertiente septentrional de la misma Sierra Nevada ya se sabe por los perfiles figurados que las capas superiores de la serie oscura y las de la Mischungszone se presentan bastante levantadas y con apariencia de concordancia. En tales casos, al Norte del Veleta, por ejemplo, resulta difícil determinar el límite entre ambas formaciones. No queda excluido que la aparente concordancia sea en realidad una acordancia.

En cambio, al Sur de Sierra Nevada, los perfiles en la cuenca del río Chico indican una disposición claramente discordante (Lámina I, fig. 2). También la reducción de la zona de los mármoles y los caracteres del contacto podrían resultar de una falla. Las relaciones de ambas formaciones aún no pueden ser interpretadas con toda seguridad.

Hacia el Este, los contactos observados conservan alguna ambigüedad. La reducida potencia de la Mischungszone al Sur del río de Trevezes deja suponer que la serie de los Alpujárrides la recubre en discordancia. En cuanto a los contactos entre la base de la Mischungszone y el complejo oscuro de la Sierra Nevada, indican una clara discordancia.

Hemos notado de paso que hay argumentos para admitir una discordancia de mucha mayor importancia en la región de Laroles, pareciendo descansar la Mischungszone sobre términos profundos de la serie de la Sierra Nevada; pero de momento, antes de admitir este concepto, que resulta de deducciones, es preciso hacer detenidos estudios locales.

En el Norte, en la región de Dólar, del cerro de Juan Canal y sobre todo del Cardal, hemos señalado indudables discordancias locales en la base de la Mischungszone, y, como en la misma serie de la Sierra Nevada, las areniscas no aparecen sino en bancos bastante raros, está permitido suponer que faltan, por debajo de la Mischungszone, los niveles más elevados del complejo oscuro.

Hay motivos, pues, para admitir una discordancia general entre ambas entidades, pero no aparece de una manera indudable.

Si sobre este problema se ciernen algunas dudas en el propio macizo de la Sierra Nevada, las cosas aparecen con mayor claridad en la vecina Sierra de Filabres.

El esquema Lámina IV y perfiles como el de Floranes (fig. 35) hacen resaltar la completa discordancia del complejo de la Mischungszone con relación a la serie de la Sierra Nevada.

La parte inferior de la zona feldespática y localmente gnéica mide varios centenares de metros en la transversal de Floranes, así como en la vertiente izquierda del río Bodurria. Invisible sobre el terreno, a consecuencia de acordancias, la discor-

dancia aparece en el perfil de Floranes, porque el contacto basal de la Mischungszone no se hace sobre la serie esquistosa superior del complejo de Sierra Nevada, sino sobre o contra las areniscas que pertenecen al término medio del mismo. Esto implica la supresión de los 1.000 ó 2.000 metros de la serie oscura que faltan.

Al Oeste del río Bodurria la discordancia resalta, sobre todo, en una vista de conjunto; pero por ser cartográfica no deja de ser evidente, porque los niveles estratificados de la serie de la Sierra Nevada, con sus areniscas orientadas hacia el Oeste, desaparecen por debajo de los esquistos feldespáticos de la Mischungszone, alineados de Sudoeste a Nordeste.

En la región de El Raposo-Charches se ve por la Lámina IV, así como por nuestras descripciones, que aparecen discordancias con evidencia. Existen también en la zona de Las Piletas, aunque en más reducidos espacios.

De todo esto resulta que en el Norte y en el Oeste de la Sierra de Filabres una discordancia completa separa la Mischungszone de la serie de la Sierra Nevada.

Esta discordancia, que aparece tanto en pequeña como a gran escala, implica lo siguiente: antes de puesta la Mischungszone en su sitio, la serie de la Sierra Nevada había sufrido plegamientos, cuyos ejes se orientan, aproximadamente, Este-Oeste, y luego una erosión lo bastante fuerte para suprimir una parte de los micasquitos superiores y para desgastar una parte muy notable de los pliegues que habían afectado su parte media, predominantemente areniscosa.

Hemos de preguntarnos si esta superposición discordante de la Mischungszone resultó normalmente de una transgresión o bien si fue mecánica.

La primera eventualidad, que sería la más sencilla, parece poco probable. En ningún sitio aparecen, en las capas inferiores de la Mischungszone, conglomerados o indicios de una disposición transgresiva.

Donde fueron posibles observaciones detalladas (Sur y Sudeste de Charches, Las Piletas, región de Rambla del Agua, El Pulpito, cañón del río de Trevélez, ventana de la Rambla del Marqués) el contacto se acompaña a menudo, si no siempre, de no-

tables indicios de trituración mecánica, hasta de verdaderas millonitas.

Si estos indicios no permiten la evaluación de la traslación de las series, señalan en todo caso el carácter mecánico y no sencillamente estratigráfico de los contactos.

II. Edad y posición estratigráfica de las series de Sierra Nevada y de la Mischungszone

Abordamos aquí problemas cuya solución aún no ha sido posible por medios paleontológicos y que, según parece, no lo será nunca. Creemos conveniente examinar los diversos datos que poseemos y las hipótesis que hasta la fecha enunciaron los autores.

a) SERIE DE SIERRA NEVADA

La serie de la Sierra Nevada, formada por micasquitos de la parte superior de la mesozona, admite bancos de areniscas con intercalaciones de filadíos.

Poco desarrollados en las trasversales que hemos examinado en la Sierra Nevada, adquieren importancia en la Sierra de Filabres, donde el complejo que forman mide de 1.000 a 1.500 metros de potencia. Por debajo de su nivel más inferior hemos evaluado, en la parte visible de la Sierra Nevada, la potencia de los micasquitos oscuros en unos 2.000 metros. Es muy probable que en el perfil del puerto de la Ragua el nivel equivalente pase mucho de este espesor.

Nos parece posible admitir que este mismo conjunto inferior existe en la Sierra de Filabres, por debajo de las areniscas, presentado una potencia análoga. En esta Sierra, la serie esquistosa superior a las areniscas mide unos 1.000 metros, la parte visible del conjunto de los esquistos y areniscas de la Sierra Nevada representa una potencia de unos 5.000 metros, a los cuales es preciso añadir un suplemento de valor desconocido, pero notable, para la parte más inferior del todo. La potencia total de la serie

de Sierra Nevada nos parece, pues, como de 5.000 a 6.000 metros, y, sin duda, mayor.

En las areniscas y los filadíos que las acompañan a veces, únicos niveles donde el estado de los sedimentos permitiría la conservación de fósiles, no hemos hallado ningún otro rastro orgánico que su colorante carbonoso. Se ha visto que el grafito existe salpicando todos los minerales de los esquistos, pero si su presencia evoca una pululación orgánica en las aguas que depositaron los primitivos sedimentos, no hay ninguna posibilidad de sacar una conclusión positiva de este hecho.

Nuestro colega D. Idefonso Moreno describió hace algunos años, con la Srta. Linares [47], trilobites del Siluriano, hallados por un ingeniero topógrafo en la región de la Zubia, al pie noroeste del macizo del Veleta. Parece muy dudosa esta procedencia, y puede ser que haya error y confusión con un yacimiento más o menos lejano de Sierra Morena, por ejemplo.

En todo caso, la roca de estos fósiles no es del todo metamórfica, y difiere en absoluto de los niveles conocidos en la serie de la Sierra Nevada.

