



Universidad de Oviedo

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

TESIS DOCTORAL

CARACTERIZACIÓN GEOMECÁNICA DE
MATERIALES PIZARROSOS DEL
SINCLINAL DE TRUCHAS (LEÓN-ORENSE)

M^a Azucena Rodríguez Sastre

2003

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS

1. CONSIDERACIONES PRELIMINARES	1
1.1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS	1
1.2. SITUACIÓN	3
1.2.1. LA CABRERA	5
1.2.2. VALDEORRAS	6
2. ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA	9
2.1. ANTECEDENTES	9
2.2. METODOLOGÍA	17
3. MINERÍA DE LA PIZARRA	21
3.1. EVOLUCIÓN HISTÓRICA	21
3.2. EXPLOTABILIDAD DE LAS PIZARRAS	28
3.3. METODOLOGÍA DE LABOREO	33
3.4. UTILIZACIÓN COMO ROCA ORNAMENTAL	37
3.4.1. ENSAYOS NORMALIZADOS	38
3.4.1.1. Absorción y peso específico aparente	38
3.4.1.2. Resistencia al desgaste por rozamiento	38
3.4.1.3. Resistencia a las heladas	39
3.4.1.4. Resistencia a la compresión	39
3.4.1.5. Resistencia mecánica a la flexión	39
3.4.1.6. Resistencia al choque	40
3.4.1.7. Resistencia a los cambios térmicos	40
3.4.1.8. Resistencia a los ácidos	40
3.4.1.9. Contenido en carbonatos	41
3.4.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS PIZARRAS	41
4. RASGOS GEOLÓGICOS	45
4.1. INTRODUCCIÓN	45
4.2. ESTRATIGRAFÍA	48
4.3. TECTÓNICA	51
4.4. ROCAS ÍGNEAS Y METAMORFISMO	56
5. ANÁLISIS DEL MACIZO ROCOSO	57

5.1. LITIOESTRATIGRAFÍA	57
5.1.1. METODOLOGÍA	57
5.1.2. COLUMNAS LITIOESTRATIGRÁFICAS	58
5.1.2.1. Formación Casaio	58
5.1.2.2. Formación Rozadais	58
5.1.3. SONDEOS DE INVESTIGACIÓN	61
5.2. ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN	63
5.2.1. ESTUDIO DE LAS DISCONTINUIDADES	63
5.2.1.1. Importancia e influencia de las discontinuidades en el macizo rocoso	63
5.2.1.2. Tipología	63
5.2.1.3. Metodología	68
5.2.2. TRATAMIENTO INFORMÁTICO DE LAS MEDIDAS DE CAMPO	74
5.2.2.1. Discontinuidades medidas al azar	75
5.2.2.2. Discontinuidades analizadas mediante el método del círculo inventario	80
5.2.3. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN	86
5.3. ÍNDICES GEOTÉCNICOS DE FRACTURACIÓN	91
5.3.1. INTRODUCCIÓN	91
5.3.2. ÍNDICE RQD	92
5.3.3. RESULTADOS	93
5.4. HIDROGEOLOGÍA	94
5.5. RESISTENCIA AL REBOTE	96
5.5.1. INTRODUCCIÓN	96
5.5.2. METODOLOGÍA	96
5.5.3. RESULTADOS	99
5.5.3.1. Medidas en afloramiento	100
5.5.3.2. Medidas en bloques sueltos	100
5.5.4. CONCLUSIONES DE LA RESISTENCIA AL REBOTE	105
5.6. METEORIZACIÓN DEL MACIZO ROCOSO	107
6. ANÁLISIS DE LOS MATERIALES	113
6.1. INTRODUCCIÓN	113
6.2. METODOLOGÍA	114
6.2.1. SISTEMÁTICA DE TRABAJO	114
6.2.2. TOMA DE MUESTRAS	116
6.3. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS, ANALÍTICAS Y FÍSICAS	120
6.3.1. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS	120
6.3.1.1. Descripción macroscópica	120
6.3.1.2. Descripción microscópica	123
6.3.2. ESTUDIOS ANALÍTICOS	184
6.3.2.1. Estudios difractométricos	184
6.3.2.2. Análisis químicos	185
6.3.2.3. Síntesis de los estudios petrográficos y mineralógicos	200
6.3.3. ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS	204
6.3.3.1. Introducción	204
6.3.3.2. Ensayos de identificación	204
6.3.3.2.1. Metodología	204
6.3.3.2.2. Resultados	207
6.3.3.2.3. Conclusiones	213
6.3.3.3. Velocidad de propagación de ondas	214
6.3.3.3.1. Introducción	214
6.3.3.3.2. Metodología	215

6.3.3.3.3. Resultados	219
6.3.3.4. Cálculo de la deformación: constantes elásticas dinámicas	230
6.3.3.4.1. Metodología	230
6.3.3.4.2. Resultados	231
7. CARACTERÍSTICAS GEOMECÁNICAS	241
7.1. INTRODUCCIÓN	241
7.2. ENSAYO DE CARGA PUNTUAL (FRANKLIN)	242
7.2.1. METODOLOGÍA	242
7.2.2. RESULTADOS	245
7.3. ENSAYO DE TRACCIÓN INDIRECTA (BRASILEÑO)	254
7.3.1. METODOLOGÍA	254
7.3.2. RESULTADOS	256
7.4. RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE	261
7.4.1. METODOLOGÍA	261
7.4.2. RESULTADOS	268
7.4.3. MEDIDA DE LA DEFORMACIÓN	276
7.4.4. ROTURA A COMPRESIÓN SIMPLE	282
7.4.5. CORRELACIÓN CON OTROS PARÁMETROS	283
7.5. RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN TRIAXIAL	289
7.5.1. GENERALIDADES	289
7.5.2. METODOLOGÍA	297
7.5.3. RESULTADOS	299
7.5.3.1. Modelos de rotura triaxiales en probetas de pizarra	329
7.5.3.2. Influencia de la presión de confinamiento en la compresión triaxial	330
7.5.3.3. Envolvente de rotura para macizos pizarrosos a partir de los ensayos geomecánicos	331
7.6. RESISTENCIA AL CORTE DIRECTO	334
7.6.1. GENERALIDADES	334
7.6.2. METODOLOGÍA	335
7.6.3. RESULTADOS	338
8. CLASIFICACIÓN GEOMECÁNICA DEL MACIZO PIZARROSO	341
8.1. INTRODUCCIÓN	341
8.2. CLASIFICACIONES GEOMECÁNICAS	342
8.2.1. CLASIFICACIÓN RMR (BIENIAWSKI, 1979)	342
8.2.2. CLASIFICACIÓN Q (BARTON, LIEN Y LUNDE, 1974)	344
8.2.3. CLASIFICACIÓN SRC (GONZÁLEZ DE VALLEJO, 1998)	348
8.3. RESULTADOS	352
8.3.1. ESTIMACIÓN DEL SOSTENIMIENTO POR MÉTODOS EMPÍRICOS	354
8.3.1.2. Índice RMR	354
8.3.1.2. Índice Q	356
8.3.2. CRITERIOS DE EXCAVABILIDAD	358
8.3.2.1. En función de la resistencia	358
8.3.2.2. En función de la abrasividad	359
8.3.3. ÍNDICE DE FRAGILIDAD	361
8.3.4. ESTIMACIÓN DE LOS EFECTOS DE LAS TENSIONES ELEVADAS POR MÉTODOS EMPÍRICOS	363

9. APLICACIONES DE LA PIZARRA Y VALORACIÓN GEOTÉCNICA	365
9.1. LA PROBLEMÁTICA GEOTÉCNICA EN EXCAVACIONES SUBTERRÁNEAS	367
9.2. LA PROBLEMÁTICA GEOTÉCNICA EN EXCAVACIONES SUPERFICIALES (TALUDES)	369
10. CONCLUSIONES	371
11. BIBLIOGRAFÍA	375

apoyo y la confianza que depositaron en mí: Manolo Fernández Rabasa, Gabino Oviedo junto con José Luis, Javi, Silvia, Chefi y demás becarios con los que compartí despacho y laboratorio además de las faenas cotidianas del centro. También al personal, de la Diputación provincial de León del parque científico de León, que con su ánimo constante permitieron llevar adelante este trabajo y con su asesoramiento se superaron más fácilmente las adversidades: Camino y Adela, y al personal administrativo anónimo que siguieron mis inquietudes en ese tiempo.

En la Universidad de Oviedo, quiero expresar mi agradecimiento al Dr. Agustín Martín Izard con su aportación en las descripciones microscópicas de opacos.

En el área de Geodinámica a los Drs. Juan Luis Alonso, Joaquín García Sansegundo, Pedro Farias, F. J. Fernández, Florentino Díaz, Fernando Bastida, Jesús Aller, Daniel Arias, así como a Chano Antuña y Rubén Santos. E igualmente mencionar al resto de los profesores e investigadores del área. A los becarios del aula de informática del departamento de Geología por su asesoramiento informático y disponibilidad.

En el área de Petrología a Drs. Lope Calleja, Luis Miguel Suárez, Javier Alonso, y Nuria Sánchez por su apoyo y las tareas facilitadas en la determinación de las propiedades elásticas de las rocas, así como a Andrés Cuesta.

A las doctoras Maite González Buelga y Loreto Rodríguez Bouzo por su ayuda y comprensión en este tema de trabajo afín al campo donde desarrollaron su tema de tesis. Al Dr. D. Jorge Mario Roldán por sus aportaciones a este trabajo y conversaciones geotécnicas, además de su desinteresada ayuda e introducción en el mundo de la pizarra.

A mis amigos por su apoyo, especialmente para Azucena Bodelón por su hospitalidad en Camponaraya, y Marisol, en Toledo. A mis tíos de Alcalá por la acogida durante las estancias en Madrid. En Oviedo, a Laudelina por su apoyo y hospitalidad en este tiempo de investigación así como Beatriz González. En León, a mis amigos con los que tantos momentos compartí. Especial mención, con todo mi cariño, a mis padres y hermanos.

Agradecimientos

Quiero expresar mi sincero agradecimiento a mis directores Dr. Manuel Gutiérrez Claverol y Dr. Miguel Torres Alonso por su apoyo a lo largo de este trabajo y su dirección, su especial dedicación, animosidad e importante apoyo científico y técnico.

Asimismo agradecer al Dr. Carlos Luque Cabal su asesoramiento en el tramo final de este trabajo y aportación, de valor incalculable, en las aplicaciones de este estudio.

A la Excelentísima Diputación Provincial de León, por la concesión de una beca de Formación de personal investigador en la asociación de investigación "ENERMITEC", al Instituto Geológico y Minero de España por la financiación de los ensayos realizados en este trabajo en su laboratorio de Tres Cantos, al área de Petrología y Geoquímica del Departamento de Geología de Oviedo por su ayuda en la consecución de resultados de laboratorio y al Vicerrectorado de investigación de la Universidad de Oviedo por la concesión de una ayuda para la finalización de este trabajo.

A los gerentes de las empresas: Don Rogelio López de pizarras SAMACA y Victor Gómez de pizarras EXPIZ, directamente involucradas en este estudio, por las facilidades otorgadas, sin las cuales no hubiera sido posible la consecución de esta investigación.

Al Dr. Nemesio Heredia, Jefe de la Oficina de Proyectos del IGME en León coordinador del proyecto FEDER ID97-0959-C03 en el que se enmarca esta investigación. Mi especial agradecimiento al Sr Don Manuel Lombardero Barceló del Instituto Geológico y Minero de España en Madrid, quien hizo posible la realización de esta investigación, por su animosidad y apoyo sincero, así como a la Dra. Mercedes Ferrer Gijón en su introducción a este campo de estudio. En Tres Cantos, al Jefe de laboratorio de ensayos tecnológicos D. Santiago del Barrio Martín por su afabilidad y facilidades aportadas, así como al personal del laboratorio del IGME, especialmente Ana y Bárbara que mostraron todo su apoyo y esfuerzo en la consecución de los ensayos de laboratorio, también especial mención para el personal laboral que tan amablemente demostraron su acogida y ayuda. A la Dra. Gloria Gallastegui y Ángela Suárez por su apoyo en las tareas encomendadas junto con Luis Quintana y Alejandro Díaz.

A Don José Carlos Barros Lorenzo por su buen hacer sin el cual no hubiera sido posible el importante desmuestre llevado a cabo en el campo de la Formación Casaio. Y a Victor Pais Diz por los datos proporcionados en relación con la Formación Rozadais y las ayudas dadas para la consecución de la toma de muestras en el campo y en su empresa. A Victor Cárdenes Van Den Eynde por su amistad y aportaciones puntuales durante este tiempo, junto con otros geólogos que me ayudaron en los inicios de este trabajo: José Ignacio de los Ríos Cobo, Mamel y María Fernández Pello.

A mis compañeros durante la estancia en el campo: Mónica, María, Virgilio, Rosa, Juan, Eladio, Miguel, Manolo, Gonzalo y los que quedan sin mencionar, que son muchos. A los compañeros durante el año 2000/01 de ENERMITEC, por todo el

1. CONSIDERACIONES PRELIMINARES

INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

Tradicionalmente se ha venido realizando la explotación de niveles de pizarras con una aplicación preferente en las construcciones locales. Esta industria se inició de manera rústica en pequeñas canteras, evolucionando hasta los niveles de mecanización que existen actualmente, aunque en un futuro próximo se beneficiará mediante labores subterráneas que, de forma pionera, ya han comenzado algunos canteros de la pizarra en la década postrera del siglo XX.

En los últimos tiempos ha resurgido esta actividad con fuerte interés económico anexionado al empuje adquirido por la construcción, a todos los niveles, desde nacionales pasando por los regionales hasta el local, condicionando los incrementos del volumen de explotaciones y puestos de trabajo, tanto directos como indirectos, para las regiones donde se ubican.

Las explotaciones de pizarras más tradicionales y antiguas se hayan ubicadas en las provincias de León y Orense y, a la vista de la escasez de datos geológicos y tectónicos que permitan su análisis, nace la necesidad de realizar trabajos de investigación, con el objetivo de obtener un conocimiento más exhaustivo del comportamiento geomecánico de estos macizos. El fin último es mejorar los métodos de laboreo y los rendimientos a través de un mayor conocimiento científico y aplicado de las rocas que constituyen el Sinclinal de Truchas.

La caracterización del material rocoso objeto de explotación y su comportamiento frente a las acciones extractivas están inherentemente condicionadas sobre todo por su petrografía, caracterización geomecánica y abrasividad.

Además, se hace especial hincapié en la variación de los parámetros geomecánicos de estas litologías, en función del grado de inclinación de la anisotropía inherente (foliación) que presentan, originada como consecuencia de los procesos tectónicos y metamórficos que se han sucedido a lo largo de la historia

geológica de formación de estas rocas. Esta anisotropía es de especial importancia a la hora de planificar cualquier obra de ingeniería extractiva.

El fundamento de la elección de este enclave y sus afloramientos se basa en el hecho añadido de la gran extensión y buenos afloramientos del Paleozoico Inferior en la zona, asociados a la actividad minera y también a las numerosas e importantes publicaciones y bibliografía disponible sobre los diversos aspectos mineros y geológicos de la misma, base de partida de este estudio.

Esta investigación parte de una serie de trabajos desarrollados en la Universidad de Oviedo, bajo la coordinación de los directores de esta tesis doctoral, con el propósito de llegar a evaluar el comportamiento geotécnico de los materiales paleozoicos del noroeste peninsular afectados por la tectónica Varisca.

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por la Excelentísima Diputación Provincial de León con una Beca de Formación de Personal Investigador en ENERMITEC durante el año 2000-2001, laboratorio donde se realizaron algunas preparaciones de muestras y parcialmente la determinación de propiedades físicas.

Los ensayos y análisis efectuados en las muestras de pizarras fueron realizados por el laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España, laboratorio acreditado por la Entidad Nacional de Acreditación, ENAC, para la realización de ensayos de piedras naturales para la construcción (rocas ornamentales), y financiados a cargo del proyecto FEDER ID97-0959-C03, coordinado por Nemesio Heredia.

Las estancias durante los estudios de campo y preparación de muestras fueron financiadas en su totalidad por Pizarras SAMACA y parcialmente por Pizarras EXPIZ.

La determinación de la velocidad de ondas ultrasónicas y las principales propiedades físicas fueron realizadas en el área de Petrología y Geoquímica del Departamento de Geología de la Universidad de Oviedo.

La parte final de redacción de este trabajo ha sido financiada por la Universidad de Oviedo con la ayuda especial para finalización de Tesis doctorales, del 15/07/02 al 15/11/02 con ref. FTDOC-02-14 y N. R. P. P062548015B0790.

Los objetivos principales de este trabajo se pueden enumerar en una serie de aspectos específicos que en ocasiones se superponen en el espacio y a lo largo del desarrollo del trabajo sistematizado al que se ha pretendido llegar:

1.- Realización de ensayos de campo y laboratorio que permitan conocer las características litoestratigráficas y físico-mecánicas más significativas de los materiales rocosos paleozoicos.

2.- Especial atención a la anisotropía en el tallado de las muestras ensayadas, siguiendo las variaciones del ángulo de orientación β .

3.- Tabulación de los resultados experimentales obtenidos sistemáticamente a fin de que sean representativos como pautas de comportamiento y valores patrón para cada material estudiado.

4.- Establecimiento de una clasificación geomecánica de los materiales y valoración de sus condiciones geotécnicas generales, a escala de macizo, con la finalidad de predecir su comportamiento en las labores extractivas, tanto superficiales como subterráneas.

5.- Evaluación de la calidad de los materiales pizarrosos en relación con los parámetros geotécnicos de los mismos.

SITUACIÓN

El área de estudio se emplaza en el Sinclinal de Truchas, comprendiendo las sierras de Cabrera, Eixe y la vertiente meridional del Teleno, al suroeste de la provincia de León y en el límite nororiental de la de Orense. Se han seleccionado para la realización de este estudio las formaciones pizarrosas definidas como Casaio y Rozadais. Este hecho se debe a que tales unidades litoestratigráficas constituyen los principales niveles productivos de este ámbito y donde se concentran la mayoría de

las canteras de pizarra en la actualidad, o lo harán en un futuro próximo debido al carácter dinámico de las explotaciones mineras.

Esta zona de estudio comprende dos comarcas administrativas: La Cabrera en la región leonesa y Valdeorras en la gallega (Fig. 1.1).



Figura 1.1.- Localización del área de estudio dentro de la Península Ibérica

La principal vía de acceso es a través de la A-6 (antigua N-VI Madrid-Coruña) (Fig. 1.2), de la cual se bifurca en el punto kilométrico 400 la N-120 hacia El Barco de Valdeorras si accedemos desde el norte de la zona. Otra vía de entrada es desde del punto kilométrico 300 de la mencionada autovía, si accedemos por el sur, con dirección a la carretera autonómica León-Puebla de Sanabria, CL-622, hasta llegar a la altura de Castrocontrigo; de aquí parte la carretera comarcal LE-2301 (Castrocontrigo-Truchas), que atraviesa longitudinalmente la Comarca de La Cabrera de este a oeste. La superficie que ocupa el ámbito de interés puede estimarse en torno a 1.250 km².

La zona de estudio comprende las hojas topográficas del Instituto Geográfico Nacional, a escala 1:25.000, de Truchillas (230-III), Truchas (230-I), Peña Trevinca

(229-I), Enciendo (229-II), Puente Domingo Flórez (191-III), Silván (191-IV) y El Barco de Valdeorras (190-IV).

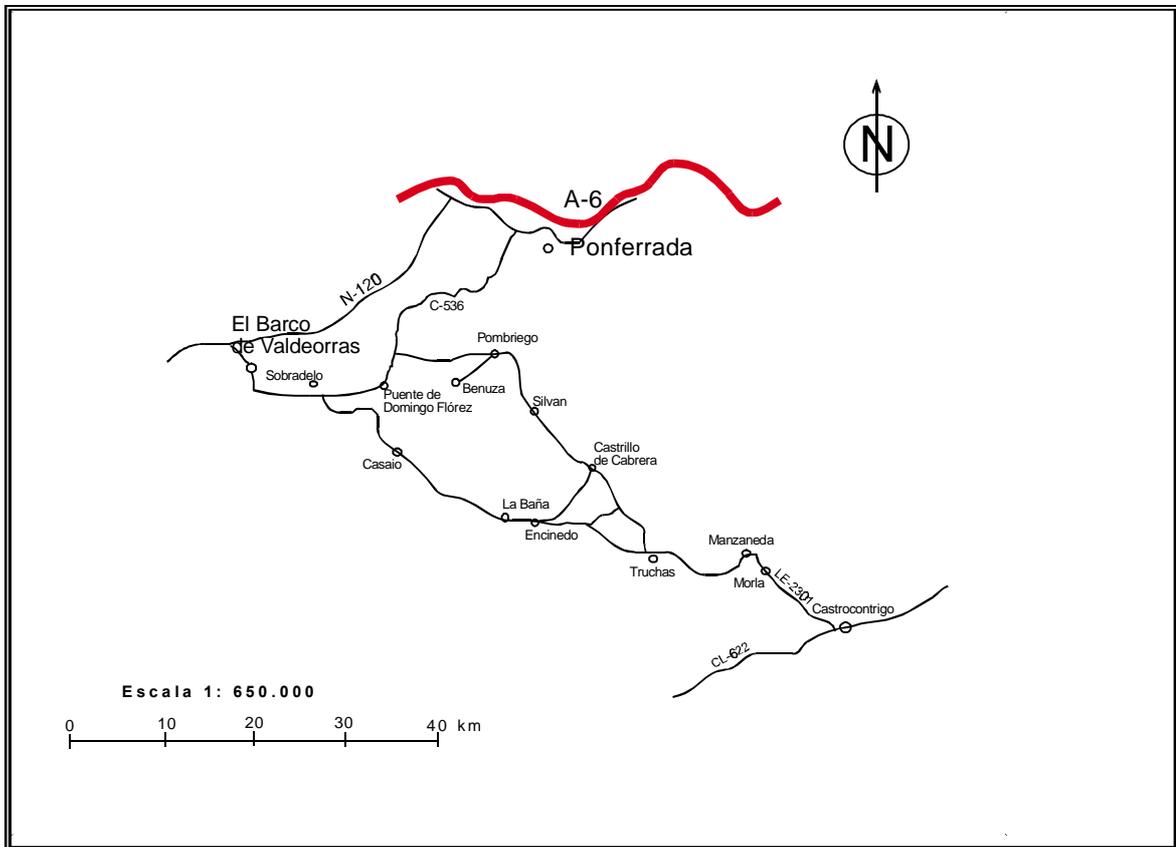


Figura 1.2.- Accesibilidad al área de estudio

1.2.1. LA CABRERA

Situada al suroeste de la provincia de León, está constituida en comarca dentro de la ordenación del territorio provincial siendo la localidad más importante, a efectos administrativos de la región, Puente Domingo Flórez.

Los ejes fluviales principales de esta zona lo constituyen por el oeste el río Cabrera, que vierte sus aguas en el río Sil, y el Ería al este, fluyendo sus aguas hacia el río Órbigo, y configuran la división de esta región en dos dominios: La Cabrera Baja y la Alta, con características morfológicas muy distintas (Nozal y Ferrero, 1994; Mayoral y Vega, 2000).

Este territorio delimita al oeste con el Bierzo, al noreste con Astorga y La Bañeza, siendo su borde meridional limítrofe con la comarca de Sanabria en Zamora.

La orografía es elevada y escarpada, estando el 70% de las cotas situadas por encima de los 1.200 m; destaca su baja densidad de población, siendo inferior a los 5.000 habitantes censados en 1996, debido a que la mayoría de ellos residen en los grandes núcleos próximos de Ponferrada y El Barco de Valdeorras.

La vegetación de La Cabrera se caracteriza por la ocupación masiva de arbustos, en especial el brezo. Al norte y sur de las cadenas montañosas limítrofes de la comarca destacan los melosos y enebrales. Los encinares y alcornoques se encuentran en el borde limítrofe con el Bierzo. En las zonas climáticamente menos rigurosas son frecuentes los castaños, chopos y abedules en los márgenes de los ríos de La Cabrera Alta junto a coníferas de repoblación. Toda esta vegetación se rellena con los prados naturales y pastizales.

La Cabrera Alta, en la vertiente de la cuenca del Duero, se emplaza en la zona más elevada y abierta al este de esta comarca, mayoritariamente por encima de los 1.000 m de altitud, mientras que la Cabrera Baja, incorporada a la cuenca Sil-Miño, comprende un territorio de elevadas montañas con laderas de fuerte pendiente indicando el estado juvenil de los valles que configura el río Cabrera y sus afluentes, caracterizado por su elevado encajonamiento y estrechez (Foto 1).

Toda la comarca está delimitada por un contorno montañoso periférico comprendido por los Montes Aquilianos al NO, la Sierra del Teleno al NE, al O el campo de Arcas, al SE la Sierra Cabrera y al SO la Sierra de la Cabrera Baja y Peña Trevinca.

En el interior existen otros montes que constituyen zonas montañosas interiores como Las Chanas, Peña de Forna y Monte Piedrafita.

1.2.2. VALDEORRAS

Se sitúa adyacente a la zona de La Cabrera, representando una de las comarcas más nororientales de la provincia de Orense donde el núcleo principal de población y administrativo es El Barco de Valdeorras.



Foto 1.- Panorámica general de la comarca de La Cabrera Baja (León)

Es limítrofe con tres provincias: León, Lugo y Zamora. Al E y NE se emplazan las ya mencionadas regiones leonesas de La Cabrera y del Bierzo, mientras que al NO lo hace la comarca lucense de Monforte. Su borde SE es con Sanabria en la provincia de Zamora, mientras que el SO tiene por límite la comarca orensana de Puebla de Trives donde se emplaza otra localidad importante Viana do Bollo que representa el borde meridional.

Presenta esta región una acusada orografía con un porcentaje de elevación alto por encima de 1.000 m similar al de La Cabrera, siguiendo dos lineaciones montañosas importantes. Al norte se emplaza la terminación occidental de la Sierra del Caurel con la máxima cota en el Piornal de 1.521 m, mientras que al sur se emplaza la Sierra del Eixe con cotas de la región próximas a los 1.500 m (Apalategui *et al.*, 1979). Esta orografía eminentemente montañosa está drenada por cortos y encajados cursos fluviales tributarios de los ríos principales (Foto 2). El resto de la región se encuentra a cotas inferiores definidas por los terrenos que constituyen las terrazas aluviales del río Sil, en torno a los 900 m.



Foto 2.- Panorámica de la comarca de Valdeorras (Orense)

El Sil configura un amplio valle que, de este a oeste, divide las dos sierras mencionadas, constituyendo el eje fluvial principal en esta zona. Como consecuencia del desarrollo de amplias terrazas fluviales muy fértiles asociadas a la dinámica fluvial tiene lugar una intensa actividad agrícola, predominando los viñedos.

Fuera de las vegas aluviales el 85% del territorio es forestal formado por monte bajo, con predominio de matorral. También están presentes los eucaliptus de repoblación, castaños autóctonos, encinas, alcornoques y avellanos junto con otras especies ripícolas y coníferas. Esta masa junto con los prados y brezales constituyen el paisaje vegetal de la región.

Hidrográficamente esta comarca se engloba en la cuenca del Miño-Sil, estando el pico de mayor elevación situado en Peña Trevinca con 2.142 m, situado en el borde más oriental y que constituye un vértice orográfico entre las provincias de Orense, León y Zamora.

2. ANTECEDENTES Y METODOLOGÍA

2.1. ANTECEDENTES

Los diversos estudios de geología sobre esta región del macizo Varisco registran la evolución de esta ciencia con el transcurrir del tiempo, lo que se traduce en un mayor conocimiento científico del sustrato peninsular.

Las primeras divisiones del macizo establecidas por Lotze (1945) y Julivert *et al.* (1972) sufren ulteriores modificaciones por Farias *et al.* (1987), enmarcándose el Sinclinorio de Truchas en un principio en la Zona Asturoccidental-leonesa, para posteriormente ser aceptado su emplazamiento dentro de la Zona Centroibérica por un importante número de investigadores. En los trabajos de Pérez Estaún (1974 y 1978) se engloba el marco tectónico de esta región y se describen los materiales que constituyen el sinclinal como pertenecientes a la Formación Agüeira, al reconocerse estas litologías en su prolongación respecto a la descrita en el occidente asturiano por Marcos (1973).

Estas pioneras investigaciones caracterizaron las unidades geológicas de la denominada rama sur de la Zona Asturoccidental-leonesa, en la que estos autores incluyen el referido sinclinal, y definen la citada formación afectada por las tres fases de deformación Varisca reconocibles en el noroeste peninsular.

Posteriores objetivos se han centrado en la determinación de la estructura de la sucesión ordovícica del Sinclinorio establecida por Pérez Estaún *et al.* (1980) con la descripción de la serie estratigráfica y el marco tectónico de la región de Silván. Pero revisiones geológicas realizadas durante los años 80, unido al importante auge del sector pizarrero con apertura de nuevos frentes permiten una observación más detallada de las secuencias sedimentarias que conforman la geología de esta región y son la base de estudios muy de detalle de diferentes series litoestratigráficas por Barros (1989), definiendo formalmente los rasgos litoestratigráficos de formaciones, siguiendo las recomendaciones básicas de la “Guía Estratigráfica Internacional”, de

los tramos equivalentes a los tres miembros de la Formación Agüeira con pequeñas variaciones cartográficas.

Estas formaciones constituyen el sustrato geológico del Sinclinorio de Truchas, reconociéndose en toda la estructura importantes variaciones laterales en cuanto a espesores como consecuencia de factores sedimentológicos que vienen a ser objeto de análisis y controversia en la actualidad, siendo admitidas por la mayoría del círculo de geólogos y otros profesionales que ejercen su actividad en la zona, y aceptadas como base de este trabajo de investigación.

Catalán *et al.* (1992) en una revisión paleogeográfica y paleoestructural de los límites entre las Zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica establecen como separación entre ambas, dentro del borde septentrional del Sinclinal de Truchas, una falla sinsedimentaria activa al norte del Anticlinal del Teleno, incorporando esta estructura en la Zona Centroibérica. Este límite se asocia a la Falla del Morredero según Heredia *et al.* (1994).

Sin embargo, los trabajos más recientes en el borde septentrional del sinclinorio llevados a cabo por Fernández (1998, 1999 y 2001) incorporan una nueva división de los materiales, refundiendo las aportaciones de autores anteriores con la denominación de las Formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla definidas por Barros (*op. cit.*) como miembros de igual nombre asignándolas a la Formación Agüeira según criterio de Marcos (1973) y Pérez-Estaún (1974). Igualmente propone como límite septentrional del sinclinal la que denomina Falla de Villavieja, contemplando además este ámbito dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (Fernández, 2000).

La interpretación que realizan estos autores (Marcos, 1973; Pérez Estaún, 1978; Catalán *et al.*, 1992 y Fernández, 2001) para la sedimentación ordovícica del Sinclinorio de Truchas se fundamenta en la presencia en la cuenca de distintos umbrales paleoestructurales delimitados por surcos con diferente subsidencia y, en mayor o menor medida, paralelos entre sí. La datación de estos materiales pizarrosos se realizó en base a los yacimientos de *Didymograptus* y *Neseuretus*.

Junto con la estructura tectónica y estratigrafía de estas rocas y en relación con la principal aplicación que tienen estos materiales en la industria, se realizaron estudios con el ánimo de establecer la calidad y conocer los factores que influyen en la misma. En esta línea, Ruíz (1977) estudió los minerales opacos en pizarras de La Cabrera, precisando su relación con la calidad del producto con vistas a su aplicación como pizarras de techar, y en base al grado de oxidabilidad de los opacos presentes. Lombardero y Quereda (1992) abordan, entre otros, el tema de la meteorización de los sulfuros y carbonatos, frecuentemente presentes en las pizarras de techar, que conlleva la formación de manchas no deseadas, perdiendo estos materiales la vistosidad con que se caracterizan. Otros trabajos llevados a cabo por Bastida *et al.* (1990) describen las distintas esquistosidades a nivel microestructural de las diferentes rocas presentes en este dominio geológico, presentando un modelo de distribución y desarrollo de foliaciones en rocas pelíticas, y con distinto contenido en areniscas dentro del orógeno Varisco de la península Ibérica.

Por otra parte, la determinación de la incidencia de las características texturales y mineralógicas de las pizarras de la zona de Valdeorras fueron llevadas a cabo por Blanco *et al.* (1989) lo que permitió definir que a mayor homogeneidad textural mejor calidad de la pizarra, así como mayor fisibilidad junto con un menor tamaño de grano. Las últimas aportaciones en cuanto a la calidad de las pizarras desde el punto de vista comercial y económico según las características petrológicas y mineralógicas han sido descritas por Cárdenes *et al.* (2001 y 2002).

Además, durante los años 80 y 90 del pasado siglo, las investigaciones llevadas a cabo en este sector, principalmente por el Instituto Geológico y Minero de España (Hacar *et al.*, 1984, Barros *et al.*, 1992; Baretino *et al.*, 1993), se han centrado fundamentalmente en la caracterización tecnológica de las pizarras y en la ordenación minera y medio-ambiental del territorio (Baretino y Alberruche, 1995).

En relación con las obras de extracción y explotaciones superficiales en la comarca de Valdeorras, se han realizado proyectos en relación con el diseño de las mismas por parte de las Universidades de Oviedo y Vigo (Cudeiro, 1993 y Álvarez, *en prensa*).

Los trabajos de datación paleontológica son escasos como consecuencia de los pocos yacimientos fósiles encontrados en esta región. Investigaciones recientes centradas en la sedimentación de la zona realizadas por Sarmiento *et al.* (1999) han abordado el estudio de los conodontos ordovícicos del noroeste de España y su aplicación al modelo de sedimentación durante el Ordovícico Superior de la región limítrofe entre las Zonas Asturoccidental-leonesa y Centroibérica.

Aportan estos autores, un modelo mixto que interconexiona el marco geotectónico con el ambiente glaciomarino de sedimentación durante este período geológico, permitiendo la datación de la Formación Rozadais dentro del Ashgill, como Hirnantense, así como la correlación de las Calizas del Trigal con la Caliza de La Aquiana en base al contenido fosilífero, perteneciendo a una edad pre-Hirnantense. En todas las interpretaciones tectonosedimentarias anteriores la Caliza de La Aquiana y la Formación Rozadais se consideraban como contemporáneas junto al resto de las formaciones pizarrosas del Ordovícico Superior presentes en el Varisco del noroeste peninsular.

Las asociaciones de conodontos encontradas por Sarmiento *et al.* (*op. cit.*) en los materiales calcáreos de las Formaciones Casaio, La Aquiana y Rozadais corresponden a la biozona de *Amorphognathus ordovicicus*. En esta investigación se describen por primera vez en los materiales del noroeste de la Península Ibérica especies como *Scabbardella altipes* (Herningsmoen), *Panderodus gracilis* (BRANSON y MEHL), *Amorphognathus ordovicicus* BRANSON y MEHL, *Amorphognathus sp.*, *Sagittodontina robusta kniipfer*, *sagittodontina? sp.* y *Hamarodus europeaus* (sepagli), integradas dentro de las asociaciones típicas de la biofacies de *Sagittodontina Scabbardella*, propia de ambientes marinos someros emplazados en paleoaltitudes elevadas, dentro de la provincia mediterránea de conodontos.

Gutiérrez-Marco *et al.* (2000) proporcionan datos sobre la configuración paleobiogeográfica en esta zona de la Península Ibérica, que constituía parte del borde septentrional de la Gondwana durante el Silúrico complementando la revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el Noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional) presentada

previamente (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999). En este último trabajo se revisan más de un centenar de localidades fosilíferas del Ordovícico Medio en las denominadas Pizarras de Luarca distribuidas en una amplia área del noroeste peninsular, con dominios estructurales y paleogeográficos diferentes. Reseñan varios yacimientos paleontológicos del Sinclinal de Truchas a partir de fósiles hallados en niveles superiores de las Pizarras de Luarca, allí donde se explotan para su comercialización.

Se han identificado como ejemplares más abundantes: braquiópodos articulados, de uno o varios tipos con costillas gruesas que se han determinado provisionalmente como *Orthacea* indet., encontrándose aplastados, deformados y con frecuencia reemplazados por sulfuros, lo que dificulta su distinción precisa. Están presentes sobre todo en la parte alta de la formación aunque ocasionalmente aparecen hacia su mitad. Además se registraron restos de bivalvos (*Redonia* sp.), *rostroconchas* (*Ribeiria* ex gr. *Pholadiformis* SHARPE) y trilobites asáfidos indeterminables. En una cantera en el borde norte del sinclinal se reconocieron trilobites *Isabelinia?* sp.

Estos autores atribuyen el conjunto de todos estos niveles, con gran probabilidad al Oretaniense superior (Ordovícico Medio). En el Sinclinal de Truchas estas especies indicarían la ubicación dentro del surco en la zona más profunda de una plataforma de gradiente norte-sur (actual), coexistiendo graptolites planctónicos con braquiópodos, trilobites y moluscos, asociándose esta actividad a la circulación de corrientes que favorecerían la ventilación de la parte más profunda. La importancia de las formas identificadas estriba en que permiten establecer la continuidad biogeográfica entre las distintas regiones del Ordovícico en el Macizo Varisco y el dominio Centro-Armonicano, así como su continuidad estratigráfica en la vertical de las series que constituyen las Formaciones Casaio, Rozadais y Losadilla.

En el intento de definir el límite septentrional del sinclinal, Fernández (1998, 1999 y 2000) ha establecido el comportamiento de un accidente de tipo tectónico, supuestamente continuación de la Falla de Vivero bien definida hacia el norte, atribuyendo que representa su extensión oriental hacia esta región, denominándolo Falla de Villavieja.

Los diferentes trabajos realizados ponen en evidencia las grandes controversias existentes a la hora de unificar criterios en cuanto a la demarcación geológica y a la definición de las unidades tectonosedimentarias en esta región, en base a las distintas perspectivas, sean mineras y/o cartográficas (Hacar y Gutiérrez-Marco, 2003 y Fernández, 2003).

Respecto a los antecedentes sobre estudios geomecánicos uno de los primeros trabajos en geología aplicada, referidos a la influencia de la anisotropía en las rocas blandas, es el llevado a cabo por Torres Alonso (1984), donde se establece la influencia de la posición de la estratificación con respecto al plano de corte, determinando las desviaciones de los ángulos de rozamiento interno y la cohesión, además de la variación de la morfología de las superficies de rotura en materiales plásticos de tipo arcilloso de la Depresión Mesoterciaria de Oviedo.

Mutschler y Natau (1991) llevan a cabo la valoración del comportamiento de masas rocosas foliadas a partir de ensayos triaxiales con registro de la resistencia-deformación a partir de muestras de 57 cm de diámetro y relación altura/diámetro 2 a 1. Las aportaciones más importantes de estos autores son que las masas rocosas foliadas presentan:

- Un comportamiento y deformación no elástica perfecta
- Una rigidez dependiente de las presiones de confinamiento
- Durante un amplio rango de carga se produce la contracción de las probetas
- Las masas foliadas se comportan más dúctilmente que la roca matriz del mismo tipo de roca

Los trabajos de Ramamurphy (1993) y colaboradores, son los que han establecido recientemente el comportamiento de las rocas anisótropas, así como la clasificación de la anisotropía en función de su origen. La naturaleza de esos planos de anisotropía informa sobre si esa superficie de la roca se ha adquirido estructuralmente como anisotropía de tipo inherente o inducida.

En la *anisotropía inherente* los planos de debilidad están asociados con el origen de la roca (por ejemplo: planos de estratificación, foliaciones y

esquistosidades) mientras que la *anisotropía inducida* es desarrollada después de que la roca se ha formado y es el resultado de la respuesta a diferentes esfuerzos tanto compresivos como distensivos o de relajación, e incluye el desarrollo de juntas, fracturas, planos de cizalla y fallas.

Siguiendo las investigaciones de Ramamurphy (1993), se establece como índice de anisotropía el que queda definido como el cociente entre los valores máximos y mínimos de la resistencia para las distintas orientaciones del plano de anisotropía en las rocas anisótropas. Este viene reflejado en la Tabla 2.I.

TABLA 2.I.- CLASIFICACIÓN DEL ÍNDICE DE ANISOTROPÍA PARA LAS ROCAS

<i>Índice de anisotropía</i>	<i>Clase</i>	<i>Tipo de rocas</i>
1.0-1.1	Isótropo	Areniscas Lutitas
>1.1-2.0	Baja anisotropía	
>2.0-4.0	Media anisotropía	
>4.0-6.0	Alta anisotropía	
>6.0	Muy alta anisotropía	Pizarras y filitas

(Basado en Ramamurthy, 1993)

Este autor ha realizado ensayos y analizado los resultados de la resistencia a compresión uniaxial de la roca en relación con los distintos ángulos que forman los esfuerzos principales con la foliación metamórfica o la penetrativa anisotropía que presenten las rocas y constituyan un plano de debilidad a nivel de matriz rocosa.

Diversos estudios de Natau *et al.* (1995) se centran en el ensayo de muestras con la foliación dispuesta según distintas orientaciones (ángulos a 0, 45 y 90° de la foliación respecto a un plano horizontal) bajo compresión triaxial y ensayos de corte directo tanto en roca como en discontinuidades, evaluando de este modo los parámetros característicos de las masas rocosas transversalmente isótropos y completando su análisis por métodos matemáticos de elementos finitos.

Sheorey (1997), dentro de sus publicaciones sobre los criterios empíricos de rotura de las rocas, incluye un capítulo sobre la rotura de rocas anisótropas,

proponiendo las ecuaciones empíricas de rotura en función del ángulo de la orientación de la principal discontinuidad.

Singh *et al.* (2002) efectuaron ensayos para la medida de la resistencia y deformación a partir de moldes rocosos fabricados con arena y limos, obteniendo así masas rocosas con anisotropías planares y 3 familias de discontinuidades, siendo luego tallados como probetas de 15x15x15 cm. En la Tabla 2.II se resumen los tipos de roturas obtenidos para los distintos ángulos de la anisotropía con la horizontal según espaciados con distinta separación respecto a la normal a ésta.

TABLA 2.II.- ROTURAS EN MOLDES CON DISTINTAS ANISOTROPÍAS

90	Partición vertical ("Splitting")							
80	Rotación ("Rotation")							
70	Deslizamiento ("Sliding")							
50								
40								
30								
20								
10	Cizalla ("Shearing")							
0	Partición vertical ("Splitting")							
$\beta(^{\circ})$ s	0	1/8	2/8	3/8	4/8	5/8	6/8	7/8
Espaciado	nulo	bajo	medio			Alto		Muy alto

(Según Singh *et al.*, 2002)

Leyenda: "β" es el ángulo que forma la anisotropía con la horizontal y "s" la relación entre el espaciado de la anisotropía con respecto a la longitud de la probeta

Establece las líneas básicas de predicción del modo de fractura en las rocas con anisotropías, formulando una estimación grosera en el campo en base a los resultados de laboratorio. Para ello parte de un masa rocosa con dos tipos de anisotropías inherentes a la misma, una de las cuales es continua y la otra se considera con espaciado bajo, intermedio o alto, según establezca el investigador. La muestra es sometida bajo condiciones de esfuerzos uniaxiales, observándose el comportamiento de la misma de forma bidimensional. El modo de rotura más esperado estará condicionado por la anisotropía de la siguiente manera:

1.- Si la anisotropía principal es horizontal, se produciría una rotura tipo partición vertical.

2.- Para el caso en que la anisotropía horizontal se sitúa a 10° y 20° con respecto a la horizontal, existen tres casos:

- Espaciado nulo o bajo, la rotura sería por deslizamiento
- Espaciado medio, la rotura esperada sería por cizalla
- Espaciado alto, rotura por partición vertical

3.- Cuando la anisotropía horizontal se sitúe a 30° con respecto a la horizontal, existen dos casos:

- Espaciado nulo, bajo o medio la rotura sería por deslizamiento
- Espaciado alto o muy alto, rotura por cizalla

4.- Para inclinaciones mayores a 30° de la anisotropía principal con respecto a la horizontal, el modo de rotura sería por deslizamiento para altos espaciados, mientras que pasaría a cizalla hasta partición vertical con la disminución del espaciado.

5.- Si la inclinación de la discontinuidad principal está entre 35° y 65° , la rotura por cizalla es la más probable, independientemente del espaciado de las otras discontinuidades.

6.- Siempre que la discontinuidad es en torno a 70° , la rotación es la forma de rotura más esperada, estando condicionada en este caso por la relación largo/ancho de la probeta, aumentando la probabilidad de la rotación con relaciones >1 de dicha proporción.

7.- Cuando la anisotropía principal se sitúa verticalmente, la cizalla a lo largo de los planos de la anisotropía principal es la rotura más común.

2.2. METODOLOGÍA

La metodología seguida en esta tesis ha sido la del método científico aplicado a cada una de las fases de investigación llevadas a cabo a lo largo de la misma. Al tratarse de análisis científicos aplicados a la geología, y más concretamente en investigaciones de tipo geológico-geotécnico, se produce una adaptación según las diversas secuencias desarrolladas: trabajos de campo, laboratorio y gabinete. En cada

una de las etapas la principal aplicación del método científico está en función de los objetivos a alcanzar en base principalmente de los medios técnicos y recursos disponibles.

La primera fase se ha centrado en la recopilación de la mayor parte de la documentación existente acerca de la zona y la materia a investigar en las diferentes fuentes, tanto bibliográficas como cartográficas, con consulta directa en las bibliotecas o a través de la información disponible en Internet.

La búsqueda bibliográfica tuvo lugar, básicamente, en la Facultad de Geología de Oviedo, Escuela de Ingenieros de Minas de Oviedo y de León e Instituto Geológico y Minero de España (delegación de León).

Con la información recopilada se inicia la síntesis de los principales conceptos y trabajos realizados previamente, lo que se ha complementado con estudios de reconocimiento de la zona en el campo, culminando con la selección de las distintas estaciones de estudio, consideradas como las más adecuadas al objetivo final de la investigación.

En la determinación de estas estaciones ha influido ante todo su viabilidad, que depende del acceso a las mismas, como consecuencia de la escarpada orografía de la zona y su privacidad. Además se han intentado establecer en función de la disponibilidad de testigos de sondeo para aprovechar la información que proporcionan.

Esta recopilación bibliográfica ha requerido un procedimiento de rastreo continuo, exhaustivo y dilatado a lo largo del desarrollo de todo el estudio.

Con posterioridad se llevó a cabo la realización del estudio de las características geológicas de los materiales rocosos en base a sucesivas etapas de campo, laboratorio y gabinete.

La ***caracterización geológica*** se desarrolló en las siguientes fases:

1.- Levantamiento de columnas estratigráficas de las series seleccionadas en el campo, lo que permite determinar las distintas formaciones, sus potencias, y

catalogación según la orientación de la principal anisotropía, además del estudio de su variabilidad.

2.- Toma de muestras representativas, incluyendo tanto muestras de mano como bloques de cada formación en cada una de las localidades estudiadas y el tallado de las probetas con diversos ángulos, β , así como de los testigos de sondeos de reconocimiento a diferentes intervalos de profundidad.

3.- Realización de un análisis de la fracturación del macizo rocoso coordinado con un estudio estructural de detalle en base a la toma de datos en el campo, sobre afloramientos de los macizos rocosos. Se hace especial hincapié en las discontinuidades, insistiendo sobre todo, en el estudio de las características en el campo, siguiendo diversos métodos.

En relación con la fracturación a escala de macizo rocoso, ha sido importante la determinación del índice RQD, obtenido a partir de los datos de testificación de sondeos.

Además se ha realizado la valoración de los aspectos hidrogeológicos, identificando los mecanismos más importantes de circulación del agua en los macizos estudiados.

4.- Estudio petrográfico y mineralógico sobre las muestras recogidas que proporcionan la composición de las rocas, tanto cualitativa como cuantitativa, tamaño de grano, microestructura, fisuración, porosidad, etc.

A estos dos últimos apartados va inherentemente unido el proceso de tratamiento informático de los datos obtenidos en el campo.

La **caracterización geotécnica** consistió en:

1.- Realización de ensayos de laboratorio para el establecimiento de las características físico-químicas de los materiales objeto de estudio.

2.- Estudios geofísicos consistentes en la determinación de parámetros a partir de pruebas ultrasónicas sobre probetas de roca matriz.

3.- Ensayos mecánicos para la definición de la resistencia y deformación de los materiales. Se realizaron varios tipos de pruebas diferentes, tales como:

- Medidas de índice de rebote (martillo Schmidt), resistencia a la carga puntual (prensa Franklin) y la tracción indirecta o Brasileño. Permitiendo estimar la resistencia a la compresión uniaxial a partir de la resistencia al rebote, el índice de punzonamiento y la resistencia a la tracción, respectivamente.

- Medida de la resistencia a la compresión uniaxial ó simple, que comparada con los valores estimados permiten deducir cuál de los cálculos teóricos propuestos a partir de medidas indirectas es el más fiable en este caso, a fin de sugerir su recomendación con vistas a futuras investigaciones.

- Medidas de las resistencias triaxiales, que aportan datos sobre la cohesión y el ángulo de rozamiento interno de estas rocas.

- Medidas de la resistencia al corte directo en superficies de foliación.

En base a todos estos estudios se pretende establecer la clasificación geomecánica de los macizos rocosos constituidos fundamentalmente por materiales pizarrosos, según los diversos autores, haciendo hincapié en los más utilizados en las obras de ingeniería minera a cielo abierto y de túneles (Barton y Bieniawski), y que proporcionan los índices de calidad generales para los macizos rocosos.

Se han determinado los índices de excavabilidad, abrasividad y fragilidad que, aportan información referente a los métodos más adecuados de excavación y perforación. Finalmente, se aborda el estudio de los posibles usos y aprovechamientos de estos materiales pizarrosos.

3. MINERÍA DE LA PIZARRA

3.1. EVOLUCIÓN HISTÓRICA

La aparición de los primeros vestigios sobre el empleo de la pizarra junto con areniscas y cuarcitas, en esta región de la Península Ibérica se remonta a la época romana, donde se empleaban para la construcción de viales (vía Nova, en Valdeorras) así como en obras de fábrica tipo canales (Saceda y Llamas de Cabrera en La Cabrera) y puentes, de los cuales existen vestigios en la actualidad (puente romano de Éntoma, en Valdeorras y los de Ambasaguas y Truchas en La Cabrera). También hay restos de una calzada romana en Pombriego y canales en el borde septentrional de esta región, en el denominado Puerto del Palo, para la conducción del agua hacia las Médulas (León).

Estos hechos no implican que el uso tradicional de la pizarra no se pueda hacer extensible a las primeras civilizaciones asentadas en esta zona (Celtas), evidenciado por los numerosos castros prerromanos dentro de la comarca de La Cabrera (Quintanilla de Yuso, Castrillo de Cabrera, Cunas, Corporales, Truchas y Llamas de Cabrera) pertenecientes a las tribus autóctonas que residían en esta parte noroccidental de la península.

Durante la Edad Media las pizarras han sido utilizadas tradicionalmente para cubiertas de tejados y en recubrimientos, estando la mampostería y solados, en menor medida, representados en la arquitectura popular de la región, así mismo como para el cercado de límites de propiedades mediante la apilación de bloques regulares a modo de muros (García de los Ríos Cobos, 1999 y García de los Ríos Cobos y Báez Mezquita, 2001).

La producción de pizarra en la península con fines comerciales data desde el reinado de Felipe II con la apertura de las canteras de Bernardos (Segovia) en el siglo XVI para abastecer con este material la construcción del Monasterio del Escorial (Taboada, 1993) y que junto con las canteras de Villar del rey (Badajoz), iniciadas en

el siglo XVIII, son las explotaciones industriales de pizarras de techar más antiguas datadas en España (Lombardero, 1988; Benito *et al.*, 1996 y Sólaz, 1996).

Durante el siglo XIX, varias empresas inglesas comenzaron la explotación de pizarras en Congosto (León), así como italianas en Sobradelo de Valdeorras (Lombardero, *op. cit.*; Roc Maquina, 1998 a), con laboreo de tipo minifundista y arranque manual de las lajas de pizarra a base de cuñas y mazas en los afloramientos de fácil acceso. Desde entonces ha existido tradicionalmente en esta región, sobre todo en la parte orensana, una industria de transformación destinada al corte y preparación de pizarra para techumbres.

Pero no es hasta los años cincuenta del siglo pasado cuando se produce el principal auge de la comercialización de la pizarra en España, íntimamente unido a la implantación de la mecanización en las explotaciones con el fin de rentabilizar las mismas, a la vez que se intenta hacer frente a la fuerte demanda extranjera. Es en este momento cuando la actividad adquiere connotaciones de carácter industrial. Las perspectivas de futuro son grandes como consecuencia de la gran cantidad de reservas evaluadas en los yacimientos del noroeste peninsular (Barros *et al.*, 1992 y Arteaga, 1992) lo que aporta una mayor relevancia a esta minería.