Sería posible, a lo mejor, que procedieran del Paleozoico no metamórfico del manto superior de los Alpujárrides, o sea el manto de Guajar, pues existen en las cercanías algunos testigos de este manto. Hasta la fecha, todavía no se ha encontrado ningún nivel fosilífero en dicho Paleozoico. Cualquiera que sea la duda que se plantee sobre estos fósiles, nos parece imposible su atribución a la serie de Sierra Nevada, objeto de este capítulo.

Faltan, pues, en absoluto los elementos paleontológicos propios para fundamentar hipótesis estratigráficas. En su ausencia, no queda más recurso que el de argumentos de poco valor. Nuestras investigaciones se hicieron sobre el porte tectónico de esta serie antigua, con el fin de ver si aparecen líneas tectónicas anteriores a las de los pliegues de fondo.

Como vimos, en el Oeste del macizo no parece existir plegamiento marcado alguno, más que el del anticlinal de conjunto (lámina I). Los buzamientos algo desordenados que aparecen en la vertiente sur, aparte los de ejes Este-Oeste, nos parecie-

ron más bien debidos a alabeamientos y a deslizamientos superficiales.

Los accidentes que se observan en el alto valle de Trevelez comprenden el sinclinal del Sur de Trevelez, cuyo eje es paralelo a la orientación general de la cordillera, y alabeamientos locales de poca importancia, cuya significación nos escapó.

Según vimos, aparecen repliegues de tipo ptigmático. Será muy importante emprender un estudio de los ejes de tales anomalías, pues podría levantar el velo que cubre la historia íntima y profunda de este complejo. Nosotros no pudimos abordar esta cuestión.

La travesía de la parte oriental del macizo de la Sierra Nevada nos ha revelado un reducido número de bancos de areniscas. También hemos podido averiguar que, en todas partes, la pizarrosidad es paralela a la estratificación. Todos los buzamientos observados quedan en armonía con la noción de ejes tectónicos, orientados aproximadamente Este-Oeste, como el anticlinal de fondo.

No aparecieron pliegues notables de orientaciones distintas, pero en la vertiente septentrional, nuestra figura 18 indica que existen, como es natural, buzamientos y alabeamientos locales algo desordenados. De momento nos parecen desprovistos de significación general. En particular, a pesar de haberlos buscado, no vimos destacarse ningún pliegue de orientación herciana.

Por haber señalado D. Enrique Dupuy de Lôme [25] pliegues de esta orientación en el Oeste del Marquesado del Cenete, hemos vuelto (P. F.) a recorrer las faldas de las lomas al Sur de este territorio, sin hallar más que alabeamientos (fig. 18).

Sin negar en absoluto la existencia de tales pliegues, pues no recorrimos más que espacios limitados, hemos de mantener nuestras reservas acerca de su generalización.

En una zona de más de 15 kilómetros de longitud, la parte inferior de la vertiente septentrional del macizo oriental de Sierra Nevada nos ofreció en su inmensa mayoría buzamientos al NNE. y al Norte. En dos puntos se observaron buzamientos al Estesudeste y al Oeste. Limitadas a espacios reducidos, estas anomalías no corresponden más que a distorsiones locales, que

no parecen relacionarse con ningún pliegue de alguna extensión.

Al Norte de la ancha zona sinclinal de Guadix-Fiñana, el pliegue de fondo de la Sierra de Filabres nos proporcionó por sus bancos de areniscas unos datos de más significación. Según se ha visto, gracias a ellos aparece que los accidentes de la serie de Sierra Nevada tienen los ejes orientados aproximadamente Este-Oeste. Estos pliegues y su parcial erosión (lám. IV) se produjeron antes de la puesta en su sitio—estratigráfica o tectónica—de la Mischungszone. Las deformaciones de esta última no se relacionan con las de la serie profunda.

Las dislocaciones Este-Oeste de esta última resultan, pues, de empujes Sur-Norte o Norte-Sur, y no volvieron a formarse durante el Secundario o el Terciario, siendo entonces el conjunto del "material muerto", según la terminología argandiana, el que sufrió el plegamiento de fondo que dio sus formas actuales al edificio.

En las regiones que hemos estudiado, ninguna formación terciaria anterior al Neógeno permite una datación de esta deformación de conjunto. Acaso sea posible encontrar la solución de este problema en la terminación de la Sierra de Filabres, al Este de Tahal.

Se sabe que el pliegue de fondo de la Sierra Nevada acabó de realizarse al final del Neógeno. Para formarse una idea de los buzamientos que resultan de las dislocaciones primitivas sería preciso rebajar la clave de bóveda del pliegue en unos 1.500 metros sobre la transversal del Veleta, y sin duda en una cantidad más reducida hacia el Este, donde se marca un hundimiento de eje.

Igualmente, el pliegue de fondo de la Sierra de Filabres, que releva el de la Sierra Nevada al Nordeste, resulta, pero en escala más reducida, de movimientos también post-vindobonenses o post-pontenses. Pero estas deformaciones tardías, lejos de cruzar las direcciones anteriores, se sobreponen a ellas y, como ellas, tienen una orientación aproximadamente Este-Oeste.

Si no en cuanto a la edad, que desconocemos, por lo menos en cuanto a las direcciones, no aparece en el conjunto bético ningún rasgo de una orogenia que parezca armonizarse con las

líneas hercinianas que aparecen en la Sierra Morena, relativamente vecina.

No conocemos, pues, indicio orogénico a propósito para orientarnos indirectamente sobre la edad de la serie de la Sierra Nevada. De las posibilidades de estimación estratigráfica que se nos ofrecen no resalta ninguna en particular para orientarnos con rigor.

Por su potencia y su riqueza en grafito, puede evocar el Siluriano—mejor dicho, el Gotlandense—o el Carbonífero; pero en el manto, hoy vecino, de Málaga, el Siluriano superior no es metamórfico y, por consiguiente, tampoco los términos más recientes. Tal vez sea preciso hacer reservas en cuanto al valor de esta comparación, pues según las síntesis actuales, el Bético de Málaga consta de una unidad tectónica de origen más meridional, mientras la serie de la Sierra Nevada ocupa una posición tectónicamente mucho más profunda, y no se conoce ninguna otra formación que pueda serle comparada (1).

En conclusión, la serie de la Sierra Nevada se caracteriza por un conjunto sedimentario potentísimo y monótono, que corresponde a depósitos arcillosos con intercalaciones areniscosas relativamente reducidas y localizadas, prácticamente desprovista de cal y afectada por un metamorfismo meso-superior extremadamente uniforme. No es posible fijar su edad, ni siquiera aproximadamente, ni tampoco asimilarlo a ninguna formación conocida en la cuenca mediterránea.

b) SERIE DE LA MISCHUNGSZONE

a) *Su posición.*—La Mischungszone, según hemos visto, es claramente discordante sobre la serie de la Sierra Nevada en la

(1) Para uno de nosotros (J. M. F.) esta individualidad de la serie de Sierra Nevada parece sugerir corresponda a una cuenca relativamente reducida, con fuerte subsidencia y sedimentación hipocrónica. La naturaleza de las rocas no parece, por otro lado, demasiado diferente de la que podría haber originado una serie de tipo "Culm". Todo ello inclina ligeramente hacia una edad carbonífera, pero reconoce lo improcedente que sería proponerla más que a título de simple presunción.

Sierra de Filabres. Por este motivo, y teniendo en cuenta numerosos indicios observados en el macizo de la Sierra Nevada, podemos afirmar que esta discordancia es general en todo el edificio bético.

La Mischungszone es, pues, independiente de su substrato, y las concordancias locales representan, ya sea acordancias, ya sea concordancias fortuitas. Uno de nosotros (P. F.) opta por la independencia tectónica de esta unidad, en cuanto que su base, en vez de indicios de transgresión, comporta indicaciones de trituración, de supresiones mecánicas, a veces importantes, y de dislocaciones.

También se ha visto que no disponemos de observaciones locales propias para decidir si los dispositivos existentes traducen un despegamiento disarmónico de carácter local o una total independencia tectónica. Conviene hacer constar aquí que esta independencia se conciliaría muy bien con el metasomatismo sódico propio de la Mischungszone.

Según la hipótesis admitida, resultarán interpretaciones muy distintas.

En el primer caso, la Mischungszone representa una serie inicialmente transgresiva y sencillamente despegada y, por consiguiente, de una edad posterior a la de la serie de Sierra Nevada.

En el segundo caso, puede tener una edad cualquiera, habiendo llegado a su actual posición por corrimiento.

Hemos notado anteriormente el problema petrográfico planteado por este metasomatismo sódico, problema que parece insoluble si se admite que este complejo es solidario de la serie profunda. De ser la Mischungszone un manto corrido, claro es que no habría ya problema.

En ambos casos, sedimentación "in situ" o llegada por corrimiento de la Mischungszone, la serie de la Sierra Nevada habría sufrido anteriormente las dislocaciones relativamente reducidas que pusimos de relieve, orientadas Este-Oeste, y luego, una erosión notable.

β) *Su composición y sus variaciones.* — Las computaciones habrán de tener en cuenta: 1.º, la importancia de su metamor-

fismo; y 2.º, que, desde el punto de vista de la sedimentación, forma un todo.

En los sitios donde se nos muestra más completa, consta en la base de una serie de capas de micasquistos más o menos fel-despatizados, que miden de 1.000 a 1.500 metros, donde aparecen escasos lechos de mármol; luego, de un conjunto de esquistos idénticos a los anteriores con intercalaciones de mármoles, conjunto que suma unos 500 metros; y, por fin, de una nueva formación de otros micasquistos con pocos niveles de mármol, que mide de 300 a 500 metros de potencia a la altura de La Golfa. Nos encontramos, pues, como Zermatten, que había fijado la diferencia entre una "Kalkarmezone" inferior y una "Kalkreichezone" superior, con la diferencia de que si la serie superior de La Golfa no representa una digitación tectónica, habrá que admitir un tercer término predominantemente esquistoso.

Es más difícil que en cuanto a la serie de Sierra Nevada, formarse una idea de la composición de la serie que, después de su metamorfismo, dio los esquistos de la Mischungszone, porque se ha de tener en cuenta su metasomatismo.

Es verosímil pensar que se tratara de una serie arcillosa pobre en elementos clásticos, donde al principio se intercalaron lechos calcáreos, aumentando luego la sedimentación calcárea hasta realizar una serie predominantemente caliza, la que dio la zona superior de los mármoles. En fin, disminuyó la proporción de bancos calcáreos, realizándose otra vez una sedimentación arcillosa algo margosa.

Si bien se puede pensar que la parte que dio los mármoles se depositó en aguas relativamente someras, no es posible aún emitir hipótesis en cuanto a las condiciones paleogeográficas de conjunto.

Este complejo se presenta con fuertes variaciones de potencia. Parece relativamente completo en la región de La Golfa; pero el conjunto inferior a los mármoles se halla en ciertos casos más o menos reducido, como cerca de El Raposo, en la alta rambla del Agua, y en la región de Las Piletas. El conjunto marmóreo presenta una potencia más constante; pero puede hallarse muy disminuido, como en el río Chico, donde

parece que no es más que la parte superior de los mármoles y de la serie esquistosa lo que subsiste.

En El Pulpito, la *Mischungszone* queda reducida a unos metros de gneis y algunos decímetros de mármol, subsistiendo entre la serie de la Sierra Nevada y un retazo de los Alpujárrides.

Estas variaciones, disminución o supresión de la serie inferior de los esquistos feldespáticos y hasta de los mármoles, difícilmente comprensibles en el caso de una *Mischungszone* autóctona, se explicarían sencillamente por ablación mecánica en el caso de que fuera la serie corrida.

En cuanto a la parte superior, la conocemos mal, aparte el caso de Floranes, sin duda porque la serie alpujárride tapa anchísimos sectores de la *Mischungszone*, dejándola reaparecer únicamente en la "ventana" del río de Gor.

Al Norte del Veleta la *Mischungszone* queda cubierta en bisel por el Triás dolomítico. Al Sur, la extrema reducción de la misma no excluye la posibilidad de que esta serie se extienda ampliamente por debajo de los Alpujárrides.

Lo mismo ocurre en la zona de La Calahorra.

Al Norte de Fiñana su reducción ha sido también casi completa por debajo del Triás de las Macocas y del Valenciano. Finalmente, en la región de Las Piletas fue la erosión lo que hizo desaparecer la parte superior de los mármoles, pero por debajo de ellos parece que su base ha sido cepillada mecánicamente.

Por el contrario, en el Este de la Sierra de Filabres, la parte inferior, gnéisica, de la *Mischungszone* alcanza una potencia que de momento parece sin igual.

La *Mischungszone*, cuando era completa, puede haber medido un espesor de 1.500 a 2.500 metros. Pero lo que subsiste de ella, en muchos casos reducido por la base y truncado en su parte superior no representa más que algunos centenares, y localmente (El Pulpito, El Valenciano) algunas decenas de metros.

Recordamos al lector que, en su mayoría, las láminas delgadas estudiadas revelaron intensos fenómenos de aplastamiento o de trituración, lo que concuerda con la noción de los grandes esfuerzos mecánicos sufridos por este complejo en el caso

de haber sido corrido, y mucho menos en el caso de su autotonia.

γ) *Su edad.*—Desde hace mucho tiempo se manifestaron dos tendencias. La primera, clásica, y en cierto modo instintiva, consiste en atribuir la *Mischungszone* a un Paleozoico más o menos antiguo. La otra, que resulta de los trabajos de los geólogos de la escuela de Brouwer, la considera como mesozoica ("Penninisches Mesozoikum"), parcialmente triásica, a consecuencia de su metamorfismo "alpino".

Creemos necesario examinar de nuevo estas eventualidades.

Atribución de la Mischungszone al Paleozoico.—El argumento se fundamenta en este caso en el metamorfismo de sus esquistos, el aspecto antiguo de sus mármoles y su superposición a los terrenos metamórficos de la Sierra Nevada. Los partidarios de esta teoría dan por establecida la sucesión normal de ambas series.

También hemos puesto en evidencia varios hechos de importancia, tales como la discordancia manifiesta de la *Mischungszone*, el carácter mecánico de los contactos de su base y la importancia de su metasomatismo sódico (localmente sodi-potásico). Aquí son rasgos nuevos los que se oponen a esta interpretación simplista. Uno de los argumentos falla, porque las relaciones no pueden ser estratigráficamente normales.

En cuanto a fundamentar los demás en el aspecto antiguo de las formaciones, conviene intentar la comparación para comprender, si no quiere uno contentarse con impresiones.

Si son paleozoicos los mármoles deben corresponder a una de las series ricas en calizas que existen alrededor del Mediterráneo occidental.