La aparición de una demanda intensiva desde los países europeos tiene lugar a lo largo de los años sesenta y comienzo de los setenta del siglo XX, lo que implica un incremento importante del número de explotaciones de pizarra presentes en esta región. Se puede definir esta etapa como de gran crecimiento económico en las comarcas con explotaciones lo que estuvo vinculado muy estrechamente a la creación de puestos de trabajo, entrada de divisas e inversiones en la zona (Lombardero, *op. cit.*).

En la década de los ochenta del siglo pasado es cuando se lleva a cabo, en las empresas de extracción de la pizarra, una sensible innovación tecnológica vinculada a un mayor grado de organización derivado de la implantación de herramientas punteras en el laboreo minero y principalmente en las naves de elaboración de los productos manufacturados. Paralelamente se desarrolla un intento de ejercer un mayor control de la comercialización y el dominio del mercado, llegando a

producirse en la actualidad un estricto control de calidad según los distintos tipos de pizarra con diferenciación de las categorías de primera, estándar y económica. Este control surge como consecuencia de los costes derivados de la pizarra que carece de calidad, en especial para evitar devoluciones por deficiencias del producto y asumir los portes que conllevan (Mirantes y Llamas, 1998; Cárdenes *et al.*, 2001).

Esta actividad económica, al igual que la mayor parte del sector minero,—en este caso acentuada por estar íntimamente relacionada con la construcción, el grado de desarrollo y la calidad de vida de las regiones—, sufre variaciones cíclicas que imprimen una importante influencia sobre el mismo, intrínsecamente ligadas a las recesiones y crecimientos de la economía mundial y especialmente de la europea. Esta situación conlleva la acumulación de grandes volúmenes de pizarra en stock, durante los periodos menos favorables. A lo largo de la última década, según Baltuille *et al.* (1998), salvo insignificativos descensos cíclicos cada tres-cuatro años, la evolución del sector ha sido de notable desarrollo, principalmente debido a la demanda como consecuencia del auge del sector de la construcción en la Unión Europea. A nivel mundial, España ocupa un puesto honroso en cuanto a producción de piedra natural, siendo solamente superada por Italia y China (Fig. 3.1).

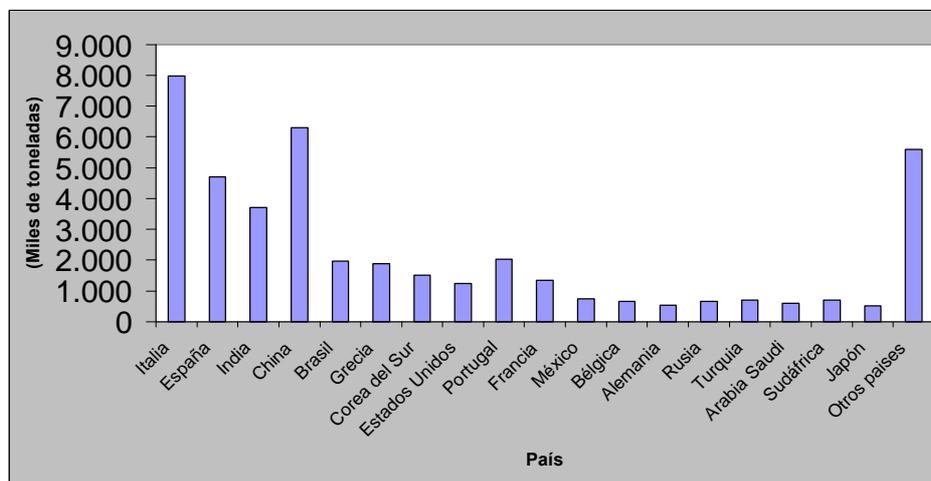


Figura 3.1.- Producción mundial de piedra natural durante 1995 (Fuente: Roc Máquina, 1996)

Nuestro país se sitúa en la actualidad como el primer productor de la comunidad europea y del mundo de pizarras para cubiertas, seguido de Italia y de países como Alemania, Portugal, Reino Unido y Francia (Figs. 3.2 y 3.3) (Barros *et al.*, 1992 ; Consejo Superior de Ingenieros de Minas, 1996; Baltuille *et al.*, *op. cit.*).

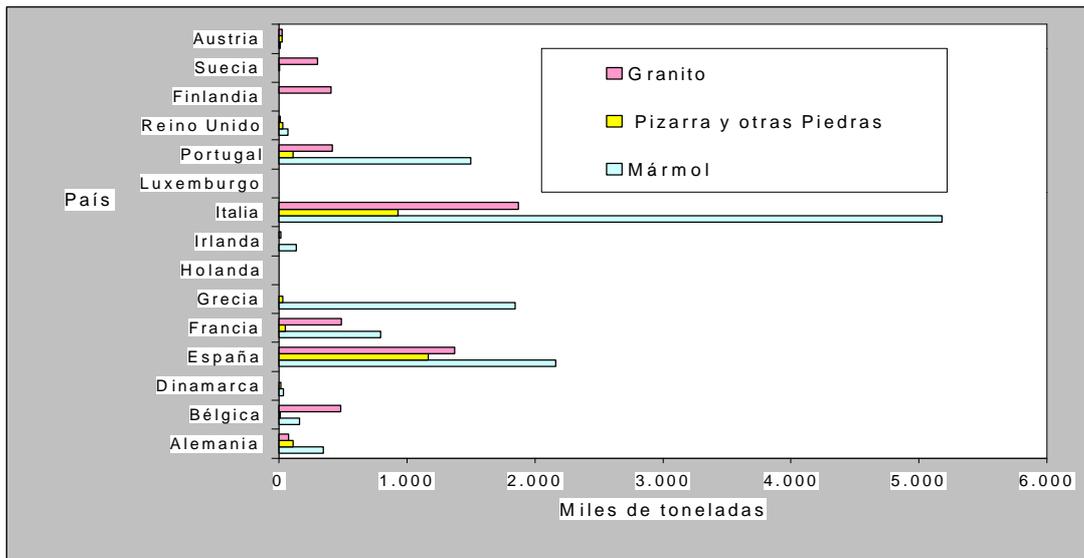


Figura 3.2.- Producción de rocas ornamentales en la Unión Europea durante 1995
(Fuente: Roc Maquina, 1996)

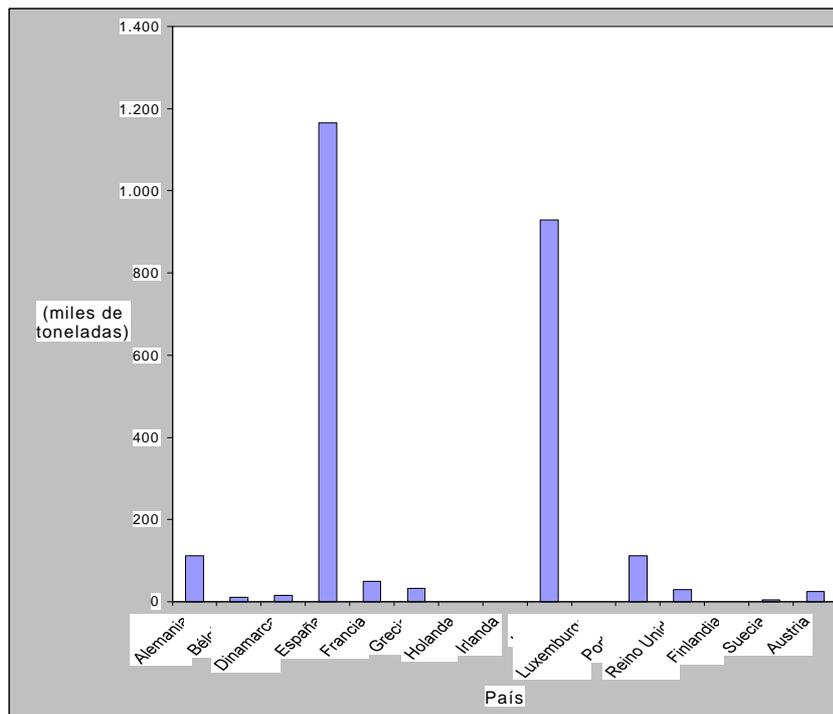


Figura 3.3.- Producción de pizarra y otras piedras afines en la Unión Europea durante 1995
(Fuente: Roc Maquina, 1996)

En España la exportación de piedra natural tuvo como principal partida la pizarra elaborada con un incremento notable en los últimos años (Fig. 3.4), siendo el principal destino los países de la Unión Europea y dentro de ésta: Francia, Alemania, Reino Unido, Bélgica e Irlanda. También se viene produciendo un ligero aumento de

las exportaciones de pizarra elaborada a países europeos no comunitarios y Sudamérica (Roc Maquina, 1999).

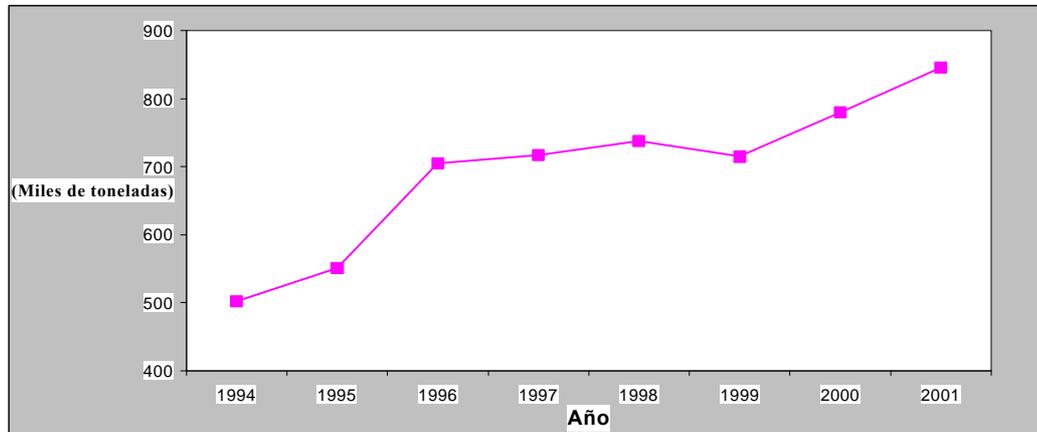


Figura 3.4.- Producción de pizarra en España
(Fuente: Roc Maquina 1999 y Federación de la piedra y ANEPA, Asociación Nacional Española de Fabricantes de Áridos para los años 1999-2001)

Dentro de la Península Ibérica las dos zonas principales de producción de pizarras son Galicia con un 75% del total español y Castilla y León que obtiene un 20-21% (Baltuille *et al.*, *op. cit.*), siguiendo en menor proporción Extremadura.

La importancia de la pizarra dentro de las provincias de León y Orense se refleja en el elevado número de explotaciones mineras activas contabilizadas (84) frente al resto de las provincias de la comunidad Castellano-leonesa (Consejo Superior de Ingenieros de Minas, 1996), así como en la importante labor socio-económica que desarrolla en las zonas donde se explota y su entorno, con el empleo del orden de 5.000 trabajadores. La mayor incidencia tiene lugar en la parte oriental de Orense, en la denominada región de Valdeorras en los valles de Casaio y Trevinca (47 canteras).

En la provincia de León dentro de la comarca de La Cabrera, las canteras (37) se reparten por las localidades de Benuza, La Baña, Odollo, San Pedro de Trones, Sotillo, Castrillo, Noceda, Corporales y Truchas entre otras, así como en la región del Caurel en Oencia y Congosto en el valle del Sil (García de los Ríos, 1999). De menor importancia es la zona del alto Bierzo en la localidad de Páramo del Sil. Además

existen 4 canteras en Zamora en las localidades de Aliste y Riofrío aparte de las de Segovia en Bernardos (Figs. 3.5 y 3.6).

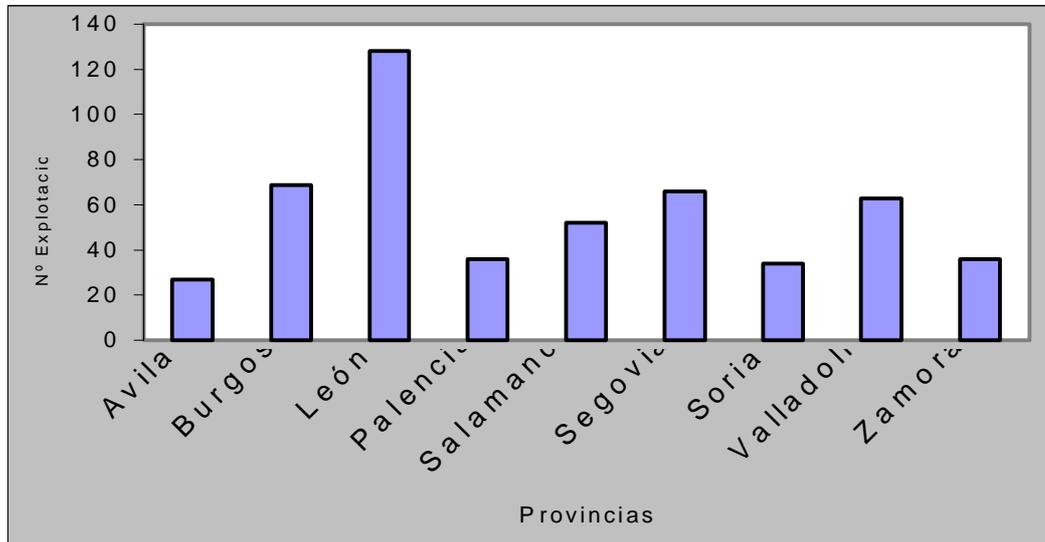


Figura 3.5.- Explotaciones mineras por provincias en la Comunidad Autónoma de Castilla y León durante 1996 (Fuente: “Estadística minera”, Dirección General de Estadística de la Consejería de Economía y Hacienda de la Junta de Castilla y León, 2001)

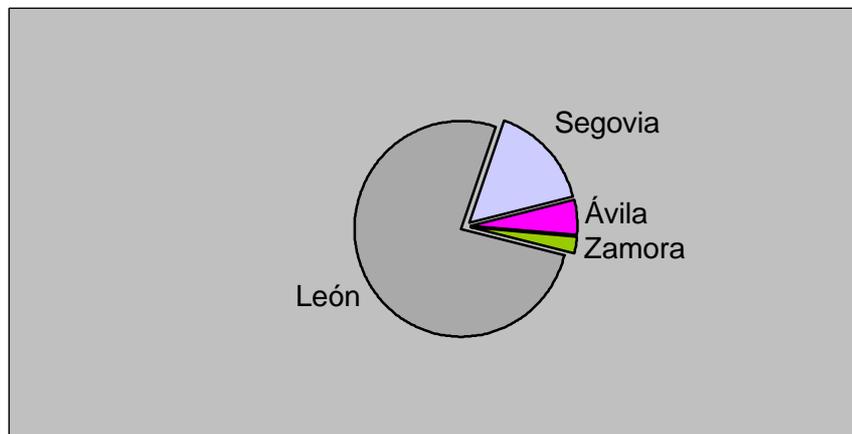


Figura 3.6.- Importancia de las explotaciones de pizarra por provincias en la comunidad autónoma de Castilla y León (Fuente: Consejo Superior de Ingenieros de Minas, 1996)

Este sector se caracteriza por estar estructurado en empresas pequeñas, de menos de 50 trabajadores, dedicadas fundamentalmente a la extracción-elaboración, siendo el asociacionismo una práctica habitual entre los empresarios (Baltuille *et al.*, *op. cit.*).

Según la Estadística Minera de España del año 1994, en la provincia de León la producción de pizarra fue de 11.020 t, con un valor de 18.68 MEuros y 692 empleados (Consejo Superior de Ingenieros de Minas, 1996).

En la región de Valdeorras la producción de pizarras sigue una evolución ascendente según muestra el gráfico de la Fig. 3.7, obtenido a partir de la información de la asociación de pizarristas gallegos.

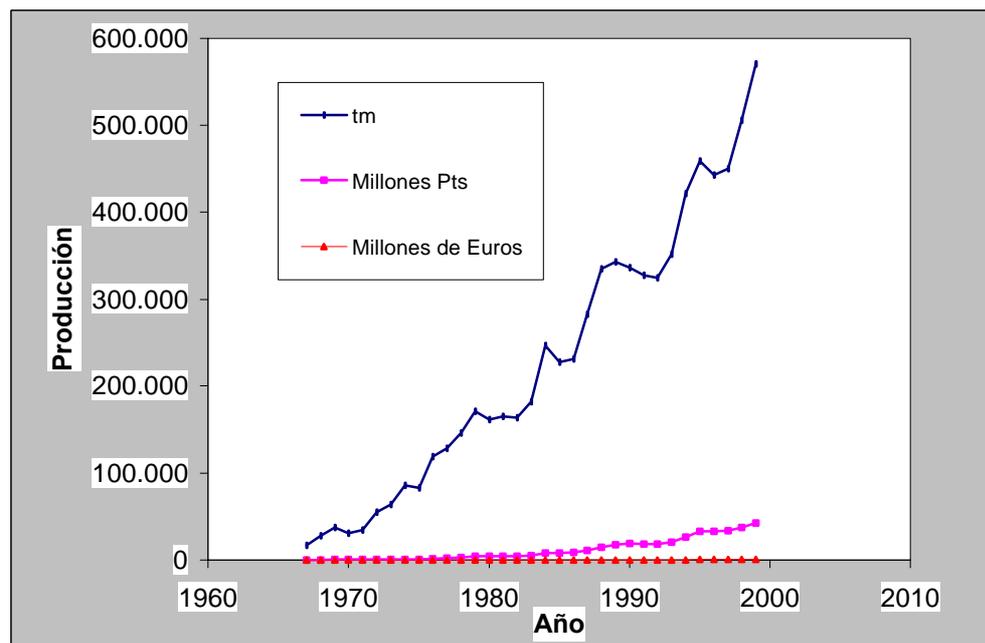


Figura 3.7.- Producción de pizarra en Galicia
(Fuente: Asociación de pizarristas gallegos, 1999)

Como ya se ha indicado, las principales exportaciones (96%) de las pizarras tienen lugar hacia la Comunidad Europea (Fig. 3.8), destacando durante 1998 como principal país receptor Francia, seguido por Bélgica y Luxemburgo, junto con Alemania y situándose en los últimos lugares de demanda Reino Unido y Suiza.

La pizarra fuera del mundo de las cubiertas supone un campo marginal de comercialización para el sector pizarrero, ya que constituye el 3-4 % del total español y siendo el principal consumidor el mercado nacional. No obstante cada vez con más frecuencia se observan recubrimientos de interiores con pizarra o filita (Iglesias, lugares de ocio, etc.), así como enlosados de jardines, fachadas, chimeneas, etc.

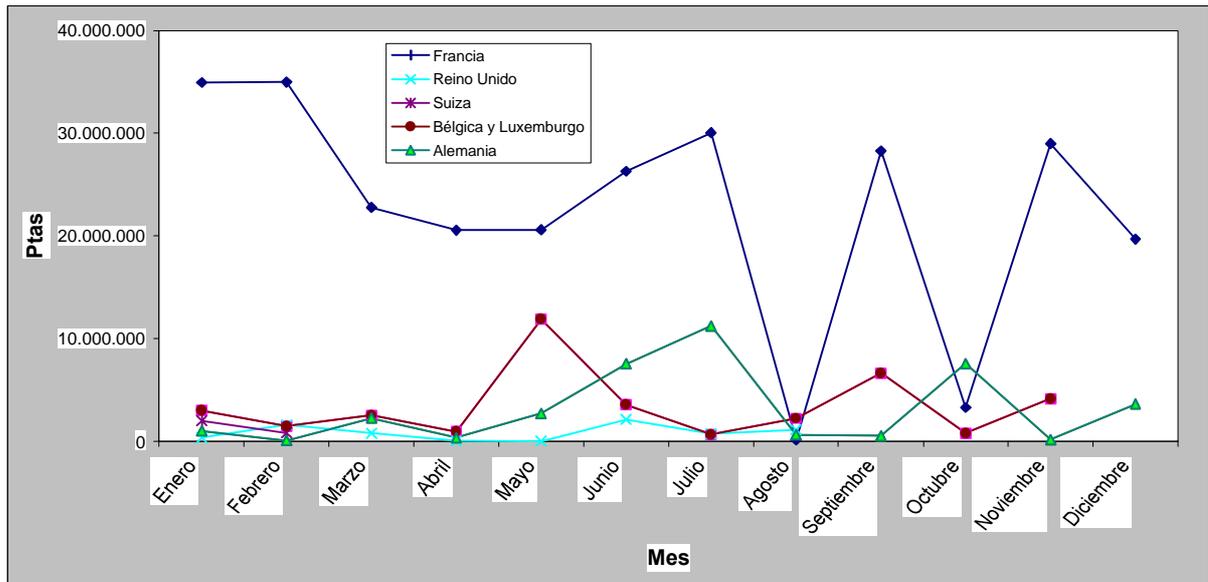


Figura 3.8.- Exportaciones de Pizarra de la Provincia de León en 1988
(Fuente: Base de datos de Comercio Exterior del año 1998 de la Dirección General de Estadística de la Consejería de Economía y Hacienda de la Junta de Castilla y León, 2001)

Concluyendo esta visión del mercado de la pizarra, Baltuille *et al.* (*op. cit.*), refleja un futuro incierto de este sector en función de la demanda del extranjero, principal destino de los envíos frente al mercado nacional, según las previsiones menos optimistas para el sector, y de la aparición de nuevos competidores por apertura de explotaciones de pizarras en países de menor desarrollo económico pero con alto potencial como es el caso de China e India.

3.2. EXPLOTABILIDAD DE LAS PIZARRAS

Como ya se ha indicado, en la provincia de León las pizarras se extraen en las zonas de La Cabrera, El Caurel y Alto Bierzo, mientras que en la limítrofe provincia de Orense en la comarca de Valdeorras. En menor número, existen explotaciones en el Caurel en Lugo y Rande en La Coruña, dentro de la Comunidad gallega.

Las formaciones pizarrosas con posibilidades de aprovechamiento en León y Orense se corresponden con terrenos paleozoicos de edad Ordovícico Medio-Superior, siendo definidas como Pizarras de los Montes, Pizarras de Luarca, formación Casaio, Rozadais y Losadilla para la Zona Centroibérica, así como Luarca y Agüeira, en la Zona Asturoccidental-leonesa. Éstas últimas afloran en la zona oeste de la provincia leonesa (Barros, 1989; Barba *et al.*, 1994).

Desde el punto de vista minero las formaciones principales y más interesantes son las de Luarca, Casaio, Rozadais y, en menor medida, Losadilla, siendo en estos niveles estratigráficas donde se centran las mayores canteras. En menor cantidad se benefician otros niveles del Precámbrico, Cámbrico Inferior y Silúrico (García de los Ríos Cobos, 1999) (ver Tabla 3.I.).

TABLA 3.I.- UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Edad (m.a.)	Sistema/piso	Zona Centro Ibérica (Sinclinal de Truchas)
438/505	Ashgilliense-Caradociense	Fm. Casaio, Rozadais, Losadilla
	Llandeiloiense	
	Llanvirniense	Fm. Piz. de Luarca
	Arenigiense	
	Tremadociense	

(Modificado de Barros, 1999)

La explotabilidad de las pizarras está condicionada por factores litológicos, estructurales y metamórficos, tanto de las rocas (según litología y posición espacial) como del macizo rocoso en base a la estructura, discontinuidades, orientación, resistencia a lo largo de las discontinuidades y deformabilidad (Quiralte, 1998), siendo en último término estos factores los que controlan la calidad de la pizarra y su modo de presentarse en la naturaleza. Otros parámetros de índole geológica de gran importancia, que inciden directamente sobre su rentabilidad, son la ubicación, posición geográfica, accesos, espacios para escombreras, disponibilidad de terreno, agua, energía, etc. (Lombardero, 1988; Barros, 1999; Fernández, 2001).

Las rocas presentan rasgos característicos e inherentes a diferentes escalas que determinan su calidad y están en función de las propiedades de la roca matriz: anisotropía, fisuración, resistencia, deformabilidad y durabilidad. A escala macroscópica o de afloramiento estos son: fisibilidad, presencia de minerales metálicos, rugosidad, superficies de esquistosidad y anisotropía, laminaciones arenosas, estratificación lenticular, etc. A escala microscópica son: textura, composición, tamaño de grano, grado de orientación de los minerales, grado metamórfico e intensidad del desarrollo de las distintas fases de deformación tectónica (Barros *et al.*, 1985); en definitiva, las características petrográficas de las rocas (Rodríguez- Rey *et al.*, 1999).

En cuanto al valor potencial del afloramiento, está condicionado por la estructura geológica (orientación de las capas, esquistosidad, etc.) y sobre todo del estado de fracturación del macizo rocoso (diaclasas, “*kink-bands*” y otras discontinuidades sedimentarias o tectónicas), que determinan la forma y tamaño de los bloques extraídos en cantera junto con su aprovechamiento (Lombardero y Quereda, 1992). Además hay que tener en cuenta la potencia de las capas, presencia de esquistosidades secundarias, diques de cuarzo, etc.

Asimismo, en la zona de La Cabrera existen recubrimientos superficiales, donde es importante considerar su espesor, competencia y estado, dado que existen evidencias de fenómenos de reptación de laderas relacionados con posibles paleorrelieves de edad terciaria (Fernández, 2001). No obstante es más general que se observe un desarrollo de suelos, de potencia variable de unos pocos centímetros hasta el orden métrico, sobre el sustrato pizarroso de escaso espesor donde arraiga la vegetación.

Todas estas características mencionadas están íntimamente interrelacionadas siendo una de las más importantes, por su determinante influencia en las posibilidades de explotación de estos materiales, la fisibilidad. Ésta depende principalmente del tamaño de grano y de la homogeneidad textural de la roca y, en última instancia, está condicionada por la litología original de la roca, el grado y tipo de metamorfismo y los distintos episodios de deformación (Barros, *op. cit.*) (Tabla 3.II). Sólo son adecuados y por ello rentables la explotación de aquellos niveles pizarrosos que presentan una fisibilidad alta o muy alta.

Por otra parte debido a la disposición de los niveles productivos en los macizos de explotación, la producción en las canteras de las comarcas de La Cabrera y Valdeorras se ve afectada con una sensible disminución en su rentabilidad, a consecuencia de los grandes desmontes que es necesario realizar para llevar a cabo su explotación a cielo abierto así como por el volumen de escombreras asociadas. En estos casos sólo queda como única vía rentable la explotación subterránea (Dieguez, 1999). El ratio minero estimado operante es bajo comprendido entre 3 y 5 % (Barettino y Alberruche, 1995). Este hecho conlleva la creación de enormes escombreras de estériles cuyo emplazamiento representa un problema importante

debido a la carencia de una planificación de su ubicación (condicionado por factores económicos, topográficos, etc.) y efectuarse un libre vertido emplazado sobre laderas de fuertes pendientes en ríos y arroyos o sobre suelos o coluviones inestables que con el tiempo previsiblemente acarrearán problemas de inestabilidad de taludes.

Como bien se ha referido con anterioridad la principal aplicación tecnológica final en el mercado de las explotaciones de pizarras en ambas comarcas, La Cabrera en León y Valdeorras en Orense, es la fabricación de cubiertas para techar, en base a todas las características reseñadas tanto a nivel microscópico como macroscópico de afloramiento.

TABLA 3.II.- DESCRIPCIÓN DE “VISU” DE LAS DISTINTAS VARIEDADES DE PIZARRAS Y GRADO DE FISIBILIDAD EN LA CABRERA (LEÓN)

(Según Barros *et al.*, 1992)

Variedad Comercial	Descripción	Grado de fisibilidad
<p>La Cabrera (San Pedro de Trones)</p>	<p>Pizarra gris, con superficie lisa o estriada debido a la presencia de lineación de intersección entre la estratificación y el plano de foliación (Hebra de los canteros). Suele tener algunos minerales metálicos en formas cúbicas (<3mm), dispersos o dispuestos según la lineación de intersección.</p>	<p>Muy alto</p>
<p>Truchas-Ambasaguas</p>	<p>Pizarra de color oscuro, de grano medio a fino. El contenido en metálicos es muy variable, desde alto a bajo, llegando a observarse grandes cristales de pirita, de arista centimétrica. Superficies irregulares y de aspecto tosco.</p>	<p>Medio</p>
<p>La Cabrera (Benuza)</p>	<p>Pizarras de color gris oscuro con una superficie lisa en la cual se aprecia una lineación de intersección provocada por la presencia de laminaciones arenosas muy finas. Presenta inclusiones de minerales metálicos, normalmente en formas cúbicas, de arista menor a 3 mm.</p>	<p>Alta</p>
<p>La Baña</p>	<p>Pizarra de color oscuro, azulada, de grano fino o muy fino con una lineación de intersección producida por la presencia de finas laminaciones arenosas, de espesor milimétrico. Suele presentar algunos metálicos dispersos o bien orientados preferentemente según la antedicha lineación intersección de formas cúbicas y pequeño tamaños (<3mm).</p>	<p>Muy alto</p>
<p>Odollo</p>	<p>Pizarra de color gris, tamaño de grano entre fino y medio, superficie algo rugosa con una lineación de intercalación poco marcada. Presenta metálicos con contenido variables, con formas muy dispares, destacando los grandes cristales de pirita cúbica, hasta de 1 cm de arista.</p>	<p>Alta</p>
<p>Quintanilla de Losada-Corporales</p>	<p>Pizarras de color oscuro, azuladas, de grano fino, superficie normalmente lisa aunque estriada por la presencia de finas laminaciones arenosas. Presenta metálicos dispersos en formas pseudocúbicas o en agregados policristalinos de arista inferior a 3 mm.</p>	<p>Alta</p>
<p>Losadilla</p>	<p>Pizarras grises silíceas de grano fino o medio, con una superficie rugosa y estriada causada por la presencia de laminaciones arenosas o por el contraste del tamaño de grano de la pizarra.</p>	<p>Medio o bajo</p>

3.3. METODOLOGÍA DE LABOREO

Tradicionalmente se ha venido realizando la extracción de la pizarra en explotaciones a cielo abierto por el método de bancos descendentes, con el empleo de explosivos de baja potencia aprovechando las discontinuidades naturales del macizo rocoso y la utilización de medios mecánicos de arranque (palas cargadoras, dardos, etc.). En los últimos años se han introducido otros métodos de arranque más racionales no destructivos y con menor impacto medioambiental, como es el hilo de corte diamantado (Benito *et al.*, 1996) (Fotos 3 y 4).



Foto 3.- Corte de rocas mediante hilo diamantado

En las labores a cielo abierto se alcanzan grandes desniveles a medida que se van abriendo los sucesivos bancos de explotación en el frente de cantera. Tiene lugar el desmonte mediante bermas hasta alcanzar la cota topográfica de la roca a explotar, dando lugar a la producción de gran cantidad de estériles y con el consiguiente impacto ambiental en el paisaje de la zona.



Foto 4.- Frente de cantera en bancos

El desmonte de los estériles se efectúa por medio de perforación y voladuras. El volteo de los mismos utilizando grandes máquinas retroexcavadoras en una parte de la cantera, para que se pueda llevar a cabo simultáneamente con la extracción de la roca ornamental.

Recientemente se ha incrementado el grado de mecanización en las explotaciones, tanto en calidad como en cantidad. Esto supone por tanto una tecnificación muy avanzada y puntera en lo que se refiere a la extracción de rocas ornamentales.

Los sistemas de corte aplicados en las canteras de pizarras, son, según establecen Lombardero y Quereda (1992) y Benito *et al.* (1996):

- Perforación y explosivos
- Rozadora de cable o hilo helicoidal
- Lanza térmica
- Rozadora de brazo
- Disco de corte
- Chorro de agua
- Hilo diamantado

La perforación con explosivos tiende a ocasionar daños importantes en los bloques y en la roca circundante, el hilo helicoidal tiene el inconveniente de obtener

una productividad y un rendimiento muy bajos, la lanza térmica produce lesiones a ambos lados del corte y además una baja productividad. Se suma el hecho de que el ruido y el polvo generado por las llamas de la lanza térmica son muy perjudiciales para la salud de los operarios.

El resto de los métodos: rozadora de brazo, disco de corte, chorro de agua e hilo diamantado son los más idóneos y por ello los utilizados habitualmente en las distintas canteras.

Las posibilidades de empleo para el corte de hilo diamantado tuvo su origen en los años 50 con el inicio de la fabricación del diamante sintético por parte de la compañía General Electric, obteniéndose a partir de grafito en condiciones de muy alta presión (entre 5,5 y 11 GPa) y muy altas temperaturas (en torno a 2.760 °C) durante periodos prolongados (16 horas para la obtención de cristales de 1,6mm) (Carr, 1994).

Desde ese momento el desarrollo tecnológico de este material se ha ido incrementando, apareciendo en el mercado en 1963 los primeros discos diamantados para la industria de las rocas ornamentales, y no produciéndose hasta 1980 la invención del hilo diamantado de corte en rocas (Díaz, 1999).

Simultáneamente a estos avances tecnológicos se ha iniciado un proceso de desarrollo en la fabricación de las denominadas herramientas diamantadas, que constituyen la base de corte en las principales explotaciones de rocas ornamentales tanto de rocas duras (granitos) y como de menor dureza (entre otras las pizarras), desplazando al resto de los sistemas de corte. Además son de gran aplicación e importancia tanto en los frentes de explotación como en las naves de elaboración y transformación.

Por otra parte, la utilización de estas herramientas respeta el medioambiente, ya que sustituyen a los métodos tradicionales que producían vibraciones, emisiones de polvo y ruido. Unido a todo esto está el mayor aprovechamiento de los bloques de roca a cortar, minimizándose el material destinado a escombreras que origina fuerte impacto medioambiental, así como la destrucción de masa forestal.

Por lo tanto y como consecuencia de todo esto, el método más generalizado es la aplicación de hilo diamantado para todos los cortes que se realizan en banco por sus ventajas de alta productividad así como por su rendimiento. En la actualidad se suele utilizar en casi la totalidad de las explotaciones de canteras de rocas duras, estando perfectamente integrado en las mismas, e implantado más recientemente en canteras de rocas de menor dureza como es el caso de las pizarras (Fernández San Elías *et al.*, 1992).

Técnicamente, el hilo de corte diamantado se va imponiendo además debido a las ventajas que conlleva el poder cortar grandes superficies sin mover la máquina de su posición y recortar la masa para obtener las dimensiones deseadas.

El equipo de corte convencional consta de un bastidor y el funcionamiento tiene su base en un grupo motriz principal y otro auxiliar que permite el desplazamiento del equipo a lo largo de un carril, sobre el que se desplaza el sistema de accionamiento que controla el mando automático de arranque, velocidad y tensión del hilo, paradas por roturas, etc.

El hilo diamantado consiste en cables de acero inoxidable trenzados de manera que forman un hilo de 5 mm de diámetro. Sobre éste y a intervalos regulares tiene engarzados unos útiles diamantados de forma cilíndrica (perlinas) que son las que llevan a cabo el corte de la roca por fricción (Roc Maquina, 1998b).

Las especificaciones técnicas varían para cada una de las máquinas comercializadas. Como ejemplo se puede mencionar el caso de las máquinas comercializadas por grani-rock (Información Técnica Hedisa), donde el diámetro de la polea tractora principal es de 1.000 mm, lo que proporciona al cable una velocidad máxima de 10-40 m/s, y teniendo la polea guía un diámetro de 350 mm.

Las características del hilo de corte deben responder para cada tipo de roca en función de la resistencia de las mismas frente a la abrasión que va a producir el hilo, lo que permitirá maximizar su vida útil, y la resistencia al impacto del material rocoso, optimizando la velocidad de corte para cada tipo de roca (Benito *et al.*, 1996).

3.4. UTILIZACIÓN COMO ROCA ORNAMENTAL

Desde el punto de vista aplicado, se considera la pizarra como un elemento de construcción insustituible y muy difícil de igualar por otros productos naturales o artificiales, teniendo su principal éxito en el recubrimiento de edificaciones en climas húmedos, fríos y con nieves (Mirantes y Llamas, 1998).

Tradicionalmente se determinan las características físicas, químicas o mecánicas a través de los distintos ensayos físico-mecánicos establecidos por la normativa vigente en función de que el destino final de las pizarras sea para cubiertas o recubrimientos (Arteaga, 1992).

Dentro de las características físicas se determina:

- Peso específico
- Color
- Porosidad
- Absorción de agua
- Dureza

Las pizarras de León y Orense son negras y grises con tonalidades en ocasiones azuladas como consecuencia de la presencia del tamaño de grano fino y materia carbonosa. La textura de las superficie suele ser lisa, normal o rugosa (López y Mesones, 1999).

En cuanto a las características químicas se definen la composición, durabilidad y la resistencia a los agentes agresivos:

- Resistencia a las heladas
- Resistencia a los cambios térmicos
- Resistencia a los ácidos
- Contenido en carbonatos

Finalmente, las características mecánicas que se fijan es la resistencia a los distintos esfuerzos a que se someten los bloques de pizarras, en función del uso como roca ornamental:

- Resistencia a la compresión
- Resistencia a la flexión
- Resistencia al choque

La normativa establecida en España para realizar la caracterización de las pizarras es la UNE en la que se describen todos los parámetros que intervienen en cada uno de los ensayos a efectuar así como el procedimiento a seguir, siendo la más reciente la norma UNE-EN 12326-2 (2000) sobre “Productos de pizarra y piedra natural para tejados inclinados y revestimientos, parte 2: métodos de ensayo”.

En general las propiedades tecnológicas de las pizarras de España, y por tanto de León y Orense, son buenas y superiores a la mayoría de las producidas en Europa (López y Mesones., *op. cit.*).

3.4.1. ENSAYOS NORMALIZADOS

Se describen las nueve pruebas que se llevan a término habitualmente para caracterizar los materiales pizarrosos según la normativa UNE.

3.4.1.1. Absorción y peso específico aparente

Este ensayo se realiza según especifica la norma UNE 22-191 con placas de pizarras que una vez secadas a 105 ± 2 °C y con peso constante, se las sumerge en agua durante 48 h. La absorción y el peso específico aparente se determinan por diferencia de peso, expresándose en % y en g/cm^3 , respectivamente.

La absorción de agua que presentan las pizarras son inferiores al 0,6% que es el límite establecido por la normativa europea o la UNE. Con esta determinación se prevé que la pizarra no va a tener problemas de helacidad (López y Mesones, *op.cit.*).

3.4.1.2. Resistencia al desgaste por rozamiento

Se practica este ensayo para las pizarras destinadas a solado y revestimiento, de acuerdo con la Norma UNE 22-192. Las probetas de pizarra de dimensiones $7 \times 7 \times 7 \text{ cm}^3$ se someten a desgaste por 3 caras, en una pista circular y con un recorrido de 1.000 m. El resultado se expresa en mm de desgaste lineal.

3.4.1.3. Resistencia a las heladas

Este ensayo se lleva a cabo sobre pizarras debidamente preparadas, las cuales se someten a 25 ciclos de hielo y deshielo siguiendo la Norma UNE 22-193. Los resultados se expresan por la pérdida en peso en %, variaciones de ensayos mecánicos y de la estructura de las probetas.

Las pizarras suelen presentar gran capacidad de resistencia a las heladas. Este parámetro condiciona la durabilidad de las rocas ornamentales para conocer el potencial de originarse desprendimiento de lajas.

3.4.1.4. Resistencia a la compresión

Este ensayo se efectúa en los casos de que las pizarras vayan a ser usadas en solado u ornamentación según la Norma UNE 22-194.

Las probetas de ensayo debidamente preparadas serán de $7 \times 7 \times 7 \text{ cm}^3$ y se las somete a cargas crecientes centradas sobre dos caras opuestas, con un incremento de carga de 0,49 a 0,98 MPa/s, hasta rotura. El resultado promedio de las cargas de rotura, de al menos tres probetas, se expresa en MPa.

3.4.1.5. Resistencia mecánica a la flexión

Este ensayo se hace sobre placas o losetas debidamente preparadas y se efectuará sobre lotes de pizarras secas, embebidas, heladas, atacadas con ácido y al choque térmico. El proceso consiste en aplicar cargas crecientes de 10 N/s hasta rotura sobre placas o losetas de las dimensiones establecidas en la Norma UNE 22-195.

Este parámetro no es excluyente de ninguna pizarra, pues se corrige variando su espesor. En definitiva determina el espesor mínimo de la pizarra para ser comercializada. Los valores de resistencia de las pizarras españolas varían según López y Mesones (*op. cit.*) desde 25 a superiores a 70 MPa, estando estas cifras dentro de las adecuadas para los espesores comerciales habituales.

3.4.1.6. Resistencia al choque

Este ensayo se realiza sobre placas de 20 x 20 x 3 cm³ dejando caer sucesivas veces una bola de acero de 1 kg cada 5 cm de altura hasta la rotura de la probeta conforme a la Norma UNE 22-196. Los valores se expresan en función de la altura en cm a los que se rompe la probeta.

3.4.1.7. Resistencia a los cambios térmicos

Este ensayo se ejecuta sobre placas o losetas de pizarra sometidas durante 25 ciclos de secado y embebido en agua a temperaturas de $105 \pm 2^{\circ}\text{C}$ (20°C). El resultado se expresa en función de pérdidas en peso (%), variación de propiedades mecánicas y alteraciones en la estructura de las probetas, con arreglo a la Norma UNE 22-197.

Se determinan las variaciones de los minerales metálicos presentes en algunas pizarras. No suele ser un ensayo excluyente, salvo que los metálicos se oxiden y den lugar a la formación de agujeros que afecten a la estanqueidad de las cubiertas, lo que se denomina “metálicos penetrantes”. Es de destacar que en la mayoría de los casos la oxidación de los minerales metálicos origina problemas estéticos y no afecta a las prestaciones de estanqueidad, por lo que significa más bien una cuestión de calidad del material.

3.4.1.8. Resistencia a los ácidos

Las placas o losetas preparadas según establece la Norma UNE 22-198 se someten durante 240 horas al ataque de una disolución de ácido sulfúrico 3,286 modal. El resultado se expresa en función de las pérdidas en peso de las probetas, así como de su alterabilidad estructural y variación de las propiedades mecánicas.

Se trata de un ensayo que, debido al bajo contenido en carbonato en las pizarras implica un buen comportamiento del material en este tipo de condiciones atmosféricas, por lo que por lo general no será necesario aumentar el espesor de las variedades comerciales para conseguir mayor estabilidad frente a los ambientes ácidos.

3.4.1.9. Contenido en carbonatos

Con este ensayo se determina el contenido de carbonatos presentes en las muestras analizadas de acuerdo con la Norma UNE 22-199, expresándose el resultado en porcentaje (%).

Las cantidades de carbonatos definidas para las pizarras españolas, en general, son inferiores al 5%, límite establecido por las normas vigentes y a partir del cual la pizarra se penaliza (López y Mesones, *op. cit.*).

3.4.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DE LAS PIZARRAS

La caracterización realizada para las pizarras de techar de León, en la zona de La Cabrera y alto Bierzo por el Instituto Geológico y Minero de España (Barros *et al.*, 1992; Arteaga, 1992) y que se adaptan a los valores válidos, según la normativa vigente, para su empleo como rocas ornamentales se recogen en las Tablas 3.III, IV, V y VI según el catálogo de la piedra natural de España (1994), de acuerdo con las divisiones litológicas establecidas como formaciones propuesta por Barros (1989).

TABLA 3.III.- PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS PIZARRAS DE LA ZONA DE LA CABRERA Y EL ALTO BIERZO

Características técnicas	La Cabrera				Alto Bierzo
	Benuza (Fm. Rozadais)	La Baña (Fm. Rozadais)	Odollo (Fm. Rozadais)	San Pedro de Trones (Fm. Rozadais)	Anllares (Fm. Luarca)
Peso específico (g/cm ³)	2,83	2,83	2,83	2,82	2,80
Absorción de agua (%)	1,2	2,1	1,8	2,5	2,3
Resistencia mecánica a la flexión (kg/cm ²)	400-500	350-450	400-500	350-500	300-400
Resistencia a las heladas	Sin alteraciones	Sin alteraciones	Sin alteraciones	Sin alteraciones	Sin alteraciones
Resistencia a los cambios térmicos	No se observan alteraciones	Alteración de los minerales metálicos	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	Alteración de los minerales metálicos
Resistencia a los ácidos	No se observan	Decoloración y alteración superficial	Decoloración superficial	Decoloración superficial	Ligera decoloración
Contenido en carbonatos (%)	0,0	0,0	0,3	0,0	0,1

(Basado en Arteaga, 1992)

TABLA 3.IV.- PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS PIZARRAS SEGÚN LAS FORMACIONES DE LA ZONA DE LA CABRERA

Características técnicas		Localización														
		Truchas-Ambasaguas (Fm. de Luarca)		Puente Domingo Flórez (Fm. Casaio)	La Baña (Fm. Rozadais)	Odollo-Marrubio (Fm. Rozadais)			San Pedro de Trones (Fm. Rozadais)			Sotillo-Benuza (Fm. Rozadais)	Quintanilla de Losada-Corporales (Fm. Rozadais)		FORNA (Fm. Losadilla)	
		Muro (DGM LEÓN, 1990)	Techo ITGE (1991)	ITGE (1991)	ITGE (1986)	ITGE (1986)	ITGE (1982)	ROCO BOA S.A. (1986)	ITGE (1986)	Muro (PEBOS A S.A. 1989)	Techo (Loemco, 1990)	ITGE (1986)	ITGE (1991)	CAPILAR, S.A. (1985)	ITGE (1991)	ARMAT (1988)
Peso específico (g/cm ³)		--	2,81	2,74	2,82	2,83	2,80	2,82	2,82	2,80	2,78-2,80	2,83	2,81	2,80	2,80	2,80
Absorción de agua (%)		2,1	0,24	0,92	2,4	1,8	0,34	2,25	2,5	0,38	1,20	1,2	0,40	0,60	0,47	0,39
Resistencia mecánica a la flexión (kg/cm ²)	Desecadas	--	572	567	350-450	400-500	610	432	350-500	740	760-865	400-500	576	555	480	690
	Embebidas	--	406	261	--	--	435	--	--	465	490	--	440	384	320	450
Resistencia a las heladas o pérdida de peso por heladicidad (%)		--	0,2	0,22	Sin alteraciones	Sin alteraciones	0,1	-0,02	Sin alteraciones	0,1	<0,3y0,6-0,91	Sin alteraciones	0,1	0,2	<0,1	<0,1
Resistencia a los cambios térmicos		--	0,14	0,08	Alteración de los minerales metálicos	No se observan alteraciones	--	-0,06	No se observan alteraciones	--	0-0,02	No se observan alteraciones	--	0,07	--	--
Resistencia a los ácidos		Decoloración	0,41	0,28	Decoloración y alteración superficial	Decoloración superficial	--	-1,90	Decoloración superficial	--	0,99-1,46	No se observan alteraciones	--	0,61	--	--
Contenido en carbonatos (%)		--	0,0	0,0	0,0	0,3	0,2	--	0,0	0,3	2,68-0,54	0,0	0,7	0,0	0,2-0,4	0,4

(Según el Mapa de Rocas Industriales de la provincia de León, Barros *et al.*, 1992)

TABLA 3.V.- DESCRIPCIÓN DE LAS PIZARRAS EXPLOTADAS EN LAS DISTINTAS LOCALIDADES DE LA CABRERA Y ALTO BIERZO (LEÓN)

Variedad	Benuza	La Baña	Marrubio	Odollo	Sotillo	S. Pedro de Trones (zona alta)	S. Pedro de Trones (zona media)	Alto Bierzo-Anllares	
Localización	Río Benuza	La Baña (Enciendo)	Marrubio (Castrillo de la Cabrera)	Castrillo de la Cabrera	Sotillo (Benuza)	San Pedro de Trones (Puente Domingo Flórez)	San Pedro de Trones (Puente Domingo Flórez)	Anllares del Sil (Páramo del Sil)	
Descripción	Color grisáceo y superficie lisa con alineaciones	Color negro y superficie lisa ligeramente estriada	Color gris oscuro	Color gris con bandas de distintas tonalidades	Color gris oscuro	Color negro grisáceo	Color gris a gris oscura	Color gris	
Textura	Lisa	Lisa ligeramente estriada	Irregular	Superficie algo rugosa	Lisa	Lisa con lineaciones	Aspecto liso, sin micas ni minerales metálicos	Algo rugosa	
Tamaño de gano	Fino	Fino	Fino	Muy fino	Fino	Fino	Fino	Medio	
Composición mineralógica	C.principales	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, clorita	Sericita, clorita, cuarzo	
	C.accessorios	Rutilo, opacos, turmalina	Rutilo, opacos, turmalina	Opacos, turmalina	Opacos, turmalina	Opacos, turmalina, circón	Opacos, circón	Cuarzo, opacos, circón	
Características físico-mecánicas	Masa volúmica (g/cm ³)	2,80	2,81	2,80	2,83	2,78	2,81	2,80	2,79
	Coefficiente de absorción(%)	0,25	0,47	0,45	1,8	0,36	0,3	0,25	0,30
	Contenido en Carbonatos (%)	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,25	0,0	0,38
	Resistencia mecánica a flexión (kg/cm ²)	500-600	611	560	500-600	710	500-600	500-600	460
	Resistencia a las heladas	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones
Formación Litoestratigráfica (Pérez-Estaún, 1974)	Fm. Agüeira (Miembro medio)	Fm. Luarca	Fm. Agüeira	Fm. Agüeira	Fm. Agüeira (Miembro medio)	Fm. Agüeira (Miembro medio)	Formación Agüeira	Formación Luarca	

(Según la Federación Española de la Piedra Natural, 1994)

TABLA 3.VI.- DESCRIPCIÓN DE LAS PIZARRAS EXPLOTADAS EN LAS DISTINTAS LOCALIDADES DE VALDEORRAS (ORENSE)

Variedad	Casaio	Castañeiro	Castrelos	Domiz	Gris Pedriña	Los Campos	Los Molinos	Mormeau	Negra Pedriña	Riodolas	Rozadais	San Vicente de Leira	San Victor	
Localización	Casaio	Castañeiro	Castrelos	Domiz	A Pedriña	Pusmazán	Los Molinos	Mormeau	A Pedriña	Riodolas	Rozadais	San Vicente de Leira	Lardeira	
Descripción, color y superficie	Gris Oscuro	Gris con tono azulado, inclusiones metálicas de forma redondeada (<3mm)	Gris	Gris, aspecto liso y homogéneo	Gris azulado	Gris, superficie ligeramente granulada	Gris, superficie lisa	Gris, superficie lisa y homogénea, inclusiones metálicas de pequeño tamaño (<2mm)	Tirando a negro	Gris, superficie lisa y homogénea	Gris oscuro, superficie lisa con lineaciones. IncurSIONES de metálicos forma cúbica (<3mm).	Gris, superficie ligeramente rugosa y estriada	Azul a gris oscuro, espesor y planeidad regulares	
Textura	Lisa y homogénea	Lisa	Lisa y homogénea	Lisa	Lisa	Lisa	Lisa	Lisa y homogénea	Lisa	Lisa homogénea	Buen plano de fisibilidad	Homogénea	Planimétrica	
Tamaño de grano	Muy Fino	Fino	Fino a medio	Fino	Muy fino	Medio	Fino a medio	Medio a fino	Muy fino	Fino	Fino	Medio y fino	Pequeño	
Composición mineralógica	Componentes principales	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, moscovita	Sericita, cuarzo	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, cuarzo	Sericita, cuarzo, clorita	Sericita, clorita, cuarzo.	Sericita, clorita, cuarzo.	
	Componentes accesorios	Cuarzo y opacos	Cuarzo y cloritoides	Opacos, turmalinas	Opacos, circón, turmalina, plagioclasa	Opacos, turmalina	Opacos, circón, turmalina	Opacos, turmalina, circón	Opacos, turmalina, circón	Opacos	Opacos, turmalina, circón	Opacos, turmalina	Opacos, circón, turmalina	Opacos, carbonatos
Características físico-mecánicas	Masa volúmica (g/cm ³)	2,86	2,84	2,79	2,8	2,80	2,74	2,80	2,82	2,80	2,79	2,80	2,83	2,81
	Coefficiente de absorción (%)	0,5	0,25	0,31	0,28	0,35	0,5	0,3	0,37	0,30	0,28	0,39	0,23	0,23
	Contenido en Carbonatos (%)	<0,3	0,2	0,0	0,0	0,5	0,2	0,3	<0,2	0,30	0,2	<0,3	<0,3	0,0
	Resistencia mecánica a flexión (kg/cm ²)	500-600	650	500-600	450-550	740	550	500-600	500-600	600	500-600	500-600	500-600	760-520
	Resistencia a las heladas	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones	No se observan alteraciones
Formación Litoestratigráfica (Pérez-Estaún, 1974)	Formación Luarca	Formación Luarca	Formación Agüeira	Formación Agüeira	Formación Agüeira	Formación Agüeira	Formación Agüeira	Formación Agüeira	Formación Luarca	Formación Agüeira	Formación Agüeira	Formación Luarca	Formación Agüeira	

(Según la Federación Española de la Piedra Natural, 1994)

4. RASGOS GEOLÓGICOS

4.1. INTRODUCCIÓN

De acuerdo con las divisiones del macizo Varisco de la Península Ibérica propuestas por Lotze (1945) y modificadas por Julivert *et al.* (1972) la zona objeto de estudio se sitúa dentro de la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL), ya que se consideraba como límite entre la ZAOL y la Zona Centroibérica (ZCI) la traza axial del anticlinal del Olo de Sapo. Posteriores reformas de estas zonaciones del noroeste peninsular, realizadas principalmente por Farias *et al.* (1987) (Fig. 4.1) (diferencia la unidad alóctona de Galicia Tras os Montes del resto del Macizo Varisco) y Catalán *et al.* (1992) (propone la variación del eje axial del Anticlinal del Olo de Sapo como límite entre la ZAOL y ZCI desplazándolo al norte del Anticlinal del Teleno), conllevan que esta zona de estudio se emplace dentro de la ZCI (Fig. 4.2).