Al Norte se conoce desde hace mucho tiempo, en la Sierra Morena, un conjunto complejo de pliegues debidos a la orogenia varisca o herciniana. Allí aparece Cambriano, metamórfico o no, con calizas del llamado "Georgiense" (nivel de Alanís, 75 kilómetros al NE. de Sevilla), Siluriano casi exento de metamorfismo, Devoniano aún mal conocido y Carbonífero desprovisto de grandes masas de calizas.

Pero existen también en la Sierra Mornea conjuntos de micasquistos y de otras rocas metamórficas que fueron ya llamados en el siglo XIX "estrato-cristalino" y que se suponen anteriores al Cambriano.

F. Hernández-Pacheco ("Notas y Comunicaciones", Instituto Geológico y Minero de España, 31, 1953), estudiando el Sur del río Guadiana ha demostrado que una parte de lo que fue clasificado en el Estrato-cristalino es aquí Acadiense y Potsdamense (1).

J. Fabiés ("Le problème de l'estrato-cristalin dans le Nord-Est de la province de Seville", C. R. Ac. Sc., 244, 1957, p. 2632), por lo que se puede entender a través de una nota bastante confusa, parece haber establecido, en cuanto al Estrato-cristalino de esta región, la posibilidad de un metamorfismo caledoniano seguido de otro de edad carbonífera, pero de mucha menor intensidad. Resultaría que las capas más metamórficas serían de edad cambriana y aún más antiguas.

En cuanto a la orogenia "Sarda" a que alude el autor, no indica sus características. En cuanto a la herciniana, ésta dio lugar, como se sabe, a pliegues orientados de Noroeste a Sudeste.

Las regiones aludidas se hallan a unos 160 kilómetros del macizo de Sierra Nevada, distancia medida según la dirección de los ejes hercinianos. De todo esto no se ha encontrado hasta la fecha nada comparable a la Mischungszone.

En cuanto a comparaciones con las regiones meridionales, es preciso buscar los ejemplos mucho más lejos, en el Marruecos anti-atlásico. Se conocen allí cuatro complejos anteriores al Cambriano inferior. Los Precambrianos 0 y I de Choubert van acompañados por granitos, gneis y migmatitas que presentan caracteres completamente distintos a los del Bético. El Precambriano II no presenta un grado de metamorfismo sensiblemente superior al de la serie de Sierra Nevada o de la Mischungs-

(1) Conservamos aquí la terminología antigua, pero ahora se sabe que el Georgiense no corresponde más que al Cambriano inferior, y que este nombre equivocado ha de desaparecer, y también que Acadiense y Potsdamense no tienen significación exacta, siendo la tendencia la de hablar sencillamente de Cambriano superior.

zone. Pero lo penetran granitos que tampoco se conocen en el Bético. Las facies de las rocas son también muy distintas. Finalmente, el Precambriano III ya no es metamórfico o apenas si ha sido influido por el metamorfismo "epi". No contiene micasquistos, ni tampoco rocas gnéissicas. Su carácter es únicamente detrítico, con importantes intercalaciones riolíticas. Lo penetran granitos tardíos. No es en manera alguna el caso de las series de Sierra Nevada o de la Mischungszone.

El Aduduniense y el Cambriano inferior son los primeros niveles calizos que aparecen en la historia geológica. No hay en sus rocas carbonatadas la proporción de arcillas suficiente para, en comparación, formar el poderoso conjunto esquistoso de la Mischungszone, pero queda aquí, como en España el Cambriano inferior, el nivel cuya composición litológica se acerca más a la que hemos deducido para la Mischungszone. En la Pequeña Kabilia hay mármoles incluidos en gneis anteriores al Siluriano, y que se considera como posiblemente del Cambriano inferior.

El Ordovicense, rico en areniscas tanto en Africa del Norte como en España, y el Gotlandense, los excluimos por sus diferencias fundamentales con nuestras formaciones. En cuanto al Devoniano calizo, lo conocemos con la facies "griotte", que es ya marmórea pero que difiere completamente de nuestros mármoles.

Queda la posibilidad de una asimilación de estos últimos a Devoniano zoógeno, facies que también existe en el Mediterráneo pero en masas más lenticulares que las de la Mischungszone. No puede ser excluida completamente esta equivalencia, pero resulta poco probable. Las reservas que ya hicimos en cuanto al Carbonífero de España sirven aún para la comparación con Africa.

Este examen cronológico conduce a una hipótesis (J. M. F.) que no hicieron nunca los anteriores autores: ¿No sería posible que representaran el Permiano los mármoles y demás formaciones metamórficas de la Mischungszone?

Paleogeográficamente, el Permiano marino no ha sido nunca definido en el occidente mediterráneo. Se le conoce en Túnez y en Sicilia, donde su rica fauna corresponde al artinskense kungurensis. Lo representan depósitos de facies flysch y for-

maciones arcillosas con lechos de calizas. No contienen nunca conjuntos calcáreo-dolomíticos análogos a los que dieron nuestros mármoles. Evidentemente, Sicilia se halla a 2.500 kilómetros del Sur de Andalucía. Una cuenca marina prolongada de Sicilia hasta Gibraltar ha podido ofrecer en tal distancia todos los cambios de facies concebibles. Es preciso recordar que todas las formaciones permianas conocidas en el Norte de Africa y Sur de España se presentan bajo el tipo "Permotrias" y que nunca se encontraron indicios de transición a tipos marinos o, por lo menos, con notable sedimentación caliza, marina o no.

Teniendo en cuenta lo que se conoce de la estructura tectónica en Africa del Norte y en Andalucía, parece como si hubiera faltado espacio suficiente para esa cuenca. Para que fuese admisible esta interpretación sería necesario concebir corrimientos mucho mayores que los que se admitió hasta ahora en el Sur de España (1). Sin embargo, desde un punto de vista paleogeográfico más general y teórico, la existencia de un tal geosinclinal permiano entre Europa y Africa no sería rara, pero está por demostrar.

En todo caso, esta solución estratigráfica del problema de la *Mischungszone* implicaría que su metamorfismo sería post-herciniano, es decir, alpino, edad que, con ligera diferencia cronológica, volveremos a encontrar en el caso de la atribución de la *Mischungszone* al Mesozoico.

Resumiendo, sentaremos la conclusión de que las edades menos difíciles de concebir, si se quiere atribuir los mármoles al Paleozoico, serían el Cambriano inferior, de manera más dudosa el Devoniano y finalmente el Permiano. Esta última hipótesis sugerida por la falta de estructuras claramente hercinianas; la presencia de un volcanismo no despreciable, y, la muy probable, de evaporitas. Por otro lado, una secuencia estratigráfica bastante diferente de las del Trias de las regiones próximas. En los tres casos sería preciso tener en cuenta la posición discordante de la *Mischungszone*, que se supone autóctona.

(1) No forzosamente, en opinión de uno de los autores (J. M. F.). Tampoco estima inevitable la aludida falta de espacio.

Atribución de la Mischungszone al Mesozoico.—Los geólogos holandeses no atribuyeron sin motivos la *Mischungszone* al Mesozoico y parcialmente al Trias. Examinemos sus razones:

1.º La asociación de yeso a los terrenos de esta zona parecía un poderoso argumento. Los perfiles 65 a 69 y su comentario en el capítulo anterior nos parece que redujeron su fuerza.

2.º La asociación de "konglomeratische Mergel" a los micasquistos o a los mármoles es un hecho indudable. Pero la cuestión es saber si se puede atribuir una edad válida a esta curiosa formación.

Para uno de nosotros (P. F.), a consecuencia de los estudios resumidos en el capítulo VII, § II) las "konglomeratische Mergel" son una roca residual análoga a las carniolas.