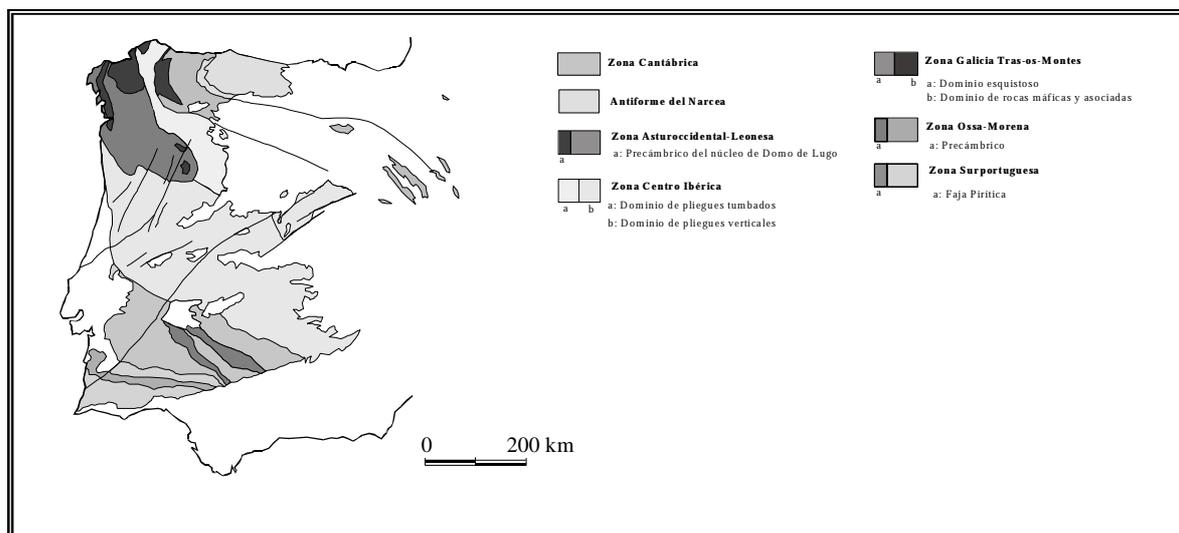


Figura 4.1.-División del Macizo Varisco
(Según Farias *et al.*, 1987, basado en Julivert *et al.*, 1972)

Tradicionalmente se realiza la división de la ZCI en dos zonas: la septentrional (dominio del anticlinal del Olo de Sapo) y la meridional que serían equivalentes al dominio de los pliegues tumbados y verticales respectivamente de Díaz *et al.* (1990). Dentro del dominio del Olo de Sapo se ha diferenciado una rama norte (oeste de Villalba) y otra sur (comprende el flanco inverso del Sinclinal del

Caurel-Peñalba, Sil-Truchas). Esta rama meridional se ubica en el flanco norte del Anticlinal del Olo de Sapo (Sarmiento *et al.*, 1999; Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999).

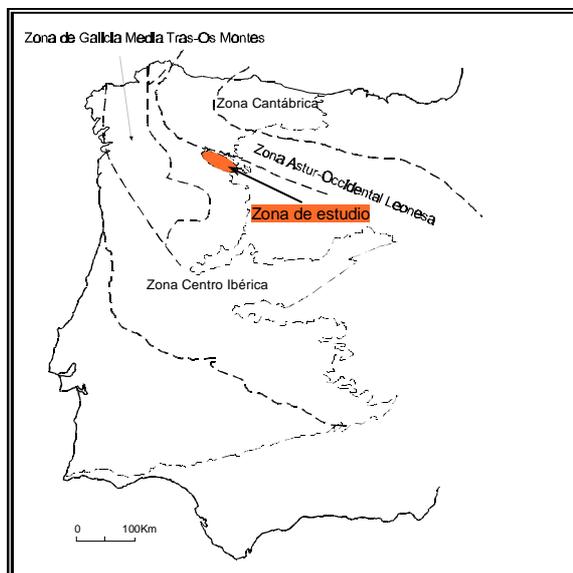


Figura 4.2.- División en zonas del Macizo Varisco en el noroeste peninsular (Según Julivert *et al.*, 1972 modificado por Farias *et al.*, 1987, Catalán *et al.*, 1992)

Por otra parte, y discrepando con los anteriores trabajos, Fernández (2001) enmarca esta zona de estudio en el denominado dominio de Truchas, situado dentro de la rama sur de la ZAOL del Macizo Varisco. Este mismo autor establece que el límite norte del sinclinal viene definido por la Falla Villavieja, situada al sur del Cabalgamiento de Valdeusa, y propone su correlación con el Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo, al noroeste, mientras que Heredia *et al.* (1994) propone la Falla del Morredero como tal, que correlaciona con dicho cabalgamiento hacia el norte.

Para el límite meridional de esta estructura existe unanimidad entre los distintos autores y coinciden en que está definido por el contacto con la Formación Olo de Sapo, siendo el plano axial de la mencionada formación donde tradicionalmente se sitúa el límite entre la ZAOL y ZCI, según estableció Lotze (1945) y Julivert *et al.* (1972). Sin embargo investigaciones recientes llevadas a cabo por Arias *et al.* (*en prensa*) identifican características idénticas en los materiales suprayacentes a la Formación del Olo de Sapo, en el área de Gudiña y Viana do Bollo, a los materiales que forman parte de la ZAOL, proponiendo estos autores una situación más al sur del límite entre las distintas zonas geológicas. Sin embargo la

presencia de estos materiales estarían informando de las relaciones importantes entre la tectónica y la sedimentación en el borde meridional de la Gondwana, como consecuencia de la inversión tectónica invocada por Catalán *et al.* (1992), durante la evolución tectonosedimentaria de esta cuenca que se emplaza discordantemente sobre un substrato precámbrico constituido principalmente por gneisses glandulares.

En la Tabla 4.I se recogen las nomenclaturas definidas para los materiales que conforman la geología de este ámbito, siguiendo en este estudio la establecida por Barros (1989).

TABLA 4.I.- NOMENCLATURAS ESTABLECIDAS POR LOS DISTINTOS AUTORES PARA LA GEOLOGÍA DEL ÁREA DEL SINCLINAL DE TRUCHAS

Equivalencias entre los diferentes nombres asignados en el Sinclinal de Truchas						
Sistema	Serie	Marcos (1970) y Pérez Estaún (1978)		Barros (1989) y Arias et al. (2002)	Fernández (2001)	
Silúrico	Llandovery	<i>Pizarras silúricas</i>		<i>Ampelitas y Pizarras de Llagarinos</i>	<i>Pizarras silúricas</i>	
Ordovícico	Caradoc/Ashgill	<i>Formación Agüeira</i>	<i>Miembro Superior</i>	<i>Fm. Losadilla</i>	<i>Formación Agüeira</i>	<i>Miembro Losadilla</i>
			<i>Miembro Medio</i>	<i>Fm. Rozadais</i>		<i>Miembro Rozadais</i>
			<i>Miembro Inferior</i>	<i>Fm. Casaio</i>		<i>Miembro Casaio</i>
	Llanvirn	<i>Pizarras de Luarca</i>		<i>Pizarras de Luarca</i>	<i>Pizarras de Luarca</i>	

Desde el punto de vista estratigráfico el sinclinal de Truchas se caracteriza por presentar escasa variedad litológica de materiales de edad ordovícica y en menor representación del Silúrico, constituida principalmente por pizarras con distinto contenido en términos arenosos, alternando con cuarcitas y esporádicos niveles carbonatados. Destaca la existencia de importantes lagunas estratigráficas y escasos recubrimientos de sedimentos terciarios.

Desde el punto de vista tectónico el Sinclinal de Truchas es una estructura Varisca con pliegues menores asociados y baja compartimentación por cabalgamientos, considerándose emplazado en una única lámina cabalgante durante la principal fase de deformación y con rejuego por movimientos alpinos posteriores que no han supuesto desplazamientos significativos. Muestra un característico cierre periclinal en su borde sureste y abierto hacia el noroeste, mientras que los bordes septentrional y meridional presentan trazas paralelas a las estructuras que definen el arco Astúrico en la Zona Cantábrica y ZAOL.

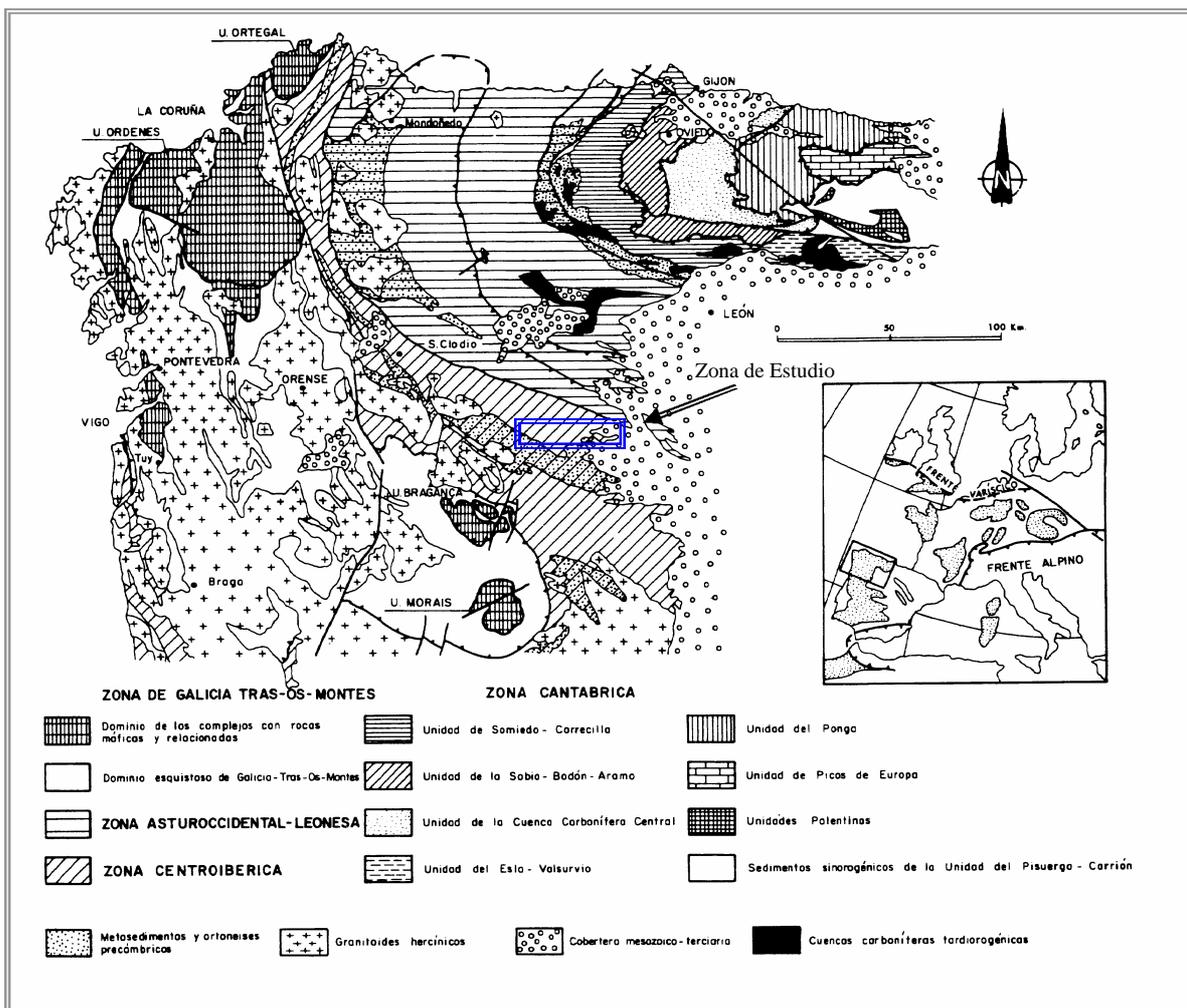


Figura 4.3.- Situación de la zona de estudio según la división en zonas y dominios del Sector Noroccidental de la Península Ibérica (basado en Heredia *et al.*, 1994)

4.2. ESTRATIGRAFÍA

La serie que constituye el Sinclinal de Truchas pertenece al Ordovícico y se encuentra dispuesta discordantemente sobre un zócalo precámbrico y en continuidad sedimentaria con la Formación Llagarinos de edad silúrica, sobre los cuales se disponen discordantemente sedimentos terciarios y cuaternarios, con menor representatividad en el sinclinal.

La secuencia litoestratigráfica ordovícica definida, de muro a techo (Barros, 1989; Barba *et al.*, 1994; Sarmiento *et al.*, 1999; Fernández, 2001) es la siguiente:

Pizarras de los Montes. Se trata de pizarras negras y grises con niveles ampelíticos de escasa potencia presentando intercalaciones arenosas y hacia la base un nivel cuarcítico o conglomerático. Potencia variable entre 200 y 600 m.

Cuarcita Armoricana. Constituida por cuarcitas blancas masivas y areniscas con cruzianas, en facies armonicana y que presenta intercalaciones pizarrosas de escasa potencia, con una potencia total del conjunto estimada en torno a 300 m.

Pizarras de Luarca, s.l. Sucesión monótona de pizarras grises y negras con alguna intercalación centimétrica de areniscas, presentando intercalaciones vulcanosedimentarias esporádicas, con espesor máximo individual de 30 m en el sector oriental del sinclinal en su parte media–alta (Gutiérrez-Marco *et al.*, 1999).

El techo de la formación aparece definido localmente por una brecha ferruginosa de 0,5 a 2 m de espesor. La potencia de esta formación es variable entre 180 y 300 m. Los yacimientos paleontológicos encontrados han permitido reconocer braquiópodos, graptolites y bivalvos, datándose estas pizarras como Oretaniense Inferior.

Formación Casaio. Serie arenoso-cuarcítica con alternancias de niveles pizarrosos y esporádicos lentejones calcáreos intercalados de entre 0 y 3 m, denominadas como “calizas del Trigal” y donde se han encontrado registros paleontológicos de pelmatozoos y conodontos correspondientes a la biozona de *Amorphognathus ordovicicus* del Asghill (Sarmiento *et al.*, *op. cit.*). Se corresponde con los materiales de la serie suprayacente a las Pizarras de Luarca y equivalente al miembro inferior de la Formación Agüeira (Marcos, 1973 y Pérez-Estaún, 1978) y al Miembro Casaio (Fernández, *op. cit.*). Se ha datado en base al contenido fosilífero como Ashgill- preHirnantense (Sarmiento *et al.*, *op. cit.*).

Barros (*op. cit.*) definió la serie tipo formada por 20 m de alternancias decimétricas de areniscas y pizarras apareciendo a continuación 15 m de pizarras grises de grano medio y 20 m de pizarras con laminaciones arenosas centimétricas o decimétricas. A techo aparecen 7 m de cuarcita y 20 m de pizarras grises, limolitas y limolitas muy arenosas. El tramo superior está constituido por 15-20 m de areniscas,

cuarcitas, pizarras con laminaciones y algún delgado nivel pizarroso intercalado. Se han identificado numerosas estructuras sedimentarias tales como laminaciones paralelas y cruzadas, *flute* y *groove casts*, deslizamientos y granoclasificaciones (Barros, *op. cit.*; Catalán *et al.*, *op. cit.*). Según estos últimos autores la potencia de esta formación varía considerablemente de N a S, siendo máxima en el flanco septentrional del sinclinal estimándose en 400 m y disminuyendo hasta alcanzar 150 m en el flanco meridional y hacia el oeste.

Formación Rozadais. Es el término equivalente al miembro medio de la Formación Agüeira. Está constituida principalmente según la descripción de Barros *op. cit.* en su sección tipo, de muro a techo, por 15-20 m de pizarras con abundantes laminaciones arenosas (de espesor milimétrico a centimétrico) y sulfuros metálicos. Le siguen 40 m de pizarras negras y de gris oscuro con grano fino y laminaciones arenosas milimétricas más abundantes hacia techo, seguidas por cuarcitas en bancos centimétricos o decimétricos alcanzando este nivel una potencia comprendida entre los 5 y 8 m. A techo 5 m de pizarras con laminaciones arenosas centimétricas junto con 20 m de pizarras limolíticas con cantos de caliza o areniscas esporádicos y sulfuros en formas cúbicas de gran desarrollo, de orden centimétrico. A continuación aparecen 25-30 m de pizarras grises, de grano grueso a medio con lentejones arenosos de espesor centimétrico con ocasionales lentejones carbonatados.

Inmediatamente a techo se encuentra el característico tramo diamectítico, de 70-80 m, constituido por pizarras limolíticas grises diferenciado por la presencia de abundantes cantos, fundamentalmente calcáreos, con mayor predominio en la base y diámetros variables entre 0,1 y 25 cm. Estos son más abundantes y alargados en el NE y parte central del sinclinal, con una disminución hacia el S y O (Catalán *et al.*, *op. cit.*). Inmediatamente la secuencia sigue con pizarras grises de grano medio a grueso y lentejones de espesor centimétrico, culminando la serie con pizarras limolíticas con abundantes cantos de caliza que disminuyen hacia el techo.

La potencia de esta formación varía en torno a 200 m en el flanco sur (Barros, *op. cit.*) y hasta 325 m en el flanco norte (Fernández, 2001). Catalán *et al.* (*op. cit.*) estiman un espesor de este nivel ente los 400-500 m en la parte central del sinclinal y

disminuyendo hacia el flanco norte debido a la inconformidad con la que se depositaron los materiales inmediatamente superiores.

Formación Losadilla. Se presenta ligeramente discordante sobre la anterior formación y está constituida por pizarras con intercalaciones de laminaciones arenosas decimétricas. La potencia estimada oscila entre 150 m en el flanco sur (Barros, *op. cit.*) y 300 m en el flanco norte (Fernández, *op. cit.*).

Formación Llagarinos. Constituida por pizarras negras silíceas con delgadas laminaciones e intercalaciones lenticulares arenosas. Ofrece una potencia superior a los 100 m.

Materiales del Terciario. Son de escasa importancia en la zona. Se trata de depósitos de edad neógena de tipo conglomerático constituidos por cantos de cuarcitas, areniscas y pizarras englobados en una matriz arcillo-arenosa de tonos rojizos. Su potencia es variable en función del paleorrelieve subyacente y el mayor o menor grado de erosión.

Depósitos cuaternarios. Son tanto de tipo glacial o periglacial (morrenas principalmente) como fluviales (llanuras aluviales). A ellos hay que añadir los coluviales que aunque no presentan un desarrollo de gran espesor pueden, por el contrario, constituir recubrimientos de gran extensión.

4.3. **TECTÓNICA**

La principal deformación que han sufrido los materiales del periodo paleozoico es consecuencia de la orogenia Varisca que se manifiesta mediante tres fases de deformación (Barros, *op. cit.*, Heredia *et al.*, *op. cit.*; Catalán *et al.*, *op. cit.*).

La estructura del sinclinal está constituida por pliegues asimétricos menores con dirección NO-SE, a los que se asocia una foliación dominante originada durante la primera fase de deformación que es la de mayor desarrollo e intensidad, siendo responsable de la formación de los principales pliegues de la región, además de subdividirla en compartimentos anticlinales (Olló de Sapo y Teleno) y sinclinales (Truchas) como respuesta al acortamiento N-S (actual) sufrido por la Península

Ibérica en este momento como se ha podido establecer en otras zonas del macizo Varisco (Rodríguez Sastre *et al.*, 2000). Las estructuras asociadas a esta etapa tienen una dirección NNO-SSE estando la esquistosidad de plano axial muy bien desarrollada en los términos pizarrosos y siendo de tipo grosero en las areniscas y cuarcitas.

El plano axial de estas estructuras tiene un buzamiento dispuesto subhorizontal o ligeramente inclinado al SO (10-20°) en el borde meridional, mientras que en el borde septentrional del sinclinal varían desde unos 30° hasta verticalidad.

La segunda fase da lugar a cabalgamientos y micropliegues que son inexistentes o muy escasos en este dominio.

Por último, la tercera fase origina pliegues de amplia longitud de onda que deforma a los de la fase anterior, de manera que éstos últimos llevan asociada una crenulación vertical o que buza al sur como consecuencia del plegamiento de la foliación de primera fase de forma heterogénea, y que se desarrolla mejor en los niveles pizarrosos que en los de areniscas (según las observaciones microscópicas). Esta tercera fase, al igual que lo definido para la primera, parece estar de acuerdo con el acortamiento E-O (actual) al que se ha visto sometido el macizo Varisco.

Las estructuras variscas tardías que aparecen son los pliegues de tipo *kink-band* y fallas de componente inversa con direcciones y buzamientos variables pero predominando NO-SE, a las que se asocian rocas de tipo cataclásico con varios metros de espesor o cabalgamientos cuando son de bajo ángulo, con escaso acortamiento longitudinal.

Estas fallas se han asignado a la deformación alpina (Barros, comunicación personal). Presentan evidencias de una actividad hidrotermal asociada, puestas de manifiesto por la aparición de diques de cuarzo y carbonatos en las cataclásitas junto con rellenos de sulfuros en las discontinuidades normales al plano de falla además de recristalizaciones de orden métrico en las areniscas en contacto con dicha superficie de falla.

Por lo tanto la Orogenia Alpina se manifestó en la zona con una fracturación de componente inversa. Conllevan estos movimientos el levantamiento generalizado de la antigua cordillera plegada durante el Varisco, asociada a la formación de cubetas tectónicas en las que se produce la colmatación con materiales de edad terciaria (Barros *et al.*, *op. cit.*; Heredia *et al.*, *op. cit.*), y su posterior vaciamiento por erosión en la actualidad (Jiménez y García de los Ríos Cobos, 1997).

Fernández (*op. cit.*) define la estructura de este sinclinal como sinformal de gran asimetría y vergente al noreste, con traza axial paralela a la definida por el Arco Astúrico. La estructura del sinclinal propuesta para esta región se recoge en la Fig. 4.4.

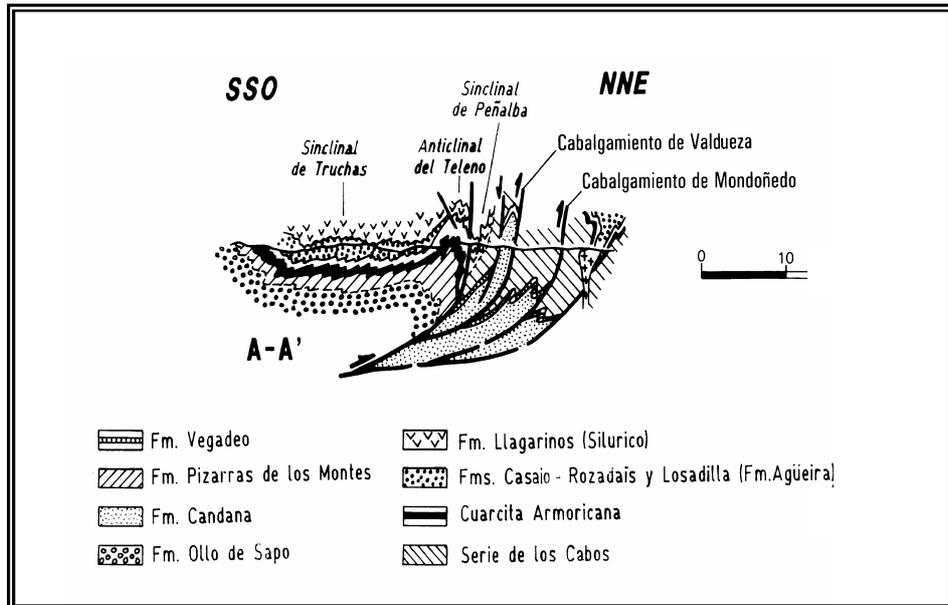
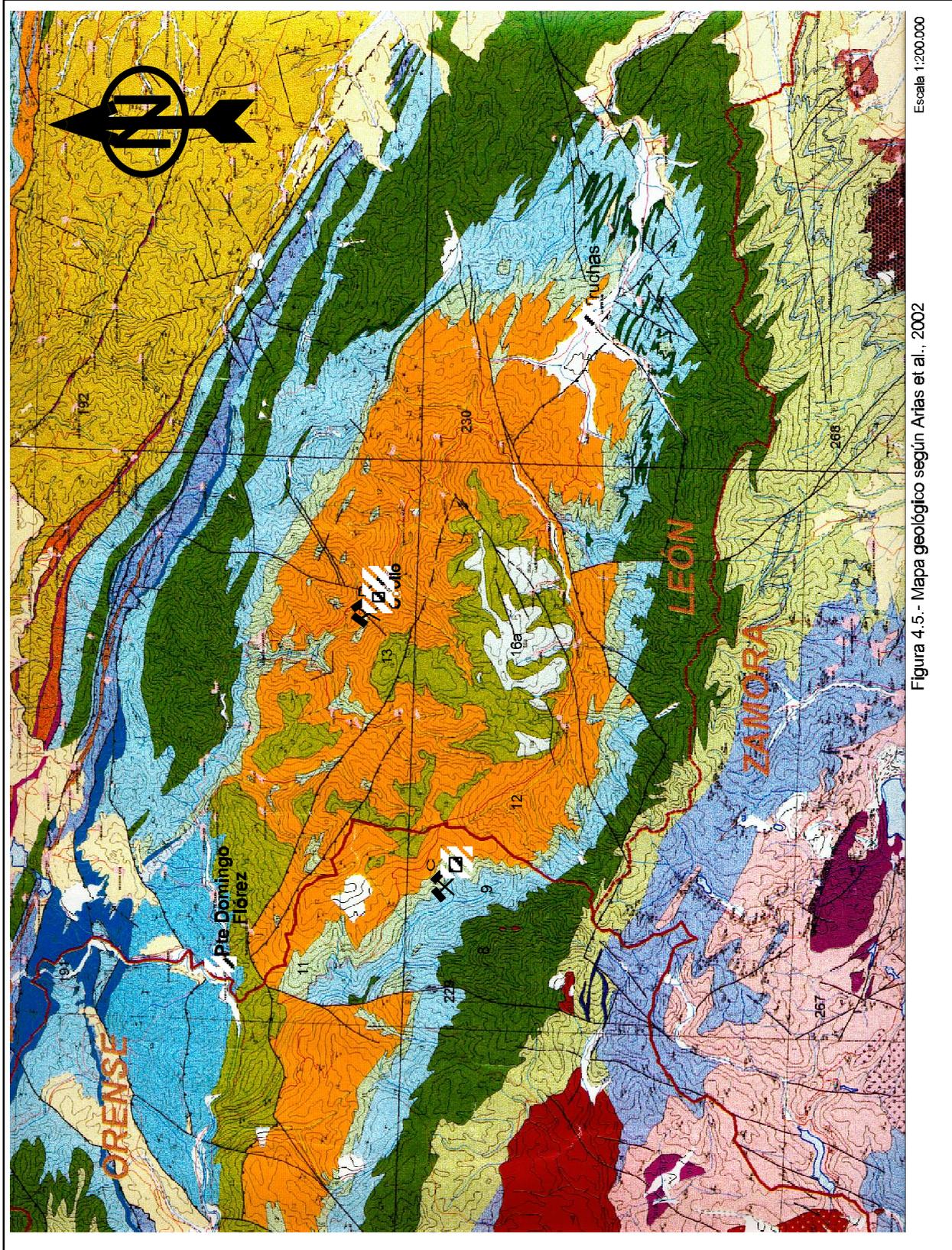


Figura 4.4.- Corte estructural Sinclinal de Truchas
(Basado en Catalán *et al.*, 1992 y modificado en Heredia *et al.*, 1994)

En el mapa de la Fig. 4.5 se refleja la geología de la región con la disposición de las zonas de toma de muestras (R en la Formación Rozadaís y C para la Formación Casaio). En la Fig. 4.6 se adjunta la leyenda del plano.



Escala 1:200,000

Figura 4.5.- Mapa geológico según Arias et al., 2002

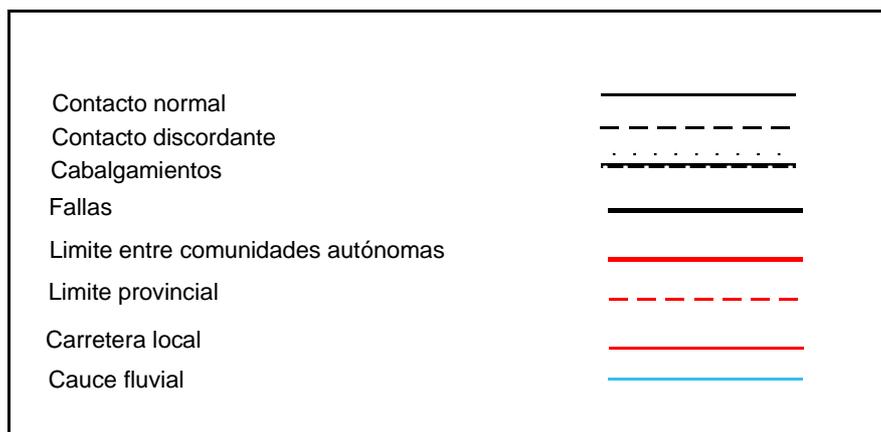
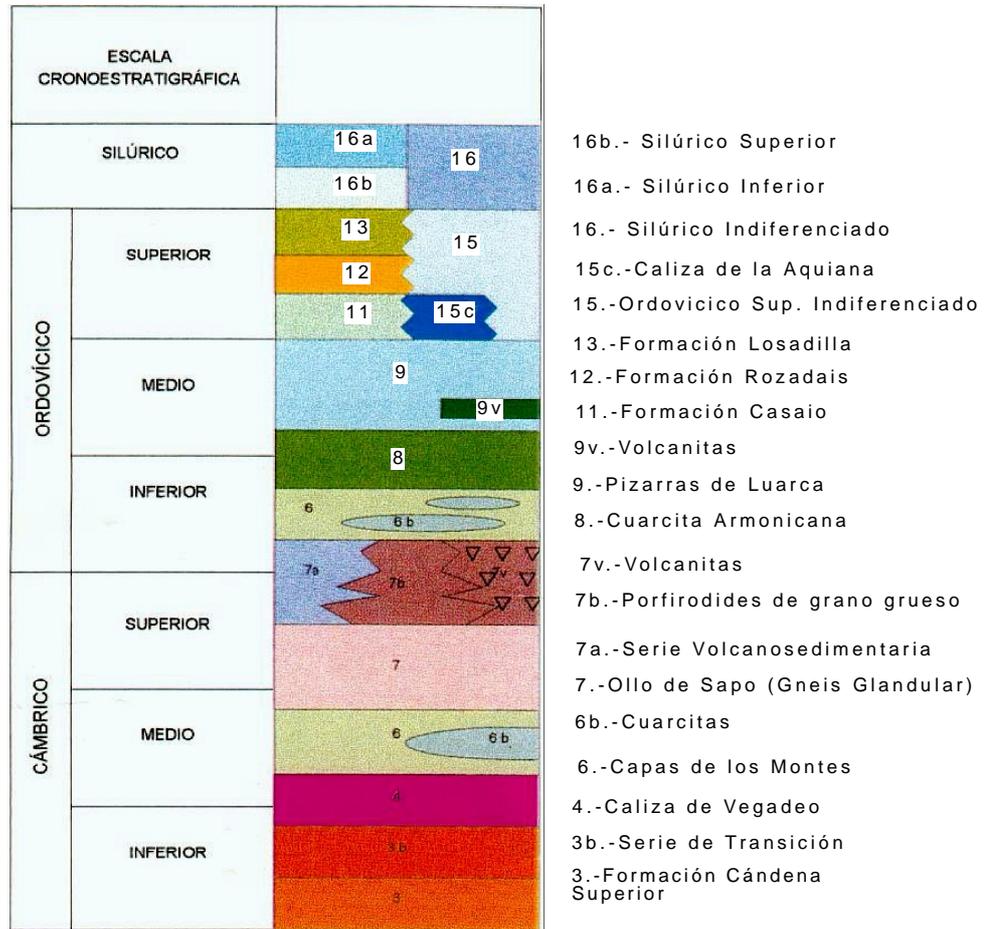


Figura 4.6.- Leyenda correspondiente al mapa geológico de la Fig. 4.5.

4.4. ROCAS ÍGNEAS Y METAMORFISMO

Las rocas ígneas son escasas en esta región reduciéndose a la presencia de pequeños cuerpos intrusivos emplazados en el SO del zócalo Varisco que corresponden a granodioritas y diques de diabasas (Barros 1989). Estas intrusiones desarrollan en las rocas encajantes (“Pizarras de los Montes”) un metamorfismo de contacto que da lugar a una aureola hectométrica de corneanas y llevan asociadas mineralizaciones de wolframita (Arribas *et al.*, 1987) que intruyen el sustrato metamórfico en el área de Casaio.

El zócalo varisco se encuentra además afectado por un metamorfismo orogénico progrado de baja presión (Bard, 1978) con desarrollo de una foliación muy penetrativa en los términos pizarrosos y más grosera en los areniscosos. Además están presentes fenómenos de disolución por presión, neoformación de minerales y orientación de filosilicatos, como consecuencia de las presiones tectónicas a las que estuvieron sometidos estos materiales durante la primera etapa de deformación Varisca.

Pérez-Estaún (1978 y 1990) estableció este metamorfismo como de carácter regional de bajo grado dentro de las facies de los esquistos verdes, observando una paragénesis mineral constituida por cuarzo-moscovita (illita)-clorita, llegando a idénticas conclusiones Suárez *et al.* (1990). Gallastegui y Heredia (1994) definieron el metamorfismo que afecta a esta área como mesozonal de bajo grado, dentro de la zona de la clorita, aunque para Barros (1989) localmente puede alcanzar la zona de la biotita, cuando existe el emplazamiento de intrusiones ígneas en la zona.

5. ANÁLISIS DEL MACIZO ROCOSO

5.1. LITOESTRATIGRAFÍA

5.1.1. METODOLOGÍA

Una vez efectuado un reconocimiento general de las litologías en el campo, se realizó el correspondiente levantamiento estratigráfico detallado.

Se estudiaron preferentemente dos series pertenecientes a cada uno de los flancos de la megaestructura que conforma el Sinclinal de Truchas. Se diferenciaron, midieron y describieron en función principalmente de las variaciones de litología (Figs. 5.1 y 5.2). En estas columnas se indican los niveles donde se ha efectuado el desmuestre para la caracterización y estudio de la matriz rocosa de las formaciones objeto de estudio, realizándose completamente para la Formación Casaio y con menor representatividad para la de Rozadais.

Para identificar cada uno de los afloramientos y los distintos ensayos realizados se utiliza la nomenclatura constituida por los caracteres “R” o “C”, que hacen referencia a la unidad litoestratigráfica a la que pertenecen los materiales (“R” alude a la Formación Rozadais y “C” a Casaio), seguidos de un carácter numérico que indica la posición en la columna litoestratigráfica.

Los desmuestres realizados para los materiales pizarrosos de Casaio se ubican geológicamente en el flanco sur del Sinclinal de Truchas (Fig. 5.1) donde predominan los pliegues de plano axial subhorizontal (10-20°), mientras que los materiales pizarrosos de Rozadais (Fig. 5.2) se emplazan en el flanco norte del mencionado sinclinal y donde el plano axial buza en torno a 32°, hacia el sur en ambos casos. Esta megaestructura lleva también asociados pliegues fuertemente asimétricos con el flanco normal largo y bien desarrollado mientras que el inverso es muy corto con relación al normal.

5.1.2. COLUMNAS LITOESTRATIGRÁFICAS

Las características generales de cada uno de los afloramientos estudiados son las siguientes:

5.1.2.1. Formación Casaio

Levantada en un afloramiento situado en el margen este del arroyo de Riodolas aproximadamente a 5 km al sur de Casaio, donde un nivel productivo de dicha formación aflora con una potencia estimada de 60 m. (Fig. 5.1). A muro del tramo pizarroso aflora un nivel cuarcítico de potencia superior a 10 m y que constituye la base de la secuencia estratigráfica en este afloramiento, dando lugar a un mayor resalte topográfico.

Inmediatamente a techo de la cuarcita existen 5 m de pizarras limolíticas (C4) sobre las que se dispone un banco de pizarra fina (C2) objetivo de la explotación que alcanza una potencia variable aunque algo mayor a los 30 m visibles en el afloramiento. A techo de esta pizarra aparece un tramo de transición de varios metros de pizarras limolíticas (C3), culminando la serie litoestratigráfica con una alternancia decimétrica de pizarras y areniscas de potencia superior a los 10 m (C1).

5.1.2.2. Formación Rozadais

Se ha levantado en un afloramiento situado en el margen norte de río Cabrera, 1 km hacia el oeste de Odollo. Se localiza en este punto un nivel productivo de pizarras dentro de esta formación aflorando con una potencia de 20 m. (Fig. 5.2.). A muro del horizonte pizarroso existe una pizarra limolítica (R5) de potencia indeterminada y que constituye la base de la secuencia estratigráfica en este afloramiento, y comprende la solera de la explotación subterránea que se está llevando a cabo, mediante cámaras y pilares.

A techo del término limolítico se encuentra la pizarra fina (R2) objeto de explotación, sobre la que se dispone una serie con 35 m de pizarras limolíticas (R1) de características próximas a la situada a muro del nivel productivo. A techo de la pizarra limolítica sigue la serie estratigráfica con la presencia de dos niveles

cuarcíticos que llevan intercalado un tramo de 8 m de pizarra de grano grueso, finalizando la serie litoestratigráfica reconocible con unas pizarras con cantos de caliza y cuarcita de tamaño variable entre unos pocos a 20 centímetros, característicos de la Formación Rozadais.

Figura 5.1.- Columna litológica de la Formación Casaio en el flanco sur del Sinclinal de Truchas (Barros, comunicación verbal)

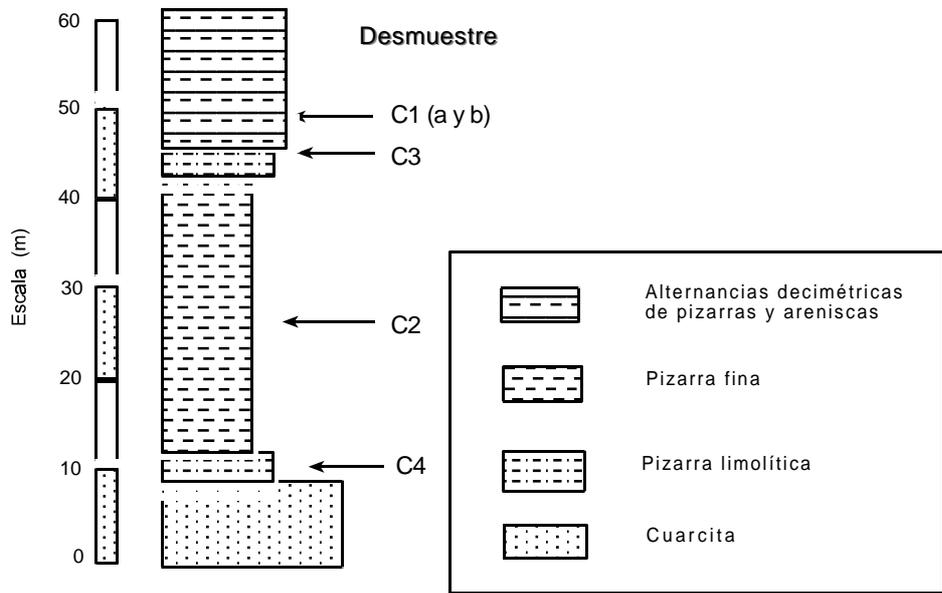
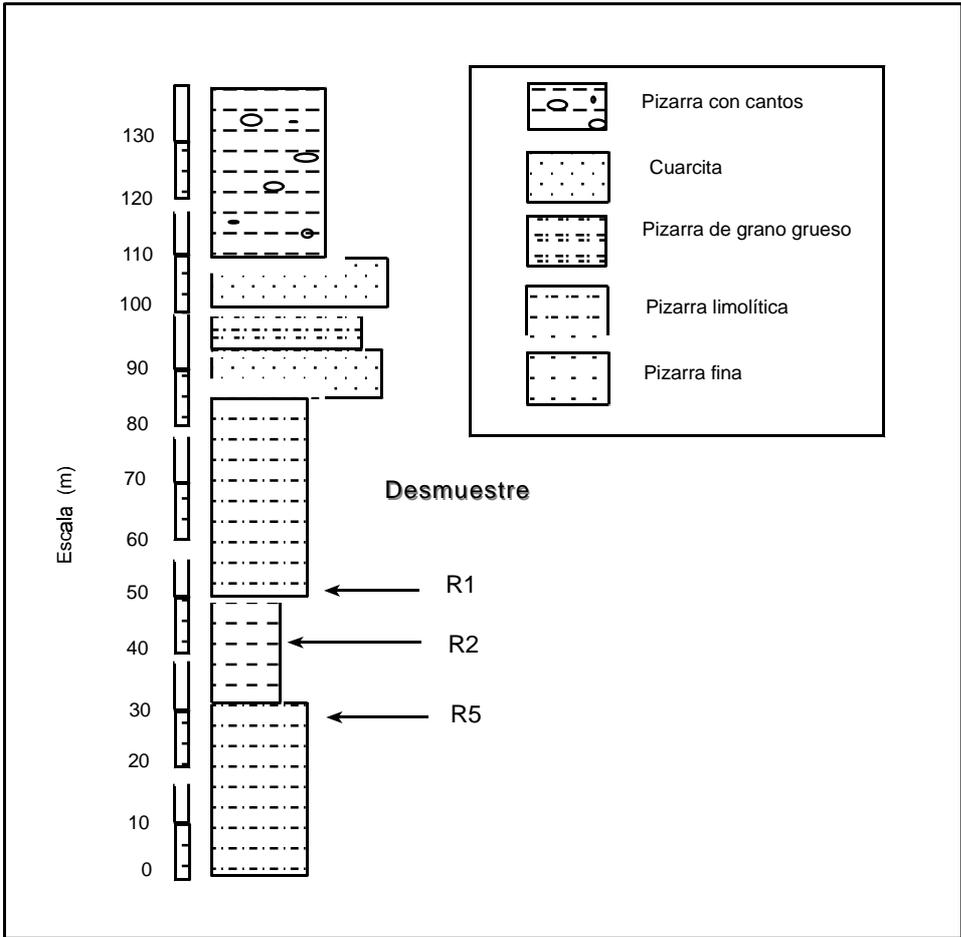


Figura 5.2.- Columna litológica de la Formación Rozadais en el flanco norte del Sinclinal de Truchas (Pais, comunicación verbal)



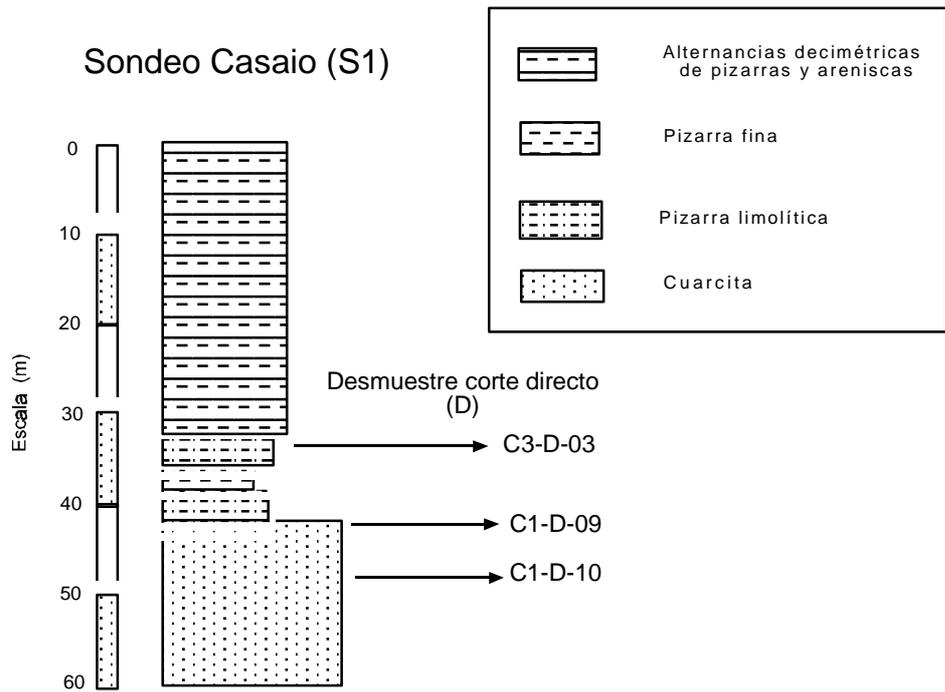
5.1.3. SONDEOS DE INVESTIGACIÓN

A partir de los testigos de sondeos realizados para la Formación Casaio en las inmediaciones del punto C de desmuestre (véase Fig. 4.5), se tomaron muestras para el ensayo de diaclasas y observación de los minerales opacos asociados a las pizarras, además del índice de fracturación RQD.

El sondeo S1 (Fig. 5.3) alcanzó los 60 m, atravesando principalmente las alternancias decimétricas de pizarras y areniscas y tan solo 1,5 m de pizarra explotable. Según las distintas discontinuidades abiertas observadas se tomaron muestras de los testigos con el objeto de realizar ensayos de corte directo de las discontinuidades más características del macizo rocoso, aunque finalmente no se pudieron llevar a cabo.

Figura 5.3.- Columna litológica de la Formación Casaio perteneciente al sondeo S1 en el flanco sur del Sinclinal de Truchas

Sondeo Casaio (S1)

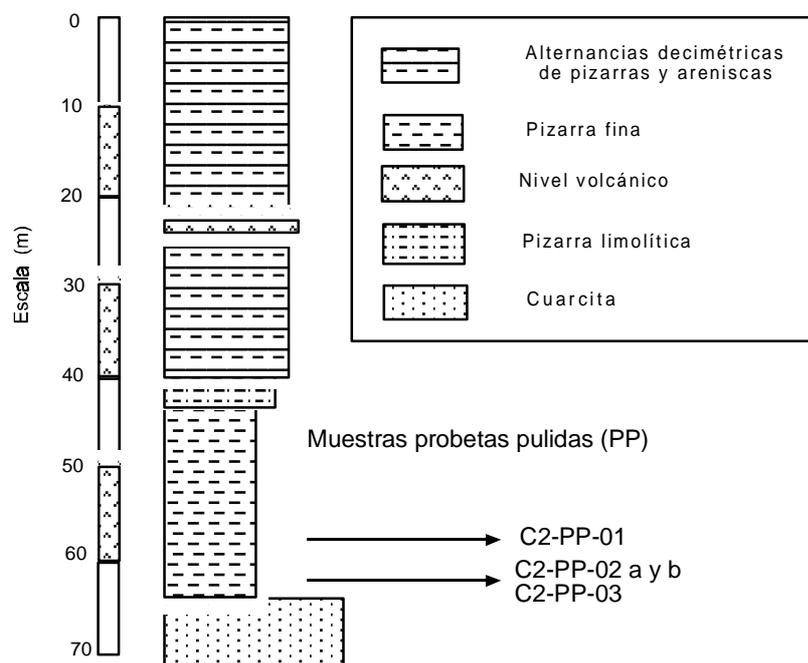


Se diferenciaron 3 familias de juntas: la primera presenta como índice de rugosidad $JRC = 8-10$, e inclinación aproximadamente de 70° , la segunda constituye una familia de juntas dispuestas a 45° con índice $JRC = 4-6$ y la última la constituye una vena con relleno de cuarzo en torno a 1 cm y con buzamiento subhorizontal.

En el sondeo S2 (Fig. 5.4) la potencia de las pizarras finas objeto de explotación aumenta considerablemente hasta alcanzar aproximadamente los 20 m. Cabe destacar la identificación de un nivel de vulcanitas dentro del tramo de alternancias de pizarras y areniscas a techo de las pizarras finas. En el muro de la pizarra fina se obtuvieron muestras para la observación de los minerales opacos de esta serie litoestratigráfica.

Figura 5.4.- Columna litológica de la Formación Casaio perteneciente al sondeo S2 en el flanco sur del Sinclinal de Truchas

Sondeo Casaio (S2)



5.2. ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN

5.2.1. ESTUDIO DE LAS DISCONTINUIDADES

5.2.1.1. Importancia e influencia de las discontinuidades en el macizo rocoso

El análisis de las discontinuidades, y sus características principales, presentes en un macizo rocoso es fundamental a la hora de establecer su influencia en los parámetros mecánicos y resistentes obtenidos para la roca matriz analizada. Es bien conocido el hecho de que la intensidad de la fracturación influye en la reducción de la resistencia, sobre la deformación y el comportamiento hidráulico del macizo. Además, confieren una anisotropía y discontinuidad propia y característica del contexto geológico en el que se emplaza el macizo objeto de estudio y caracterización.

Rodríguez Bouzo (1993) establece que, además de condicionar en gran medida las condiciones de estabilidad y resistencia de las obras de ingeniería civil que se propongan acometer en un macizo, tanto a nivel subterráneo como superficial, determinan el método más idóneo de excavación o extracción. También permiten orientar sobre la velocidad de avance de las obras, así como el desgaste de herramientas de excavación o perforación, variable en función de la utilización final asignada a la materia prima extraída.

5.2.1.2. Tipología

Desde el punto de vista estructural (McClay, 1987) se contempla una división de las discontinuidades de las rocas basada en la observación, reuniéndolas en tres grupos, según el tipo de desplazamiento obtenido, como respuesta a los esfuerzos que intervienen durante su formación.

1.- *Juntas*. Fracturas sistemáticas en las cuales no ha existido o ha sido muy pequeño el desplazamiento. A su vez estas pueden haber sido producidas por dilatación, cizalla o combinaciones de cizalla y extensión. Además son frecuentes las juntas de extensión irregular (Fig. 5.5).

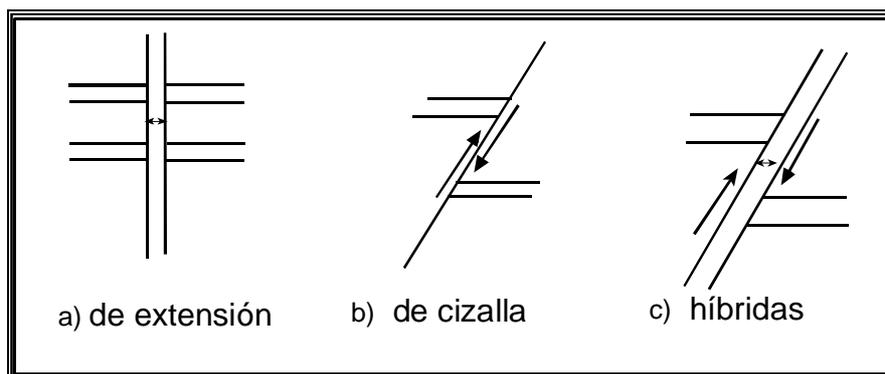


Figura 5.5.- Tipo de juntas (según McClay, 1987)

Existe la peculiaridad de que los sistemas de juntas están frecuentemente asociadas con pliegues y fallas, existiendo un control de la fracturación en razón a la geometría de tales estructuras (Cosgrove y Ameen, 2000; González de Vallejo *et al.*, 2002), resultando por ello ser más complejo el análisis estructural de las discontinuidades en los macizos rocosos intensamente plegados (Fig.5.6).

2.- *Venas*. Corresponden a fracturas rellenas de minerales de removilización como puede ser cuarzo o carbonato. Se han clasificado, al igual que las juntas, según los tipos de extensión, cizalla o sistemas híbridos, venas fibrosas y sistemas de venas sigmoidales.

Dentro de los dominios metamórficos las venas o pequeñas intrusiones que aparecen en las rocas representan un pequeño porcentaje del conjunto rocoso, pero pueden proporcionar información de su origen o de la deformación, aunque en ocasiones pueden ser indistinguible en el campo, por lo que se propone su descripción según sus principales características: relleno, anchura, morfología, etc., sin invocar ninguna interpretación.

El relleno de las venas puede tener distinta procedencia (Fry, 1984):

- A partir de la disolución de la roca circundante en la que se emplazan.
- De la migración en fracturas de rocas situadas a grandes distancias.
- Del resultado del equilibrio de fluidos de distinta naturaleza con intercambio de materia entre ambos.

Frecuentemente las venas aparecen concentradas en determinados niveles y pueden ser útiles en la identificación de bandas de deformación, gradaciones y direcciones de cizalla.

Además, si se produce la extensión de bandas rocosas competentes aparecen venas en posición perpendicular a los límites de los niveles competentes. Durante la compresión se pueden formar capas en rocas bandeadas, mientras que en zonas de cizalla se forman venas por extensión iniciadas a 45° de los bordes con formas en *echelon* o en formas irregulares que son observables a cualquier escala, desde microscópica hasta de centenares de metros de anchura.

3.- *Estilolitos*. Responden a superficies de disolución tales como estructuras tectónicas asociados a las juntas y venas. Se clasifican en función de la morfología ondulosa o sinusoidal así como por la amplitud que presentan.

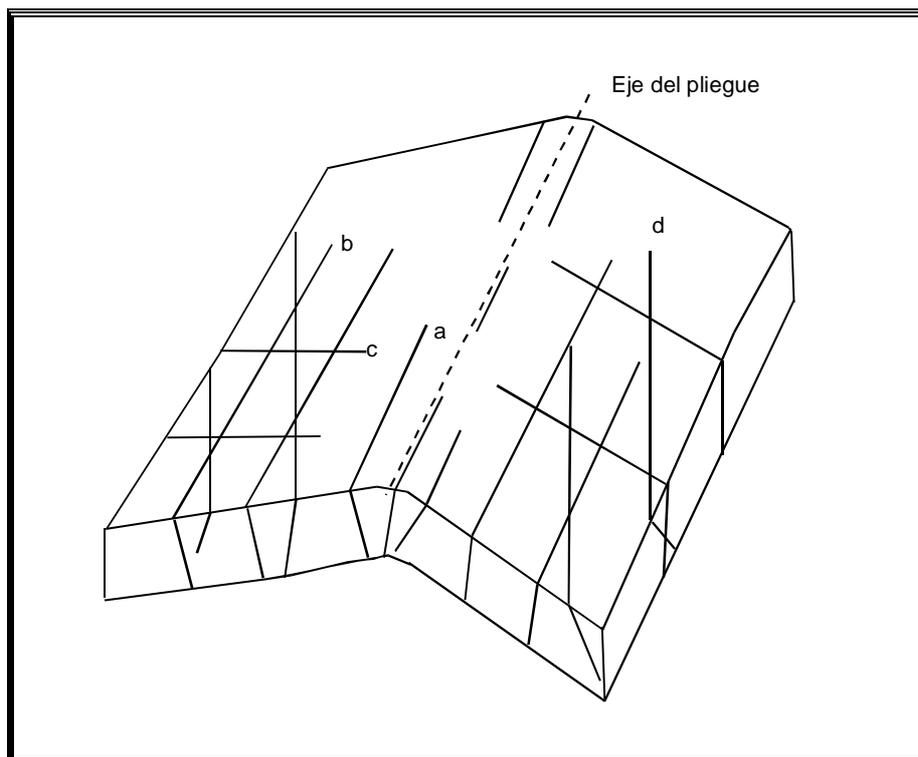


Figura 5.6.- Tipo de discontinuidades menores asociadas a un pliegue simétrico en una unidad competente plegada. a) Juntas en la charnela de pliegue (de cizalla o de extensión) b y c) juntas de dirección y buzamiento de tipo extensivo y d) juntas oblicuas al eje del pliegue, de cizalla

Desde un punto de vista minero, además de estas estructuras deben tenerse en cuenta todas las discontinuidades posibles (fallas, diaclasas, foliación o clivaje,

fisuras y otras como pueden ser las superficies de estratificación, laminación o las de contacto litológico). También deben considerarse todos aquellos defectos mecánicos que pueden influir en la resistencia de las rocas bajo esfuerzos de cizalla o tracción, además de originar un incremento en la conductividad de los fluidos en esa zona de anisotropía en relación a los materiales circundantes (Priest, 1993; Ferrer y González de Vallejo, 1999; González de Vallejo *et al.*, *op. cit.*).

Las juntas y diaclasas están comúnmente presentes en todas las rocas competentes y es extraño encontrar volúmenes de rocas con ausencia de las mismas. Aparecen dentro de la parte más superficial de la corteza terrestre, alcanzando hasta un kilómetro de profundidad y presentando las más variadas orientaciones y tamaños.

Bajo la perspectiva del comportamiento hidráulico de las fracturas se diferencia diversos tipos en función de su comportamiento e interacción ante los fluidos que circulan por las mismas (Calvet y Travé, 1999):

- *Fracturas conducto* a través de las cuales se produce la circulación de fluidos y que a su vez pueden ser de dos tipos: el primero incluye las fracturas que atraviesan la roca en contacto a las mismas sin introducirse en ellas y el segundo en las que los fluidos penetran en las rocas adyacentes a las mismas.
- *Fractura barrera* que implican un obstáculo para la circulación de fluidos.
- *Fracturas lateralmente barrera y longitudinalmente conducto*.

El estudio de estas fracturas y la relación entre la tectónica y los fluidos informan de la evolución geodinámica de las cuencas, ya que según el régimen tectónico imperante a lo largo de la historia, sea de carácter extensivo o de acortamiento, se van a originar fracturas abiertas o selladas.

Los mecanismos que las han originado son varios, y podrían mencionarse los de disolución por presión o metamorfismo térmico así como la redistribución de los esfuerzos locales en una masa rocosa. Autores como González de Vallejo *et al.*

(2002), establecen distintos tipos de orígenes: tectónicos, contracciones de rocas ígneas o relajaciones por erosión de las capas suprayacentes.

Con frecuencia las juntas aparecen en grupos o sets planares o subplanares denominadas “sistemáticas”, las cuales se encuentran relacionadas entre sí en el espacio y orientadas con respecto a pliegues, fallas, y estructuras sinclinales y/o anticlinales generados durante el mismo periodo de actividad tectónica.

Cuando aparecen juntas aisladas, no paralelas y de geometría irregular se denominan “no sistemáticas” y son de menor trascendencia por no estar asociadas a ningún proceso geológico claro. Ambos tipos de juntas deben ser consideradas por la ingeniería mecánica, clasificándolas cuantitativamente en relación a su tamaño y frecuencia en base al orden de importancia (véase Tabla 5.I).

TABLA 5.I.- TIPOS DE DISCONTINUIDADES

Discontinuidades	Sistemáticas	Singulares
Planares	-Planos de estratificación -Planos de laminación -Diaclasas y juntas -Planos de foliación	-Fallas -Diques -Discordancias
Lineales	-Intersección de discontinuidades -Lineaciones	-Ejes de Pliegues

(Basado en: Ferrer y González de Vallejo, 1999; González de Vallejo *et al.*, 2002)

En cuanto a los planos de *foliación* metamórfica, Priest (1993) define dos tipos en las rocas: la foliación de fractura que responde a los esfuerzos tectónicos sin alineación mineral y la foliación de flujo que depende de la recristalización apareciendo fenómenos de alineación de minerales arcillosos. Son discontinuidades de origen tectónico, sistemáticas, de espaciados milimétricos y alta frecuencia, así como con gran continuidad lateral.

La *estratificación* como plano de discontinuidad se caracteriza por presentarse como superficies paralelas o subparalelas cuya disposición espacial está controlada por factores sedimentológicos tales como el ambiente de sedimentación y la dinámica de deposición de los materiales, de manera que pueden condicionar la presencia de niveles bandeados de distinta composición e influir de distinto modo en

los problemas de las obras de ingeniería. Son discontinuidades “sistemáticas” de continuidad elevada y espaciamentos variables entre unos pocos centímetros a varios metros.

Las *fallas* según el orden del desplazamiento (metros o centenares de kilómetros) que han experimentado pueden influir en mayor o menor medida en el comportamiento de las rocas. Pero son sin duda las discontinuidades que mayores dificultades crean en el macizo rocoso. Uno de los principales problemas es que asociada a esta estructura se origina una zona de debilidad como consecuencia de la brechificación de forma que puede constituir una vía de flujo de agua o, por el contrario, la trituración de la roca en ese plano llegue a establecer una barrera al flujo, lo que conllevaría una elevación de la presión aguas arriba. Por otra parte pueden dar lugar a deslizamientos bajo esfuerzos de cizalla o a la deformación de superficies de rotura mayores.

Por lo que respecta a los desplazamientos de cizalla en las fallas existe una cuestión adicional ya que pueden ser reactivadas por la actuación ingenieril, con lo cual y dependiendo de su envergadura han de estudiarse con mayor o menor profundidad y detalle, siendo esencialmente importante su caracterización tridimensional.

5.2.1.3. Metodología

A partir de la toma de datos a escala de afloramiento referentes a las discontinuidades del macizo rocoso en distintas estaciones, y después de un tratamiento estadístico de los mismos, se ha realizado una valoración geológico-geotécnica de las discontinuidades en particular y del macizo rocoso en general. Las medidas han sido tomadas en el campo al azar, y con ayuda del círculo de inventario de Davis aplicado por Gutiérrez Claverol *et al.* (1991).

Las recomendaciones seguidas para la consecución de este estudio han sido las normas I.S.R.M. (1978c y 1981), adaptadas según Ferrer y González de Vallejo (1999) y González de Vallejo *et al.* (*op. cit.*), que son las más empleadas en las

clasificaciones geomecánicas y donde se establecen las principales características de las discontinuidades:

Orientación. Es una de las más importantes y, a partir de valores estadísticos representativos, permite realizar:

- Agrupar las diaclasas en familias.
- Relacionar la disposición de estas familias con respecto a la estratificación y su disposición relativa.
- Establecer la intersección de los distintos planos de orientación de las discontinuidades y la determinación de la forma de los bloques de rotura del macizo rocoso.

Espaciado. Definido como el promedio de la distancia entre planos de discontinuidad de una misma familia.

Este parámetro influye en la permeabilidad y filtración del macizo junto con el grado de abertura de las discontinuidades, siendo la relación entre ambos parámetros inversamente proporcional al espaciado de cada familia si la abertura de las diaclasas individuales es comparable (I.S.R.M., 1978c; González de Vallejo *et al.*, *op. cit.*) (ver Tabla 5.II).

TABLA 5 II.- CARACTERIZACIÓN DEL ESPACIADO DE LAS DISCONTINUIDADES EN UN MACIZO

Descripción	Espaciado (mm)
Extremadamente junto	<20
Muy junto	20-60
Junto	60-200
Moderadamente junto	200-600
Separado	600-2.000
Muy separado	2.000-6.000
Extremadamente separado	>6.000

Continuidad o persistencia. Extensión o longitud de las discontinuidades dentro de un plano, lo que condiciona el tamaño de los bloques del macizo. Además informa si la matriz rocosa determina o no los procesos de rotura del macizo rocoso y su condicionamiento sobre los parámetros de resistencia globales en los mencionados procesos, Tabla 5.III.

TABLA 5.III.- CLASIFICACIÓN DE LA CONTINUIDAD EN FUNCIÓN DE LA LONGITUD DE LAS DIACLASAS

Continuidad	Longitud (m)
Muy baja	<1
Baja	1-3
Media	3-10
Alta	10-20
Muy alta	>20

Rugosidad. Determina la morfología de la superficie o pared de la discontinuidad a escala centimétrica. Es una componente de la resistencia al esfuerzo cortante, especialmente en el caso de diaclasas sin relleno, controlando la resistencia al corte y la forma de la curva esfuerzo-deformación. A mayor rugosidad mayor resistencia ya que a mayor número de irregularidades en un plano de discontinuidad mayor dificultad al movimiento tangencial, cuando se produce la pérdida de cohesión de las rocas a favor de esas discontinuidades. Además la presencia de ondulaciones y rugosidades condicionan los deslizamientos y definen la resistencia a lo largo de ese plano de discontinuidad de modo muy variable, dependiendo de si la dirección del movimiento es normal o paralela a dicho plano, Figs. 5.7 y 5.8.

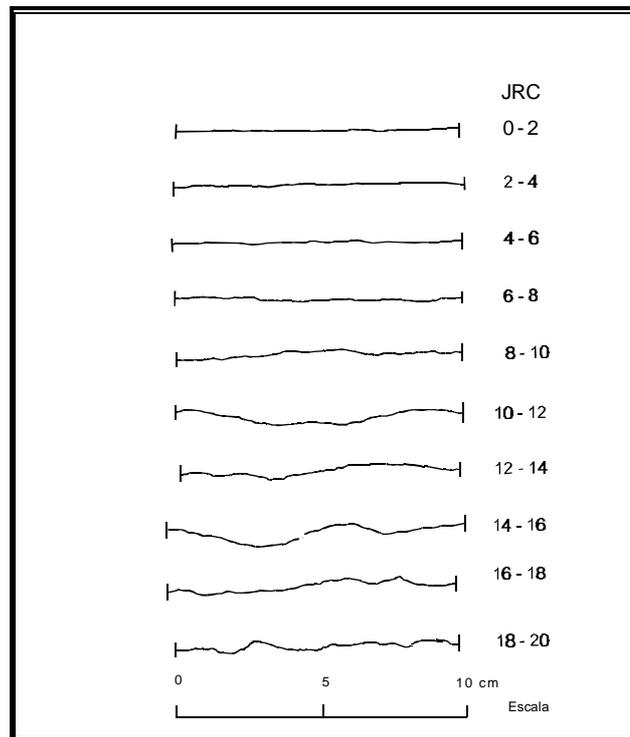


Figura 5.7.- Perfiles de rugosidad a escala centimétrica (según Barton y Choubey, 1977)

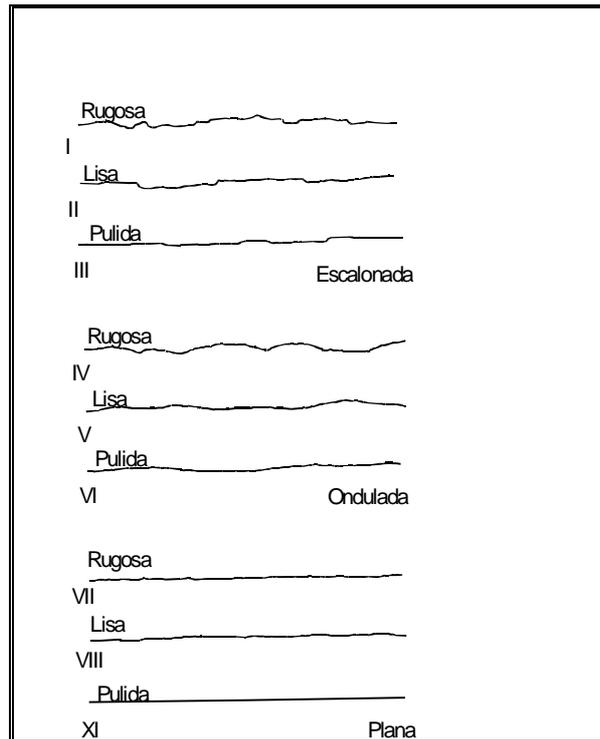


Figura 5.8.- Perfiles de rugosidad para rangos entre 1 y 10 m (según la ISRM, en González de Vallejo *et al.*, 2002)

Resistencia de la pared. La resistencia compresiva que presentan las superficies de diaclasación se conoce como JCS (joint wall compresión strength). El procedimiento seguido para su cálculo ha sido mediante estimación indirecta a partir de los valores de resistencia al rebote obtenidos con el martillo Schmidt sobre las paredes de las discontinuidades según la expresión empleada por Barton y Choubey (1977):

$$\text{Log}_{10}(\text{JCS}) = 0,00088 * \gamma_d * R + 1,01$$

donde:

JCS = MPa

γ_d = densidad seca de la roca (KN/m³)

R = Resistencia al rebote con el martillo Schmidt

Cuando las superficies de diaclasación están inalteradas, el valor de la resistencia a compresión simple medido sobre ellas, será igual al medido sobre la roca matriz (Franklin y Dusseault, 1989) e inferiores a la roca intacta si han sufrido alteración superficial (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Esta resistencia puede valorarse según la I.S.R.M. (1978c) y González de Vallejo *et al.* (*op. cit.*) como se recoge en la Tabla 5.IV.

TABLA 5.IV.-VALORACIÓN DE LAS RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN EN ROCAS SEGÚN DISTINTOS AUTORES

Índice	Valoración resistencia (I.S.R.M., 1978c)	Valoración resistencia (González. de Vallejo et al., 2002)	s_c (MPa)
R0	Extremadamente frágil		0,25-1,0
R1	Muy frágil	Muy blanda	1,0-5,0
R2	Frágil	Blanda	5,0-25
R3	Dureza media	Moderadamente dura	25-50
R4	Dura	Dura	50-100
R5	Muy dura	Muy dura	100-250
R6	Extremadamente dura	Extremadamente dura	>250

Abertura. Define la distancia entre las dos paredes adyacentes de una discontinuidad, medida perpendicularmente a ellas. Esta característica de las discontinuidades puede tener gran variabilidad, ya que en superficie la abertura puede ser alta disminuyendo al aumentar la profundidad.

El relleno es el material que se encuentra ocupando los espacios entre las paredes de las discontinuidades originalmente abiertas, con una constitución diferente al de la roca de caja. Pueden tener una naturaleza muy distinta: calcita, cuarzo, arcillas etc.

Cuando el espacio está colmatado por material sólido al valor que lo cuantifica se le denomina anchura, excepto en casos en los que el relleno hubiera desaparecido parcialmente. Según la potencia que presente va a determinar en mayor o menor medida el comportamiento de la discontinuidad. Tradicionalmente se considera que si es mayor a 5 cm el relleno controla el comportamiento de la discontinuidad, mientras que si es inferior son las características propias de la discontinuidad las que determinan la respuesta final en el macizo rocoso.

La abertura de las discontinuidades con o sin relleno es de gran importancia en relación a la permeabilidad que presenta la roca, de modo que si la fractura está cerrada no permite la circulación del agua hacia el interior del macizo y a la inversa constituye la permeabilidad secundaria por fracturación. La descripción de la abertura según la I.S.R.M. (1978c) y González de Vallejo *et al.* (2002) se describe en la Tabla 5.V.

TABLA 5. V.- CLASIFICACIÓN DE LA ABERTURA EN LAS DISCONTINUIDADES

Distancia (m)	Tipo de abertura	Clasificación
<0,10 0,10-0,25 0,25-0,5	Muy sellada o Muy Cerrada Sellada o Cerrada Parcialmente abierta	<i>Cerradas</i>
0,5-2,5 2,5-10 >10	Abierta Moderadamente ancha Ancha	<i>Separadas</i>
1-10 10-100 >1	Muy ancha Extremadamente ancha Cavernosa	<i>Abiertas</i>

Una vez establecido el número de discontinuidades se puede definir la clasificación de macizos rocosos y se realiza según la Tabla 5.VI elaborada por la ISRM.

TABLA 5.VI.- CLASIFICACIÓN MACIZOS ROCOSOS SEGÚN FRACTURACIÓN

Tipo de macizo rocoso	Número de familias
I	Masivo, discontinuidades ocasionales
II	Una familia de discontinuidades
III	Una familia de discontinuidades más otras ocasionales
IV	Dos familias de discontinuidades
V	Dos familias de discontinuidades más otras ocasionales
VI	Tres familias de discontinuidades
VII	Tres familias de discontinuidades más otras ocasionales
VIII	Cuatro o más familias de discontinuidades
IX	Brechificado

(En González de Vallejo *et al.*, 2002)

Para determinar el tamaño de bloque, en relación al grado de fracturación del macizo rocoso, se ha definido el “tamaño de bloque representativo”.

Este viene establecido por la cantidad de roca libre de fracturas planares sistemáticas delimitada por las mismas y que puede contener o no anisotropías según se trate de rocas isótropas o no.

A su vez viene condicionado por el número de familias de discontinuidades, su orientación, espaciado y continuidad. Su cuantificación se realiza a través de índices denominados I_b , J_v y λ , siendo:

$I_b = (e_1+e_2+e_3)/3$ siendo e_i los valores medios del espaciado de cada una de las 3 familias de discontinuidades existentes en el macizo.

$J_v = \Sigma n^\circ \text{ discontinuidades} / \text{ longitud de medida para cada familia de discontinuidades del macizo (Tabla 5.VII).}$

$$\lambda = n^\circ \text{ discontinuidades} / L \text{ (m)}$$

$$1/\lambda = 1/ \text{ espaciado medio de discontinuidades (m)}$$

TABLA 5.VII- VALORACIÓN DE LOS BLOQUES EN FUNCIÓN DEL J_v

Descripción Bloques	J_v (Discontinuidades /m ³)
Muy grandes	<1
Grandes	1-3
Tamaño medio	3-10
Pequeños	10-30
Muy pequeños	>30

(Según ISRM en González de Vallejo *et al.*, 2002)

5.2.2. TRATAMIENTO INFORMÁTICO DE LAS MEDIDAS DE CAMPO

Para procesar los datos de la fracturación se ha utilizado la aplicación “Stereonet, versión 2.46” (Duyster, 2000) de la Universidad de Bochum, a partir de la cual se obtuvieron los diagramas de densidades de la fracturación para cada una de las estaciones de estudio y las distintas litologías.

Los diagramas se caracterizan por ser una síntesis de los datos y presentarlos de una manera muy visual. Se han tomado como más significativos los diagramas en rosa de frecuencias y los de densidad (Gutiérrez Claverol *et al.*, 1991), ya que a partir de ellos se puede apreciar gráficamente el número de familias que constituyen las medidas de campo, así como su orientación.

Como la competencia de las litologías es diferente al igual que el grado de plegamiento tectónico, variando desde pizarras hasta cuarcitas, los datos registrados en cada una de ellas cambiará, siendo además conocido el hecho de la refracción que sufren las discontinuidades al atravesar litologías de diversa competencia estando

asociadas a las distintas fases del plegamiento, así como a su posición estructural, aumentando las fracturas en los núcleos con respecto a los flancos de los pliegues.

Los *diagramas en rosa* se han obtenido a partir de la dirección de sus buzamientos, y representan la distribución de frecuencias de las direcciones de los planos de diaclasación de una determinada zona, expresando cada haz de medidas en intervalos de 10°, mientras que su longitud recoge el porcentaje de medidas para cada intervalo.

Los *diagramas de densidad*, generados a partir de la proyección de los polos de las direcciones de los buzamientos, se han realizado según la proyección equiareal basada en la red de Schmidt, ya que al conservar las áreas favorecen su tratamiento estadístico. Se empleó el método del 1% del área.

Además se han calculado los contornos de densidad que comprenden un porcentaje del área preestablecido. En estos diagramas se muestran las zonas de máxima concentración de las medidas que caracterizan direcciones aproximadamente paralelas, definiendo cada agrupación las distintas familias de discontinuidades registradas en el campo.

5.2.2.1 Discontinuidades medidas al azar

La estructura del afloramiento, donde se han efectuado las medidas en la Formación Casaio, está constituida por una secuencia de pliegues de longitud de onda del orden centimétrico y orientación de los ejes NO-SE y cabeceo hacia el NO, existiendo la complicación tectónica debido a la presencia de una falla de abertura métrica y dirección pseudo paralela a los ejes de los pliegues.

En el caso de la Formación Rozadais el emplazamiento de medida es en una estructura de flanco normal dentro de uno de los mesopliegues que conforman el flanco septentrional del Sinclinal de Truchas.

Las medidas se han tomado para el macizo rocoso definido en materiales pizarrosos de Casaio, que es la formación principal objeto de este estudio (Figs. 5.9,

5.10 y Tablas 5.VIII y 5.IX), así como de la Formación Rozadais en las cámaras de explotaciones existentes (Fig. 5.11 y Tabla 5.X).

A lo largo de distintas bermas de la cantera, en la Formación Casaio, se realizó la toma de datos de discontinuidades según una dirección de medida que coincide con la definida por la propia berma, en razón a su fácil acceso y por constituir un buen afloramiento del macizo rocoso, libre de recubrimientos que en tantas ocasiones imposibilitan o entorpecen la observación y la medida de las discontinuidades. Las líneas de medida, a su vez, se disponen transversalmente a la estratificación y a los ejes de la principal estructura tectónica de la zona.

Las medidas efectuadas sobre el talud de la denominada berma superior, con una orientación del plano en torno a los 135/80, son representativas de las diferentes situaciones estructurales existentes en la naturaleza, ya que incluyen fracturación desarrollado sobre los flancos normales, inversos, zonas de charnela y fallas asociadas en las diferentes litologías, desde arenisca y cuarcitas a pizarras.

Sobre la berma inferior, en un talud paralelo al de la berma superior pero situado topográficamente a una cota menor, las medidas de discontinuidades obtenidas corresponden a una sección transversal de la zona de charnela con máxima curvatura del pliegue y situada unos metros por encima de la falla que atraviesa e afloramiento.

Entre las discontinuidades medidas se encuentran como planos principales la estratificación y la foliación principal (debido a la abertura muy sellada y espaciado muy cerrado que presentan sólo se han medido los planos que presentan abertura por meteorización), apareciendo esporádicamente bandas de *kink-bands* junto con venas de cuarzo de distinta tipología y extensión, zonas de falla con rellenos del orden métrico o menores y juntas o diaclasas limpias o con diferentes tipo de rellenos asociadas a los episodios de deformación tectónica, diferente comportamiento reológico de las rocas frente a la deformación y los fenómenos de descompresión del macizo.

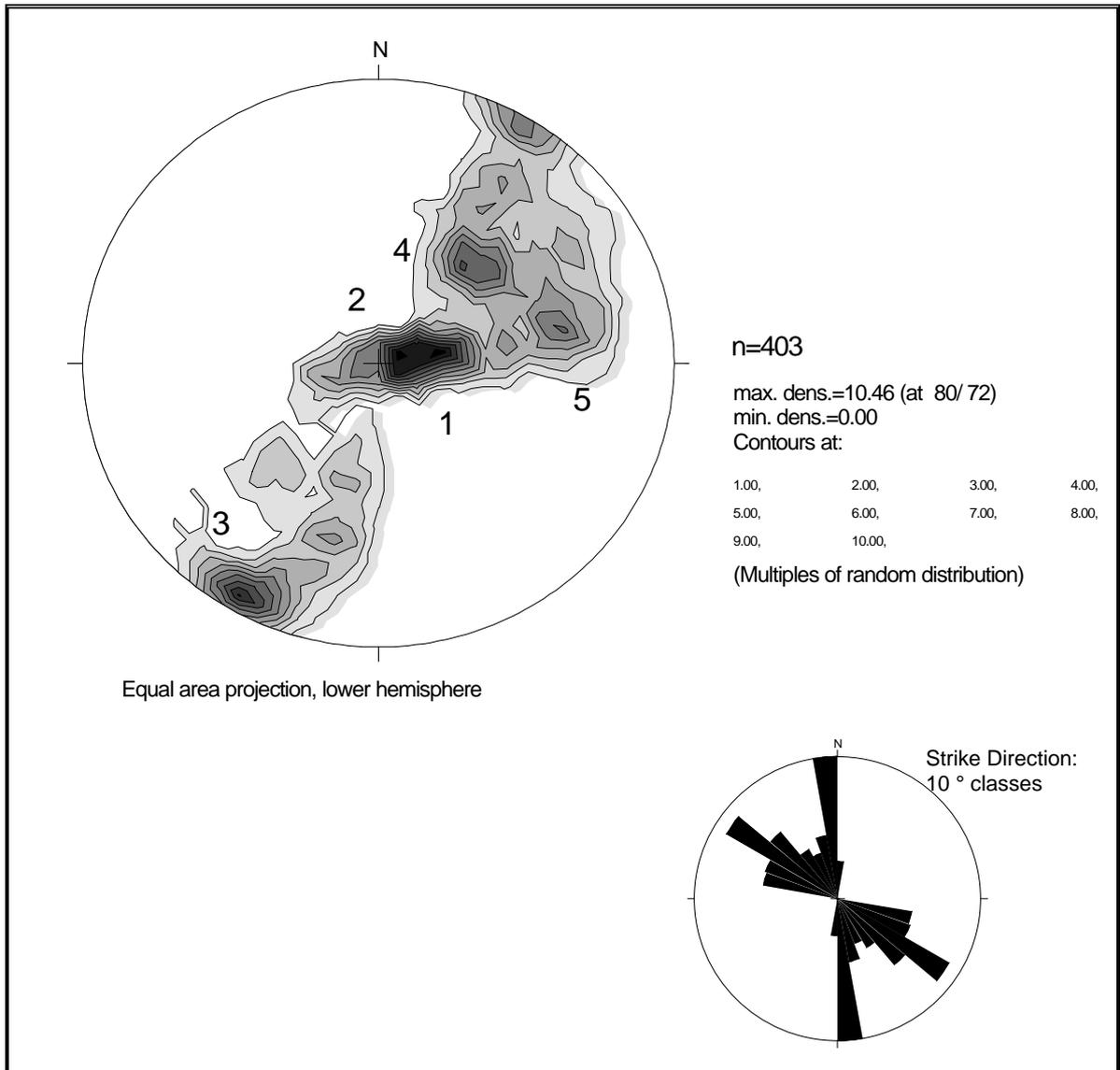


Figura 5.9.-Discontinuidades al azar en berma superior del afloramiento en la Formación Casaio

TABLA 5.VIII.- DIRECCIONES Y BUZAMIENTOS DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS OBTENIDOS A PARTIR DE MEDIDAS AL AZAR EN BERMA SUPERIOR DEL AFLORAMIENTO DE LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Familias	Dirección y Buzamiento planos (°)	Porcentaje (%)
Casaio	1	259/14	10,5
	2	242/7	10,2
	3	29/85	9,1
	4	235/40	7,3
	5	258/54	6,2

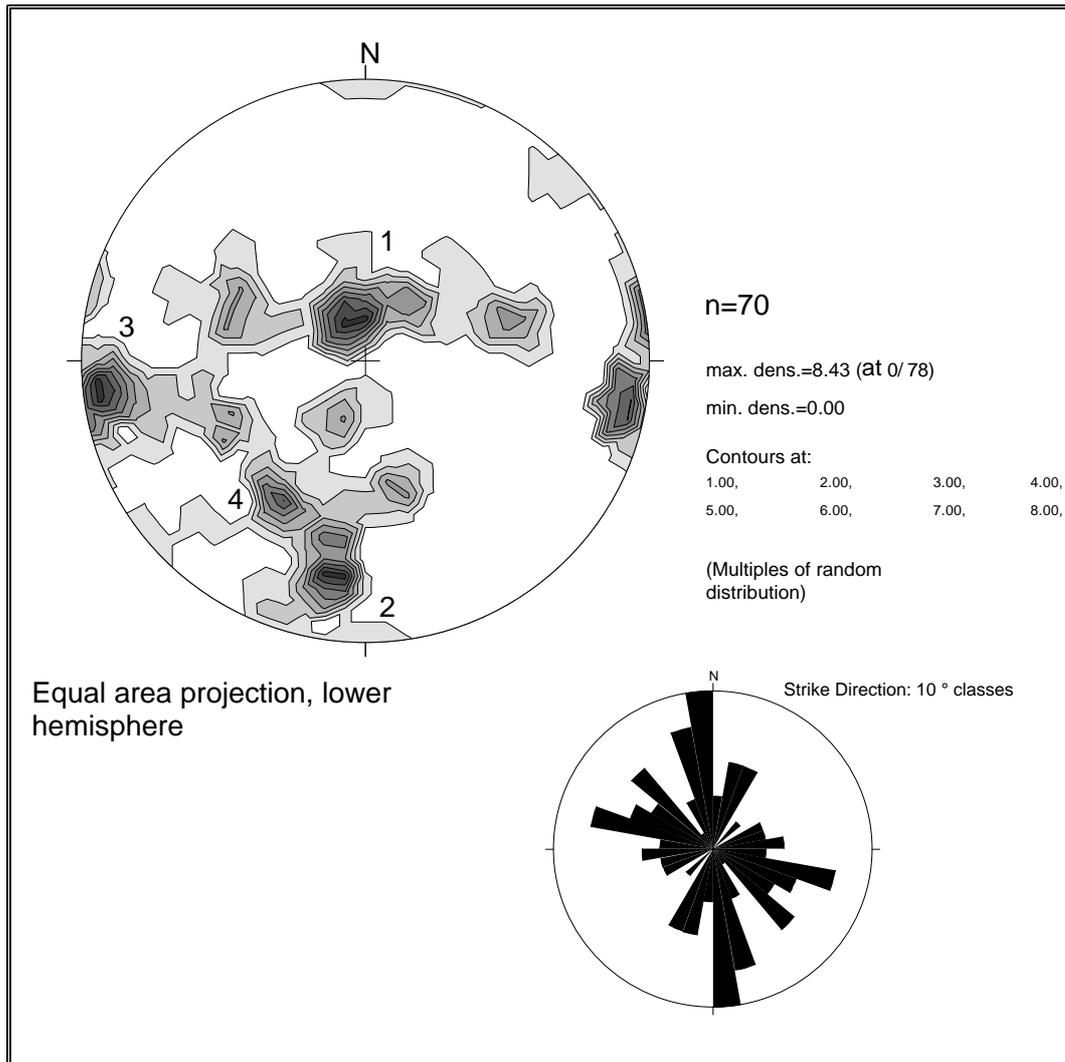


Figura 5.10.-Discontinuidades medidas al azar en berma inferior en el afloramiento de Casaio

TABLA 5.IX.-DIRECCIONES Y BUZAMIENTOS DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS OBTENIDAS CON LAS MEDIDAS AL AZAR EN BERMA INFERIOR DEL AFLORAMIENTO DE CASAIO

Formación	Familias	Dirección y Buzamiento planos (°)	Porcentaje (%)
Casaio	1	150/12	8,4
	2	9/66	8,4
	3	85/84	8,4
	4	281/83	7,0
	5	30/49	7,0

Para la Formación Rozadais se ha realizado la mediada de las juntas al azar en los frentes de avance de las cámaras 1 y 2 en la explotación subterránea que se está llevando a cabo (Fig. 5.11 y Tabla 5.X), presentando la foliación principal un buzamiento 30° hacia el sur y la lineación estratificación con la foliación principal de 10° al ESE.

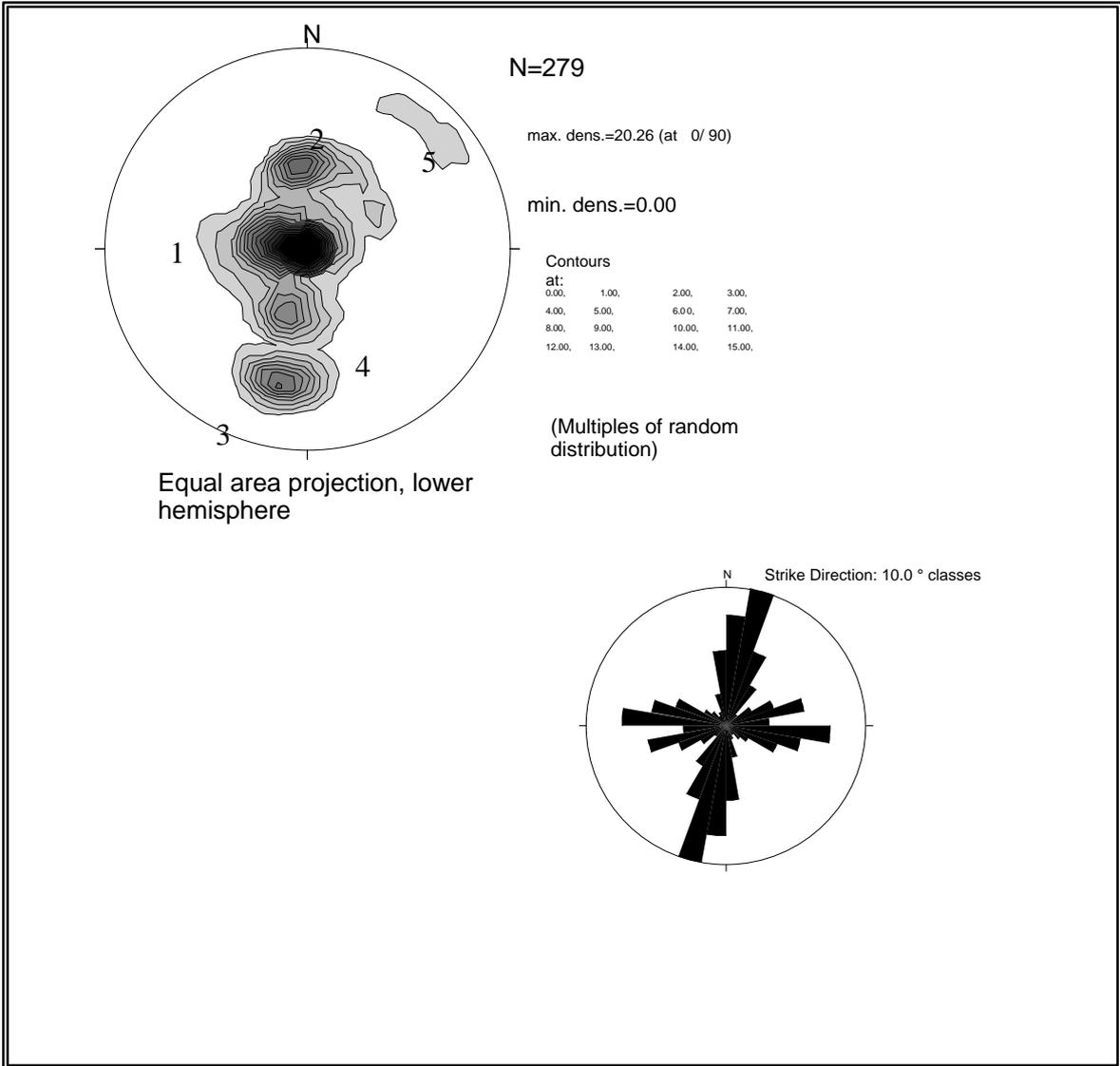


Figura 5.11.-Discontinuidades medidas en el Macizo rocoso constituido por la Formación Rozadais (cámaras de explotación 1 y 2)

TABLA 5.X.-DIRECCIONES Y BUZAMIENTOS DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS OBTENIDAS AL AZAR EN CAMARAS DE EXPLOTACIÓN DEL MACIZO ROCOSO DE LA FORMACIÓN ROZADAIS

Formación	Familias	Dirección y Buzamiento planos (°)	Porcentaje (%)
Rozadais	1	45/0	20,26
	2	179/36	9,0
	3	12/59	8,2
	4	15/28	6,7
	5	230/72	1,8

5.2.2.2. Discontinuidades analizadas mediante el método del círculo inventario

Se ha efectuado la medición de las discontinuidades según el método propuesto por Davis (1984), en el que el área de muestreo se delimita a la definida por un círculo de radio conocido, distinguiéndose este método como el del “círculo inventario” (Gutiérrez Claverol *et al.*, *op. cit.*; Rodríguez Bouzo, 1993 y González Buelga, 1995) (Figs. 5.12, 5.13 y 5.14, Tablas 5.XI, 5.XII y 5.XIII).

Cuando se dispone de más de una superficie de medida, de tal manera que éstas sean perpendiculares entre sí, puede considerarse un círculo para cada una de ellas, (por ejemplo en un plano de estratificación ó foliación y perpendicular al mismo). Sin embargo es suficiente un solo círculo de medida cuando todas las familias observadas en el macizo están representadas en la sección.

Otra importante cuestión a precisar cuando se utiliza este método es el diámetro del radio a emplear, ya que existen estudios que demuestran la relación lineal entre el espaciado de la diaclasación y la potencia del estrato, de tal modo que a menor espesor de estratificación se producen menores espaciados, lo que se traduce en una mayor intensidad de diaclasación y a la inversa. Davis (*op. cit.*) propone trabajar con círculos de radio igual a la potencia de la estratificación, cuando está bien identificada o presente (Fotos 5 y 6).

Cuando la deformación tectónica no es igual en toda la zona de medida, además de la potencia del estrato influye el mayor o menor grado de curvatura, como sucede en las zonas de charnela de los pliegues.

A partir de los datos de orientación y longitud puede cuantificarse la densidad de diaclasación mediante la expresión:

$$\rho_d = L/(\pi r^2)$$

siendo:

L = Longitud acumulada de todas las diaclasas (cm).

r = Radio del círculo (cm⁻¹)



Foto 5.- Circulo de inventario de Davis, antes de realizar las medidas (diámetro =1 m)



Foto 6.- Circulo de inventario de Davis, después de las medidas (diámetro =1 m)

La medida del círculo de inventario, de radio de 1 m, se realizó sobre la pizarra fina en un talud oblicuo a la lineación de intersección entre la estratificación y foliación principal con dirección 110° y 80° de buzamiento.

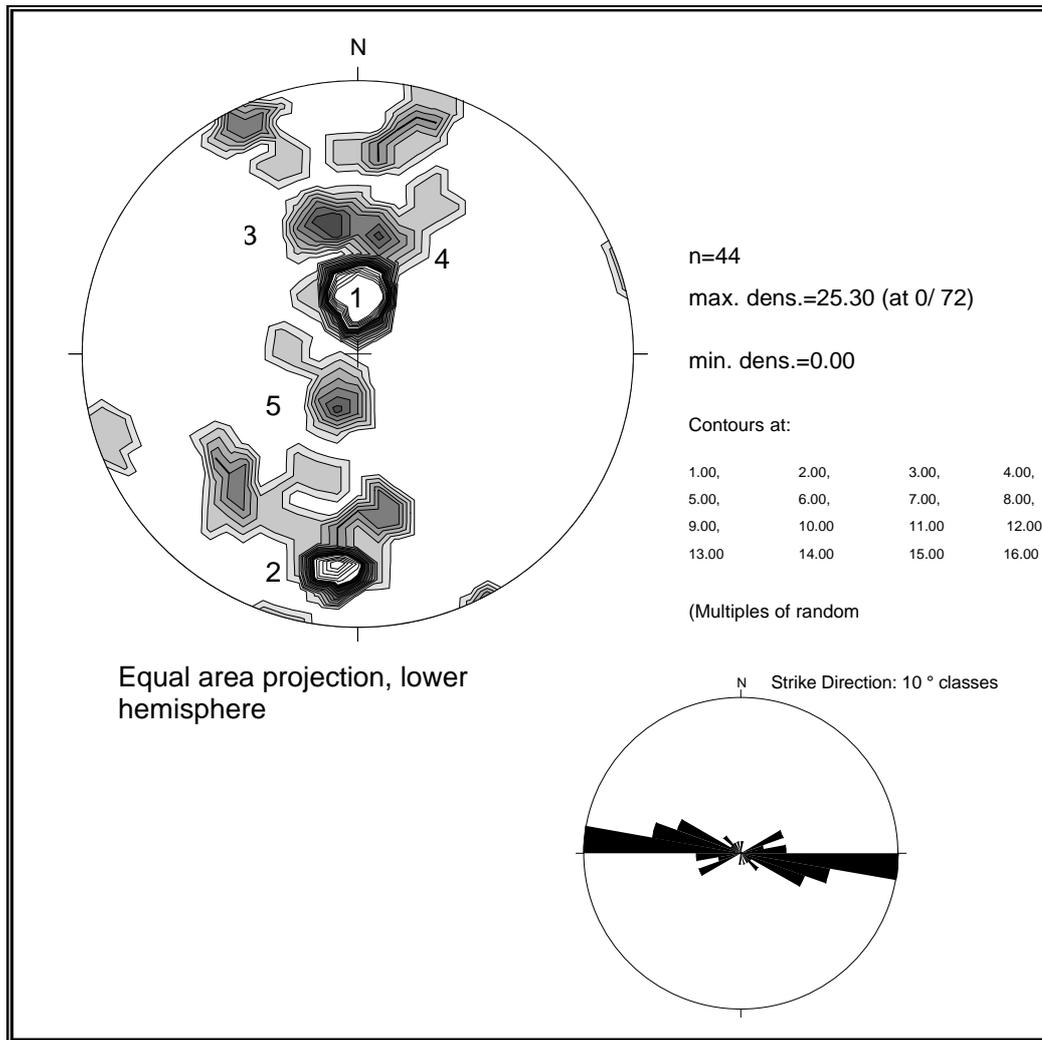


Figura. 5.12.- Discontinuidades medidas mediante el círculo de inventario de Davis, para un radio de 1 m en pizarra fina, de la Formación Casaio

TABLA 5.XI.-DIRECCIONES Y BUZAMIENTOS DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS OBTENIDAS CON CIRCULO DE INVENTARIO DE DAVIS EN PIZARRA FINA

Formación	Familias	Dirección y Buzamiento planos (°)	Porcentaje (%)
Casaio	1	180/18	25,3
	2	6/66	17,5
	3	343/48	7,6
	4	190/36	7,5
	5	19/18	7,4

En el caso del círculo de medida de 30 cm se realizó sobre alternancias de areniscas y pizarras, a techo de la serie, en un talud meteorizado y tonos ocres de dirección y buzamiento 65/75, en una sección paralela al eje de los pliegues que constituyen la estructura de este afloramiento rocoso.

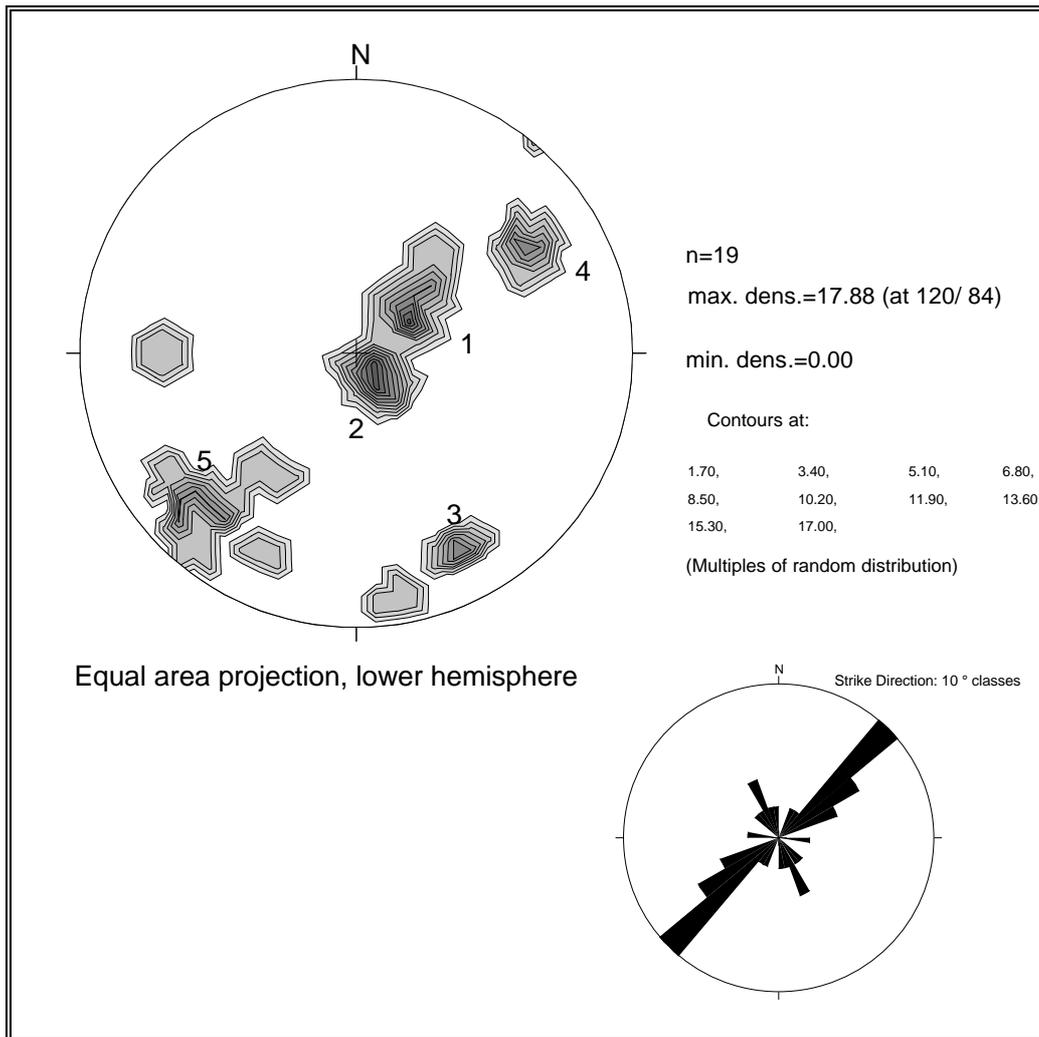


Figura 5.13.- Medida de discontinuidades en círculo de 30 cm de radio en las alternancias e Pizarras y areniscas de la Formación Casaio

TABLA 5.XII.- DIRECCIONES Y BUZAMIENTOS DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS OBTENIDAS EN LAS ALTERNANCIAS DE PIZARRAS Y ARENISCAS DE LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Familias	Dirección y Buzamiento planos (°)	Porcentaje (%)
Casaio	1	300/6	17,8
	2	244/19	15,5
	3	120/62	11,9
	4	154/19	11,9
	5	45/67	11,8

El último de los círculos inventariados, de 50 cm de radio, se efectuó sobre la pizarra limolítica de muro de la serie, emplazado en la zona de charnela y perpendicularmente al eje del pliegue, sobre un talud de 10° de dirección y 70° de buzamiento.

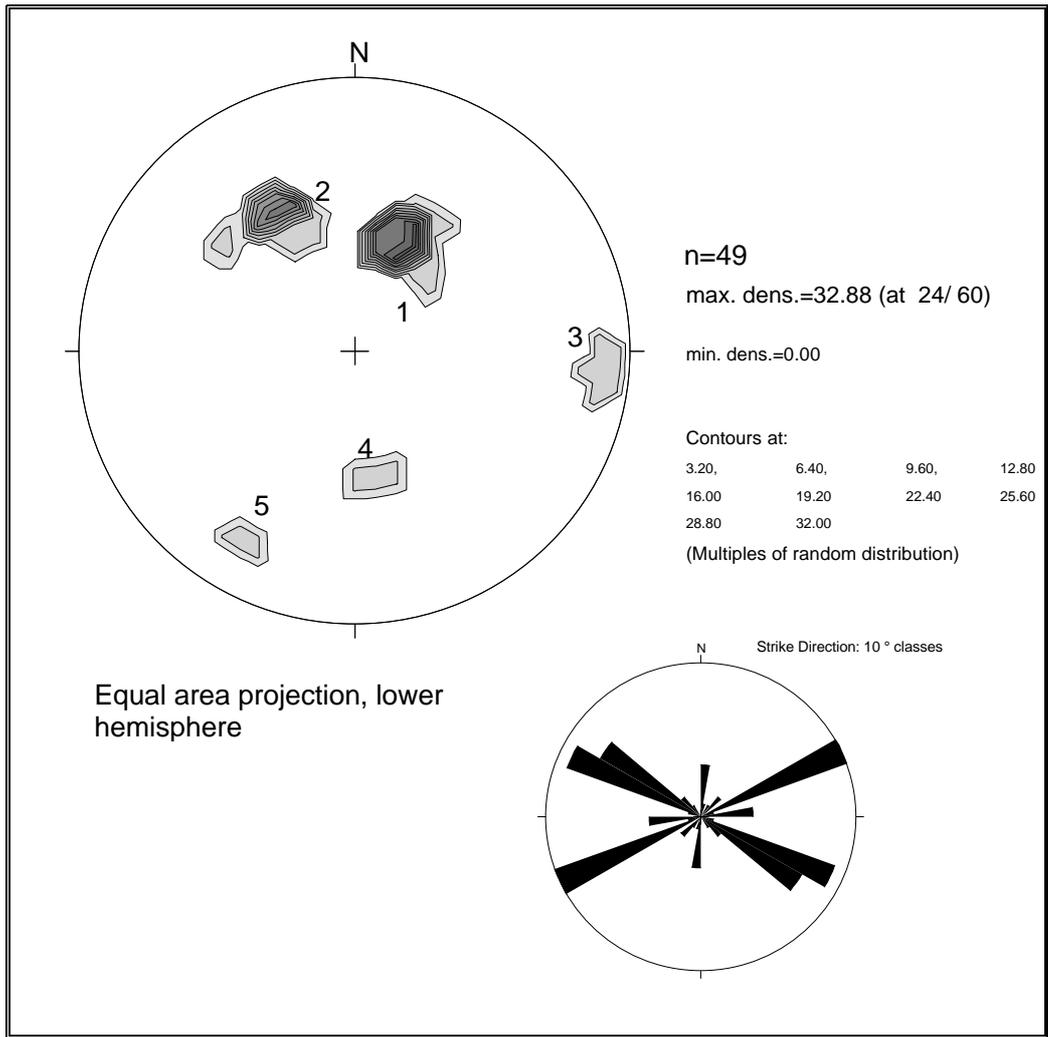


Figura 5.14.-Discontinuidades medidas en círculo de Davis con radio de 50 cm en Pizarra limolítica de muro en la Formación Casaio

TABLA 5.XIII.- DIRECCIONES Y BUZAMIENTOS DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS OBTENIDAS A PARTIR DE LA MEDIDAS EN LA PIZARRA LIMOLÍTICA DE MURO DE LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Familias	Dirección y Buzamiento planos (°)	Porcentaje (%)
Casaio	1	204/30	32,88
	2	153/48	28,2
	3	275/79	9,4
	4	252/39	7,0
	5	30/68	7,0

De las medidas realizadas de las discontinuidades en el frente de cantera con alteración baja y el cálculo de su densidad por medio del método de círculo inventario se han obtenido los valores recogidos en la Tabla 5.XV.