Acéptese o no esta asimilación, el hecho principal puesto en evidencia por la Srta. Duplaix es que, tanto por su aspecto como por sus minerales pesados, las "konglomeratische Mergel" de la *Mischungszone* y las del Werfenense alpujárride son idénticas, lo que sugiere una misma edad para las formaciones que las contienen. Eso implicaría la edad triásica por lo menos de las partes de la *Mischungszone* que contienen esta roca.

Otros argumentos resultan del estudio de algunos bancos de esta zona que no fueron marmorizados completamente.

Ya en la vertiente septentrional del Veleta se observan (figuras 5-6), incluidos en los micasquistos feldespáticos, bancos de calizas más o menos dolomíticas que no fueron marmorizadas sino incompletamente.

En la región de Las Piletas, y sobre todo más al Oeste, algunos niveles intercalados en los esquistos nos plantearon difíciles problemas de atribución, pues se parecían más al Trias alpujárride que a los mármoles (fig. 54-58).

Semejantes condiciones vuelven a encontrarse en la región del Rejano (fig. 41-44).

La duda que nos asaltó en el campo al hacer el mapa pone de relieve la estrecha semejanza entre algunos bancos menos marmorizados y el Trias. Teniendo en cuenta la asociación de estos niveles excepcionales con los verdaderos mármoles, uno

de nosotros (P. F.) se inclina a la idea de que la serie de los mármoles representa Triás transformado.

Sin que estas analogías sean terminantes, resulta que los bancos incompletamente marmorizados nos proporcionan un aspecto intermedio que no hay que olvidar.

En cambio, suponiendo que son los mármoles de edad triásica, hemos de preguntarnos si el Triás, tal como lo conocemos en los Alpujárrides, puede, una vez metamorfizado, dar mármoles tan blancos o mármoles fajeados idénticos a los de la Mischungszzone. No sabemos mucho acerca de este particular, pero conocemos un caso interesante de marmorización del Triás de los Alpujárrides.

Se le puede observar al lado de la carretera de Granada a Almuñécar, al principio de la gran pendiente que desciende hacia el valle de Almuñécar.

Allí, en las capas inferiores de la serie triásica, no lejos de los esquistos infrayacentes, aparecen mármoles fajeados de blanco y negro muy comparables a los de la Mischungszzone y que parecen formar parte del Triás alpujárride. Esto demuestra que algunas rocas del Triás pueden dar mármoles idénticos a los de la Mischungszzone.

Evidentemente un mármol se parece a otro mármol y una caliza a otra caliza. Puede ser imprudente ceder a impresiones de analogías o semejanzas acaso fortuitas. Las que acabamos de notar merecen, de todos modos, no ser olvidadas.

Coordinemos los indicios.

La presencia dudosa de yesos, la asociación de "konglomeratische Mergel" al Werfenense así como a la Mischungszzone, la presencia en la serie de los mármoles de ciertos bancos que conservan un aspecto triásico son tres indicios que, aisladamente, no son determinantes, pero que reunidos permiten una presunción. Los mármoles y sedimentos arcillosos y margocalizos que después de su metasomatización dieron los esquistos gnéisicos, tendrían, para uno de nosotros (P. F.), más probabilidad de ser triásicos que cambrianos, devonianos o permianos.

Pero no se dispone de argumentos decisivos para salvar la incertidumbre que subsiste. Diremos aquí que uno de nosotros (L. S.) prefiere atribuir la Mischungszzone al Paleozoico; otro

(J. M. F.) al Permiano, o —menos terminantemente—, al Paleozoico superior, y otro (A. F. M.) no quiere pronunciarse. Sólo el cuarto (P. F.) se inclina a creer que se trata de Triás.

III. Comparación de las consecuencias de las diversas interpretaciones estratigráficas examinadas

a) ATRIBUCIÓN DE LA MISCHUNGSZONE AL PALEOZOICO INFERIOR O MEDIO (Cambriano u otro nivel)

La Mischungszzone descansa normalmente, pero en discordancia, sobre la serie de la Sierra Nevada, que se supone muy antigua. Soporta en orden estratigráfico normal la base más o menos despegada de la serie de los Alpujárrides, siendo reducidos los elementos corridos de estas últimas a los del manto de Guájar.

Esta solución no permite explicar las grandes variaciones de potencia de la Mischungszzone, ni tampoco sus contactos mecánicos, ni menos aún su metasomatismo sódico-potásico. Atribuye gratuitamente la serie de los mármoles a un Paleozoico que no ha sido datado efectivamente.

Para algunos de nosotros no parece, pues, dar idea de las particularidades de la Mischungszzone.

b) ATRIBUCIÓN DE LA MISCHUNGSZONE AL PERMIANO

La serie de la Sierra Nevada consta en este caso de Carbonífero o de una formación anterior. La Mischungszzone representa el Permiano discordante. El Triás de los Alpujárrides descansa sobre Permiano, aunque, en general, desplegado. Esta interpretación, salvo en cuanto a la edad postcarbonífera de la Mischungszzone, se parece mucho a la hipótesis a). Presenta las mismas dificultades en cuanto a las reducciones locales de la serie, a los contactos mecánicos de su base y a la explicación de su metasomatismo, que esta vez ha de ser atribuido al meta-

morfismo alpino. Además, dadas las marcadas discordancias en la base del Werfenense alpujárride, sugiere una fase de plegamientos y luego de erosión posterior al Permiano, fase que parece tanto más difícil de admitir por cuanto las dislocaciones de la Mischungszone se nos mostraron independientes de las del complejo de Sierra Nevada subyacente.

c) ATRIBUCIÓN DE LA MISCHUNGSZONE AL TRIÁS Y EVENTUALMENTE A TÉRMINOS ANTIGUOS DEL MESOZOICO

La serie de la Sierra Nevada, cualquiera que sea la edad exacta de sus formaciones paleozoicas, después de haber sufrido un metamorfismo de la mesozona superior y unos plegamientos de reducida intensidad, ha sido después, parcialmente, objeto de erosión.

El complejo de la Mischungszone ha sido sedimentado y luego metamorfozido con su metasomatismo particular, en una cuenca al Sur de su actual posición. La serie alpujárride se estaba depositando al mismo tiempo en una zona inmediata situada más al Sur.

Por estar la Mischungszone constituida, al menos parcialmente, por el Triás, la serie alpujárride que empieza por el Werfenense debe ser forzosamente alóctona, y, en este caso, es preciso admitir que los Alpujárrides resultan de un conjunto de mantos de corrimiento superpuesto a la serie corrida de la Mischungszone.

El metamorfismo de la Mischungszone, por ser posterior al Triás, es alpino.

Esta interpretación explica la superposición de la serie metasomática de la Mischungszone a la serie sin metasomatismo de la Sierra Nevada, y sus reducciones locales de potencia, así como los efectos mecánicos observados; pero plantea nuevos problemas.

1.º Representando la Mischungszone una serie corrida, sus proporciones no dejan de ser algo sorprendente (1). Antes de

(1) Como término de comparación, se puede añadir aún que son aproximadamente las del Autroalpino superior.

	Edad posible de la serie de Sierra Nevada	MISCHUNGSZONE			Alpujarrides: Papel desempeñado por sus elementos	Argumentos en contra de la hipótesis en lo que toca a la Mischungszone	Argumentos en contra de la hipótesis en lo que toca a los Alpujarrides	Argumentos en pro	Conclusiones
		Edad de los depósitos	Edad del metamorfismo	Papel tectónico desempeñado					
I	Paleozoico antiguo o muy antiguo.	Serie que se puede atribuir al Cambriano, al Devoniano o al Carbonífero inferior. Discordancia: fase balcánica o fase caledoniana.	Contemporáneo del de Sierra Nevada: Herciniano o anterior.	Autóctono.	Serie de Gádor, autóctona. Único elemento corrido: Manto de Guájar.	Metasomatismo sódico de la Mischungszone, difícil de explicar. ^{a)} Ausencia de toda indicación de transgresión en la base de la serie. ^{b)} Variaciones de potencia de la serie inferior, pobre en mármoles. Laminación y alto grado de trituración de la serie albitica. ^{c)}	Ausencia de toda señal de transgresión. ^{d)} Ausencia de depósitos marinos posteriores al Infra-Lias. ^{e)} Ausencia de depósitos detríticos meso- o cenozoicos alrededor de los Alpujarrides.	Aspecto muy antiguo de la serie de los mármoles.	Menos verosímil, desde un punto de vista petrográfico, ^{a)} ^{c)} y estratigráfico, ^{d)} , en cuanto a la Mischungszone. Difícil de admitir en cuanto a los Alpujarrides, ^{d)} ^{e)} ^{f)} .
II	Paleozoico más o menos reciente.	Estefanense o permiana.	Postpermiano; por consiguiente, alpino.	Autóctono o subautóctono.	Serie de Gádor, subautóctona o autóctona. Único elemento corrido: Manto de Guájar.	Metasomatismo sódico de la Mischungszone, difícil de explicar. ^{a)} Ausencia de indicios de transgresión a la base de la serie. ^{b)} Variaciones de potencia de la serie inferior. Esquistos. ^{c)} Ausencia de todo indicio de Permiano marino en la cuenca mediterránea occidental. ^{d)}	Ausencia de señal de transgresión. Ausencia de depósitos marinos posteriores al Infra-Lias y de depósitos detríticos en el Mesozoico y Nummulítico, estratigráficamente unido con los Alpujarrides.	Coincide la interpretación con las vistas de los holandeses, según las cuales la Mischungszone representa Mesozoico transgresivo. Ahorra un manto corrido independiente.	Menos verosímil desde un punto de vista petrográfico, ^{a)} ^{c)} , en cuanto a la Mischungszone. Iguales dificultades que en I en cuanto a los Alpujarrides. Desde un punto de vista paleogeográfico, implica una hipótesis que no tiene, por ahora, pruebas estratigráficas, ^{d)} .
III	Paleozoico.	Paleozoico, pudiendo variar del Cambriano al Dinantense.	Paleozoico, posiblemente Herciniano. Metasomatismo producido antes del corrimiento al Sur de la actual zona de Sierra Nevada.	Desplazada por corrimiento al final del Carbonífero.	Serie de Gádor, autóctona. Único elemento corrido: Manto de Guájar.	Poca verosimilitud de un corrimiento herciniano de este tipo. Ausencia de accidentes de orientación herciniana. ^{a)} Argumentos menores: Corrimiento epigléptico. Indicios de edad triásica, representados por las Konglomeratische Mergel y ciertas calizas no marmorizadas.	Iguales argumentos que en la hipótesis II.	Permite explicar el metasomatismo sódico, así como las supresiones locales a la base de la Mischungszone.	Poco verosímil, siendo lo que se conoce de la orogenia herciniana. ^{a)} No explica la Konglomeratische Mergel. Iguales dificultades que en I y II en cuanto a los Alpujarrides.
IV	Paleozoico.	Paleozoico, pudiendo variar del Cambriano al Dinantense.	Paleozoico, posiblemente Herciniano. Metasomatismo producido antes del corrimiento al Sur de la actual zona de Sierra Nevada.	Desplazada en el Terciario y formando la base paleozoica del complejo de los Alpujarrides.	Serie de Gádor, normalmente superpuesta a la Mischungszone (salvo despegamientos locales) y, por consiguiente, corrida con ella. Otros elementos alpujarrides corridos.	Los indicios de una edad triásica (Konglomeratische Mergel, identidad de ciertas calizas no marmorizadas con el Trias). ^{a)} Necesidad de admitir el corrimiento epigléptico de la Mischungszone.	Dificultad de índole teórica, para ciertos autores, de admitir el corrimiento de la totalidad de los Alpujarrides.	Explica la presencia, sobre la serie de Sierra Nevada, de la serie metasomática y las supresiones locales de la base de la misma. Explica la ausencia de serie detrítica meso- y cenozoica alrededor de los Alpujarrides.	Hipótesis admisible, pero no explica los caracteres de afinidades triásicas (Konglomeratische Mergel, etc.) que presenta la Mischungszone. ^{a)}
V	Paleozoico.	Triásico-Mesozoico inferior.	Mesozoica o alpina. El metasomatismo producido antes de los corrimientos al Sur de la actual zona.	Desplazada por los corrimientos alpinos y formando un manto aparte.	Todos los elementos de los Alpujarrides son corridos, descansando sobre el manto independiente de la Mischungszone.	Implica la existencia al S. de la zona de Sierra Nevada de una cuenca triásica con una serie especial (sedimentación caliza y evaporitas). Obliga a admitir que la Mischungszone representa un manto independiente, de material predominantemente triásico.	Igual dificultad que en IV, para ciertos autores, a la que se añade la de admitir, además, la existencia de un manto correspondiente a la Mischungszone, de edad también alpina.	Los mismos argumentos favorables que en la hipótesis IV.	Admisible. Todavía parece difícil, desde un punto de vista tectónico, admitir la existencia de un manto predominantemente constituido por un Trias especial (Mischungszone). Esta interpretación aumenta en una unidad el número de los mantos béticos.

su erosión parcial en lo alto de los anticlinales de fondo, debe haber sido continua transversalmente. Mide, por lo menos, en dirección aproximada Oeste-Este, 180 kilómetros de longitud hasta la terminación de la Sierra de Filabres, y más de 250 si se admite que es la misma unidad que aparece hasta la región de Mazarrón. Su anchura pasa con mucho de los 50 kilómetros, quedando desconocidos sus límites tanto septentrional como meridional, por estar tapados por los elementos de los Alpujárrides.

Frente a esta extensión aparece mínimo su espesor, que si ha podido alcanzar localmente 1.500 a 2.000 metros es a menudo inferior a 1.000 metros y se reduce, como en El Pulpito, a una decena de metros.

Esta delgadez plantea problemas que no podemos abordar aquí y con los que se tropieza en muchos edificios tectónicos.

2.º De formar la *Mischungszone* una unidad tectónica independiente corrida sobre la serie de Sierra Nevada, parece muy extraño que no subsistan pellizcados en el contacto anormal de su base restos de la primitiva cobertura mesozoica (o ¿por qué no terciaria?). Pues, en decenas de kilómetros de contacto que hemos observado, tales restos no aparecieron nunca.

3.º El último punto que hay que examinar aquí es el de la misteriosa ausencia de productos detríticos alrededor o dentro del edificio bético. El nivel sedimentario más reciente que se conoce aquí es el *Infra-lías*. No se sabe si sobre éste se depositaron en los Alpujárrides niveles más recientes; en todo caso, parece que no subsisten.