TABLA 5.XIV.- CUADRO RESUMEN DE LAS ORIENTACIONES DE LAS DISCONTINUIDADES MEDIDAS EN EL CAMPO EN FORMACIÓN CASAIO

Estación	Litología	Posición Estructural	Orientación de las discontinuidades (%)									
			NNO	NO	ONO	NS	NNE	NE	ENE	EO	Horizontal	
Bs (403)	Areniscas, alternancias Pizarras y areniscas y pizarras limolíticas	Flanco normal/ Flanco inverso	235/40 (7,3) 259/14 (10,5) 242/7 (10,2)		29/85 (9,1)			258/54 (6,2)				
Bi (70)	Pizarra fina	Charnela	85/84 (8,4)		30/49 (7,0)					150/12 (8,4)	9/66 (8,4)	
C1 (44) R=1m	Pizarra fina	Flanco normal			19/8 (7,4)				343/48 (7)		190/36 (7) 180/18 (25,3) 6/66 (17,5)	
C2 (19) R=30cm	Alternancias decimétricas de areniscas y pizarras	Charnela	244/19 (15,5)		45/67 (11)				300/6 (17,8) 120/62 (11)	154/19 (11)		
C3 (49) R=50cm	Pizarra limolítica de muro de la serie	Charnela	252/39 (7)		204/30 (32,8) 30/68 (7)	275/79 (9,4)				153/48 (28,2)		
Rozadais (279)	Pizarra fina (Cámaras 1 y 2)	Flanco normal	230/72 (1,8)		45/0 (20,26) 12/59 (8,2) 15/28 (6,7)						179/36 (9,0)	

5.2.3. CONCLUSIONES DEL ESTUDIO DE LA FRACTURACIÓN

Se realizaron un total de 5 estaciones en las litologías correspondientes a la Formación Casaio, en las cuales se tomaron las muestras anteriormente reseñadas para la determinación de la resistencia de la matriz del macizo rocoso, y se incluyen las realizadas al azar en las cámaras de explotación de la Formación Rozadais.

Las estaciones de medida se seleccionaron en función de la accesibilidad, por lo que se aprovecharon las bermas de la cantera, con el propósito principal de cubrir las distintas litologías diferenciadas geotécnicamente según las descripciones previas de detalle.

Además las superficies presentan pequeñas alteraciones del color original considerándose un macizo ligeramente meteorizado sin recubrimientos y comprendían un área de amplitud sobrada para inscribir el círculo de medida, en el caso de la aplicación del método del círculo de inventario.

Se efectuaron un total de 593 medidas de discontinuidades, mayoritariamente al azar, a lo largo de varias líneas, así como en 3 círculos de inventario según el método propuesto por Davis (*op. cit.*) en la Formación Casaio y 279 medidas en la de Rozadais.

Solamente se han podido efectuar determinaciones sobre afloramientos según la dirección ortogonal al plano de intersección foliación/estratificación. Lo ideal hubiera sido el estudio de dos o las tres secciones ortogonales entre sí, que en esta área de estudio significaría hacerlo en las superficies de foliación, las cuales se presentan como planos lisos perfectos y sobre los otros planos normales a las mismas y que intersectan a la lineación foliación metamórfica/estratificación paralela y perpendicularmente.

En las medidas realizadas se incluyen principalmente las discontinuidades inherentes y sistemáticas de la roca constituidas por la foliación metamórfica, las superficies de estratificación (cuando eran observables), y los pliegues de tipo *kink-*

band, así como las discontinuidades inducidas y no sistemáticas que comprenden las juntas o diaclasas, fallas y venas de cuarzo.

En el sector de estudio destaca la presencia de una falla de gran importancia clasificada como de tipo híbrido (según la nomenclatura propuesta por McClay, 1987), caracterizada por cortar oblicuamente la dirección principal de los ejes de pliegue con dirección NE-SO, además de mostrar una abertura de orden métrico, rellena de pizarra finamente foliada y abundante materia carbonosa que constituyen superficies semicoherentes con brillo, y con microcataclasitas o brechas de fragmentos de pizarra con matriz de cuarzo, y nódulos decimétricos de alta resistencia. Según las clasificaciones de Fry (1984) para venas de rocas metamórficas se correspondería con las de tipo extensivo con rotación en la dirección de extensión durante la propagación de sucesivas ramas.

Cuando las familias de diaclasas de cada serie se presentan agrupadas por rumbos, junto a su orientación, se incluye también su porcentaje con respecto al total de las medidas, registrándose todas aquellas que aparecen en una proporción >10%.

En la Tabla 5.XVI se muestran las principales características de los datos medidos en el campo para cada familia como son: orientación, espaciado, continuidad, rugosidad, resistencia de la pared, abertura y relleno, según las recomendaciones de la ISRM (1978c), y si existen variaciones se incluyen entre paréntesis.

La diaclasación se reparte agrupada en diversas familias, con rumbos muy variados comprendiendo un amplio abanico entre NO-SE a NE-SO, siendo la primera la que está presente con una mayor frecuencia y en todas las estaciones investigadas.

En cuanto a los buzamientos son muy dispersos desde subhorizontales a subverticales pasando por los valores intermedios, aunque destacan los de 30° hacia el SO y SE. La diaclasación resulta ser oblicua a los planos de foliación que buzanan al S.

La variación en las orientaciones de las diaclasas y buzamientos son debidos a la existencia de pliegues y a la posición de las estaciones de medida respecto al eje de las charnelas y de los flancos. En este caso concreto se midieron las discontinuidades en un plano normal al eje del pliegue principal que presenta una dirección NO-SE.

La foliación en las pizarras puede considerarse como una discontinuidad de espaciado muy cerrado y con una abertura desde abierta a moderadamente ancha, sin relleno. La rugosidad es nula definiéndose como planar-especular a plana-suave según la I.S.R.M. (1978c). El aspecto es liso variando el JRC entre 0 y 2 de acuerdo con perfiles de rugosidad propuestos por Barton y Choubey (1977) (véase Tabla 5.XIII).

En la Formación Casaio se estudiaron varias estaciones, encontrándose variaciones en las direcciones de las discontinuidades según la disposición estructural y las modificaciones litológicas.

Las medidas realizadas en los afloramientos de la berma superior han sido según una línea transversal que corta distintos términos pizarrosos y areníticos, donde el grupo dominante de las discontinuidades determinadas presenta una orientación NNO-SSE. Los máximos valores de las familias 1 y 2 establecidas en ese afloramiento forman un sistema con un ángulo 2θ entre ellos de 17° subhorizontales o buzando ligeramente al oeste.

Asimismo, se define una familia subvertical de dirección NO-SE, y otras NNO-SSE con buzamientos intermedios ($40-54^\circ$) hacia el sur.

El espaciado de las discontinuidades varía de muy cerrado a cerrado, y la abertura de muy sellada, en la mayoría de los casos, a extremadamente ancha en las superficies de estratificación, en las litologías predominantemente areniscosas. La rugosidad es muy variable y oscila entre 0-2 en superficies de foliación y 10-12 en superficies de estratificación donde se observa la existencia de estructuras tipo *millons* o micropliegues tectónicos.

En cuanto a la presencia de familias en las distintas estaciones de medida destaca que las familias con direcciones NNO y ONO está presente en todas ellas, lo que imprime un carácter regional a las mismas. Los buzamientos varían en un amplio rango, desde subverticales a subhorizontales sin presentar una clara relación con la estructura tectónica, estando incluidas en estas las discontinuidades de tipo horizontal, asociadas a fenómenos de descompresión del macizo y registradas en la Formación Rozadais. En las zonas de charnela analizadas es común, para todas las estaciones, la familia ENE.

Por otra parte la familia NS está presenta en la estación más próxima a la cuarcita de muro, y la EO es características de las estaciones asociadas a la pizarra fina, mientras que la NE no aparece en las estaciones de medida al azar.

La principal utilidad de los círculos de inventario de discontinuidades es la obtención del índice de diaclasación, que para la Formación Casaio se resume en la Tabla 5. XV.

TABLA 5.XV.- ÍNDICE DE DIACLASACIÓN MEDIDO PARA LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Litología	ρ_d (cm ⁻¹)
Casaio	Pizarra fina	0,039
	Pizarra+arenisca	0,19
	Pizarra limolítica muro	0,15

Otros estudios sobre densidades de fracturación realizadas por Rodríguez Bouzo (1993) para materiales carbonatados de la Zona Cantábrica (Formaciones San Emiliano, Valdeteja, Barcaliente y Alba) aportan valores comprendidos entre 0,57 y 0,21 para la Formación Valdeteja.

TABLA 5.XVI.- MEDIDAS Y CARACTERIZACIÓN DE LAS PRINCIPALES FAMILIAS DE DISCONTINUIDADES EN LAS DISTINTAS LOCALIDADES

Formación	Serie	Características de las familias de discontinuidades							Observaciones
		Orientación (%)	Espaciado (mm)	Continuidad (m)	Rugosidad (JRC)	Resistencia pared J.C.S. (MPa)	Abertura (mm)	Relleno (mm)	
Casaio	Bs (403)	259/14(10,5)	Ext. Juntas <20	Muy alta (>20)	VIII Plana Lisa	R5	Cerrada-muy cerrada (0,1-0,25)	Ninguno	Seco
		242/7(10,2)	Separadas-Muy separadas 600-6000	Muy alta (>20)	IV Ondulada rugosa	R5	Abierta-cerrada (1,1-2,5)	Arcillas	Seco
		29/85(9,1)	Moderado 200-600	Moderada-alta (3-20)	V Suave	--	Cerrada (1.1-0,25)	Cuarzo	Seco
		235/40(7,3)	Muy Separadas 2000-6000	Moderada (3-10)	V Suave	R0	Muy ancha (10-100)	Cuarzo + arcillas	Manchas de humedad
		258/54(6,2)	Separadas 600-2000	Alta-Muy alta (10-20)	IV Ligeramente rugosa	R0	Ancho-muy ancho (10-100)	arcillas	Pueden existir flujo de agua
	Bi (70)	85/84(8,4)	Ext.separadas >6000	Alta (10-20)	I Escalonada rugosa	R5	Cerrada-Parcialmente abierta (1,1-0,5)	Ninguno-arcillas	Seco con evidencias de circulación de agua.
		9/66(8,4)	Juntas (60-200)	Muy alta (>20)	V Ondulada lisa	R5	Cerrada (0,1-2,5)	Sulfuros	Grado de meteorización IV
		150/12(8,4)	Ext. Juntas (>20)	Muy alta (>20)	VIII Plana lisa	R5	Muy cerrada-cerrada	Ninguno	Seco
		30/49(7,0)	Muy separadas (2000-6000)	Moderada (3-10)	IV Ondulada rugosa	R5	Parcialmente abierta (0,5-1,5)	Sulfuros	Seco
		281/83(7,0)	Muy Juntas (20-60)	Muy alta (>20)	VIII Plana lisa	R5	Cerrada	Cuarzo	Seco, múltiples venillas de cuarzo
	C1 (44) R=1m	180/18(25,3)	Ext. Juntas <20	Muy alta (>20)	VIII Plana lisa	R5	Muy cerrada-cerrada	Ninguno	Seco
		6/66(17,5)	Juntas (60-200)	Muy baja (<1)	I Escalonada Rugosa (8-10)	R5	Cerrada	Ninguno	Seco
		19/8(7,4)	Ext.separadas >6000	Baja (1-3)	IV Ondulada rugosa	R5	Parcialmente abierta (0,5-1,5)	Ninguno	Seco
		343/48(7)	Muy Juntas (20-60)	Alta-Muy alta (10-20)	--	R5	Cerrada-muy cerrada (0,1-0,25)	Arcillas	Seco
		190/36(7)	Muy Juntas (20-60)	Muy baja (<1)	VII Plana rugosa	R5	Abierta (0,2-2,5)	Ocasionalmente óxidos	Seco
	C2 (19) R=30cm	300/6(17,8)	Separadas	Muy alta (>20)	IV Ondulada rugosa	--	Muy cerrada (<0,1)	Ninguno	Seco
		244/19(15,5)	Juntas (60-20)	Muy baja (<1)	VIII Plana lisa	--	Muy cerrada (<0,1)	Ninguno	Seco
		45/67(11)	Muy Juntas (20-60)	Baja (1-3)	I Escalonada Rugosa (8-10)	R5	Muy cerrada (<0,1)	Ninguno	Seco
		120/62(11)	Juntas (60-20)	Muy alta (>20)	VII Plana rugosa	R5	Muy cerrada (<0,1)	Ninguno	Seco
	154/19(11)	Juntas (60-20)	Baja (1-3)	V Ondulada lisa	--	Abierta	Ninguno	--	
	C3 (49) R=50cm	204/30 (32,8)	Ext. Juntas <20	Muy alta (>20)	VIII Plana Lisa (0-2)	R5	Cerrada 1,1-0,25	No	Húmedo ocasionalmente
		153/48(28,2)	Juntas 20-60	Baja	I Escalonada Rugosa (8-10)	R5	Abierta 0,5-2,5	Ocasionalmente Arcillas (0,01) o Cuarzo (0,1-5)	Seco
		275/79 (9,4)	Juntas 20-60	Baja	II Escalonada Lisa (6-8)	R5	Parcialmente abierta 2,5-0,5	No	Seco
		30/68(7)	Ext. Separadas >6000	Alta	IV Ondulada rugosa (10-12)	153,4 (R5)	Abierta 0,5-2,5	No	Seco
		252/39(7)	Ext. Separadas >6000	Muy baja	IV Ondulada rugosa (10-12)	R5	Cerrada 1,1-0,25	No	Seco

También González Buelga (1995) estableció para los materiales carbonatados de la Formación Láncara de esta Zona Cantábrica variaciones comprendidas entre 0,04 y 0,41 mientras que para los materiales cuarcíticos de la Formación Barrios, se registraron densidades entre 0,15 y 0,34, incluidas en el mismo rango obtenido en las medidas efectuadas en los macizos pizarrosos objeto de estudio.

Dentro de los parámetros característicos del macizo rocoso el valor de λ , definido para estos materiales pizarrosos de la Formación Casaio, está comprendido entre 5 y 6, estimándose una valoración del I_b del orden de 2.

La clasificación del macizo rocoso en función del tamaño y forma de los bloques (en este estudio una de las dimensiones de los bloques es mucho mayor que las otras dos), define el macizo rocoso de tipo III según las valoraciones de la ISRM Tabla 5. XVII.

TABLA 5. XVII.- VALORACIÓN MACIZOS ROCOSOS SEGÚN TAMAÑO Y FORMA DE BLOQUES

Clase	Tipo	Descripción
I	Masivo	Pocas discontinuidades o con espaciado muy grande.
II	Cúbico	Bloques aproximadamente equidimensionales.
III	Tabular	Bloques con una dimensión considerablemente menor que las otras dos.
IV	Columnar	Bloques con una dimensión considerablemente mayor que las otras dos.
V	Irregular	Grandes variaciones en el tamaño y forma de los bloques.
VI	Triturado	Macizo rocoso muy fracturado.

(Según González de Vallejo *et al.*, 2002)

5.3. ÍNDICES GEOTÉCNICOS DE FRACTURACIÓN

5.3.1. INTRODUCCIÓN

A partir de los datos registrados en los sondeos, que cortan a las distintas litologías objeto de estudio, se obtienen los índices geotécnicos característicos de los materiales que conforman el macizo rocoso, como son el índice de recuperación y el RQD (“*rock quality designation*”).

El RQD representa el principal parámetro que participa en la clasificación de los macizos rocosos, y por lo tanto el de mayor interés.

5.3.2. ÍNDICE RQD

Establecido por Deer y Miller (1966) se define como el índice de calidad de la roca y cuantifica la fracturación presente en los testigos extraídos de un sondeo.

Se establece como la relación del porcentaje de testigo sano y compacto recuperado mayor a 10 cm respecto a la longitud total del sondeo. Para el caso de los materiales pizarrosos algunas de las fracturas que aparecen según el plano de debilidad, que representa la foliación, se han producido durante la maniobra de extracción del testigo. Por ello no corresponden a roturas intrínsecas al macizo rocoso, y por ello cuando se ha puesto en evidencia este hecho se ha medido como testigo sano y compacto.

Ferrer y González de Vallejo (1999) sugiere, siempre que sea posible, obtener este índice a partir de sondeos realizados con diámetros NX (54 mm), con el fin de homogeneizar resultados, aunque en la práctica no siempre es posible por diferentes condicionantes.

A partir del índice de RQD se establece la estimación de la calidad del macizo rocoso, desde un punto de vista aplicado a la ingeniería civil (Jonson y Degraff, 1994), tal como se recoge en la Tabla 5.XVIII.

Para la descripción de la fracturación de los macizos rocosos a partir de las observaciones en el afloramiento se puede estimar el índice RQD mediante las correlaciones empíricas con parámetros medidos en los mismos (González de Vallejo *et al.*, 2002):

TABLA 5.XVIII.- VALORACIÓN DEL ÍNDICE RQD Y FRACTURACIÓN DEL MACIZO ROCOSO

RQD	Valoración Calidad	Espaciado fracturación
100-90	Excelente	Muy ancho
90-75	Buena	Ancho
75-50	Regular	Moderadamente ancho
50-25	Mala	Cerrado
0-25	Muy mala	Muy cerrado

A partir del parámetro J_v definido como el número de discontinuidades que intersectan una unidad de volumen del macizo rocoso.

$$RQD = 115 - 3,3 J_v \text{ para } J_v > 4,5$$

$$RQD = 100 \text{ para } J_v < 4,5$$

También a partir de la frecuencia de las discontinuidades mediante la expresión:

$$RQD = 100 \exp^{-0,1\lambda} (0,1 \lambda + 1)$$

Siendo λ la frecuencia de discontinuidades y $1/\lambda$ su espaciado medio.

5.3.3. RESULTADOS

Los índices calculados de los distintos sondeos disponibles del macizo pizarroso objeto de estudio se expresan en la Tabla 5. XIX. La valoración de estos materiales pizarrosos es de regular a muy malo en los casos más extremos con un espaciado moderadamente ancho a muy cerrado en las circunstancias más desfavorables.

TABLA 5.XIX.- CÁLCULO DEL ÍNDICE RQD Y VALORACIONES EFECTUADAS PARA LOS SONDEOS REALIZADOS EN LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Sondeo	Diámetro corona (mm)	Índice RQD	Valoración RQD	Valoración espaciado
Casaio	S5	65	53,5	Regular	Moderadamente ancho
	S10	65	68,21		
	S2*	48	24	Muy malo	Muy cerrado

(* medidas todas las fracturas del sondeo sin descartar las producidas por maniobra)

A partir del parámetro λ obtenido en el afloramiento se estima una variación entre 5 y 6 por lo que el RQD calculado es del orden de 90,9-87,8, que implica una calidad del macizo buena y una valoración del espaciado ancho, mayor que el obtenido a partir de las medidas en sondeos.

5.4. HIDROGEOLOGÍA

El conocimiento del comportamiento hidrogeológico del macizo rocoso es fundamental ante la aplicación ingenieril del mismo, y los parámetros hidrogeológicos más importantes a tener en cuenta son la permeabilidad y la presión intersticial.

La circulación del agua a través de los macizos pizarrosos está en función de la litología y estructura, asociada y favorecida fundamentalmente a la elevada fracturación que presentan los mismos, aunque en último término está condicionada por las propiedades físicas de la roca matriz, porosidad y su interconexión, índice de vacíos, etc. Este macizo rocoso varía entre tipo VII (tres familias de discontinuidades más otras ocasionales) o VIII (cuatro o más familias de discontinuidades).

Las litologías enmarcadas dentro de esta investigación son principalmente pizarra, pizarras limolíticas, y areniscas en bancos centimétricos a niveles métricos. Las pizarras de grano fino y limolíticas se caracterizan por presentar un comportamiento prácticamente impermeable con un coeficiente de transmisibilidad bajo y con una valoración de la permeabilidad, de tipo secundaria, de baja a muy baja influenciada por la fracturación.

Distinta conducta hidrogeológica presentan los materiales que constituyen los recubrimientos terciarios y cuaternarios (suelos y coluviones) con permeabilidades medias a altas; e igualmente los materiales antrópicos que forman las escombreras (depósitos antrópicos), aleatoriamente distribuidas presentan permeabilidades consideradas como muy altas. Estos niveles constituyen el tramo más superficial de la descarga de aguas en estos macizos y suponen un aporte muy importante a la escorrentía de las cuencas.

Por último las cuarcitas y areniscas se valoran como materiales con permeabilidades medias - bajas.

El nivel de base local está determinado por el cauce del río, situándose el nivel freático 1,5 m por encima de la cota del mismo. Por debajo de dicho nivel se considera que la roca se encuentra en condiciones de saturación.

Taboada (1993) ha realizado el balance hídrico para un valle situado en la misma cuenca del arroyo de Riodolas donde se ubica el afloramiento del macizo pizarroso correspondiente a la Formación Casaio, objeto de este estudio, recogido en la Tabla 5. XX.

TABLA 5.XX.- BALANCE HÍDRICO PARA CUENCA DEL ARROYO RIODOLAS

Precipitaciones (mm/año)	Entradas (Hm ³ /año)	Salidas (Hm ³ /año)		
		Escorrentía superficial	Escorrentía subterránea	Evapotranspiración
Año medio (1200)	2,76	1,5	0,12	1,10
Año húmedo (1500)	3,45	1,9	0,15	1,38

La escorrentía subterránea se calculó para una superficie de 2,06 km² de materiales pizarrosos con una infiltración eficaz supuesta del 4% y 0,24 km² de materiales cuarcíticos y de areniscas con una infiltración eficaz asignada del 8%.

La recarga subterránea efectiva estimada será de 0,04 Hm³/año para un año medio y 0,02 Hm³/año para el año húmedo. Se considera que entorno al 90 % de ésta no recargará los acuíferos profundos estimándose la recarga útil del orden de 0,38 a 0,47 l/s. Este caudal representa el valor estimado que afectaría a las obras subterráneas diseñadas en el macizo rocoso, según el perímetro de la excavación a efectuar y la permeabilidad del material en el que se enclava. Taboada (1993) valoró para una cámara de sección de 38 m y una permeabilidad de la pizarra fina de 10⁻⁹ cm/seg, un caudal esperado de 1,9 l/h.

5.5. RESISTENCIA AL REBOTE

5.5.1. INTRODUCCIÓN

La resistencia al rebote es comúnmente medida con el esclerómetro (martillo Schmidt), que es un método indirecto de determinación de la resistencia del macizo rocoso y el utilizado en este trabajo.

El mecanismo del martillo es muy sencillo. Consiste en un muelle que presiona sobre un pistón, encerrados en una carcasa, y que es proyectado sobre un émbolo metálico retráctil, el cuál impacta y registra la energía del impacto cuando entra en contacto con la superficie rocosa (Li *et al.*, 2000). Sobre la carcasa va ubicada la escala graduada que registra la altura del rebote del pistón cuya lectura informa de este valor sobre la superficie ensayada, al hace incidir el émbolo del martillo sobre una zona fresca de la roca, libre de discontinuidades abiertas (Foto 7).

La resistencia al rebote calculada con el martillo Schmidt permite conocer indirectamente la resistencia a la compresión uniaxial de una roca de manera sencilla, con un intervalo de confianza del 75 %. Este dato es utilizado también como índice de dureza de los materiales ensayados así como un método para definir el grado de alteración de las rocas previa elaboración de una carta de calibración.

Constituye un tipo de ensayo no destructivo diseñado, en un principio, para su aplicación en hormigones, siendo posterior su uso sobre rocas, para las que a pesar de su imprecisión y de la dispersión en los resultados, es habitualmente empleado en los trabajos de ingeniería civil gracias a su simplicidad, facilidad y economía en su manejo.

5.5.2. METODOLOGÍA

Para cada ensayo se analizan al menos 10 valores registrados en el mismo punto de medida, de los que la media de los cinco más altos dará el correspondiente a la resistencia al rebote o dureza Schmidt del material en este punto, según se recoge en la norma de la I.S.R.M. (1978a).



Foto 7.- Martillo Schmidt en rocas

Entre las recomendaciones que hay que hacer a la hora de realizar este ensayo las más significativas son, según Rodríguez Bouzo (1993): selección de una superficie de ensayo limpia, disponer el martillo perpendicular a la superficie de ensayo, la muestra ha de estar fija, tomar las medidas siempre con la misma energía, así como observar y anotar el grado de humedad del punto de medida. Por último es muy importante controlar la inclinación del martillo sobre la horizontal pues existen correcciones según las distintas posiciones.

La resistencia al rebote va a estar íntimamente relacionada con la composición mineralógica y el porcentaje de huecos. Por ello en los ábacos de correlación del índice de rebote de Miller (1965) y la resistencia a la compresión se introduce la densidad seca de las rocas.

La ecuación que correlaciona la resistencia a la compresión uniaxial con el índice de rebote, para la posición del martillo vertical hacia abajo, establecida por Miller (*op. cit.*) y modificada por Carlsson y Olsson (1981) se expresa por:

$$\text{Log}_{10} \sigma_c = 0,00088 \xi R \gamma_d + 1,01$$

donde:

σ_c es la resistencia a compresión simple en MN/m².

R es la resistencia al rebote.

γ_d es la densidad seca de la muestra (KN/m³).

ξ es la constante de humedad (0,96 en muestras secas y 1 para las húmedas).

A partir de la resistencia estimada se clasifican las rocas según el grado de resistencia. Las distintas clasificaciones existentes se recogen en la Tabla 5.XXI.

TABLA 5.XXI.- CLASIFICACIÓN DE LA RESISTENCIA DE LAS ROCAS EN CLASES

Clase	Valoración Resistencia	Resistencia (MPa)	
		Deer & Miller (1966)	Jiménez Salas & Justo Alpañes (1975)
A	Muy alta	>200	>200
B	Alta	100-200	100-200
C	Media	50-100	20-100
D	Baja	25-50	5-20
E	Muy baja	<25	<5

(Basada en Rodríguez Bouzo, 1993 y González Buelga, 1995)

Además, con cada serie de rebotes obtenidos en un punto determinado, se puede calcular el *coeficiente de plasticidad o deformación (K)*, expresado en tanto por ciento de la diferencia entre los rebotes máximos (H_{max}) y los medios (H_i) según la fórmula:

$$K = \{(H_{m\acute{a}x} - H_i) / H_i\} \times 100$$

Este índice K informa sobre la cantidad de energía necesaria para la alteración de la estructura intergranular de la muestra (Rodríguez Bouzo, 1993 y Rodríguez Bouzo *et al.*, 2000).

En el ámbito geológico estudiado se han realizado 470 determinaciones sobre bloques recogidos de la nave de transformación y que permanecen saturados durante el tiempo de medida, otros 210 durante la realización de las medidas “in situ” sobre el afloramiento de las pizarras a pie de cantera y 60 sobre las cuarcitas situadas a

muro de las pizarras. Los ensayos se efectuaron con un martillo de tipo L, específico para rocas.

Las medidas que se realizaron fueron:

R_a = Índice de rebote medido sobre plano de foliación denominado XY.

R_b o R_c = Índice de rebote medido a 90° u oblicuo a foliación (XZ ó YZ).

R_d = Índice de rebote medido a 45° de la foliación.

El fin de estas pruebas consiste en comprobar la variación de la dureza o si existe alguna dependencia con la orientación y tamaño de las muestras así como el establecimiento de estudios comparativos sobre muestra sana, pudiéndose determinar la correlación entre la resistencia y el grado de meteorización que presenta la roca.

Independientemente de la orientación y del tipo de ensayo, para cada uno de los valores de rebote, se calculó la resistencia a compresión uniaxial estimada, mediante la expresión obtenida a partir del gráfico de Miller (*op. cit.*) y de Carlsson y Olsson (*op. cit.*). Para la aplicación de las fórmulas es necesario realizar la corrección del índice de rebote en función de la inclinación del martillo cuando no es vertical hacia abajo. Para ello se empleó la Tabla 5.XXII propuesta por la I.S.R.M. (1978a).

TABLA 5.XXII.- CORRECCIONES A APLICAR EN LA MEDIDA DEL REBOTE CON EL MARTILLO SCHMIDT SEGÚN EL ÁNGULO DE MEDIDA

Rebote (R)	Martillo hacia abajo		Martillo hacia arriba		Horizontal 0°
	-90°	-45°	+90°	+45°	
10	0	-0,8	-	-	-3,2
20	0	-0,9	-8,8	-6,9	-3,4
30	0	-0,8	-7,8	-6,2	-3,1
40	0	-0,7	-6,6	-5,3	-2,7
50	0	-0,6	-5,3	-4,3	-2,2
60	0	-0,4	-4,0	-3,3	-1,7

5.5.3. RESULTADOS

Con la aplicación de las correcciones sobre las medidas tomadas con el martillo Schmidt se obtuvieron los índices de rebote sobre las pizarras y cuarcitas.

Como densidad seca se utilizó el valor medio de 28 KN/m^3 , definido a partir de los cálculos realizados para la determinación de las propiedades físicas.

Además se han establecido los valores del coeficiente de plasticidad o deformación (K), para cada uno de los puntos de medida.

Cuando se lleva a cabo este ensayo se produce una pulverización de la zona del impacto en determinadas ocasiones y en otras se forma una costra compactada del machaqueo continuo sobre la superficie de la roca lo que influye en las variación de los rebotes a la largo de la secuencia de las medidas, pero que se ve sufragada con la eliminación de los cinco valores más bajos propuesta por la ISRM.

5.5.3.1 Medidas en afloramiento

Los resultados se muestran en las Tablas 5.XXIII y 5.XXIV con las variaciones estadísticas más representativas.

5.5.3.2 Medidas en bloques sueltos

En este caso R_a es normal al plano de foliación principal y R_b y R_c paralelos al mismo, realizándose el R_b a 5 cm de la parte superior del bloque por no disponer de espacio en el área de medida. R_d se ha obtenido a 45° respecto a dicho plano principal. Todas ellas se efectuaron sobre bloques rectangulares de 42 x 42 x 20, mostrándose los resultados en la Tabla 5.XXV.

El índice de coeficiente de plasticidad o deformación calculado para las medidas del índice de rebote en las rocas se recoge en la Tabla 5.XXVI.

Cuando se realiza este ensayo sobre los planos de foliación o XY, se produce la trituración de las rocas a medida que se impactan los sucesivos golpes, dando lugar a una disminución en la resistencia como consecuencia de dicha trituración.

Los resultados obtenidos informan de la relación que existe entre las diferencias litoestratigráficas, que aunque son pequeñas, ejercen una cierta influencia como consecuencia de la mayor dureza de los niveles de mayor contenido en cuarzo.

TABLA 5.XXIII.- RESULTADOS OBTENIDOS DEL REBOTE, LA RESISTENCIA A COMPRESIÓN ESTIMADA Y SU VALORACIÓN SEGÚN DISTINTOS AUTORES

Litotipo	Tipo	R				s _c (MPa) (Carlsson&Olsson,1981)				Clase (Deer& Miller,1966)	Clase (Jiménez&Justo,1975)
		Máx.	Min.	Media	Desv.	Máx.	Min.	Media	Desv.		
C2	R _b	49,8	40,3	43	3,9	154,1	91,8	108,6	26,3	B	B
	R _a	26,0	22,0	23,6	2,1	42,1	33,9	37,2	4,5	D	C
	R _b	43,3	27,9	32,4	6,5	108,2	46,7	63,4	26,0	C	C
	R _b	43,3	40,3	41,7	1,1	108,2	91,8	99,3	6,2	C	C
	R _a	52	48	50,2	1,4	173,8	139,7	157,96	12,5	B	B
	R _a	42	20	33	8,8	100,8	30,4	67,21	28,1	C	C
	R _b	22,6	14,8	18,0	3,2	35,0	22,9	27,6	5,0	D	C
	R _b	41,3	32,9	36,0	3,5	97,0	61,4	73,9	14,3	C	C
	R _b	53,8	28,9	37,1	10,4	191,6	49,3	89,6	60,1	C	C
	R _b	34,9	28,9	31,3	2,8	68,4	49,3	59,7	9,0	C	C
C1	R _a	46,0	41,0	43,4	2,4	125,3	95,4	109,5	1,5	B	B
	R _b	58,3	53,8	55,9	1,7	244,9	191,6	215,7	20,6	A	A
	R _b	59,3	52,8	55,7	2,1	258,6	181,5	213,9	25,2	A	A
	R _b	48,8	43,3	45,4	2,6	145,9	108,2	122,0	18,1	B	B
	R _a	28,0	25,0	26,0	1,2	47,0	39,9	42,2	2,8	D	C
Cuarcitas	R _b	63,5	57,4	60,2	3,0	325,1	233,2	275,2	45,8	A	A
	R _b	59,5	55,4	57,4	2,0	261,4	209,1	234,8	26,1	A	A
	R _b	60,5	54,4	56,4	2,7	276,1	198,0	222,6	35,7	A	A
	R _c	60,5	57,4	58,8	1,3	276,1	233,2	253,1	19,1	A	A
	R _c	53,4	51,4	51,8	0,8	187,5	168,2	172,0	8,6	B	B
	R _a	56,7	52,7	55,3	1,9	224,4	180,5	208,9	21,6	A	A

TABLA 5.XXIV.- RESULTADOS DEL COEFICIENTE DE PLASTICIDAD O DEFORMACIÓN CALCULADO

Litotipo	Tipo	K (%)			
		Máx.	Min.	Media	Desv.
C2	R _b	23,57	15,01	20,68	4,03
	R _a	18,18	18,18	18,18	0,00
	R _b	55,19	27,72	46,35	12,96
	R _b	7,44	2,36	4,87	2,07
	R _a	8,33	1,96	4,57	2,68
	R _a	110,00	10,53	46,01	46,28
	R _a	52,70	17,71	36,15	19,17
	R _b	25,53	10,72	19,11	6,31
	R _b	86,15	30,26	66,16	24,59
	R _b	20,76	12,94	15,13	4,51
C1	R _a	12,19	9,52	10,41	1,54
	R _b	8,36	2,64	5,4	2,46
	R _b	12,31	6,27	7,86	2,62
	R _b	12,70	5,39	9,63	4,21
	R _a	12,00	7,69	9,84	2,48
Cuarcitas	R _b	10,62	8,73	9,36	1,09
	R _b	7,40	3,65	6,15	2,16
	R _b	11,21	9,22	7,26	1,15
	R _c	5,40	1,68	3,54	2,14
	R _c	3,89	3,89	3,89	0,00
	R _a	7,59	5,59	6,59	1,42

TABLA 5.XXV.- VALORES OBTENIDOS DEL REBOTE CON EL MARTILLO SCHMIDT A PARTIR DE BLOQUES SUELTOS, LA RESISTENCIA ESTIMADA ASÍ COMO SU VALORACIÓN

Litotipo	n° bloque	Tipo	R				s _c (MPa)(Carlsson & Olsson, 1981)				Clase (Deer & Miller, 1966)	Clase (Jiménez & Justo, 1975)	
			Max.	Min.	Media	Desv.	Max.	Min.	Media	Desv.			
C2	1	R _a	56,0	52,0	53,8	1,8	245,4	195,6	217,5	22,1	A	A	
		R _b	59,3	55,8	57,8	1,5	295,9	242,6	272,6	22,2	A	A	
	2	R _a	1	54,0	54,0	54,0	0,0	219,1	219,1	219,1	0,0	A	A
			2	54,0	52,0	53,2	0,8	219,1	195,6	209,5	9,9	A	A
		R _b	62,3	58,3	60,5	2,0	350,8	279,6	318,4	36,3	A	A	
	3	R _c	60,3	55,8	57,4	1,9	313,2	242,6	267,0	29,9	A	A	
		R _a	55,0	53,0	53,8	0,8	231,8	207,0	216,8	10,4	A	A	
	4	R _b	60,3	53,8	57,7	2,8	313,2	216,6	272,8	41,1	A	A	
		R _a	54,0	50,0	52,2	1,8	219,1	174,6	198,6	20,1	B	B	
	5	R _a	56,0	44,0	51,2	4,4	245,4	124,2	191,4	44,0	B	B	
		R _b	62,3	56,8	59,4	2,1	350,8	256,8	299,3	35,5	A	A	
	6	R _a	58,0	55,0	56,6	1,5	274,9	231,8	254,6	21,7	A	A	
		R _b	64,3	62,3	63,3	0,7	393,0	350,8	371,5	14,9	A	A	
		R _c	61,3	30,9	50,8	13,0	331,5	59,1	218,5	118,7	A	A	
	7	R _a	58,0	55,0	56,2	1,1	274,9	231,8	248,6	15,8	A	A	
		R _b	64,3	55,8	60,2	3,1	393,0	242,6	315,2	54,7	A	A	
		R _c	58,3	53,8	56,4	1,9	279,6	216,6	252,2	27,2	A	A	
	8	R _a	54,0	52,0	53,4	0,9	219,1	195,6	211,9	10,5	A	A	
		R _b	61,3	51,8	57,5	3,6	331,5	193,4	271,4	51,4	A	A	
	9	R _a	52,0	48,0	50,0	2,0	195,6	155,9	175,5	19,9	B	B	
		R _c	62,3	55,8	58,6	2,3	350,8	242,6	286,4	39,4	A	A	
	10	R _a	55,0	54,0	54,6	0,5	231,8	219,1	226,7	7,0	A	A	
		R _b	61,3	56,8	58,6	1,6	331,5	256,8	285,4	27,6	A	A	
11	R _b	61,3	60,3	60,7	0,5	331,5	313,2	320,5	10,0	A	A		
12	R _a	56,0	51,0	53,2	2,3	245,4	184,8	210,7	27,4	A	A		
	R _b	59,3	56,8	58,1	1,3	295,9	256,8	277,0	19,6	A	A		
13	R _a	58,0	54,0	55,8	1,5	274,9	219,1	243,3	20,8	A	A		
	R _b	63,3	58,3	60,7	2,3	371,3	279,6	322,5	41,7	A	A		
	R _c	63,3	62,3	62,7	0,5	371,3	350,8	359,0	11,2	A	A		
14	R _a	57,0	54,0	55,8	1,1	259,7	219,1	243,0	14,7	A	A		
	R _b	64,3	58,3	61,3	2,8	393,0	279,6	334,9	54,3	A	A		
15	R _a	56,0	46,0	53,2	4,1	245,4	139,1	213,5	42,6	A	A		
	R _b	61,3	58,3	59,9	1,3	331,5	279,6	306,9	23,4	A	A		
16	R _a	57,0	52,0	54,6	2,1	259,7	195,6	227,9	26,5	A	A		
	R _b	58,3	52,8	55,5	2,2	279,6	204,6	240,0	30,2	A	A		
17	R _a	56,0	52,0	54,0	1,4	245,4	195,6	219,6	17,6	A	A		
	R _b	60,3	48,8	53,8	5,5	313,2	163,1	225,5	72,7	A	A		
18	R _a	58,0	27,0	43,0	14,6	274,9	47,3	149,4	101,1	B	B		
19	R _a	55,0	30,0	48,8	10,6	231,8	56,1	181,9	71,6	B	B		
	R _b	62,3	58,3	60,1	1,6	350,8	279,6	310,7	29,4	A	A		
20	R _a	52,0	50,0	50,8	1,1	195,6	174,6	183,0	11,5	B	B		
	R _b	53,8	42,3	50,9	4,9	216,6	112,8	188,8	43,6	B	B		
21	R _a	56,0	52,0	54,0	2,0	245,4	195,6	220,2	24,9	A	A		
	R _b	61,3	59,3	60,3	1,0	331,5	295,9	313,6	17,8	A	A		
22	R _a	56,0	54,0	54,8	1,1	245,4	219,1	229,6	14,4	A	A		
	R _b	62,3	54,8	57,9	3,2	350,8	229,2	277,0	50,9	A	A		
23	R _d	54,4	43,3	46,1	4,8	224,1	119,4	144,7	45,4	B	B		

TABLA 5.XXVI.- ÍNDICE DE PLASTICIDAD CALCULADO EN BLOQUES SUELTOS DE PIZARRA

Litotipo	n° bloque	Tipo	K (%)				
			Max.	Min.	Media	Desv.	
C2	1	R _a	7,69	1,82	5,23	2,95	
		R _b	6,27	0,85	3,31	2,49	
	2	R _a	1	0,00	0,00	0,00	0,00
			2	3,85	1,89	2,54	1,13
		R _b	6,86	1,63	5,12	3,02	
	3	R _c	8,06	3,43	6,43	2,19	
		R _a	3,77	1,85	2,81	1,11	
		R _b	12,08	1,69	5,88	5,11	
	4	R _a	8,00	3,85	5,91	2,08	
	5	R _a	27,27	5,66	12,61	11,47	
		R _b	9,68	3,32	6,23	2,72	
	6	R _a	5,45	1,75	4,22	2,14	
		R _b	3,21	1,58	1,99	0,82	
		R _c	98,38	3,37	36,32	44,40	
	7	R _a	5,45	3,57	4,04	0,94	
		R _b	15,23	4,89	8,80	4,53	
		R _c	8,36	4,48	5,77	2,24	
	8	R _a	3,85	1,89	2,87	1,39	
		R _b	18,34	3,37	8,70	6,70	
	9	R _a	8,33	4,00	6,89	2,50	
		R _c	11,65	6,86	8,06	2,39	
	10	R _a	1,85	1,85	1,85	0,00	
		R _b	7,92	5,15	5,84	1,39	
11	R _b	1,66	1,66	1,66	0,00		
12	R _a	9,80	1,82	6,77	3,84		
	R _b	4,40	1,72	3,51	1,55		
13	R _a	7,41	3,57	5,00	1,83		
	R _b	8,58	1,61	5,51	3,61		
	R _c	1,61	1,61	1,61	0,00		
14	R _a	5,56	1,79	2,73	1,88		
	R _b	10,29	6,63	8,45	1,83		
15	R _a	21,74	1,82	7,27	9,69		
	R _b	5,15	3,37	3,96	1,02		
16	R _a	9,62	1,79	5,65	3,57		
	R _b	10,42	2,64	6,48	3,55		
17	R _a	7,69	3,70	4,70	1,99		
	R _b	23,57	1,69	16,26	9,92		
18	R _a	114,81	7,41	62,55	56,28		
19	R _a	83,33	1,85	23,68	39,80		
	R _b	6,86	1,63	4,65	2,19		
20	R _a	4,00	4,00	4,00	0,00		
	R _b	27,19	1,89	10,98	14,07		
21	R _a	7,69	3,70	6,36	2,30		
	R _b	3,37	1,66	2,80	0,90		
22	R _a	3,70	3,70	3,70	0,00		
	R _b	13,69	5,06	9,82	4,52		
23	R _d	25,64	17,49	23,60	4,07		

5.5.4. CONCLUSIONES DE LA RESISTENCIA AL REBOTE

A partir de las medidas del índice de rebote realizadas en el campo se ha establecido la resistencia a la compresión estimada, para el litotipo definido como C2, que varía entre 157,9 y 37,2 MPa en la dirección normal a la foliación y entre 108,6 y 27,6 MPa cuando la medida de la resistencia se efectúa paralela a los planos de foliación. Para el litotipo C1 los rango de la resistencia calculada varía entre 109,5 y 42,2 MPa en la dirección normal a la foliación y entre 215,7 y 122,0 MPa cuando es paralela a la misma.

En las cuarcitas de muro de la serie se midió el índice de rebote según las tres direcciones siendo la resistencia calculada en la dirección normal al plano de foliación de 208,9 MPa mientras que en las direcciones paralelas a la foliación varían entre 275,2-222,6 y 253,1-172,0 MPa

En general para el litotipo C2 la resistencia es menor en la dirección paralela a la foliación que normalmente a la misma, mientras que para el C1 se establece la relación opuesta, con lo que el mayor contenido en cuarzo de la roca aumenta la resistencia en la dirección perpendicular a la foliación, e idénticas conclusiones se establecen para las medidas realizadas en la cuarcita.

El índice de plasticidad obtenido a partir de estos registros, también varía según las distintas orientaciones de la foliación con la medida. Así para el litotipo C2 oscila entre 18,1 y 4,5% en la dirección normal a la foliación y entre 66,1 y 4,8% paralelamente a ella. En el litotipo C1 las variaciones son menores y están comprendidas entre 10,4 y 9,4% normalmente a la foliación y entre 9,6 y 5,4% paralelamente a la misma.

En las cuarcitas normalmente a la foliación el índice de plasticidad es de 6,5% y en las dos direcciones paralelas a la foliación están comprendidas entre 9,36 y 6,15% para una y en la otra entre 3,54 y 3,89%.

La Tabla 5.XXVII establece una síntesis de las valoraciones establecidas para los distintos litotipos de la Formación Casaio.

TABLA 5.XXVII.-CUADRO RESUMEN DE LA VALORACIÓN DE LA RESISTENCIA EN PIZARRAS A PARTIR DEL VALOR DE REBOTE DEL MARTILLO SCHMIDT

Formación	Litotipo	Orientación		Resistencia estimada a partir del índice de rebote	
		<i>b</i> (°)	<i>dirección rebote</i>	<i>Campo</i>	<i>Laboratorio</i>
Casaio	C2	0	Ra	Alta –Baja	Alta-Muy alta
		90	Rb		
		90	Rc	-	
		45	Rd	-	
	C1a	0	Ra	Alta-Baja	-
		90	Rb	Muy alta-Alta	-
	Cuarcita	0	Ra	Muy alta	-
		90	Rb	Muy alta	-
		90	Rc	Muy alta- Alta	-

A partir de las mediciones del índice de rebote efectuadas sobre los bloques cortados en la nave de transformación únicamente para el litotipo C2, las resistencias estimadas varían entre 254,6 y 149,4 MPa en la dirección normal al plano de foliación y en las direcciones perpendiculares a esta las variaciones están comprendidas entre 371,5 y 188,8 MPa y 359,0 y 218,5 MPa. Cuando la foliación se sitúa a 45° del plano de medida la resistencia se ha estimado del orden de 144,7 MPa.

El índice de plasticidad máximo y mínimo para las distintas orientaciones estudiadas está entre 12,6 y 1,8 % cuando se realizan las medidas normalmente al plano de foliación, habiéndose desestimado los máximos y mínimos de 65,5 y 0,0 %, por resultar valores muy anómalos. En las direcciones paralelas a los planos de foliación los índices de plasticidad que se obtienen oscilan entre 18,88 y 37,15 % en una dirección y en la perpendicular a la misma los valores registrados se encuentran entre 35,90 y 21,85 %.

A partir del índice de rebote medido, según las distintas orientaciones, se puede establecer la carta de variación del mencionado índice con respecto al grado de alteración del macizo.

Para el litotipo C2 en la dirección “a” el índice de rebote varía entre 43 y 55 para la roca sana y cuando se mide en el afloramiento, con un grado de meteorización definido como parcialmente decolorado, el índice según esta misma

dirección queda entre 50 y 23. En la dirección “b” lo está entre 53 y 63 en el caso de roca sana y entre 18 y 43 para la meteorizada, obteniéndose valores comprendidos entre 50 y 62 según “c” y para la roca sana saturada. Cuando se realiza la medida en el litotipo C1 según la dirección “a” el índice varía entre 26 y 43 y entre 45 y 55 según “b”.

En las cuarcitas se determinó el índice de rebote, en el macizo parcialmente meteorizado, según las tres direcciones de la anisotropía. No se observan variaciones en su registro, por lo que se puede afirmar que no existe influencia de la anisotropía en este índice e indirectamente en su resistencia. El rango definido para éste índice de rebote se sitúa entre 60 y 51 en estas rocas.

5.6. METEORIZACIÓN DEL MACIZO ROCOSO

El estudio del grado de meteorización de un macizo es un aspecto importante en la caracterización de la matriz rocosa, y está en función de la misma, conduciendo a la modificación de las propiedades mecánicas de las rocas que lo constituyen. A mayor grado de meteorización se produce un aumento de la porosidad, permeabilidad y deformación, disminuyendo según el nivel de alteración la resistencia del material (Ferrer y González de Vallejo, 1999). Esta meteorización puede ser física, química o biológica (Tabla 5. XXVIII y 5.XXIX).

El clima es un factor determinante de la meteorización que sufren las rocas de la corteza terrestre, y está en función de la temperatura, humedad, precipitaciones y régimen de vientos de una zona y controla el tipo de meteorización predominante en una región. En base a los datos recogidos a partir de la bibliografía en cuanto al registro de temperaturas medias junto con las precipitaciones medias anuales y para periodos de 30 años, se puede establecer que la alteración química en esta región de Valdeorras-Truchas está comprendida desde moderada a baja. Por otro lado la meteorización físico-química puede valorarse para la física de moderada a baja e incluso muy baja, mientras que la química de moderada con influencia de física, según muestra la zona rallada en Fig. 5.15.

TABLA 5. XXVIII.- ACCIONES DE LA METEORIZACIÓN EN LAS ROCAS

Meteorización	Procesos	Mecanismos
Física	Rotura, disgregación y abertura de discontinuidades	Insolación Hidratación Lapidación Capilaridad Formación de sales Fracturación por heladas
Química	Descomposición de minerales y disolución	Oxidación Reducción Hidratación Hidrólisis Disolución
Biológica	Disgregación y descomposición	

(Según Ferrer y González de Vallejo, 1999)

TABLA 5.XXIX.- GRADO DE METEORIZACIÓN DE LA ROCA

Término	Descripción
Fresca	No se observan signos de meteorización en la matriz rocosa.
Decolorada	Se observan cambios en el color original de la matriz rocosa. Es conveniente indicar el grado de cambio. Si se observa que el color se restringe a un solo mineral se ha de mencionar.
Desintegrada	La roca se ha alterado al estado de un suelo, manteniéndose la fábrica original. La roca es friable, pero los granos minerales no están descompuestos.
Descompuesta	La roca se ha alterado al estado de un suelo, alguno o todos los minerales están descompuestos.

(Según Ferrer y González de Vallejo, 1999)

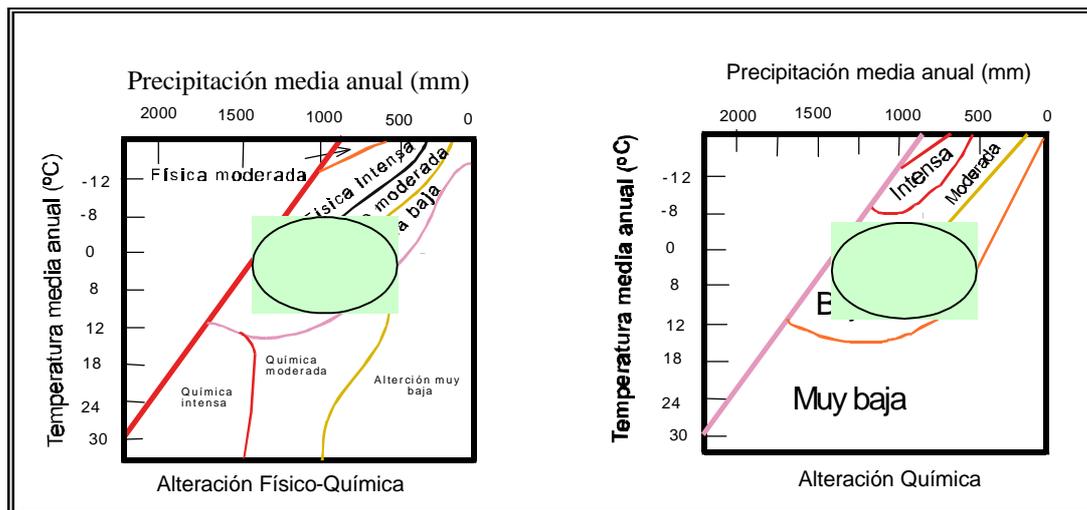


Figura 5.15.- Clasificación de la alteración química y físico-química según el clima (González de Vallejo *et al.*, 2002)

El clima, en La Cabrera, se clasifica como variable entre meso-mediterráneo inferior a supra-mediterráneo medio. Las temperaturas medias anuales registradas en los últimos años fluctúan entre los 9,7 °C e inferiores a los -1,3 °C en el mes más frío. Pluviométricamente en Llamas de La Cabrera se han registrado las máximas precipitaciones de 1.253 mm clasificándose (Mayoral y Vega, 2000) como región húmeda superior, variando a 1.071 mm en las regiones húmedas inferiores hasta los mínimos registrados en torno a 618 mm en las regiones subhúmedas inferiores.