De haber existido, o, en su ausencia, de haber quedado la superficie superior del Triás expuesta a la erosión hasta el Neógeno, tendrían que haberse formado, alrededor del edificio, depósitos detríticos que no se encontraron hasta ahora en ninguna parte. Hace casi cuarenta años que se planteó esta cuestión (1), sin que a pesar de tantas investigaciones como se han hecho se haya progresado.

Esta ausencia, inexplicable si se admiten las interpretacio-

(1) P. Fallot: "Etude géologique de la Sierra de Majorque". Paris, 1922, p. 460.

nes fixistas, acaso se podría comprender si se admitiera el carácter corrido de la *Mischungszone* y de los Alpujárrides. Estas unidades estructurales se hallaron, por lo menos hasta el Numulítico, en sus respectivas patrias. Fue, pues, en sus inmediaciones anteriores a los cabalgamientos donde se formaron los depósitos detríticos, neríticos o de transición a las facies más profundas.

Si consideramos el Bético de Sierra Nevada, la ausencia de toda aureola detrítica no es menos sorprendente, admitiendo que sea autóctona o parautóctona y que sean también autóctonas las demás series.

En cambio, de haber llegado por corrimiento *Mischungszone* y Alpujárrides, se puede admitir que esta aureola quede escondida por debajo de los elementos alóctonos.

* * *

De la discusión de los aspectos más importantes de los problemas planteados por las relaciones estratigráficas y tectónicas de los elementos béticos resulta que no aparece ninguna solución clara y definitiva. El cuadro que termina este capítulo pone en evidencia las diferentes interpretaciones, sus defectos y sus ventajas.

Desde un punto de vista sintético, quedan aún demasiados problemas por resolver.

Pero hemos creído útil consignar aquí nuestras principales observaciones. Por ser objetivas podrán preparar las investigaciones del futuro, dando un punto de partida a quienes obren metódicamente, es decir, *levantando con el debido detalle* las hojas al 1 : 50.000 que abarcan estas extensas, desoladas y magníficas montañas.

INDICE BIBLIOGRAFICO

1. ALASTRUE, E.: "Las unidades estructurales de las Cordilleras béticas según los estudios del Dr. Blumenthal". Bol. Inst. Geol. y Minero de España. Tomo LXII. 1949.
2. AREVALO Y BACA, J.: "Datos geológicos y físicos del valle de Lánjarón, provincia de Granada". Bol. Com. Mapa Geol. España. III, págs. 251-256. 1876.
3. BANTING, A. H.: "Der Bau der betischen Kordilleren und ihre Stellung im Mediterranen Orogen". Geol. Rundsch. XXIV, H. 5, págs. 311-319.
4. BARROIS, Ch., et OFFRET, A.: "Sur la constitution géologique de la Sierra Nevada, des Alpujarras et de la Sierra de la Almijara". C. R. Ac. Sc. Paris, 1889. Ed. española en Bol. Com. Mapa Geol. España. 1885.
5. BARROIS, Ch., et OFFRET, A.: "Mémoire sur la constitution géologique du Sur de l'Andalousie, de la Sierra Tejeda à la Sierra Nevada". Mem. Ac. Sc. XXX, p. 79-169. Paris, 1889. Ed. española en Bol. Com. Mapa Geol. España. XVII, p. 243-323. Madrid, 1891.
6. BEMMELEN, R. W. van: "Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de Provincie Granada". Diss. Delt. 1927. Druk. Waltman Delft. (176 p.).
7. BERTRAND et KILIAN: "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga (Mission d'Andalousie)". Mem. à l'Ac. d. Sc. Inst. Nat. France. Tome 30, 1889, Nr. 2, p. 377-599.
8. BLUMENTHAL, M. M.: "Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central- und Sudwest-Andalusien". Ec. geol. Helv. Tomo 21, n.º 2, 1928 (p. 358-365).
9. BLUMENTHAL, M. M.: "Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie)". Ecl. geol. Helv. T. 21.
10. BLUMENTHAL, M. M.: "Estudio geológico de las cadenas costeras:

- al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde". Bol. Inst. Geol. y Min. de Esp. T. LXII. Madrid, 1949.
11. BOTELLA, F. de: "Reseña física y geológica por el SO. de Almería". Bol. Com. Mapa Geol. España. IX, p. 227-318. 1882.
 12. BROUWER, H. A., en ZEIJLMANS VAN EMMICHOVEN, C. P. A.: "De tektoniek van het centrale gedeelte van de Sierra de los Filabres (Zuid Spanje)". Versl. Kon. Akad. v. Wet. Dl. 33, Nr. 9. Amsterdam, 1924 (p. 873-875).
 13. BROUWER, H. A.: "Zur Geologie der Sierra Nevada". Geol. Rundschau. Bd. XVIII, 1926, Heft 2 (p. 118-137).
 14. BROUWER, H. A.: "The structure of the Sierra Nevada". Proc. Kon. Akad. v. Wetensch. Amsterdam, XXIX, p. 5. 1926.
 15. BROUWER, H. A.: "Overthrust structure in the Eastern Betic Cordillere". XIV Cong. Geol. Intern. IV, p. 1885-1888. Madrid, 1926.
 16. BROUWER, H. A., und JANSSEN, H.: "Structure of the Sierra de Baza and adjacent regions in Southern Spain". Proc. Kon. Akad. van Wetensch. Amsterdam, XXXVI, p. 788-790. 1933.
 17. BROUWER, H. A.: "Über die Struktur der penninischen Zone in den betischen Kordilleren". Geol. Rundsch., XXV, H. 6, p. 383-387. Berlin, 1934.
 18. CARANDELL, J.: "La morfología de la Sierra Nevada; ensayo de su interpretación tectónica". Rev. de la Real Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid. Tomo XIX, 4.º de la segunda serie. 1920.
 19. CARBONELL TRILLO - FIGUEROA, A.: "Contribución al estudio de la Geología y de la Tectónica andaluza". Bol. del Inst. Geol. y Min. de España. T. XLIX, IX de la tercera serie. 1927.
 20. CORTAZAR, D. de: "Reseña física y geológica de la región norte de la provincia de Almería". Bol. Com. Mapa Geol. España. II, p. 161-234. 1875.
 21. COPPONEX, J.: "Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales (Cordillères bétiques, Espagne)". Thèse, Genève n.º 1276. 1958. Bol. Inst. Geol. y Min. de España. T. LXX. 1959.
 22. DRASCHE, R. von: "Geologische Skizze des Hochgebirgsteiles des Sierra Nevada en Spanien". Jahrb. der K. K. Geol. Reichsanstalt. XXIX, p. 93-122. 1879. Ed. Española en Bol. Com. Mapa Geol. España. VI, p. 353-388. 1879.
 23. DUPLAIX, S., et FALLOT, P.: "Sur la constitution et la signification de la roche appelée «Konglomeratische Mergel» dans la zone bétique". C. R. Ac. Sc. T. 250, p. 1403. 1960.
 24. DUPLAIX, S., et FALLOT, P.: "Les Konglomeratische Mergel des Cordillères bétiques". Bull. Soc. Géol. France. T. (7) II, p. 308-317, 3 fig., 2 tabl. 1960.
 25. DUPUY DE LOME, E.: Informe privado a la Compañía "The Alquife Mines and Railway Co.". Madrid, 1959.
 26. FALLOT, P.: "Comparaison entre Cordillères bétiques et Alpes orientales". Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. Tomo homenaje a D. Eduardo Hernández-Pacheco (p. 259-279). 1954.
 27. FALLOT, P., LEMOINE, M., SOLE, L.: "Observations sur le Trias bétique et ses algues calcaires". Mem. y Com. del Inst. Geol. Prov. T. XI, p. 23-60. Barcelona, 1954.
 28. FAURE-MURET, A., SOLE, L., FONTBOTE, J. M., et FALLOT, P.: "Profil géologique à travers le massif du Veleta (Sierra Nevada, Andalousie)". C. R. Ac. Sc. T. 248, p. 3247-3252. Paris, 1959.
 29. FAURE-MURET, A., SOLE, L., FONTBOTE, J. M., et FALLOT, P.: "Sur la constitution géologique de la partie orientale du massif de la Sierra Nevada (Andalousie)". C. R. Ac. Sc. T. 248, p. 3375-3378. Paris, 1959.
 30. FAURE-MURET, A., SOLE, L., FONTBOTE, J. M., et FALLOT, P.: "Le Bétique de la partie occidentale de la Sierra de Filabres (Andalousie) Espagne". C. R. Ac. Sc. T. 248, p. 3655-3659. Paris, 1959.
 31. FAURE-MURET, A., SOLE, L., FONTBOTE, J. M., et FALLOT, P.: "Sur la géologie de l'extrémité orientale de la Sierra de Filabres et sur l'individualité de la série de la Sierra Nevada". C. R. Ac. Sc. T. 249, p. 9-13. Paris, 1959.
 32. FONTBOTE, J. M.: "Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères bétiques, Espagne)". C. R. Ac. Sc. T. 245, p. 1324-1326. Paris, 1957.
 33. FONTBOTE, J. M. y QUINTERO, I.: "Mapa geológico de España al 1 : 50.000. Hoja n.º 1.010, "La Peza", con explicación.
 34. GONZALO Y TARIN, J.: "Descripción geológica de la provincia de Granada". Bol. Com. Mapa Geol. de España. T. VIII, p. 20. Madrid, 1891.
 35. GUARDIOLA, R., y SIERRA, A.: "Criaderos de hierro de España. Tomo 5.º Hierros de Almería y Granada". Mem. Inst. Geol. de España (340 p.). Madrid, 1925.
 36. HAUSSMANN: Über das Gebirgssystem der Sierra Nevada im südlichen Spanien". Abh. der K. Ges. d. Wissensch. zu Göttingen. 1838-1844.
 37. JANSSEN, H.: "De geologie van de Sierra de Baza en van de aangrenzende gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid Spanje)". Amsterdam, 1936.
 38. KAAS, J.: "Quelques notes sur la Sierra Nevada". Mem. della Pontificia Ac. Rom. dei Nuovi Lincei, Ser. II, Roma, 1915.
 39. LANS: "Notes de voyage sur la Sierra Nevada et le Nord de l'Andalousie". Ann. des Mines, XII, p. 561, Paris, 1857.
 40. LINERA, A. de: "Apuntes sobre la geografía física y condiciones geológicas de una parte de Sierra Nevada". Rev. Minera, VIII, p. 271, Madrid, 1857.