El clima definido para la comarca de Valdeorras es el oceánico de montaña para la mayor parte, si se exceptúan las inmediaciones del río Sil, donde se determina como oceánico mediterráneo (Fernández Gurrimán *et al.*, 1981).

Las precipitaciones medias anuales en las inmediaciones del río Sil se han cuantificado de 600 a 800 mm, mientras que en las zonas montañosas son de 1.000 a 1.500 mm. Las temperaturas mínimas medias registradas en el mes más frío (enero) varían entre 0° y 5° frente a unas máximas medias para el mes más caliente (julio) del orden de 17,5 °C (Fernández Gurrimán *et al.*, op. cit.).

Por todo ello se puede afirmar que bajo la influencia de estas condiciones climáticas, se desarrolla en ambas comarcas un manto de alteración de potencia variable, con suelos pobres de escaso desarrollo en contacto con la roca a partir de los 20-30 cm de profundidad. En términos del grado de meteorización constituyen un horizonte variable desde unos pocos centímetros hasta el orden métrico, con limitada

presencia del horizonte “A” constituido por roca desintegrada y descompuesta y rápida transición a la roca decolorada y presentado en general una transición de reducido espesor a la roca fresca. La variación de la potencia del recubrimiento edafológico está determinado principalmente por la altura topográfica, factor que condiciona las condiciones físico-químicas existentes en las distintas zonas, y por tanto su grado de desarrollo, siendo máximo al nivel de los ríos y mínimo en las cotas más altas de las cordilleras montañosas que conforman la orografía de esta región del Sinclinal de Truchas.

En su conjunto el macizo rocoso estudiado para las formaciones pizarrosos presentan un grado de meteorización tipo II (Tabla 5.XXX) correspondiente al tipo ligeramente meteorizado observándose la decoloración del material rocoso y de las superficies de discontinuidad.

TABLA 5.XXX- CLASIFICACIÓN DEL GRADO DE METEORIZACIÓN (ISRM)

Grado de meteorización	Término	Descripción
I	Fresco	No aparecen signos de meteorización
II	Ligeramente meteorizado	La decoloración indica alteración del material rocoso y de las superficies de discontinuidad. Todo el conjunto rocoso está decolorado por meteorización.
III	Moderadamente meteorizado	Menos de la mitad del macizo rocoso aparece descompuesto y/o transformado en suelo. La roca fresca o decolorada aparece como una estructura continua o como núcleos aislados.
IV	Altamente meteorizado	Más de la mitad del macizo rocoso aparece descompuesto y/o transformado en suelo. La roca fresca o decolorada aparece como una estructura continua o como núcleos aislados.
V	Completamente meteorizado	Todo el macizo rocoso aparece descompuesto y/o transformado en suelo. Se conserva intacta la estructura original del macizo rocoso.
VI	Suelo residual	Todo el macizo rocoso se ha transformado en un suelo. Se ha destruido la estructura del macizo rocoso y la fábrica del material.

(Según Ferrer y González de Vallejo, 1999)

El acceso principal a la alteración de las rocas que conforman estos macizos pizarrosos lo constituye el plano de foliación tal y como se pone de manifiesto en las Fotos 8 y 9.



Foto 8.- Meteorización del macizo rocoso en sección normal a la foliación



Foto 9.- Meteorización del macizo rocoso cuando la foliación buza en el mismo sentido que la ladera

6. ANÁLISIS DE LOS MATERIALES

6.1. INTRODUCCIÓN

En este capítulo se incluyen los estudios y ensayos necesarios para determinar las características básicas de los materiales, su naturaleza y estado, a escala de roca matriz (volumen de roca mínimo libre de discontinuidades inducidas).

Para la consecución de este objetivo se ha realizado un importante número de análisis y ensayos a fin de obtener un conjunto de parámetros necesarios para la caracterización y clasificación de cada muestra, los cuales ayudarán a establecer y predecir posteriormente el comportamiento geomecánico de los materiales objeto de estudio.

En base a la representatividad de la toma de muestras a escala de laboratorio para el conjunto que constituye el macizo rocoso, se ha recogido una serie en cada nivel definido por las distintas litologías. Sobre todo, se tuvo en cuenta la facilidad de labrado de la roca, y de esta manera determinar la existencia de variaciones geomecánicas a lo largo de los distintos niveles litoestratigráficos de interés.

Los ensayos efectuados se agrupan, según su finalidad, en:

- Básicos de identificación
- Comportamiento geomecánico y de deformación

Como ensayos básicos de identificación se incluyen aquellos que proporcionan datos acerca de la petrografía, mineralogía, composición química y características físicas (densidades, índices de vacío, contenido en humedad, absorción de agua, propagación de las ondas elásticas).

También se introduce un apartado donde se recogen las correlaciones estadísticas que se establecen entre los ensayos obtenidos y se realiza un análisis comparativo empleando para ello diversos modelos matemáticos, con una valoración final del significado de las conclusiones que se alcanzan.

6.2. METODOLOGÍA

6.2.1. SISTEMÁTICA DE TRABAJO

Para llevar a cabo los estudios petrográficos y mineralógicos se tomaron muestras procedentes de los bloques recogidos en el campo –utilizados para tallar las probetas destinadas a los ensayos geotécnicos– y, en menor medida, de testigos de sondeos. La ubicación de los puntos de extracción se detalla en las columnas estratigráficas de las series incluidas en el capítulo 4.

La evaluación de la resistencia de la matriz rocosa puede lograrse tanto mediante métodos empíricos, como experimentales a partir de los ensayos de laboratorio de probetas de distinta orientación de los planos de debilidad (González de Vallejo *et al.*, 2002). Esta última ha sido la metodología seguida en este trabajo.

La sistemática seguida se recoge en el esquema de la Fig. 6.1, establecido por González Buelga (1995) para el estudio de materiales carbonatados, sólo que modificado para el caso de materiales pizarrosos. La Tabla 6.I representa los ensayos geotécnicos a realizar así como los parámetros que se pueden definir de cada uno de ellos.

TABLA 6.I.- TIPOS DE ENSAYOS GEOTÉCNICOS Y PARÁMETROS CUANTIFICADOS

Ensayos geotécnicos			Parámetros
Propiedades	Laboratorio	Campo	
Resistencia	<i>Carga puntual</i>		Índice de punzonamiento
	<i>Compresión uniaxial</i>	<i>Martillo Schmidt</i>	Resistencia a compresión
	<i>Compresión triaxial</i>		Cohesión y fricción
	<i>Tracción indirecta</i>		Resistencia a tracción
Deformabilidad	<i>Compresión uniaxial</i>		Módulo estático de Young
	<i>Velocidad ultrasónica</i>		Módulos dinámicos de Young y Poisson

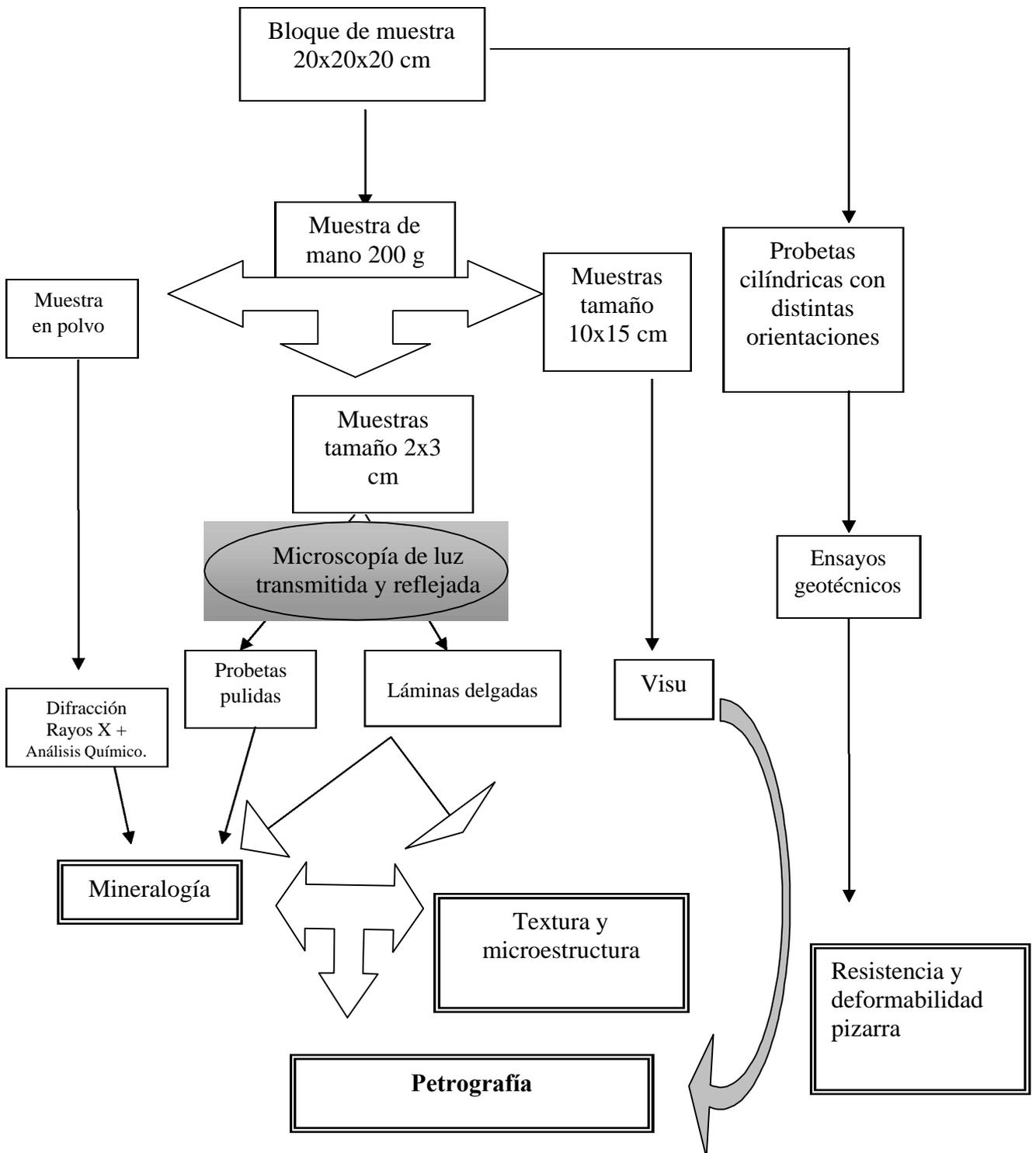


Figura 6.1.- Metodología del estudio petrográfico y geotécnico de las pizarras

6.2.2. TOMA DE MUESTRAS

Se extrajeron muestras inalteradas de rocas, es decir sin signos de meteorización en la matriz, a partir de un centenar de bloques de cantera y cortados según la normal al plano XY y paralelamente al YZ (Fig. 6.2). Se conservaron húmedas durante todo el proceso de preparación y hasta el momento del ensayo.

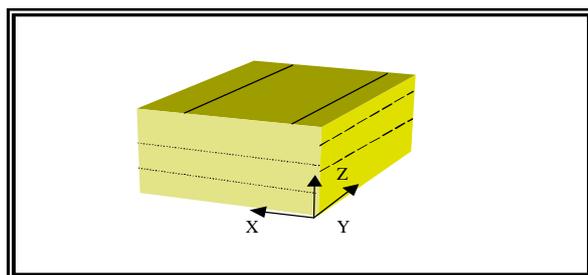


Figura 6.2.-Orientación de los bloques durante la toma de muestra

De los mencionados bloques se tallaron las probetas de dimensiones adecuadas (54 mm de diámetro) para cada tipo de ensayo geotécnico a realizar, mediante una testiguera perforadora, rotativa con refrigeración por agua (Foto 10). Se tomaron muestras de cada nivel litológico definido, dentro del ámbito de la unidad de pizarra explotable, así como a muro y techo en contacto directo con dicho nivel tal y como refleja la Tabla 6.II.

TABLA 6.II- NOMENCLATURA Y DESCRIPCIÓN DEL CONJUNTO DE MUESTRAS ESTUDIADAS

Formación	Localización dentro del sinclinal	Posición estructural	Muestra	Litología	
Casaio	Flanco Sur	Flanco normal	C1	a	Pizarra con laminaciones arenosas
		Charnela		b	
		Flanco normal	C2	Pizarra fina	
		Flanco normal	C3	Pizarra limolítica techo	
		Flanco normal	C4	Pizarra limolítica muro	
		Flanco normal	C5	Cataclasita	
Rozadais	Flanco norte	Flanco normal	R1	Pizarra limolítica techo	
			R2	Pizarra fina	
			R5	Pizarra limolítica muro	



Foto. 10.- Tallado de probetas de forma manual

Además se ha tenido en cuenta, en los casos en que fue posible, la relación entre la foliación y la estratificación, ya que en ambos flancos se dan relaciones oblicuas, y en la zona de charnela se observa el caso especial en el que se encuentra la estratificación dispuesta normalmente a la foliación metamórfica. Esto sólo se ha podido establecer en el caso de las pizarras con laminaciones arenosas ya que en el resto de las litologías la estratificación es difícilmente observable (Fig. 6.3).

El desmuestre realizado para cada ensayo, con el número de muestras tomadas para cada uno, se presenta en la Tabla 6.III. Para cada muestra y según el tipo de ensayo se realizó un número variable de medidas, de acuerdo con la normativa UNE, con el ánimo de minimizar los posibles errores asociados a las anisotropías diferentes a la foliación metamórfica y estratificación presentes en estas rocas y no detectables a simple vista.

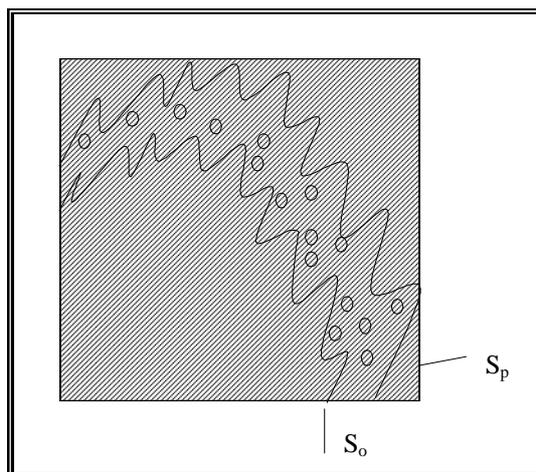


Figura 6.3.- Disposición de la foliación y la estratificación en la zona de charnela

En los ensayos triaxiales y de corte directo sólo se emplearon 3 de las probetas obtenidas para cada muestra. La Foto 11 recoge un detalle de un bloque de pizarra del que se han extraído las probetas destinadas a los reconocimientos geotécnicos.

En la Fig. 6.4, se muestra la nomenclatura seguida para la denominación del ángulo que forma la foliación con el esfuerzo principal ensayado (ángulo β).

TABLA 6.III.- MUESTRAS RECOGIDAS PARA LOS DISTINTOS ENSAYOS GEOTÉCNICOS

Formación	Litotipo	Carga Puntual β (°)				Tracción Indirecta β (°)	Compresión Simple Uniaxial β (°)						Compresión Triaxial β (°)						Corte Directo β (°)		
		0	10	25	90		90	0	90	10	25	35	45	60	0	90	10	25		35	45
Casaio	C1a	10	10	10	10	5	5	5	5	5	3	5	5*	5	5*	5	5*	-	-	-	5*
	C1b	10	10	10	10	5	5	5	5	3	2	-	5*	5	5	5	-	-	-	-	5*
	C2	10	10	10	10	5 10	5	5	5	5	10	10	9	5	5*	5*	5*	5*	9*	5*	5
	C3	10	10	10	10	5	5	5	5	5	5	9	8	5	5	5	5*	4*	5*	5*	5
	C4	10	10	10	10	5	5	5	5	5	5	1	5	5	5	3*	-	-	-	-	5*
Rozadais	R1	10	-	-	11	12	5	5	-	-	-	-	-	5	5	-	-	-	-	-	-
	R2	10	-	-	10	5	5	5	-	-	-	5	-	5	5	-	-	2*	-	-	5
	R5	10	-	-	10	5	5	5	-	-	-	-	-	5	5	-	-	-	-	-	3*
Total probetas		729																			
Total muestras		118																			

*-Referencia las muestras que finalmente no se ensayaron



Foto 11.- Bloques tallados para probetas de pizarras con laminaciones de areniscas

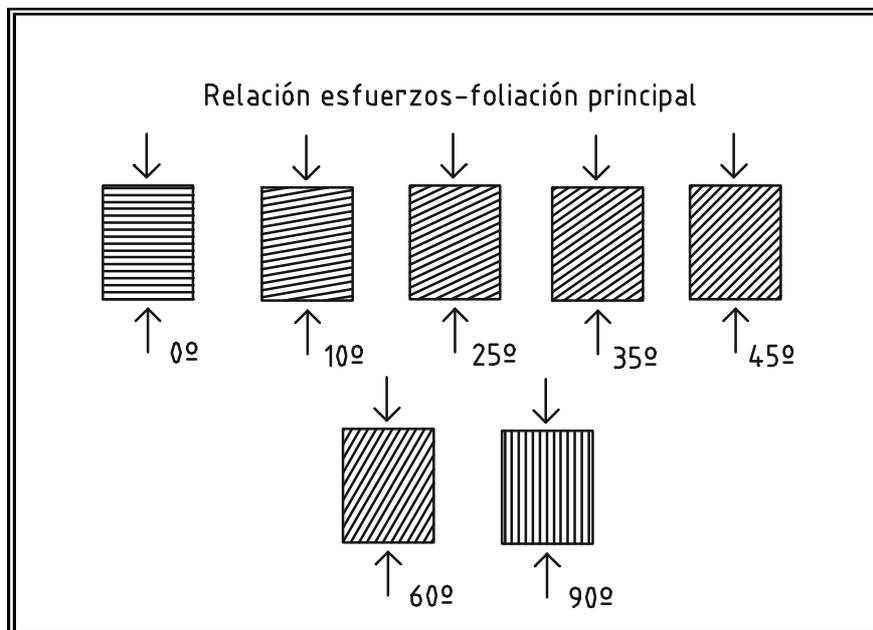


Figura 6.4.- Orientación de la foliación con respecto al esfuerzo principal, denominando ángulo β al formado por la anisotropía con la horizontal

6.3. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS, ANALÍTICAS Y FÍSICAS

6.3.1. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

6.3.1.1. Descripción macroscópica

A partir de las muestras de mano y probetas utilizadas en los ensayos se verificó la descripción de las características macroscópicas (“de visu”), con la ayuda de una lupa binocular. Se analizaron aspectos principales como el color en corte fresco, presencia de lineaciones, así como la proporción de componentes limolíticos y de grano más grueso.

El conjunto de muestras han sido clasificadas como pizarras (Bucher y Frey, 1994), entendiéndose por tales un tipo de rocas de grano fino con metamorfismo de bajo grado y que desarrollan una foliación penetrativa, añadiéndose un adjetivo que hace referencia a la información mineralógica adicional, como es el caso de la presencia de fracciones minerales más gruesas tipo limolita o lineaciones continuas como son las laminaciones de areniscas. La clasificación de estas rocas según González de Vallejo *et al.* (2002) para usos geotécnicos se registra en la Tabla 6.IV.

TABLA 6.IV.- CLASIFICACIÓN ROCAS CON FOLIACIÓN PARA USOS GEOTÉCNICOS

Tamaño de grano (mm)	Descripción tamaño de grano		Rocas con foliación
0,06	Lutitas	Grano fino	<u>Filita</u> : foliación ligeramente oblicua.
0,002			<u>Pizarra</u> : planos de foliación bien desarrollados
<0,002			

(Fuente: González de Vallejo *et al.*, 2002)

Muestra C1

Pizarra gris con foliación dominante e intercalaciones de laminaciones de areniscas a modo de bandas, constituidas principalmente por cuarzo, con un espesor de 3-5 cm, que representan el relicto de las superficies de estratificación del protolito sedimentario (Foto 12). En las superficies de foliación son frecuentes las lineaciones de minerales de sulfuros metálicos.

La muestra se ha subdividido en dos tipos, en función de la relación que presentan las laminaciones con la foliación principal:

C1a: con posiciones subhorizontales de la estratificación (S_o) que se inclina ligeramente, en torno a 20° , con respecto a la foliación (S_p).

C1b: determina posiciones de la estratificación (S_o) subverticales, en torno a 50° mayor que la foliación (S_p).

El litotipo “a” es más homogéneo en general que el litotipo “b” que sufre particiones internas más fácilmente a través de los planos de foliación.



Foto 12.- Muestra de mano del litotipo C1

Muestra C2

Pizarra de grano fino, con contenido variable de cuarzo, con sulfuros abundantes en algunos tramos, mientras que en otros prácticamente no aparecen. El tamaño de los sulfuros es del orden milimétrico a centimétrico y están presentes principalmente según los planos de foliación (Foto 13).



Foto 13.- Muestra de mano del litotipo C2

Muestras C3

Pizarra limolítica gris con nódulos de 1-2 cm, constituidos principalmente por cuarzo y sulfuros, presentando finas intercalaciones arenosas de orden milimétrico (Foto 14 a).

Muestra C4

Pizarra gris limolítica (Foto 14 b).

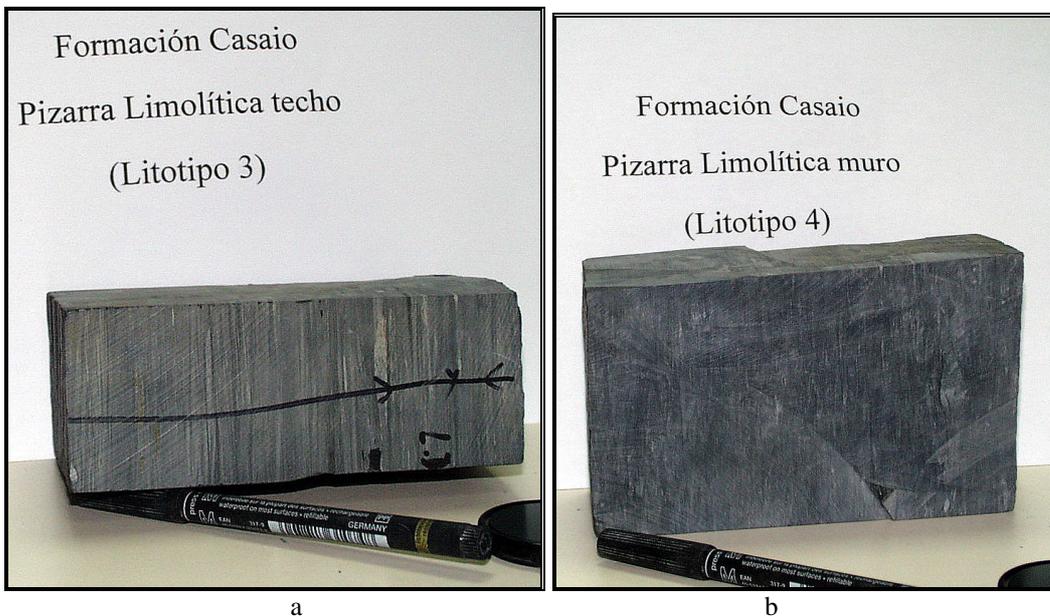


Foto 14.- Muestras de mano de las pizarras limolíticas

Muestra C5

Brecha de falla de tipo cataclasita donde aparecen intrusiones de venas de cuarzo del orden de 10-20 cm y nódulos de orden decimétrico (Foto 15).

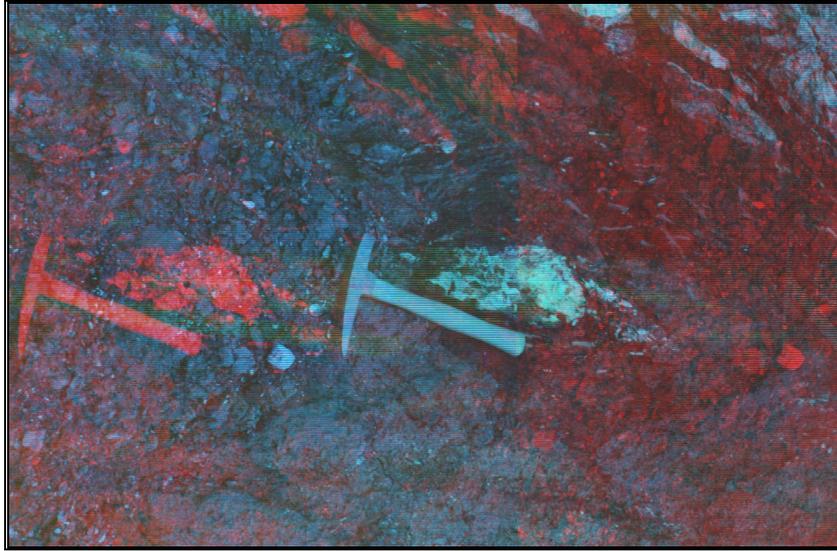


Foto 15.- Cataclasita con orientación de los fragmentos y nódulos

Muestra R1

Pizarra limolítica gris azulada con presencia de sulfuros de hierro de grano fino y calcopirita de mayor tamaño (en torno a 1 cm).

Muestra R2

Pizarra gris de tonalidad azulada con sulfuros de tamaño milimétrico y finamente diseminado.

Muestra R5

Pizarra gris limolítica con tonalidades azuladas con presencia de sulfuros.

6.3.1.2. Descripción microscópica

Mediante los estudios microscópicos de secciones delgadas y pulidas, se realizó la descripción mineralógica y textural de las muestras, empleando las técnicas de microscopía de luz transmitida polarizada analizada y cruzada, además de la observación con luz reflejada de probetas pulidas.

Se reconocieron distintas secciones en lámina delgada y en probeta pulida para cada litotipo definido pertenecientes a los bloques de muestras tomados en el campo, junto con la realización de microfotografías de las texturas y mineralogías más características, con aumentos que varían de x2,5 hasta x63, aunque la norma UNE-EN 12326-2 de productos de pizarra y piedra natural para tejados inclinados y revestimientos sugiere el estudio de estos materiales con microscopios de hasta x500 aumentos para determinar la continuidad de los niveles de mica y su interconexión.

El proceso seguido para la valoración de cada lámina consistió en la determinación de los constituyentes minerales principales, su tamaño y la estimación semicuantitativa de los porcentajes con los que aparecen (Castro, 1989), clasificándolos según su importancia en esenciales, secundarios y accesorios.

Se determinó la textura según criterios de Bard (1989) y la microestructura clasificando la foliación según las pautas propuestas por Bastida *et al.* (1984) y Passchier y Trouw (1996). La clasificación petrográfica se realizó siguiendo las normas generalmente aceptadas para las rocas metamórficas (Bucher y Frey, 1994).

Las observaciones microscópicas con luz transmitida de cada lámina delgada se efectuó con un microscopio Leitz con los aumentos ya indicados comprendidos entre x63 y x2,5.

Se ha seguido la clasificación propuesta por Passchier y Trouw (*op. cit.*) (Fig. 6.5), aunque en muestra de mano estas pizarras presentan un clivaje pizarroso” característico reconocible también en el microscopio a pocos aumentos. A medida que se realiza el examen a mayores aumentos se puede apreciar una diferenciación en dominios pudiendo pasar a clasificarse dentro de la foliación espaciada como clivaje espaciado y efectuado por tanto la descripción de dicha foliación según los criterios formulados por los autores reseñados.

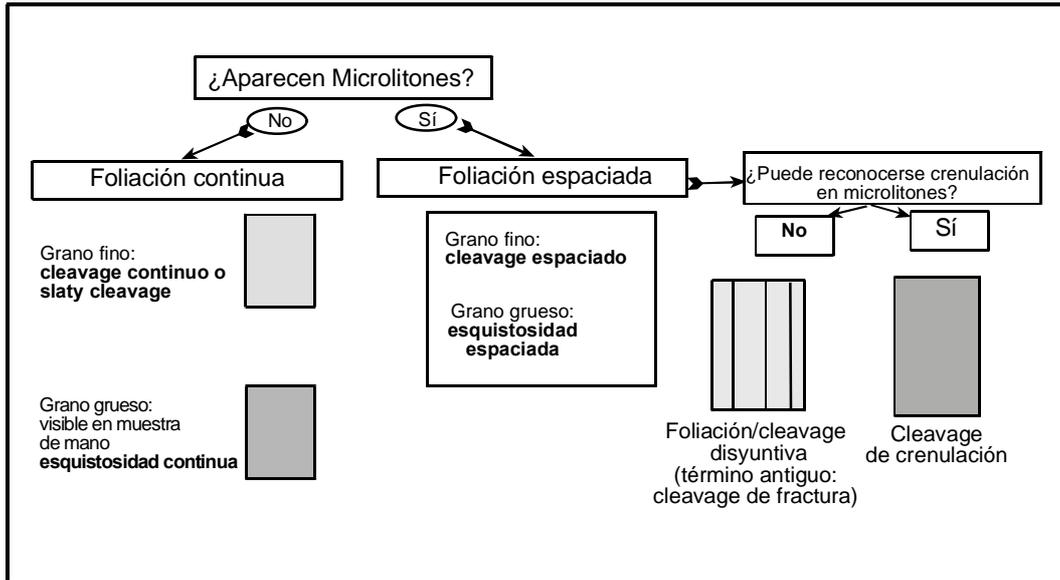
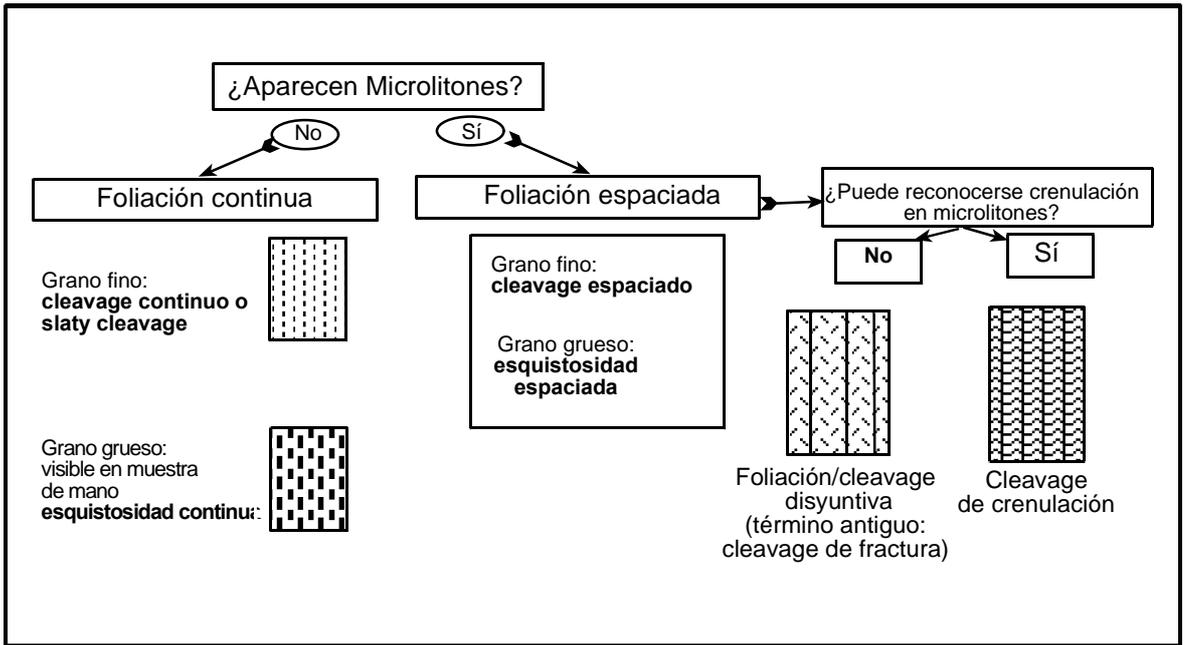


Figura 6.5.- Clasificación morfológica de la foliación en el estudio microscópico de secciones delgadas (Según Passchier y Trouw, 1996)

Las descripciones se han realizado según las distintas secciones observadas y recogidas en Fig. 6.6. En el bloque diagrama se refleja la orientación de las muestras con las morfologías observadas de los lepidoblastos y/o lepidoclastos presentes en la matriz de grano fino y que describirían una fábrica de tipo noduloso, en las superficies de foliación, en combinación con la fábrica planar masiva de la matriz, de mucho menor tamaño de grano según los modelos de fábricas propuestos por Castro (1989) y Fry (1984), el sistema de coordenadas al que se referencian las muestras es respecto a la lineación de intersección de la estratificación con la foliación principal, paralelo al eje Y, sin tener en cuenta la lineación de máximo estiramiento.



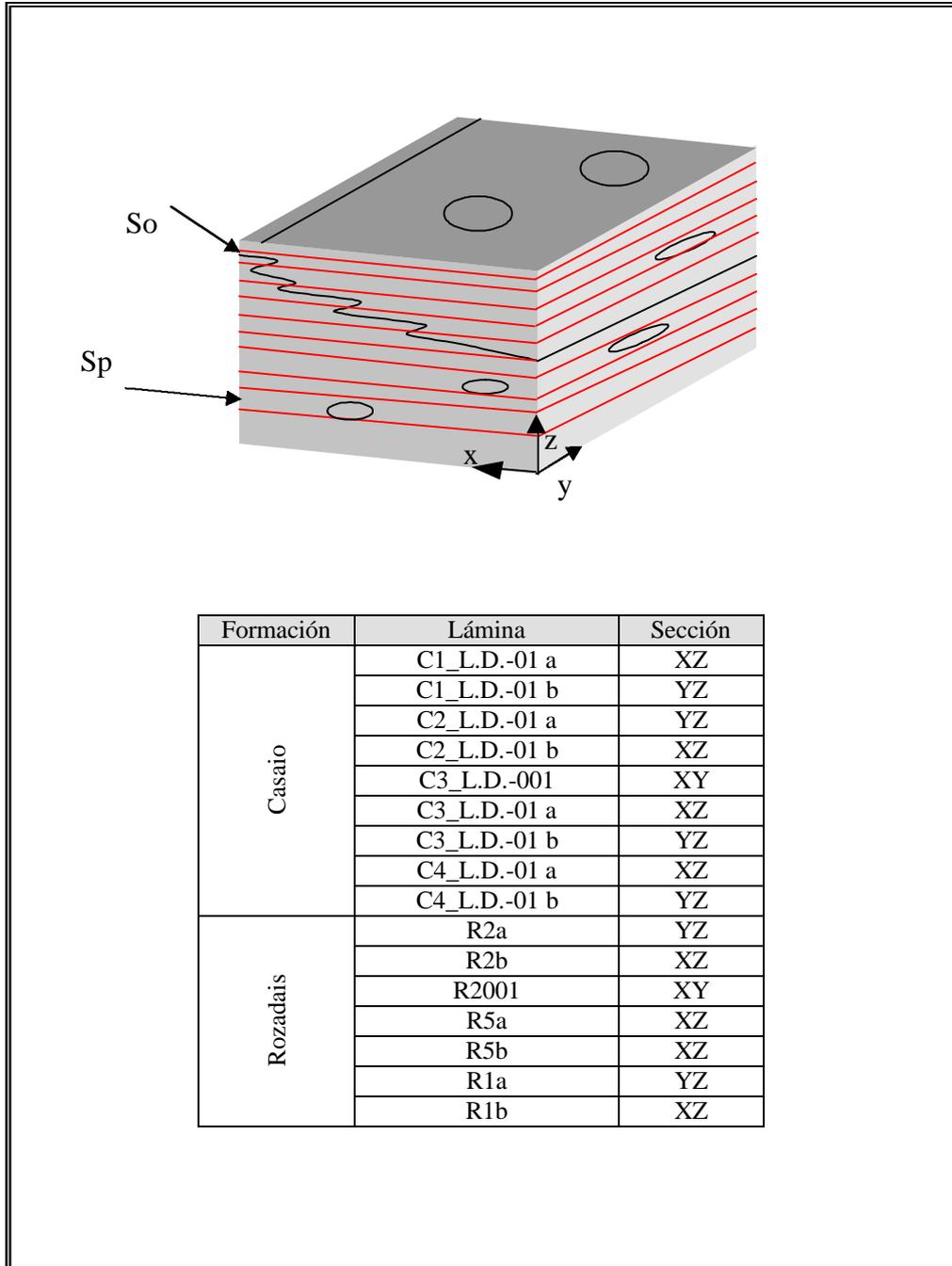


Figura 6.6.- Fábrica definida por los minerales constituyentes de las pizarras (S_o representa las superficies de estratificación y S_p la de foliación metamórfica principal) y secciones estudiadas en lámina delgada (C = Formación Casaio y R = Formación Rozadais)

Muestra: C1

Lámina: C1_L.D.-01 a

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	40	<76,9 μm
		Clorita	17	<0,3 mm
		Moscovita	22	<220 μm
	Minoritarios	Opacos	8	<340μm
		Cuarzo II	5	<80μm
		Plagioclasa	2	<84,6μm
Agregados policristalinos		1	<46,1μm	
Carbonatos	4	<246μm		
Accesorios (%)	Turmalina	1	<46 μm	
	Circón		<11,5μm	
	Rutilo		<23μm	
	M. carbonosa		--	

Características texturales

Textura micro-Porfidolepidoblástica en dominios pizarrosos y granolepidoclástica granosoportada en areniscas con textura bandeada.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con alternancia de bandas centimétricas de areniscas entre dominios pizarrosos, constituyendo alternancias con niveles mayoritariamente metapelíticos de menor potencia. Predominan en las bandas pizarrosas el Cuarzo I y la clorita que son los minerales que mayor tamaño presentan en la lámina junto con los minerales opacos tipo II (sincinemáticos) que están dispersos en una matriz más fina constituida por clorita+moscovita. En las bandas areníticas: cuarzo, plagioclasa y carbonato constituyen el armazón de la roca con cemento carbonatado y desarrollo de moscovitas y cloritas en los espacios intergranulares.

Minerales principales:

Cuarzo: tipo I Formas subhedrales con bordes lobulados y colas de presión y en ocasiones evidencias de sobrecrecimientos posteriores. Tipo II formas anhedrales asociados a sulfuros, con texturas granuloblásticas y de cristaloblastos alargados.

Clorita: aparece como porfidoblastos con forma de ojo de gran tamaño en ocasiones sigmoidales y asociadas colas de presión. En la matriz fina está presente como agregados con hábito tabular.

Opacos: tipo I son porfidoclastos (<260μm) con formas euhedrales – subhedrales más o menos alargadas con bordes lobulados y con colas de presión tipo fibroblásticas. Tipo II con formas anhedrales alargadas paralelas a planos de foliación (<340μm), con bordes lobulados y dentríticos, son sincinemáticos. Tipo III con formas variables desde euhedrales a subhedrales (entre 300 y 160μm), son postcinemáticos.

Moscovita: como cristales aciculares de gran desarrollo y de menor tamaño en la matriz fina.

Materia carbonosa: en porfidoclastos de 100 μm con colas de presión asociadas de moscovita y clorita, ligeramente asimétrica. Aparece finamente dispersa por toda la lámina, existiendo la tendencia a acumularse en planos de foliación.

Agregados policristalinos: con formas hexagonales y euhedrales alargadas con texturas helicíticas, son postcinemáticos

Carbonatos: como cemento rellenando huecos formas anhedrales predominantemente en arenisca.

Minerales accesorios:

Turmalina: formas euhedrales redondeadas.

Circón: formas redondeadas y muy pequeño tamaño.

Rutilo: aparece esporádicamente asociado a sulfuros con formas anhedrales.

Indicadores cinemáticos

En cloritas evidencias de formas texturales tipo “mica pez”.

Desarrollo de sombras de presión asimétricas en colas alargadas tanto en blastos como en minerales precinemáticos y de tipo fibroso como control de rotación de minerales opacos precinemáticos principalmente.

Microestructura

Cleavage grosero/Slaty cleavage y esporádicamente aparece crenulación en los términos pizarrosos y esquistosidad grosera en areniscas.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios de grano grueso	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	100	33
2. Forma de los dominios	Grosero-liso	Liso
3. % de los dominios	1	98
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado	Paralelo
5. Transición entre dominios	Neto	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra con laminaciones de areniscas.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos nº 16, 17, 18, 19, 20 y 21).

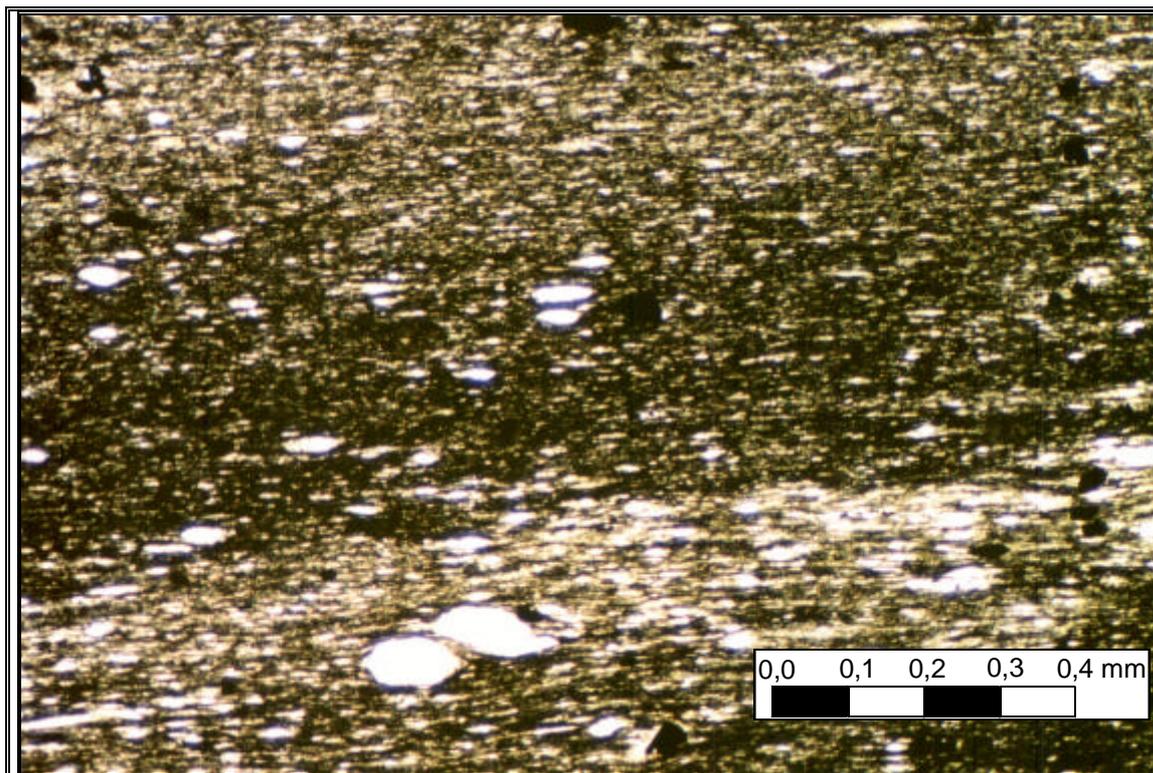


Foto 16.- C1_L.D.-01a (L.P.A.) dominios pizarrosos

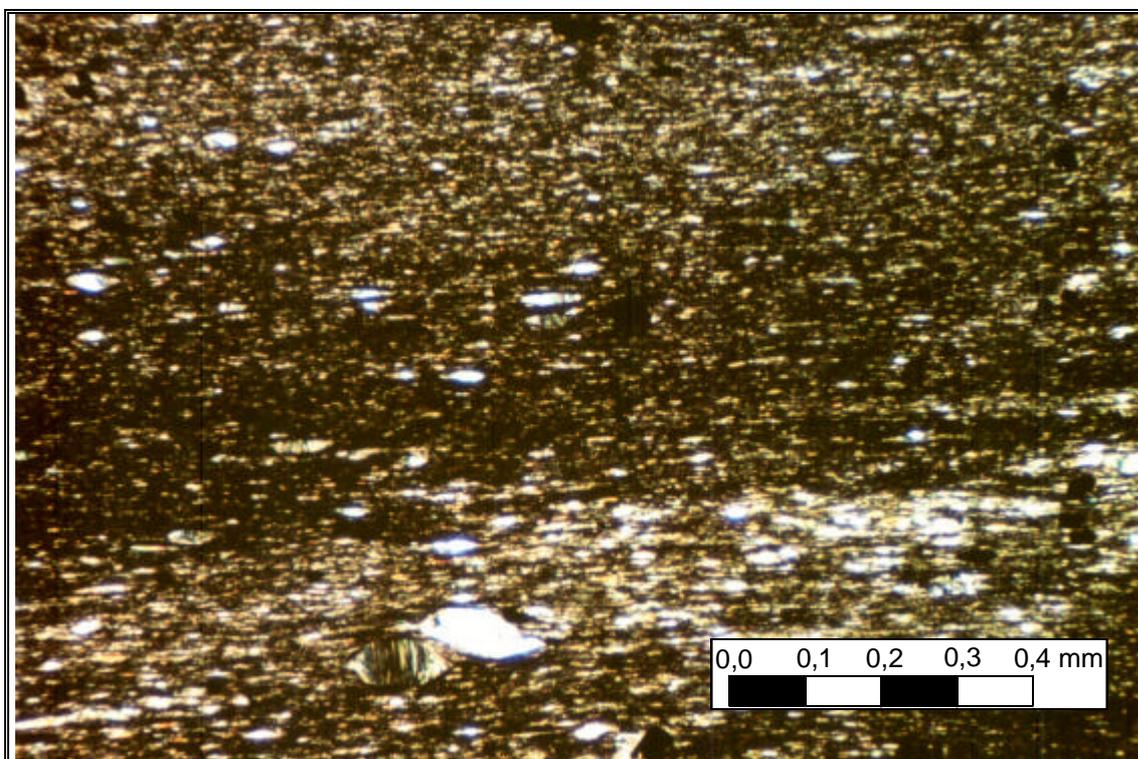


Foto 17.- C1_L.D.-01a (L.P.X) dominios pizarrosos

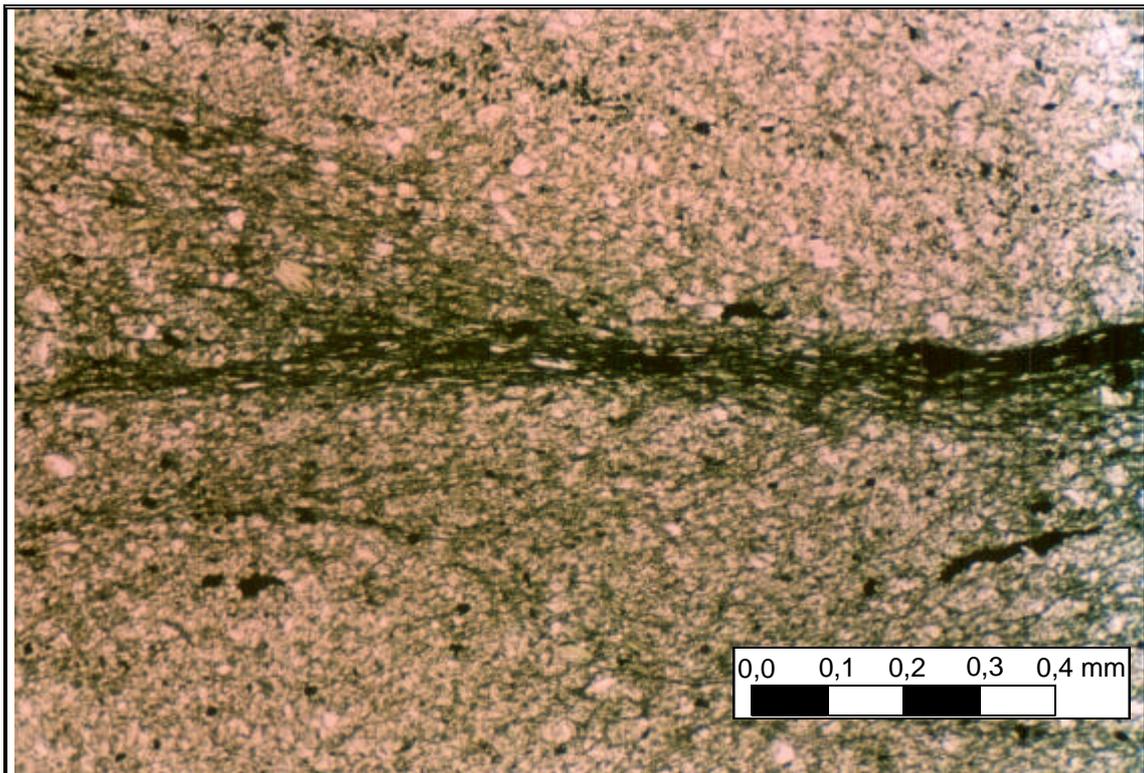


Foto 18.- C1_L.D.-01a (L.P.A.) dominios de arenisca

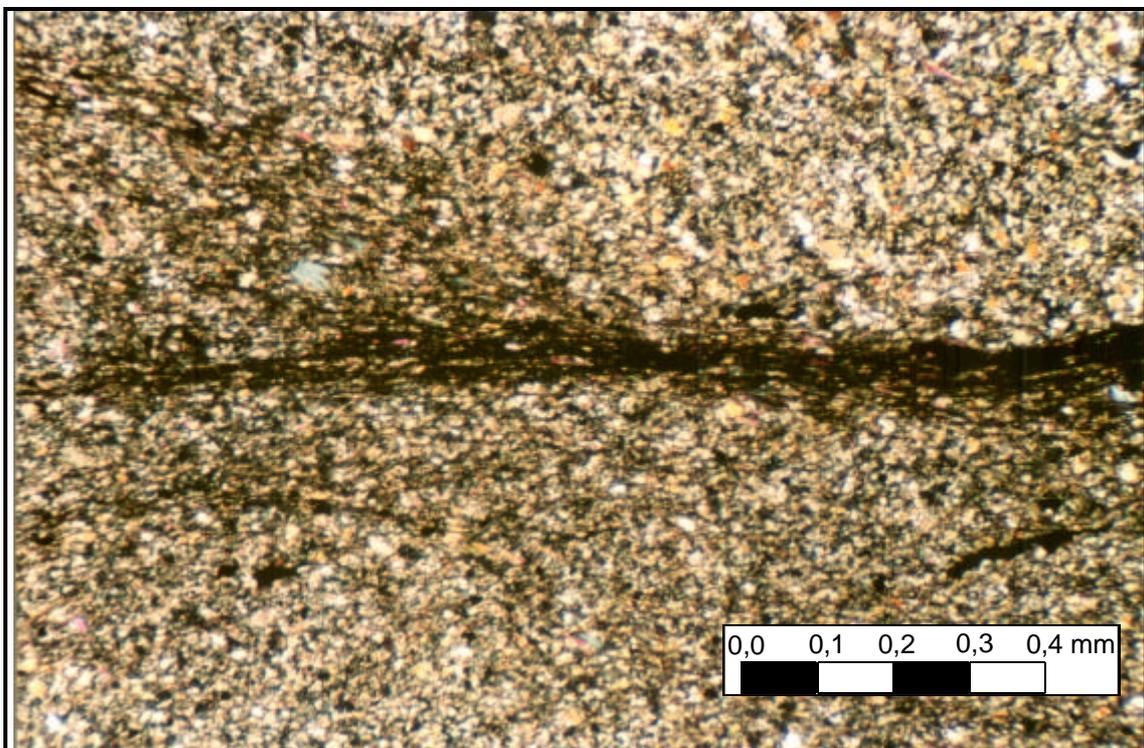


Foto 19.- C1_L.D.-01a (L.P.X) dominios de arenisca

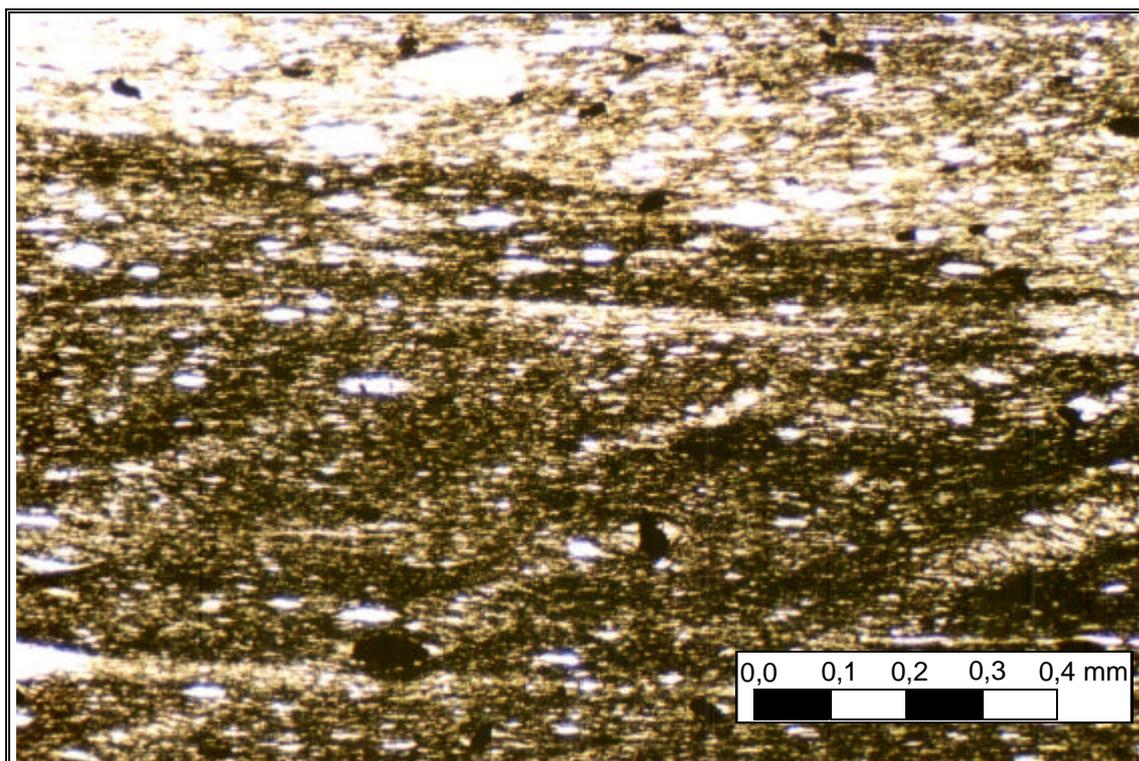


Foto 20.- C1_L.D.-01 a (L.P.A) Esquistosidad de crenulación

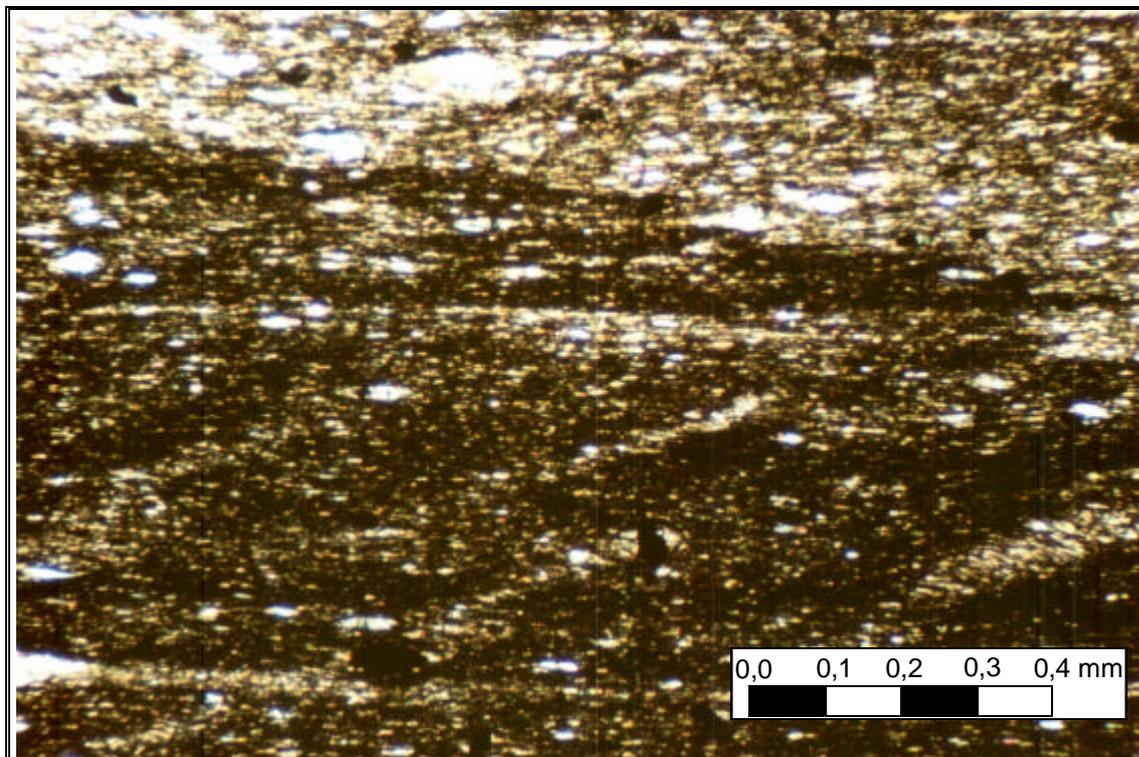


Foto 21.- C1_L.D.-01a (L.P.X) Esquistosidad de crenulación

Muestra: C1

Lámina: C1_L.D.-01b

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Especiales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	45	<0,700 mm
		Moscovita/min. arcillosos	29	<0,393 mm
		Clorita	10	<551 μm
	Minoritarios	Opacos	7	<300μm
		Cuarzo II	5	<40μm
Plagioclasa		3	<100μm	
Accesorios (%)		M. carbonosa Turmalina Circón Rutilo Agregado policristalino	1	-- <60μm <30 μm <60μm <500μm

Características texturales

Textura lepidoblástica y bandeada.

Descripción petrográfica

Roca con alternancias en bandas de pizarra y arenisca. Predominan los blastos de Cuarzo I y la clorita que son los minerales que mayor tamaño presentan en la lámina junto con los minerales opacos tipo II (sincinemáticos) todos ellos dispersos en una matriz más fina constituida por filosilicatos (clorita+moscovita+minerales pelíticos).

Minerales principales:

Cuarzo: tipo I como clastos con formas elipsoidales alargadas de bordes lobulados con ligera extinción ondulante, acomodados entre planos de foliación y desarrollo de colas de presión. Tipo II según formas anhedrales asociados a sulfuros, con extinción recta y texturas en mosaico.

Moscovita/min. arcillosos: las moscovitas presentan hábito acicular muy desarrollado y constituyen junto con los minerales arcillosos la matriz fina.

Clorita: aparece en blastos/clastos de tamaño considerable y formas sigmoidales con desarrollo de colas de presión, así como en la matriz más fina con hábito tabular.

Opacos: tipo I con formas euhedrales con bordes lobulados, precinemáticos con colas de presión fibrosas y clorita+moscovita. Tipo II con formas en agregados anhedrales y bordes lobulados asociados a cuarzo entre planos de foliación, sincinemáticos. Tipo III con formas euhedrales e inclusiones minerales, postcinemáticos.

Minerales accesorios:

Materia carbonosa: dispersa a lo largo de la lámina.

Turmalina: formas subhedrales con hábito equidimensional y en secciones tabulares.

Circón: con formas globosas y alargadas.

Rutilo: en agregados anhedrales asociado a sulfuros.

Agregado policristalino: mineral postcinemático con predominantes formas alargadas subhedrales y secciones rectangulares.

Indicadores cinemáticos

Raramente se encuentran en las cloritas evidencias de formas texturales tipo “mica pez”.

Desarrollo de sombras de presión asimétricas en colas alargadas tanto en blastos como en minerales precinemáticos y de tipo fibroso como control de rotación de minerales opacos precinemáticos principalmente.

Microestructura

Cleavage grosero/Slaty cleavage en los términos pizarrosos y esquistosidad grosera en los términos de areniscas.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios de arenisca	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	22,2	10
2. Forma de los dominios	Grosero-liso	Liso
3. % de los dominios	1	95
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado	Paralelo
5. Transición entre dominios	Neto	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra con laminaciones de areniscas.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Foto nº 22, 23, 24 y 25).

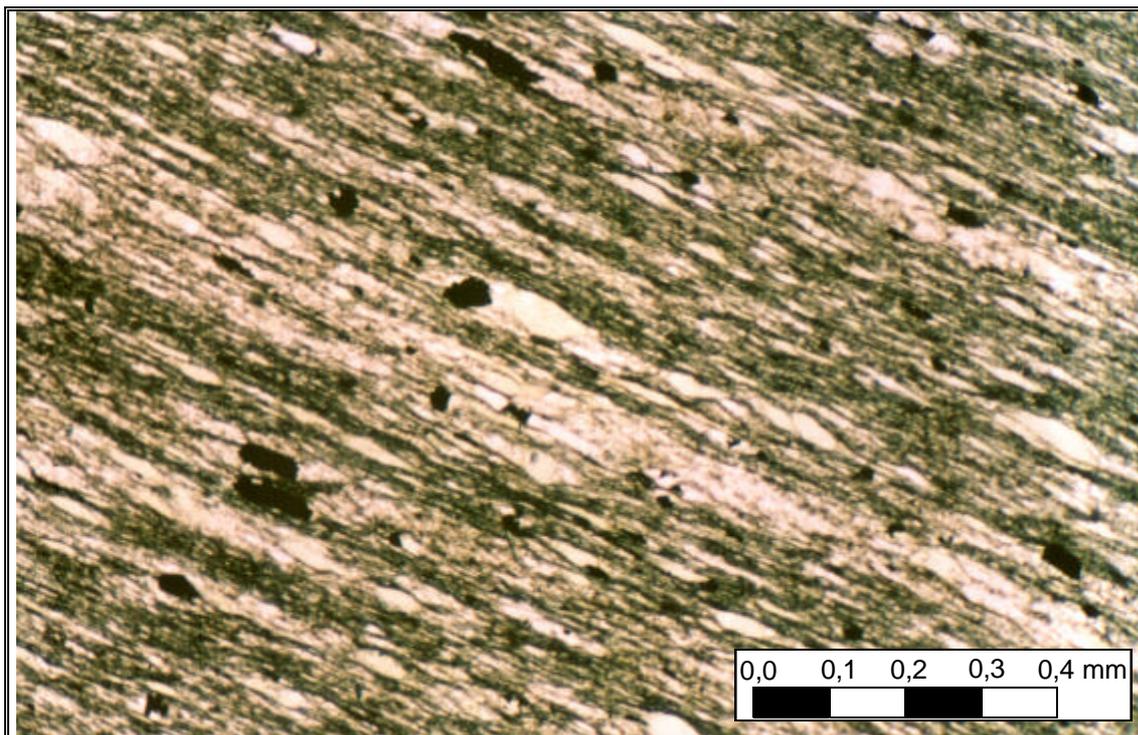


Foto 22.- C1_L.D.-01 b dominios pizarrosos (L.P.A.)

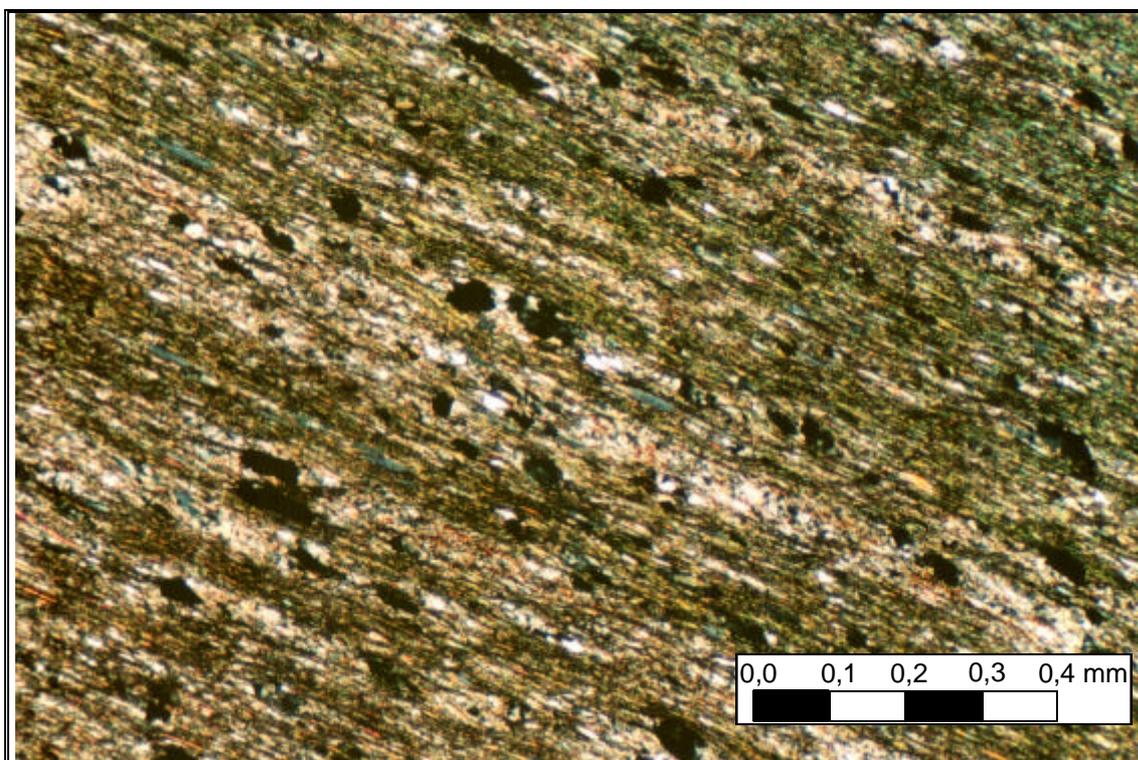


Foto 23.- C1_L.D.-01 b dominios pizarrosos (L.P.X)

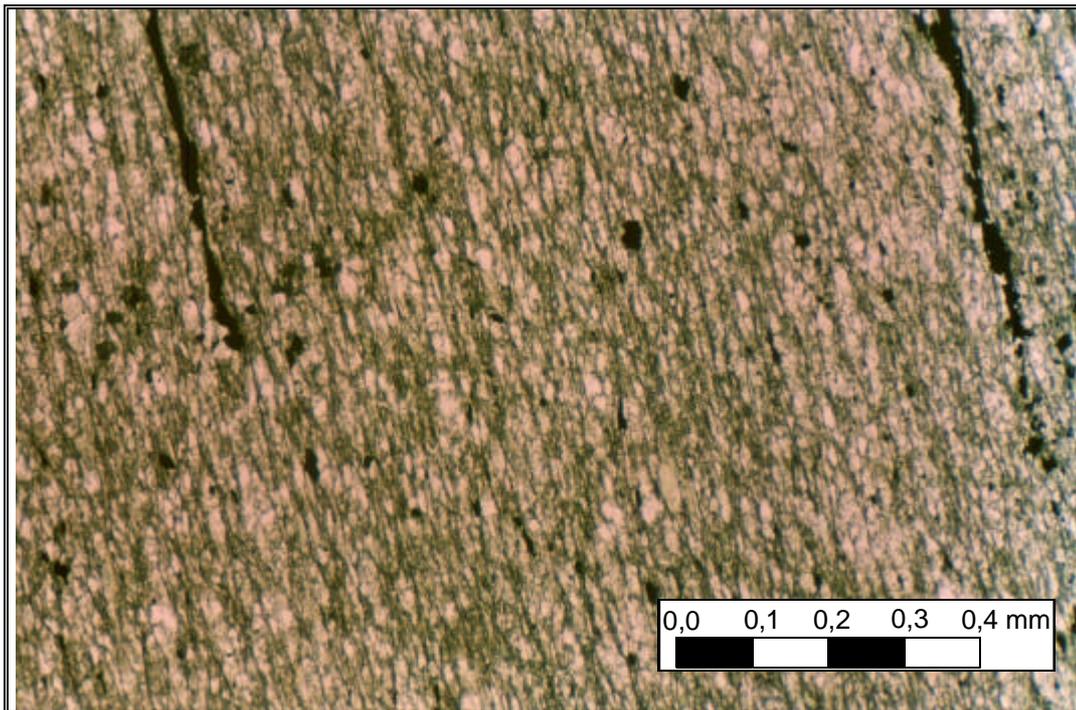


Foto 24.- C1_L.D.-01 b dominios menos pizarrosos (L.P.A.)

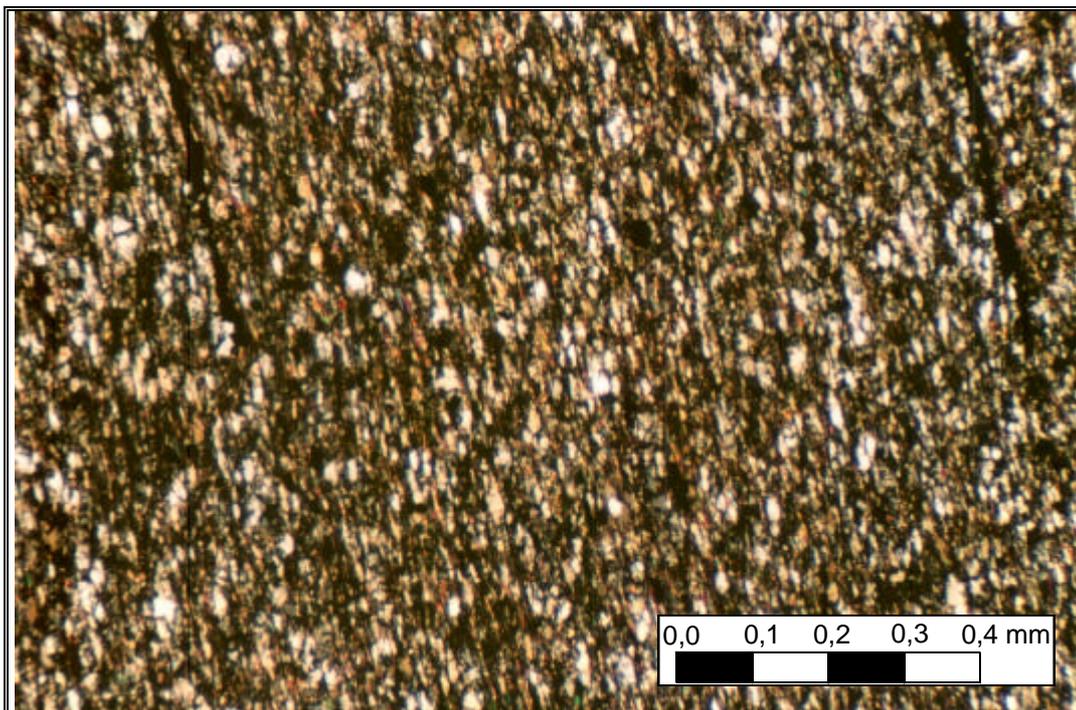


Foto 25.- C1_L.D.-01 b dominios menos pizarrosos (L.P.X)

Muestra: C2

Lámina: C2_L.D.-01 a

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaño de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Clorita	15	<0,3 mm
		Cuarzo I	33	160µm
		Moscovita	40	<300µm
	Minoritarios	Opacos	7	<0,4mm-78 mm
		Cuarzo II	2	<50µm
		Plagioclasa	2	<53,84µm
	Agregado policrist.	1	<540-280µm	
Accesorios (%)		Turmalina	1	<60µm
		Circón		<15µm
		Rutilo		<80µm
		M. carbonosa		<230µm

Características texturales

Textura lepidoblástica y bandeada en el borde de lámina en la que aparece una banda continua con bordes paralelos de grano más grueso y tipo limolita.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con minerales de grano medio (0,3 mm) de clorita. Estos clastos desarrollan colas de presión donde precipita cuarzo de neoformación más clorita, envueltos en una matriz de origen pelítico constituida por clorita, cuarzo y moscovita de grano fino (<0,1mm) y donde se encuentran dispersos los minerales accesorios. Presenta un aspecto textural homogéneo.

Aparece un dominio de carácter bandeado limolítico-areniscoso de espesor variable entre 1,7 a 2,3 mm, que constituyen los planos de la estratificación original de la roca.

Minerales principales:

Clorita: en cristales alargados con intercrecimientos de moscovita. Desarrollan colas de presión y están envueltos por la foliación. En la matriz se presentan como agregados con hábito tabular con menor desarrollo de los cristales.

Cuarzo: tipo I Formas alargadas y elongadas con extinción ligeramente ondulante y aspecto sucio, acomodados entre planos de foliación. Tipo II asociados principalmente a las colas de presión y opacos, con extinción recta.

Opacos: tipo I varían de formas de euhedrales a anhedrales con bordes dendríticos y golfos de corrosión, presentan sobrecrecimientos de cuarzo con colas de presión y aparecen envueltos por los planos de la foliación. Tipo II formas anhedrales muy alargadas, asociado a cuarzo de neoformación. Tipo III con formas muy anhedrales y sobrecrecidos en la matriz con bordes poco definidos.

Moscovita: aparecen finos minerales de moscovita intercrecidos con la clorita y con menor tamaño en la matriz próximos a los términos sericíticos y predominan junto con minerales arcillosos dentro de la matriz fina.

Agregado, policristalino: presenta formas euhedrales tabulares a subhedrales equidimensionales con los ejes mayores paralelos generalmente a la dirección de foliación y tamaños comprendidos entre <540-280µm.

Minerales accesorios:

Circones: formas muy redondeadas envueltos por la foliación y con sombras de presión en ocasiones.

Turmalinas: formas euhedrales hexagonales y subhedrales con hábito equidimensional. Los de mayor tamaño desarrollan colas de presión y aparecen envueltos por los planos de foliación.

Rutilo: aparece esporádicamente asociado a minerales opacos y con formas anhedrales.

Materia carbonosa: aisladamente aparece un clasto de 0,2 mm y por lo general está dispersa.

Indicadores cinemáticos

En cloritas aparecen las texturas denominadas “mica pez”. Desarrollo de sombras de presión asimétricas tanto en blastos como en minerales precinemáticos.

Microestructura

Cleavage grosero/Slaty cleavage generalizado en los dominios pizarrosos y esquistosidad grosera en dominios de grano de mayor tamaño.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios de grano grueso	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	66.6	10.52
2. Forma de los dominios	Grosero	Liso
3. % de los dominios	3	98
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado	Paralelo
5. Transición entre dominios	neto	neto

Clasificación petrográfica: Pizarra.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos nº 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37 y 38).

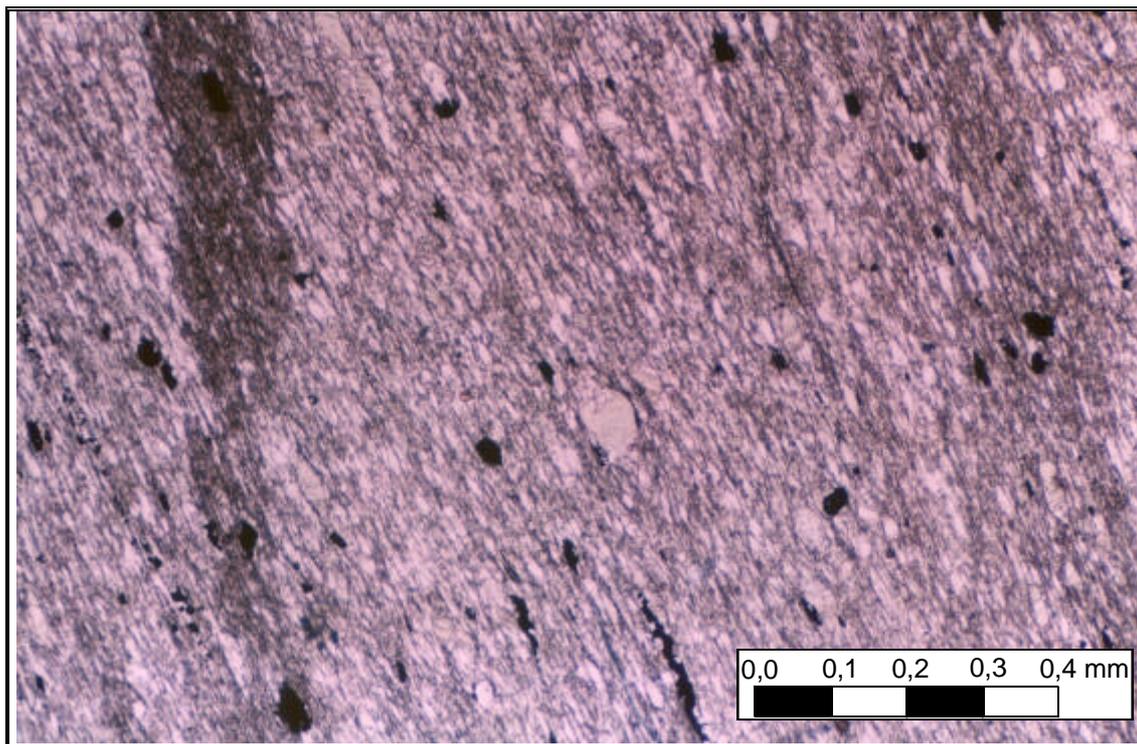


Foto 26.- C2_L.D.-01 a (L.P.A.)

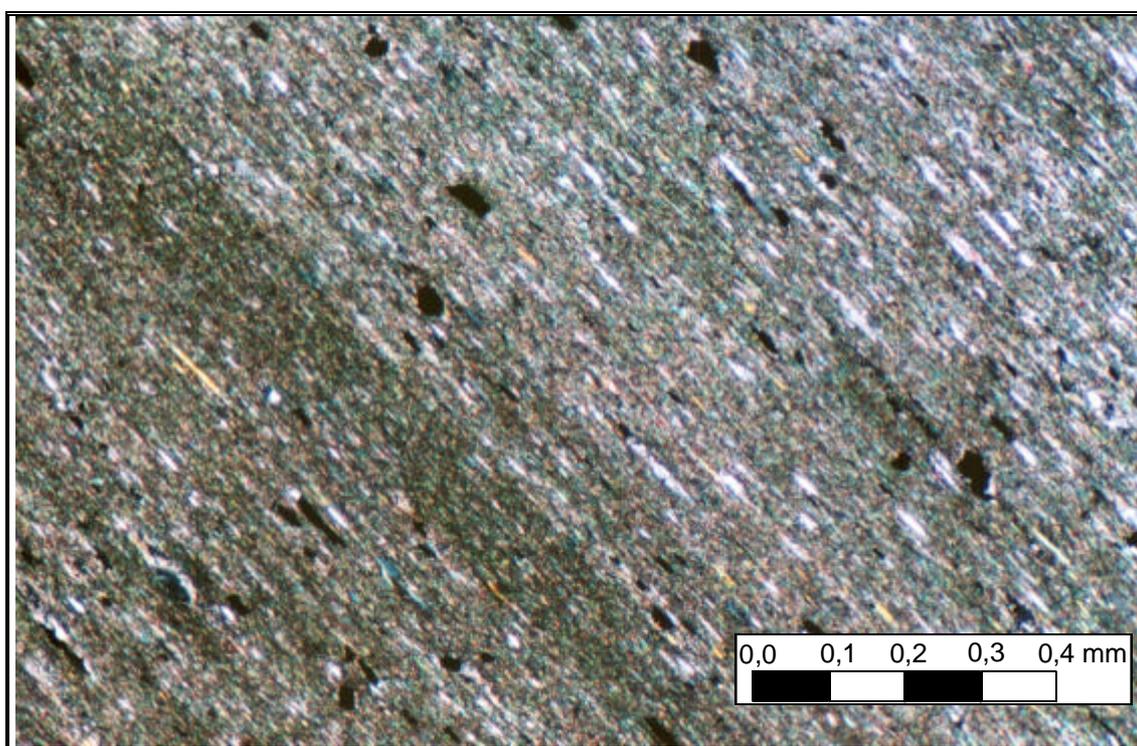


Foto 27.- C2_L.D.-01 a (L.P.X)

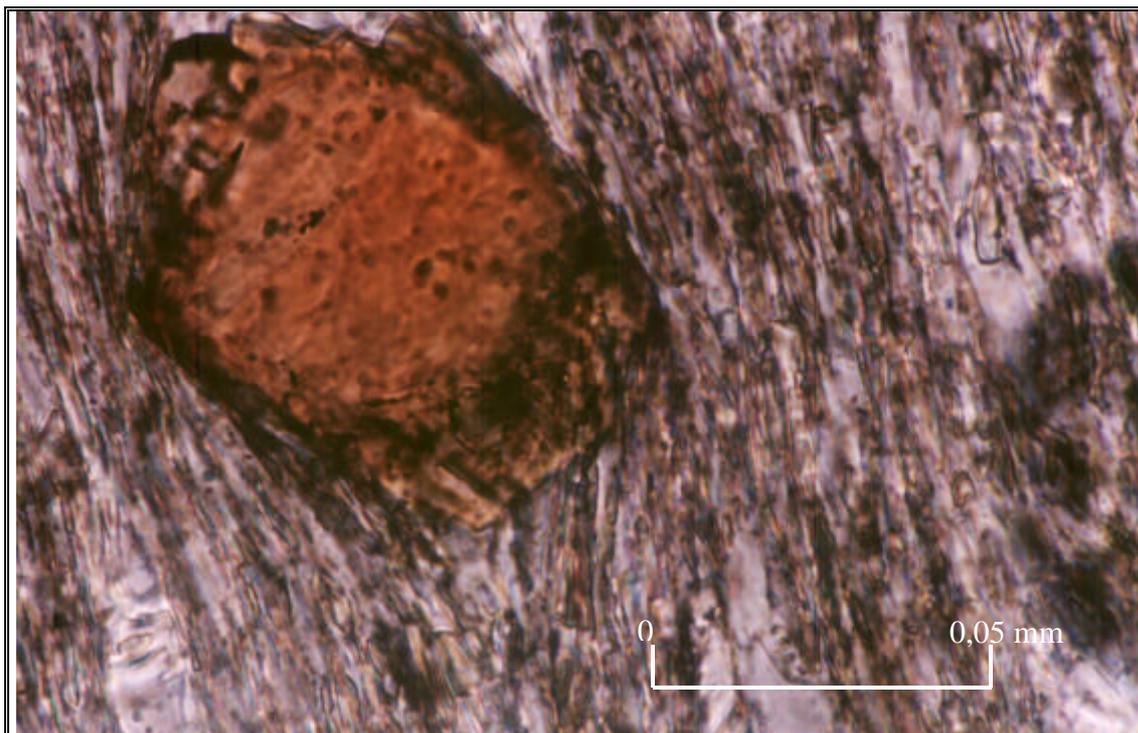


Foto 28.- C2 Turmalina precinemática x63 (L.P.A.)

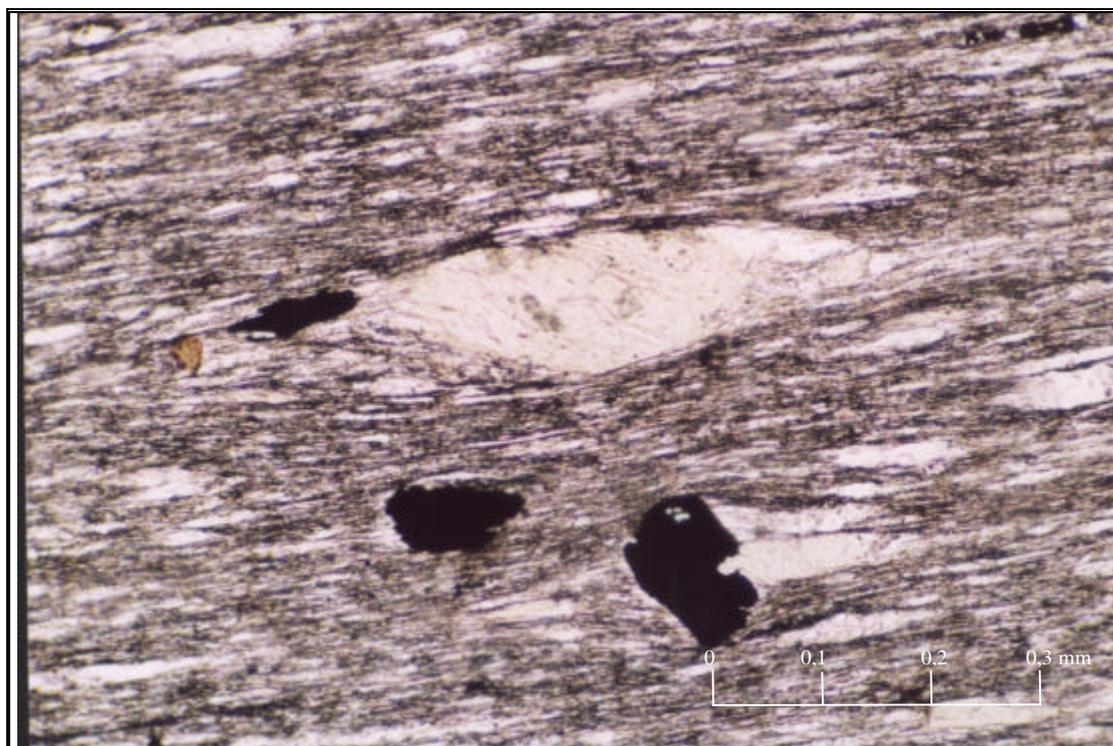


Foto 29.- C2 clorita x10 (L.P.A.)

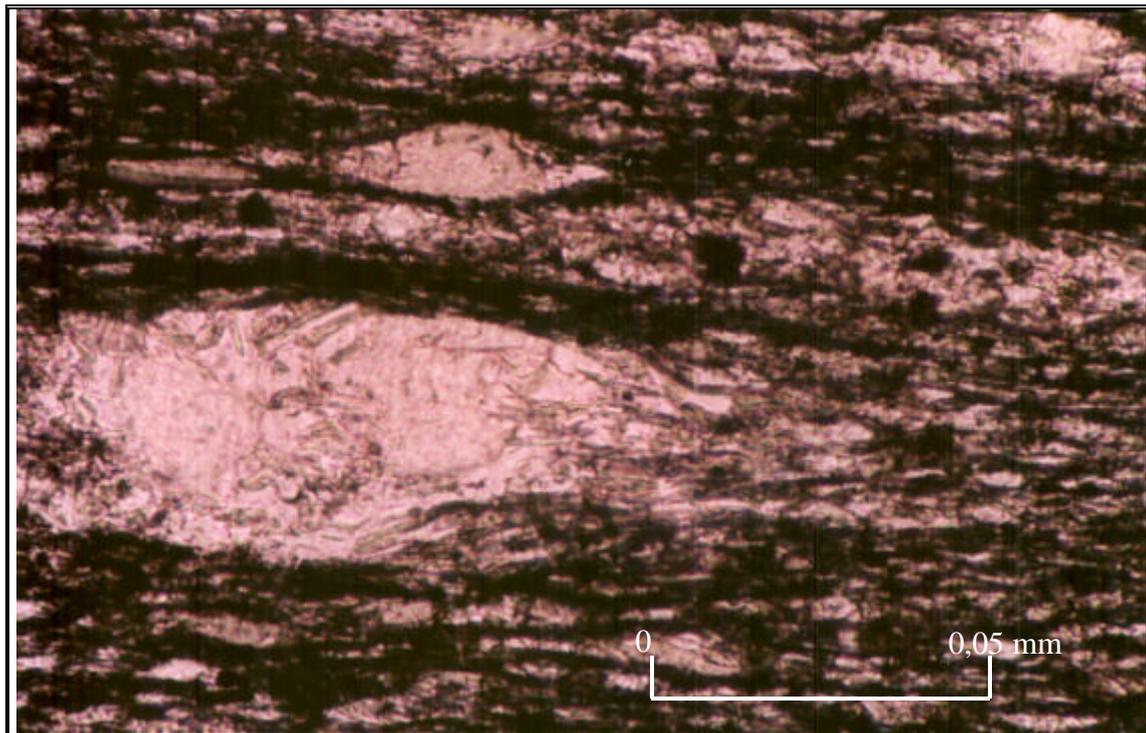


Foto 30.- C2 Clorita x63 (L.P.X)

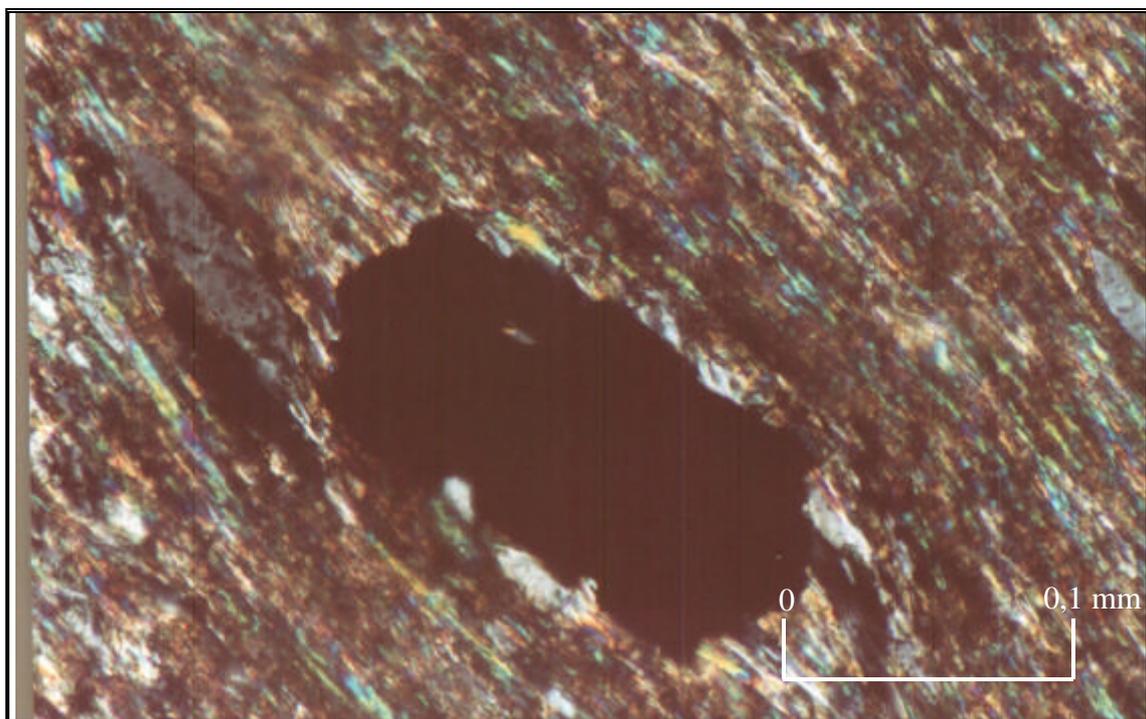


Foto 31.- C2 morfología opacos con intercrecimiento clorita- x25 (L.P.X.)

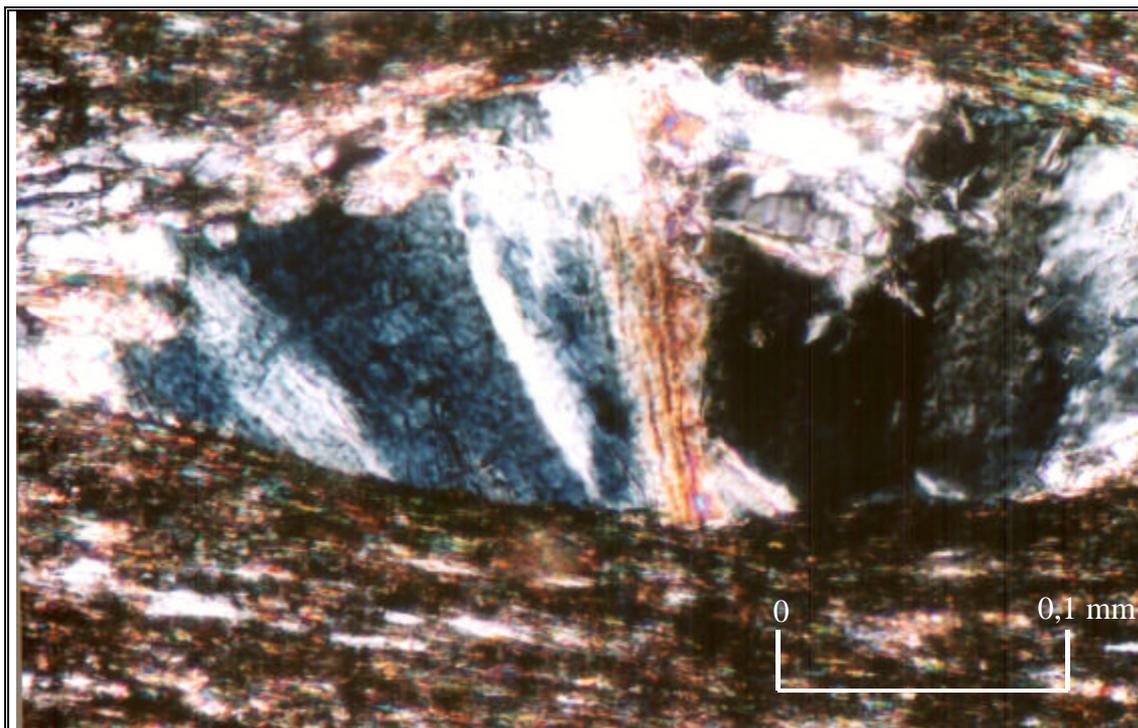


Foto 32.- C2 Clorita x25 (L.P.A.)

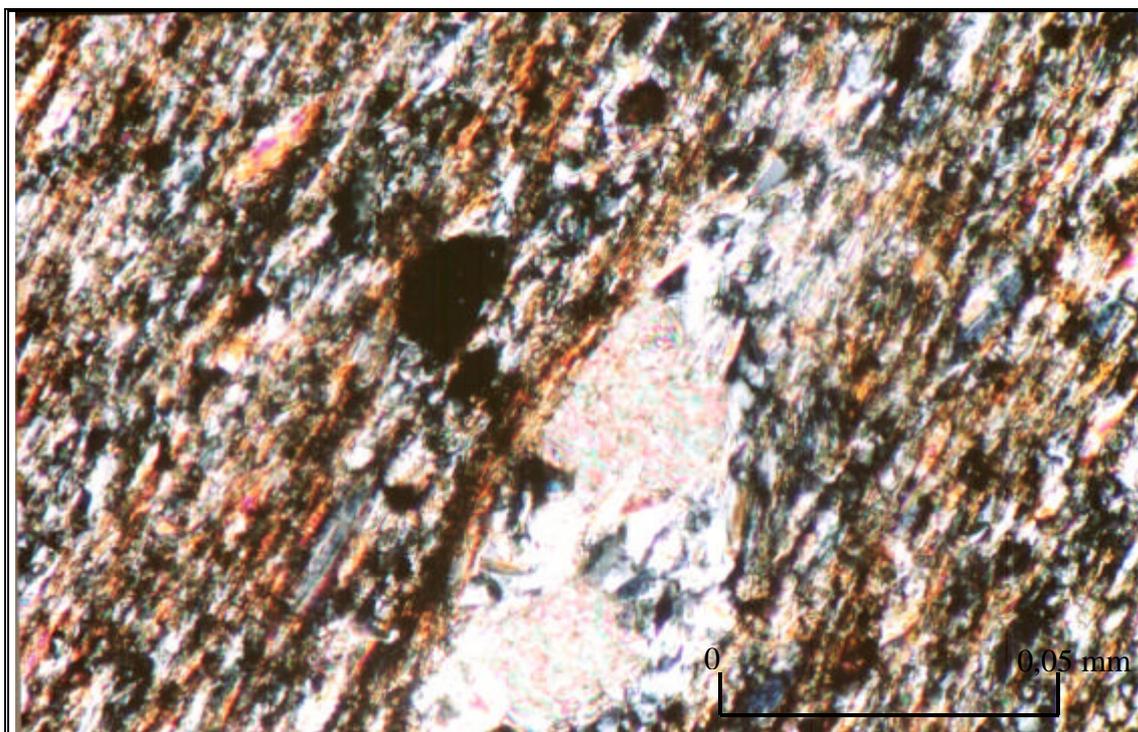


Foto 33.- C2 –Mineral opaco precinémático x63 (L.P.X)

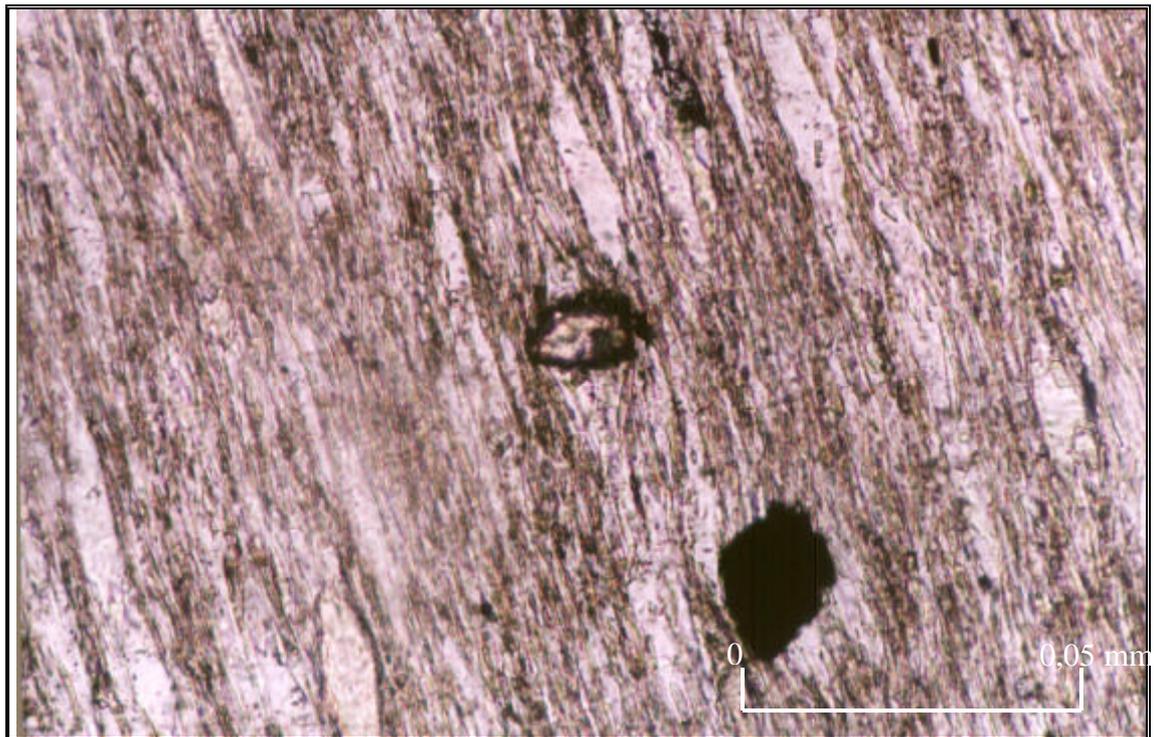


Foto 34.- C2- Circón x63 (L.P.A.)

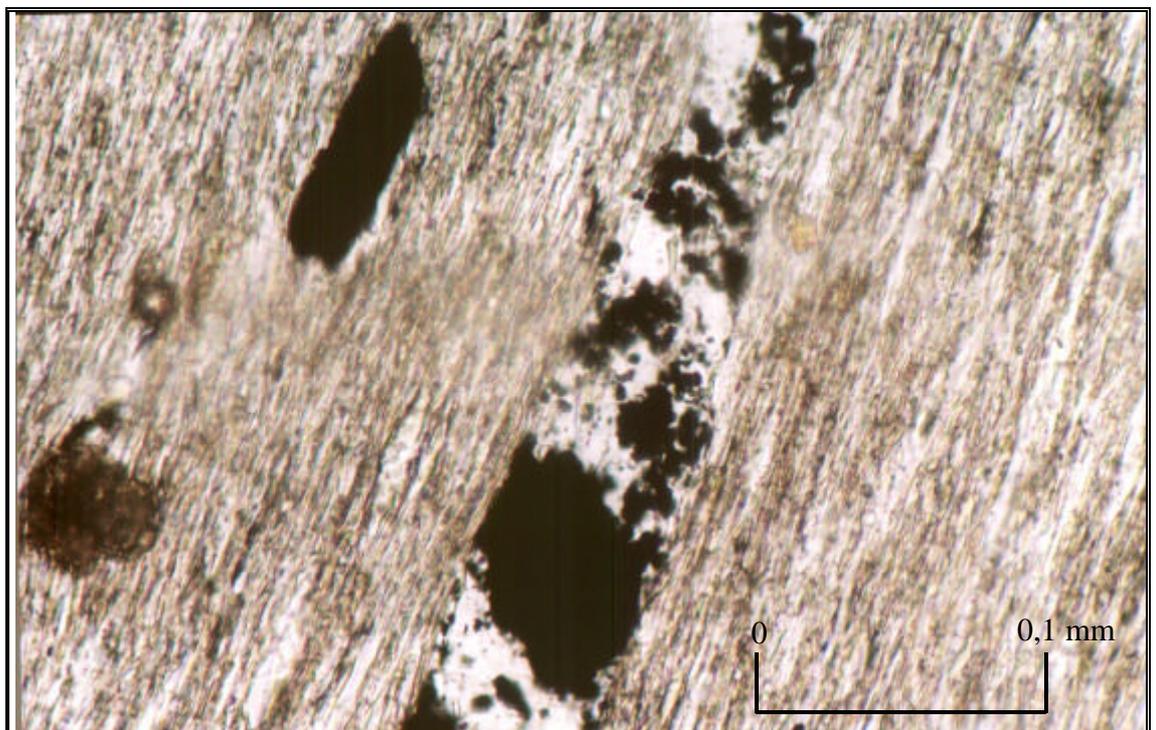


Foto 35.- C2 –Cuarzo y opacos X25 (L.P.A.)