41. LLOPIS LLADO, N.: "Observaciones geológicas y morfológicas en el N. de Almería". Inst. de Geol. Aplicada. Oviedo, 1955.
42. MALLADA, L.: "Explicación del Mapa geológico de España". Mem. Inst. Geol. Esp., T. I, 1895; T. II, 1896; T. III, 1898; T. IV, 1902.
43. MARIN, A.: "Sierra Nevada". "Ahora", Madrid, oct. 1931.
44. MARTIN DONAYRE, F.: "Datos para una reseña física y geológica de la región sudeste de la provincia de Almería". Bol. Com. Mapa geol. Esp., IV, pp. 385-461. Madrid, 1877.
45. MELENDEZ, B.: "Reseña geológica de Sierra Nevada y la depresión de Granada". Progr. de la 5.^a Reunión Gen. de la Real Soc. Española de Fis. y Quím. Granada, 1948.
46. MELENDEZ, B.: "Notas paleontológicas regionales". Universidad de Granada, 1949.
47. MORENO-CARDONA, I., y LINARES, A.: "Trilobites en Sierra Nevada (Granada)". Estudios Geológicos, núm. 12. Madrid, 1950.
48. ORUETA, D. de: "Estudio petrográfico de Sierra Almirajara y de parte de Sierra Nevada y las Alpujarras". Bol. Inst. Geol. Esp., T. XLII, pp. 1-155. Madrid, 1922.
49. PASTOR MENDIVIL, M.: "Estudio geológico y minero del yacimiento de Alquife-Marquesado". Bol. Inst. Geol. y Min. de España, T. LXI. Madrid, 1948.
50. PATIJN, R. J. H.: "Geologische Onderzoekingen in de Oostelijke betische Cordilleren". Amsterdam, 1937.
51. QUELLE, O.: "Beiträge zur Kenntnis der Spanischen Sierra Nevada". Zeitschrift d. Gesellsch. f. Erdk. Berlin, 1908, núm. 5, pp. 294-316; núm. 6, pp. 407-426.
52. REIN, J.: "Beiträge zur Kenntnis der Spanischen Sierra Nevada". Abh. der K. K. Geogr. Gesell. Wien I.
53. ROJAS, S. de: "Datos geológicos del Reino de Granada". Bol. Com. Mapa Geol. Esp., V, pp. 143-165, 1872.
54. SERMET, J.: "Le relief de la Sierra Contraviesa (Alpujarras) et l'absence de nappes de charriage". Bol. Soc. Esp. de Hist. Nat. T. XXXIV, 1934, pp. 237-248.
55. SERMET, J.: "Sierra Nevada". Estudios Geográficos, T. III, 1942, pp. 727-747.
56. SOLE SABARIS, L.: "Introducción a la Geología". Edit. Apolo, Barcelona, 1939. In part., pp. 264-289.
57. SOLE SABARIS, L.: "España". Geografía Física, T. I, 1952 (in Manuel Terán, "Geografía de España y Portugal", 4 tomos).
58. SOLE SABARIS, L., et FALLOT, P.: "Observations sur la géologie du Haut Rio Bodurria". C. R. Ac. Sc., T. 222, 1946, p. 118.
59. SOLE SABARIS, L., et FALLOT, P.: "Sur les rapports des séries triasiques de la Sierra de Baza avec la série métamorphique de la Sierra Nevada". C. R. Ac. Sc., T. 222, 1946, p. 1448.
60. STAUB, R.: "Gedanken zur Tektonik Spanien". Vierteljahresschrift

- d. Nat. Gesellsch. in Zürich, 1926. Trad. Carbonell: "Ideas sobre la tectónica de España", R. Ac. Cienc., Bellas Letras y Nobles Artes, Córdoba, 1927.
61. STAUB, R.: "Das Deckenbau Sudspaniens in den betischen Cordilleren". Vierteljahresschrift d. Nat. Gesell. in Zürich. LXXIX, 1934, pp. 271-332.
 62. WESTERWELD, J.: "De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der Oostelijke Betische ketens". Diss. Delft, 1929, Druk. Waltman, Delft (120 p.).
 63. ZEIJLMANS van EMMICHOVEN, C. P. A.: "Geologische onderzoekingen in de Sierra de los Filabres (Provincia Almeria, Spanje)". Diss. Delft, 1925, Druk. Waltman, Delft (160 p.).
 64. ZERMATTEN, H. L. J.: "Geologische onderzoekingen in de randzone van het venster der Sierra Nevada (Spanje)". Diss. Delft, 1929, Druk. Waltman, Delft. (104 p.).