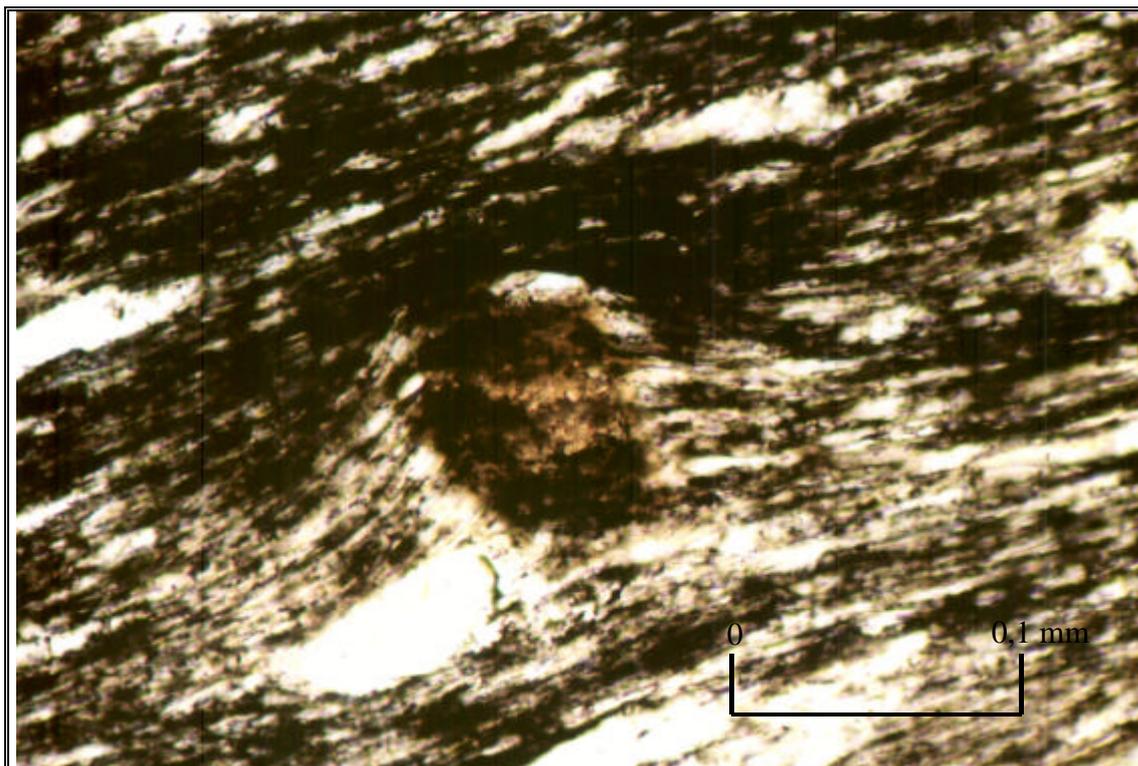


Foto 36.- C2_L.D.-01 a (L.P.A.) x25 (agregado policristalino)

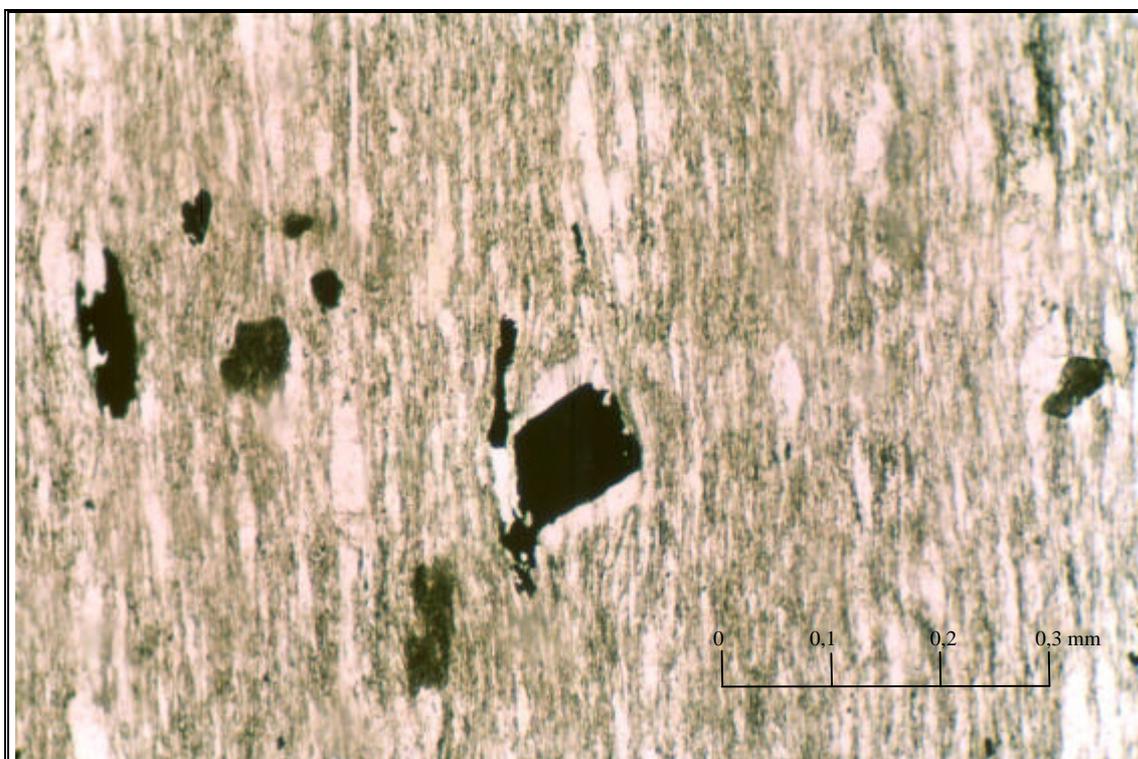


Foto 37.- C2_L.D.-01 A (L.P.A) x10 (minerales opacos con sombras de presión)

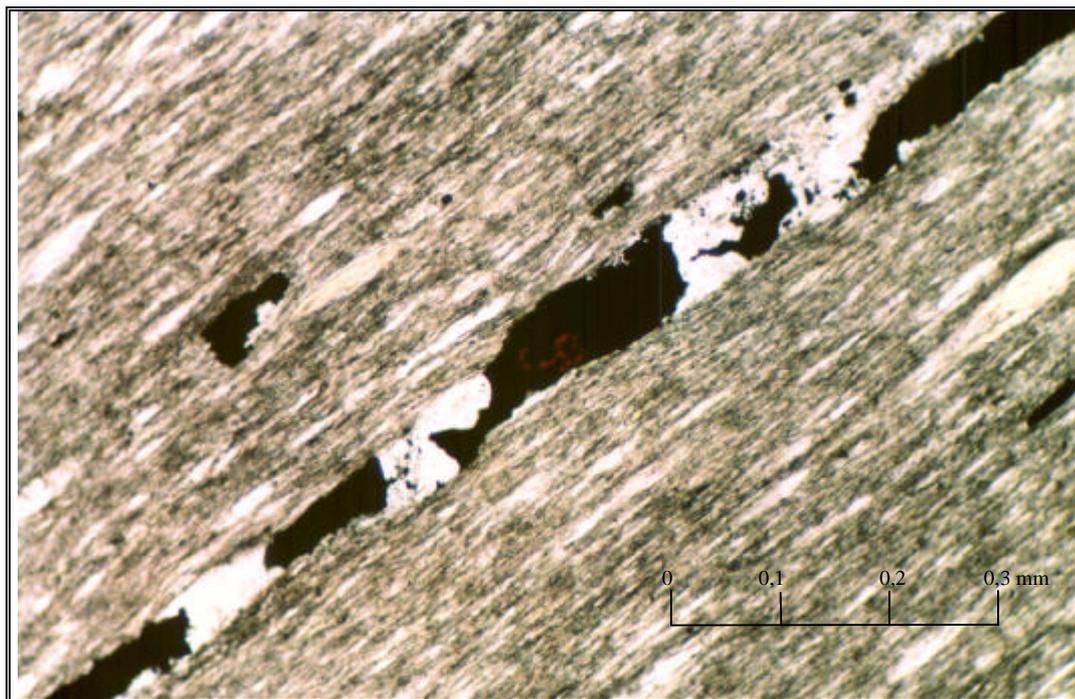


Foto 38.- C2_L.D.-01 a (L.P.A.) x10 (cuarzo recristalizado con opacos y rutilo)

Muestra: C2
Lámina: C2_L.D.-01b

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Eseñcñales (%)	Mayoritarios	Moscovita	42	<0,2mm
		Cuarzo I	30	<1,4 mm
		Clorita	15	<0,4 mm
	Minoritarios	Opacos	7	<0,4 mm
		Cuarzo II	2	<10µm
Plagioclasa		2	<130µm	
	Materia carbonosa	1	<93µm	
Accesorios (%)		Turmalina	1	<90µm
		Circón		<38,4µm
		Rutilo		<30 µm
		Agregado policristalino		<200µm

Características texturales

Textura lepidoblástica junto con bandeados limolíticos de espesores variables inferiores a 0,4mm y distinta orientación que la foliación principal, que representarían la estratificación original de la roca.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con algunos blastos de grano medio (0,4 mm) de clorita y minerales opacos y clastos menores de cuarzo y plagioclasas heredados. Estos clastos/blastos desarrollan colas de presión donde precipita cuarzo de neoformación, y cloritas, envueltos por la matriz de origen pelítico y constituida por clorita, cuarzo y moscovita de grano fino (<0,1mm), donde además se encuentran dispersos los minerales accesorios. La foliación metamórfica tiende a envolver los clastos/blastos y opacos indicando un origen precinemático para los mismos.

Minerales principales:

Clorita: en blastos alargados e intercrecimientos con opacos y moscovita, desarrollan colas de presión y están envueltos por la foliación. En la matriz aparecen con hábito tabular y menor desarrollo de los cristales.

Cuarzo: tipo I clastos con formas alargadas y extinción ligeramente ondulante, aspecto sucio, acomodados entre planos de foliación y a veces con sobrecrecimiento en los bordes. Tipo II asociados principalmente a las colas de presión y opacos, con extinción recta y contactos rectos.

Opacos: tipo I varían de formas de euhedrales a anhedrales con bordes lobulados e inclusiones, colas de presión y envueltos por los planos de la foliación. Tipo II formas anhedrales muy alargadas y asociado a cuarzo de neoformación. Tipo III con formas muy anhedrales y sobrecrecidos en la matriz con bordes poco definidos.

Moscovita: cristales bien desarrollados, con menor desarrollo en la matriz. Constituyen junto con minerales de menor tamaño la matriz fina.

Agregado policristalino: presentan formas euhedrales tabulares a subhedrales equidimensionales con los ejes mayores paralelos a la dirección de foliación.

Materia carbonosa: aparecen clastos envueltos por foliación y además aparece dispersa.

Minerales accesorios:

Turmalina: formas euhedrales hexagonales isotropas y subhedrales y redondeadas con hábito equidimensional. Las de mayor tamaño con colas de presión y envueltos por los planos de foliación.

Circón: formas de redondeadas a alargadas y envueltos por la foliación.

Rutilo: aparece esporádicamente asociado a minerales opacos y con formas anhedrales.

Indicadores cinemáticos

En cloritas aparecen los “mica pez”. Desarrollo de sombras de presión asimétricas tanto en clastos como blastos de minerales precinemáticos.

Microestructura

Slaty cleavage generalizado en los dominios pizarrosos y con esquistosidad grosera en los limolíticos.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios de grano grueso	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	15,92	7,96
2. Forma de los dominios	Liso	Liso
3. % de los dominios	5	100
4. Relación espacial entre dominios	Ligeramente anastomosado	Paralelo
5. Transición entre dominios	neto	neto

Clasificación petrográfica: Pizarra.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos nº 39, 40 y 41).

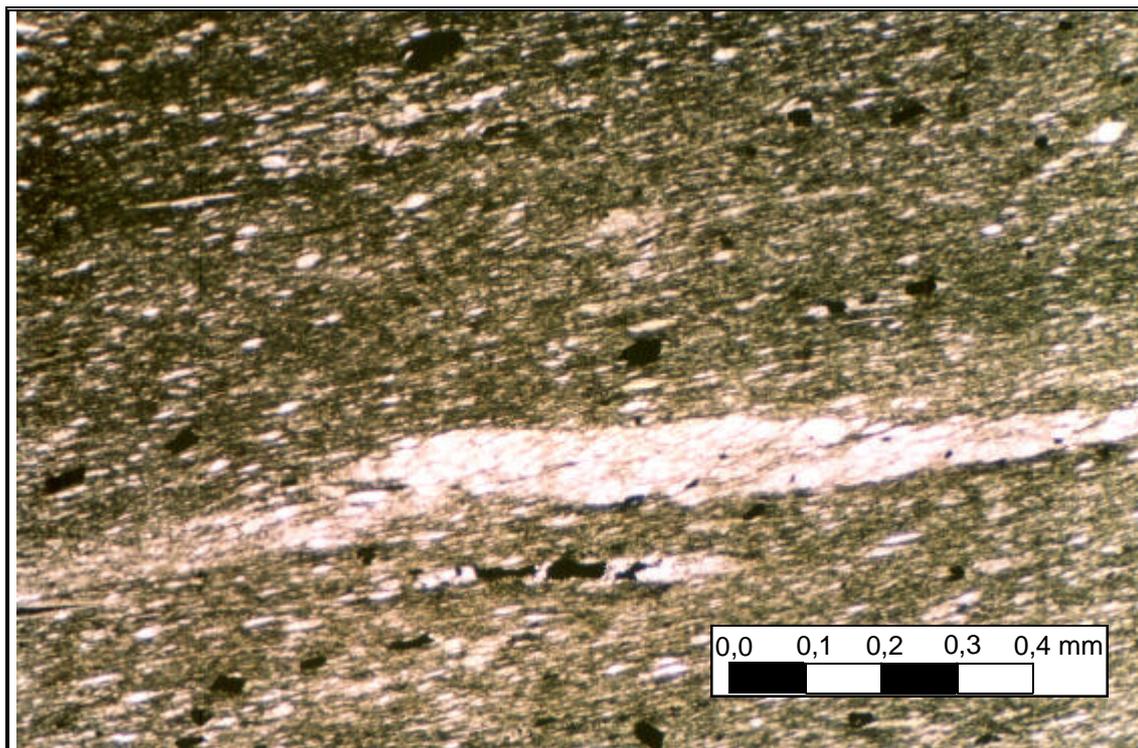


Foto 39.- C2_L.D.-01 b (L.P.A)

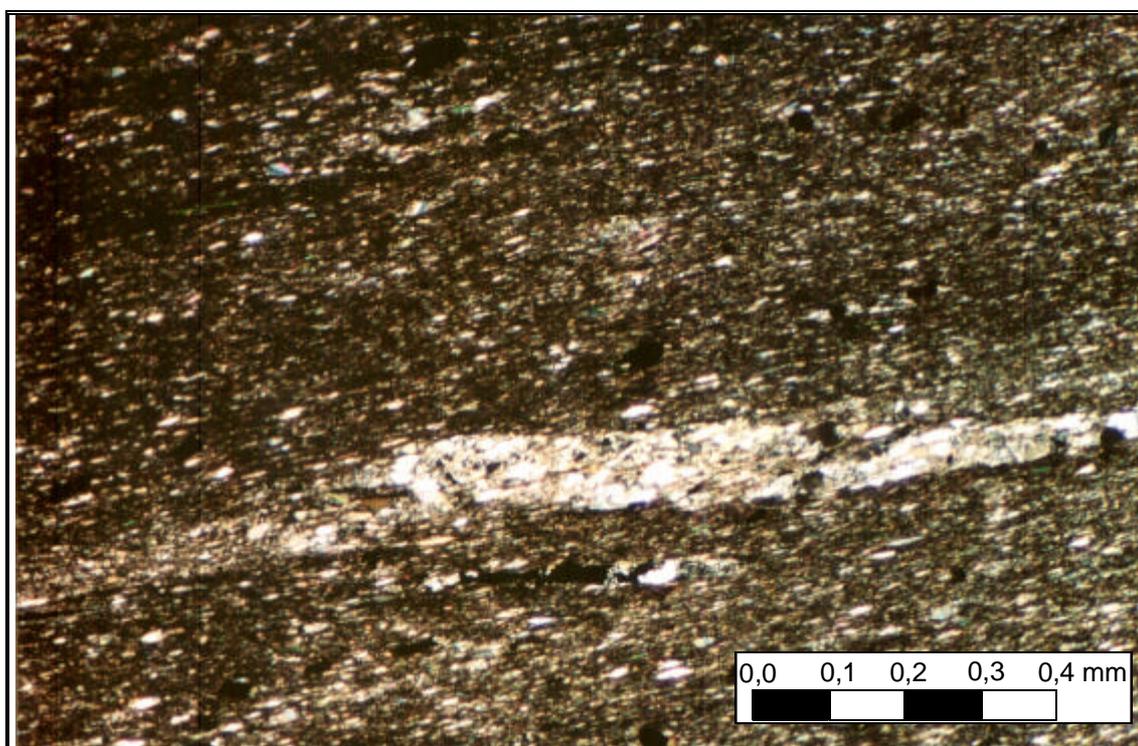


Foto 40.- C2_L.D.-01 b (L.P.X)

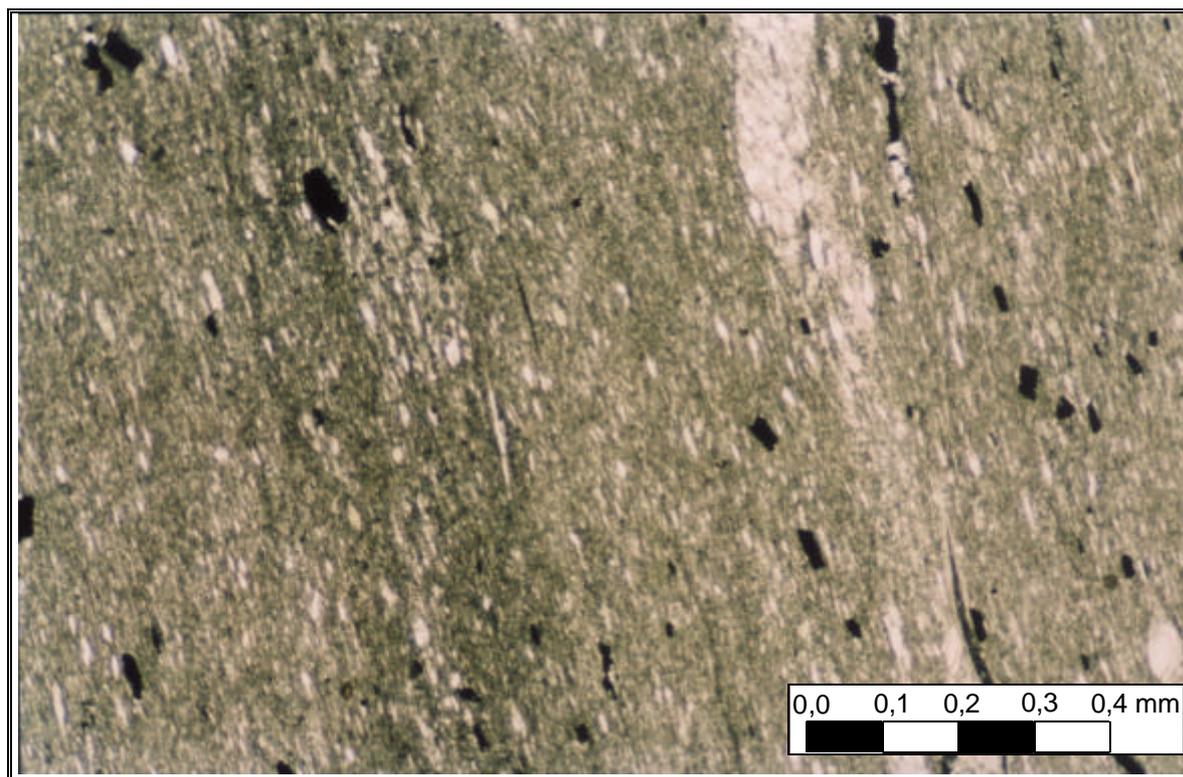


Foto 41.- C2_L.D.-01 b (L.P.A.)

Muestra: C3

Lámina: C3_L.D.-001

Corte de sección lámina: XY

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	35	<0,1mm
		Clorita	12	<0,4mm –0,26 mm
		Mosc./Seric.	35	<70 μm
		Opacos II	5	<69,23 μm
	Minoritarios	Opacos I y III	3	<180μm
		Cuarzo II	4	<53,8 μm
Plagioclasa		3	<30,7μm	
Agregado policrist.		2	<180μm	
Accesorios (%)	Circón	1	<30,7-80μm	
	Turmalina		<50- 90μm	
	Rutilo		<30,7 μm	
	Materia carbonosa		--	

Características texturales

Textura nodulosa junto con bandeada.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con dominios irregulares de tamaño de grano más gruesos (limolíticos), que aparecen plegados y constituidos por cuarzo y minerales arcillosos tipo moscovita y clorita además de los minerales opacos. Destacan los blastos de clorita en cuanto a tamaño junto con cuarzos tipo I y los minerales opacos tipo I que están dispersos en una matriz más fina constituida por cuarzo+clorita+moscovita+agregado policristalino+materia orgánica.

Minerales principales:

Clorita: aparece como blastos intercrecidos con moscovita y agregados minerales con hábito tabular en la matriz más fina.

Cuarzo: Tipo I Formas alargadas con extinción ondulante y bordes de granos dendríticos. Tipo II formas anhedrales asociados a sulfuros con extinción recta y bordes de grano rectos.

Opacos: tipo I con formas de euhedrales a subhedrales rodeados por coronas de cuarzo de 15μm espesor y gran tamaño 180μm. Tipo II con formas anhedrales y bordes lobulados y dendríticos con tamaños inferiores a 69,23μm. Tipo III con formas globulares y anhedrales con golfos de corrosión y asociados al cuarzo tipo II constituyendo nódulos de cuarzo y opacos que destacan del resto de la matriz.

Moscovita: son de pequeño tamaño, próximos a los términos sericíticos y predominan los minerales arcillosos dentro de la matriz fina. Aparecen moscovitas muy bien desarrolladas con formas tabulares y alargadas y rodeando o intercrecidas con cloritas.

Plagioclasas: Aparecen en las zonas con tamaño de grano más grueso y con cuarzo tipo I, con formas anhedrales y con la macla de la albita. Con frecuencia alterándose.

Agregado policristalino: mineral metamórfico euhedral que crece sobreimpuesto a todo lo demás. Presenta hábito acicular como cristales aislados o en ocasiones como agregados.

Materia carbonosa: aparece dispersa en dominios con menor tamaño de grano.

Minerales accesorios:

Circón: formas alargadas, en diente o redondeadas con halos oscurecidos, de tamaño variable y muy abundante.

Turmalina (variedad de Chorlita): formas euhedrales con hábito equidimensional y tabulares de 80μm de longitud.

Rutilo: aparece esporádicamente asociado a sulfuros y en contadas ocasiones aislado con formas pseudo hexagonales.

Indicadores cinemáticos

No se aprecian evidencias.

Microestructura

No hay.

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos nº 42, 43 y 44).

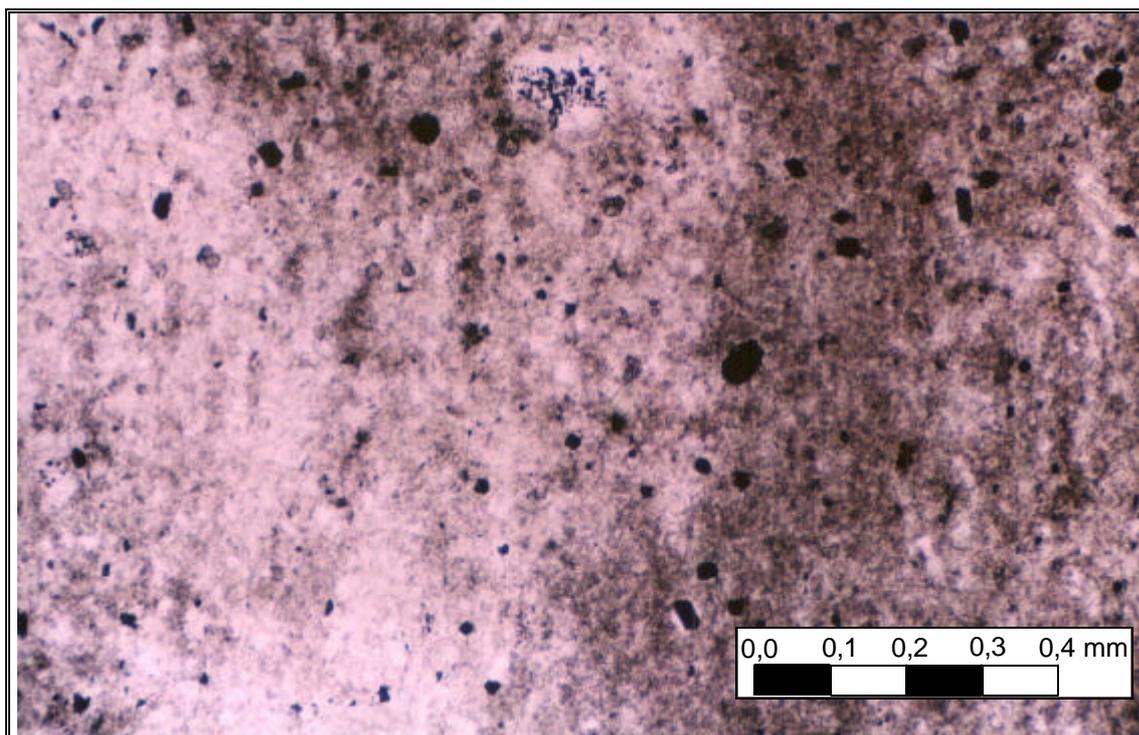


Foto 42.- C3_L.D.-001 (L.P.A.)

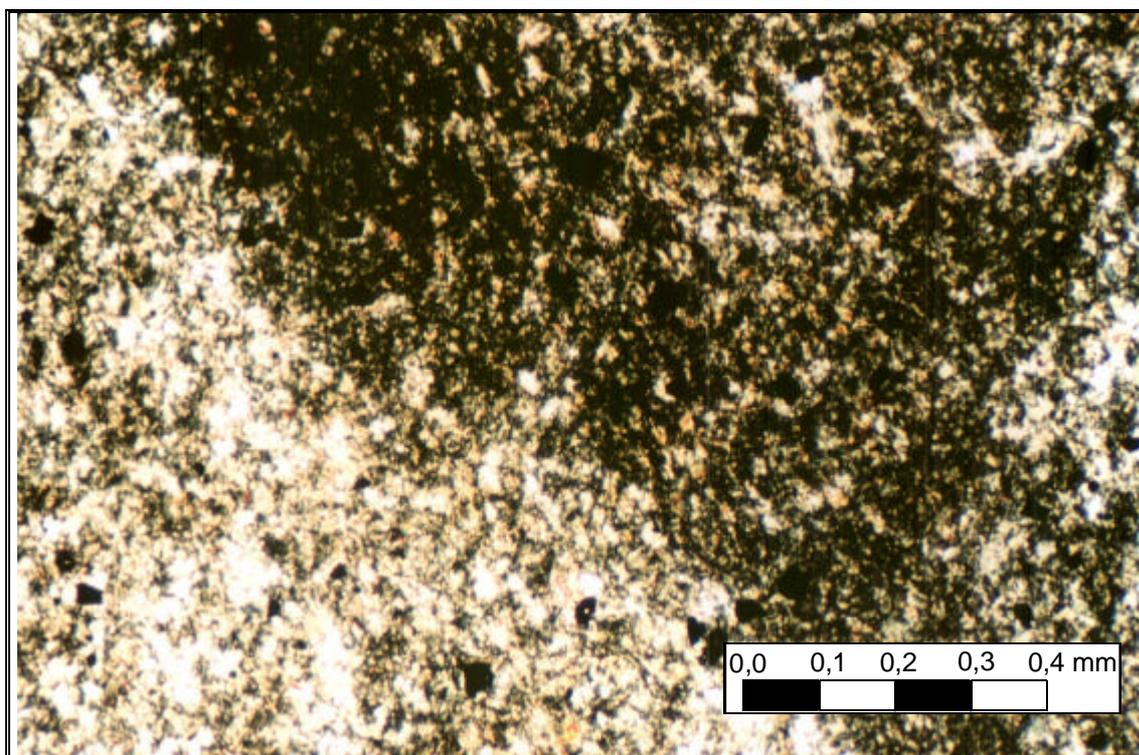


Foto 43.- C3_L.D.-001 (L.P.X)

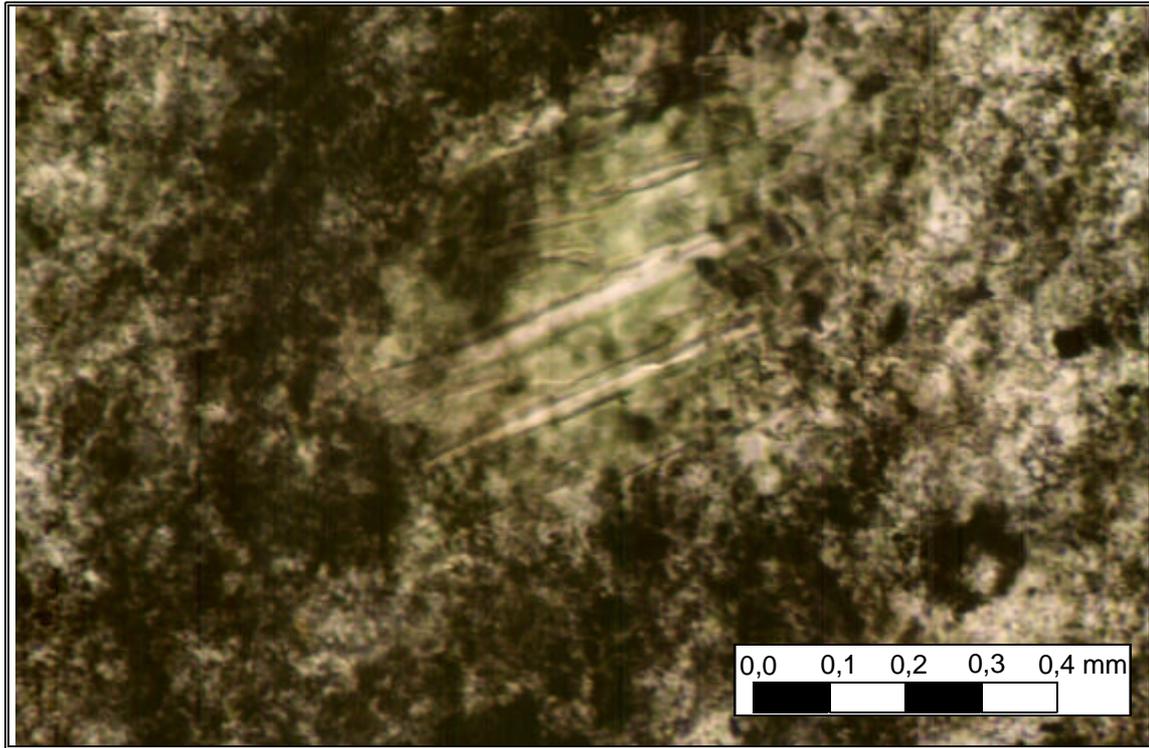


Foto 44.- C3_L.D.-001 (L.P.A)

Muestra: C3

Lámina: C3_L.D.-01 a

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	40	1,3 mm
		Moscovita	27	150x10 μm
		Clorita	18	0,3 mm
	Minoritarios	Opacos	7	0,2 mm
		Plagioclasa	2	50μm
		Cuarzo II	2	<10μm
Accesorios (%)	Turmalina	1	69-53μm	
	Circón		30-19μm	
	Apatito	1	11 μm	
	Agregado policrist. M. carbonosa		360 μm	
			--	

Características texturales

Textura lepidoblástica y bandeada.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con minerales de grano medio (0,3 mm) de clorita y cuarzo con opacos. Estos clastos desarrollan colas de presión donde precipita cuarzo de neoformación +clorita y ligeramente envueltos por la foliación en una matriz de origen pelítico y constituida por clorita, cuarzo y moscovita de grano fino (<0,1mm) y donde se encuentran dispersos los minerales accesorios. Aparecen dominios de niveles de arenisca de espesor variable entre 0,2 y 0,5mm, que constituyen los planos de la estratificación original de la roca y están formados mayoritariamente por cuarzo y plagioclasa en menor proporción, junto con la clorita y moscovitas de neoformación metamórfica.

Minerales principales:

Clorita: aparece en forma de grandes blastos intercrecidos con moscovita y en ocasiones con sulfuros, y en la matriz con hábito tabular en agregados de menor tamaño de los cristales.

Cuarzo: tipo I Formas alargadas y aboudinadas con extinción ondulante y aspecto sucio, acomodado entre planos de foliación. Tipo II formas anhedrales asociados a minerales opacos y colas de presión, con extinción recta y de menor tamaño que tipo I.

Opacos: tipo I son precinemáticos, con formas de euhedrales a subhedrales, no presentan orientación preferente y por ello desarrollan colas de presión fibrosas a la vez que aparecen envueltos por los planos de la foliación. Tipo II con formas anhedrales y bordes lobulados y dentríticos y formas alargadas con tamaños mayores que los de tipo I, son sincinemáticos. Tipo III con formas euhedrales y de tamaño medio son postcinemáticos.

Moscovita: aparecen finos minerales de moscovita intercrecidos con la clorita y con menor tamaño en la matriz próximos a los términos sericíticos y predominan junto con minerales arcillosos dentro de la matriz fina.

Minerales accesorios:

Circones: formas globosas alargadas y halos oscurecidos, envueltos por la foliación.

Turmalinas: formas euhedrales hexagonales y subhedrales con hábito equidimensional. Los de mayor tamaño desarrollan colas de presión y aparecen envueltos por los planos de foliación.

Apatito: mineral accesorio escaso con formas hexagonales y de pequeños tamaños.

Rutilo: aparece esporádicamente asociado a minerales opacos y con formas anhedrales.

Mineral arcilloso: mineral tardío, postcinemático, presenta formas euhedrales alargados en torno a 360μm.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión asimétricas tanto en blastos como en minerales precinemáticos.

Microestructura

Cleavage grosero/Slaty cleavage en los dominios pizarrosos y con esquistosidad grosera en los dominios areniscosos.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios de grano grueso	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	28	11
2. Forma de los dominios	Grosero-liso	Liso
3. % de los dominios	5	98
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado	Variable de anastomosados a paralelos con >% de finos
5. Transición entre dominios	neto	neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos 45 y 46).

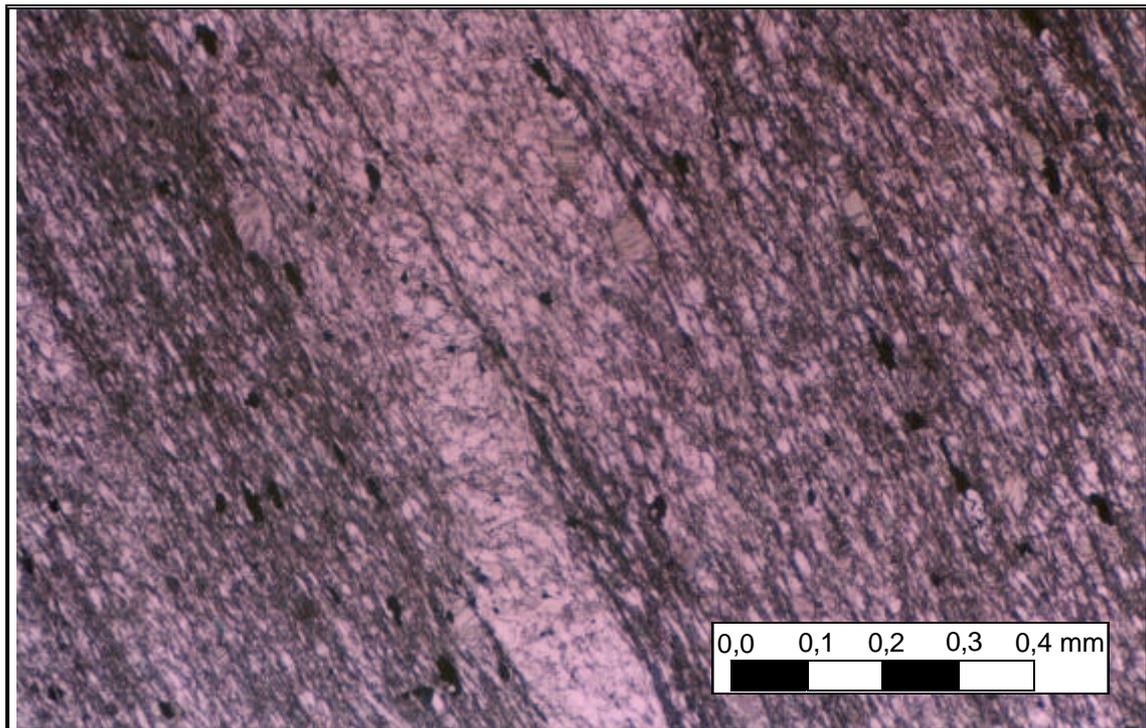


Foto 45.- C3_L.D.-01 a (L.P.A.)

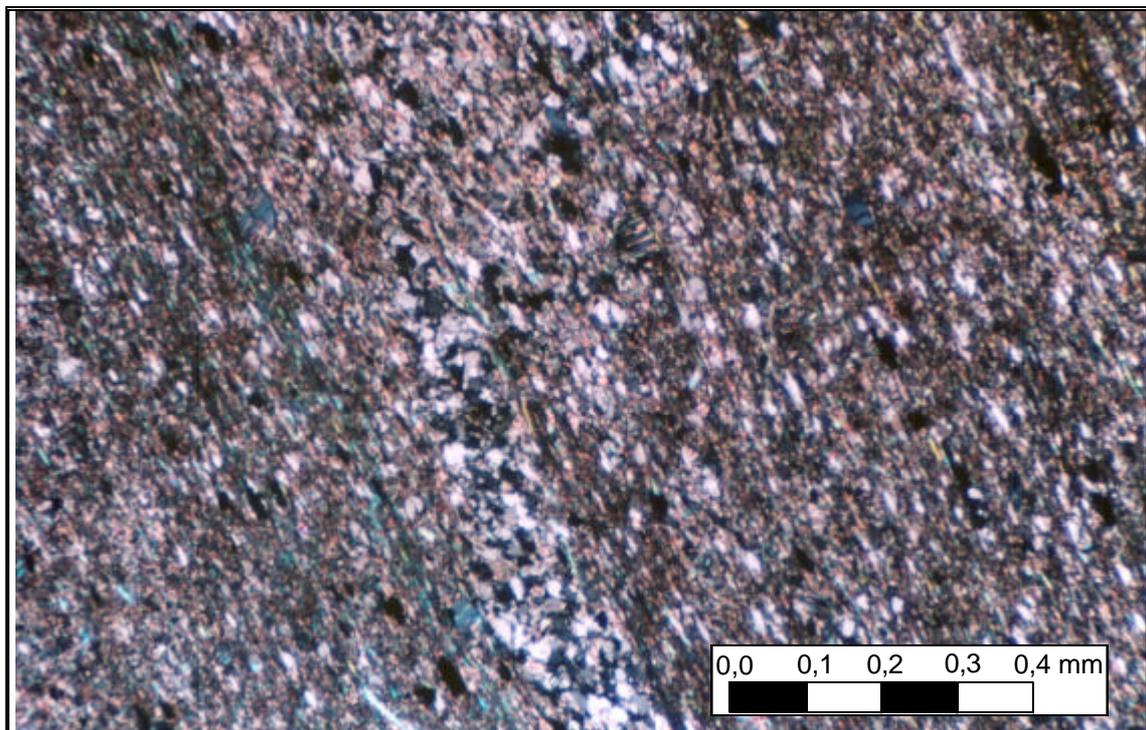


Foto 46.- C3_L.D.-01 a (L.P.X)

Muestra: C3

Lámina: C3_L.D.-01b

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

Componentes	Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Cuarzo I	40	<120µm
	Clorita	18	<0,39 mm
	Mosc./Seric.	30	<57 µm
	Opacos II	6	<1,63mm
Secundarios (%)	Opacos I y III	3	<137µm
	Cuarzo II	2	<10µm
Accesorios (%)	Turmalina	1	<53,8-30,76µm
	Circón		<80µm
	Apatito		<34,6-13,3 µm
	Rutilo		<23µm
	Agregado policristalino		<433µm
	M. carbonosa		--

Características texturales

Textura lepidoblástica y bandeada curva.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con dominios de tamaño de grano más gruesos (limolíticos), constituyendo alternancias con niveles mayoritariamente arcillosos de menor potencia. Predominan los clastos de Cuarzo I y de clorita que son los minerales que mayor tamaño presentan en la lámina junto con los opacos tipo II (sincinemáticos) que están dispersos en una matriz más fina constituida por clorita+moscovita+agregados policristalinos.

Minerales principales:

Clorita: aparece en cristales de gran desarrollo y formas sigmoidales con colas de presión y como agregados minerales en la matriz más fina con hábito tabular.

Cuarzo: tipo I Formas alargadas y aboudinadas con extinción ondulante y acomodado entre planos de foliación, presentan abundantes inclusiones fluidas. Tipo II formas anhedrales asociados a sulfuros, con extinción recta y de menor tamaño que tipo I.

Opacos: tipo I con formas de euhedrales a subhedrales son precinemáticos y representan el 5% con colas de presión fibrosas. Tipo II con formas anhedrales y bordes lobulados y dentríticos con formas alargadas y tamaños mayores que los de tipo I, sincinemáticos. Tipo III con formas euhedrales y de tamaño medio, postcinemáticos.

Moscovita: son de pequeño tamaño, próximos a los términos sericíticos y predominan los minerales arcillosos dentro de la matriz fina.

Minerales accesorios:

Circón: formas globosas alargadas y halos oscurecidos, envueltos por foliación con sombras de presión de clorita.

Turmalina: formas subhedrales con hábito equidimensional y en secciones basales formas pseudo hexagonales de 30µm.

Apatito: mineral accesorio con formas hexagonales y de pequeños tamaños.

Rutilo: aparece esporádicamente asociado a sulfuros.

Agregado policristalino: postcinemático, con formas subhedrales y con desarrollo en grandes tamaños.

Materia carbonosa: está presente de manera muy dispersa en la lámina.

Indicadores cinemáticos

Raramente se encuentran en las cloritas evidencias de formas texturales tipo “mica pez”.

Desarrollo de sombras de presión asimétricas en colas alargadas en minerales precinemáticos y de tipo fibroblástico como control de rotación de minerales opacos precinemáticos principalmente.

Microestructura

Cleavage grosero/Slaty cleavage en los términos pizarrosos y esquistosidad grosera en los términos de grano más grueso.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios de grano grueso	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	20	25
2. Forma de los dominios	Grosero-liso	Liso
3. % de los dominios pizarrosos	1	95
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado	Variable de anastomosados a paralelos con >%de finos
5. Transición entre dominios	neto	neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Foto nº 47, 48, 49, 50, 51, 52, 53 54,y 55).

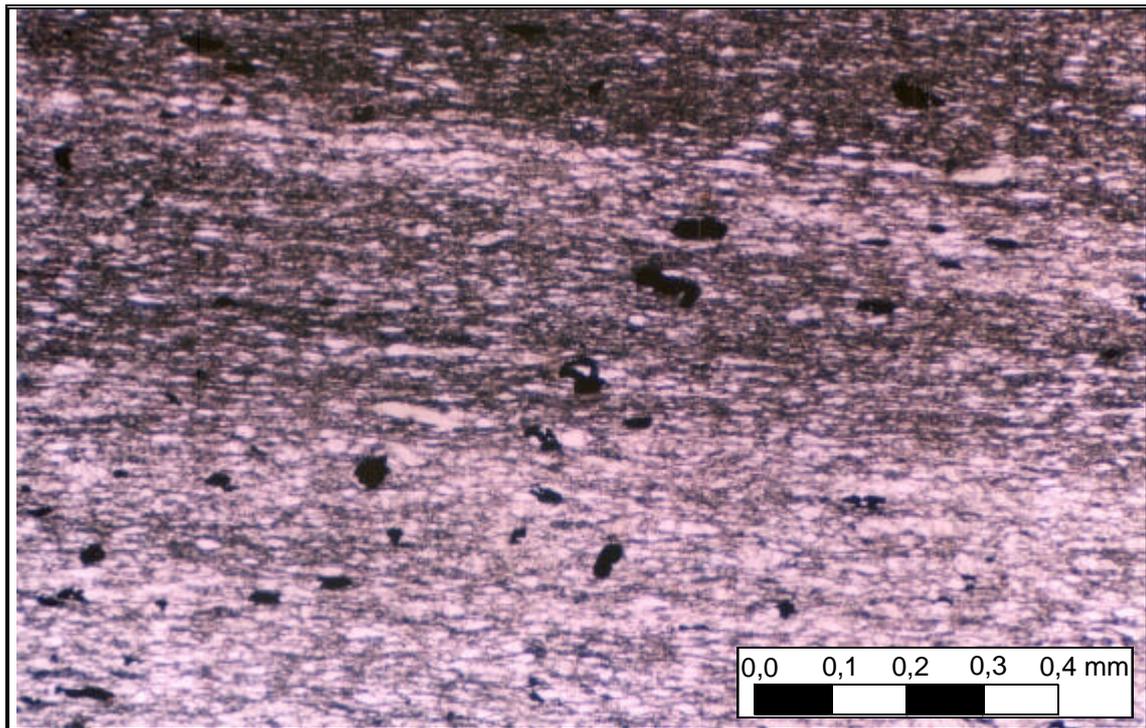


Foto 47.- C3_L.D.-01 b (L.P.A.)

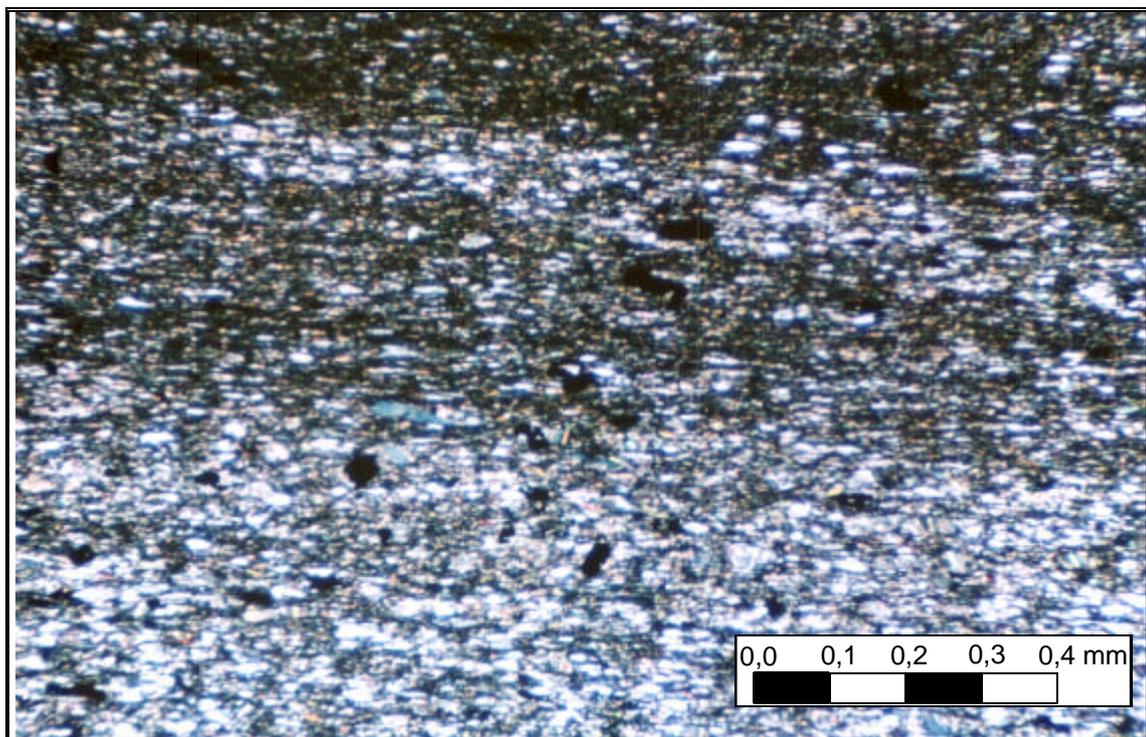


Foto 48.- C3_L.D.-01 b (L.P.X)

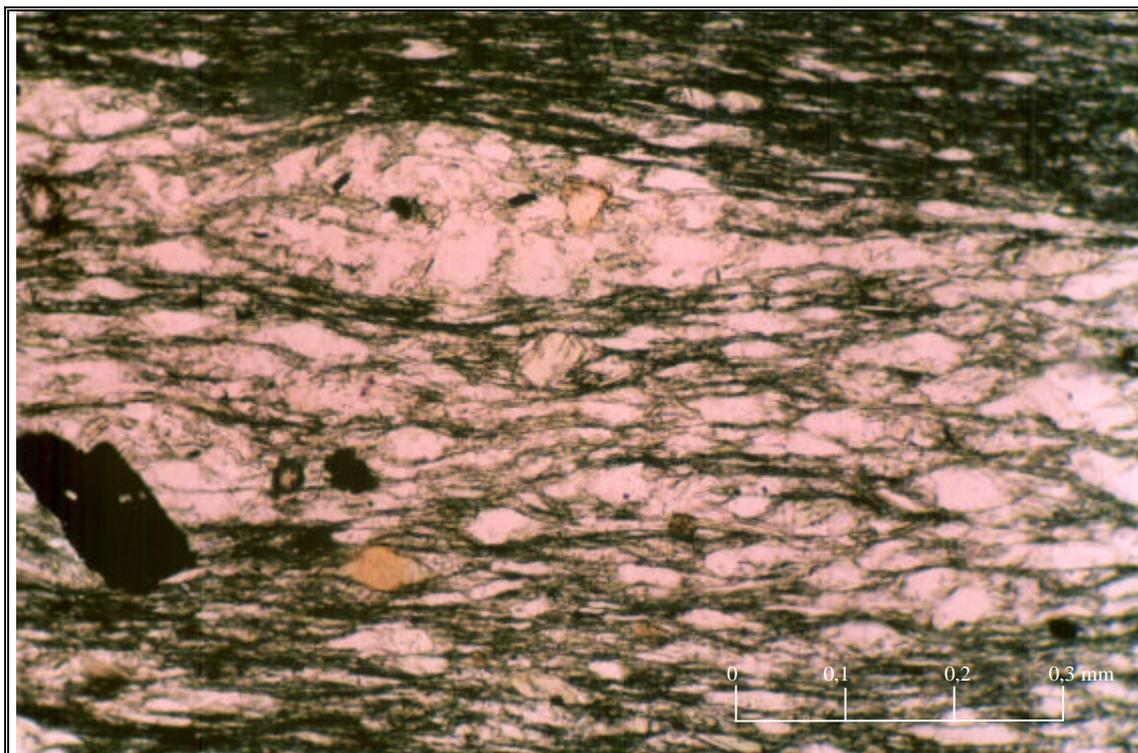


Foto 49.- C3_L.D.-01 b (L.P.A.) x10 (minerales accesorios dispersos en matriz rocosa)

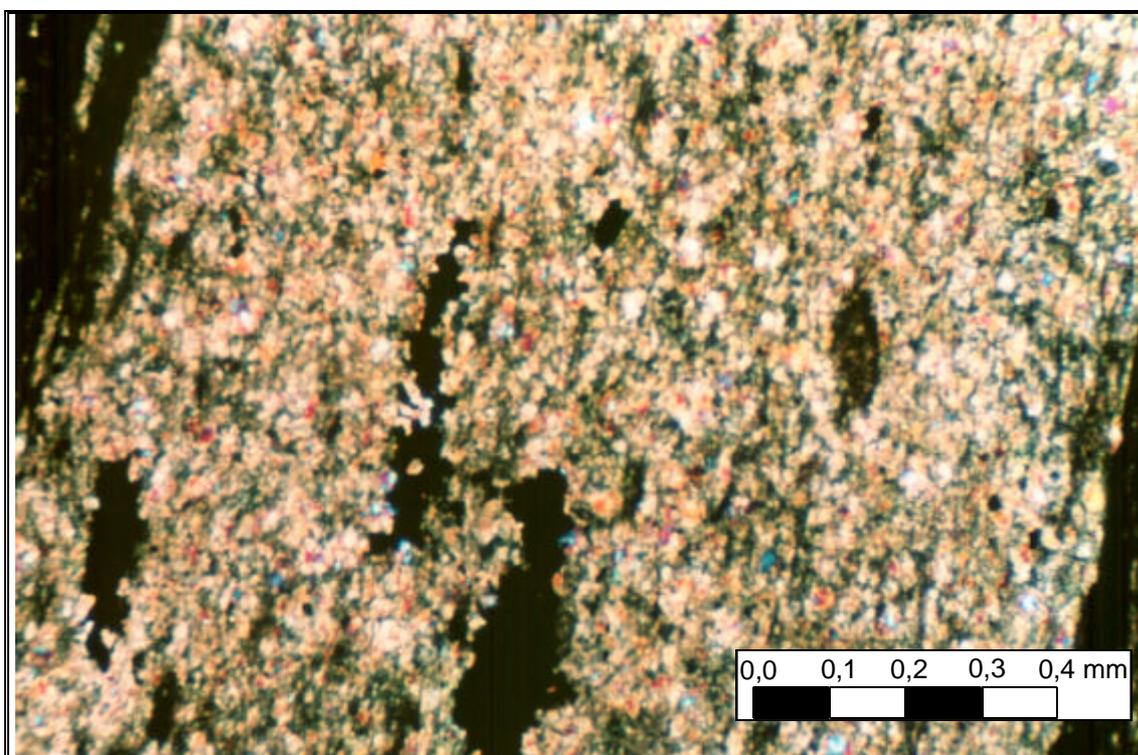


Foto 50.- C3_L.D.-01 b (L.P.X.) x2,5

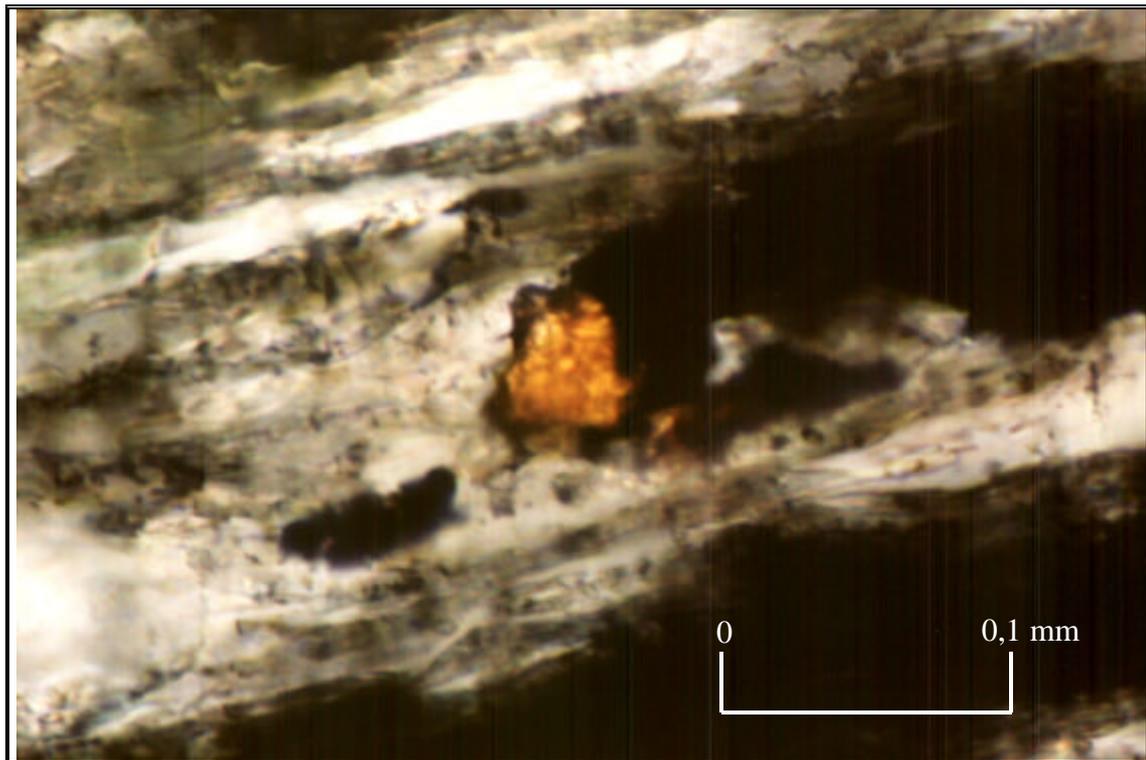


Foto 51.- C3_L.D.-01 b (L.P.A.) x25 (Rutilo)

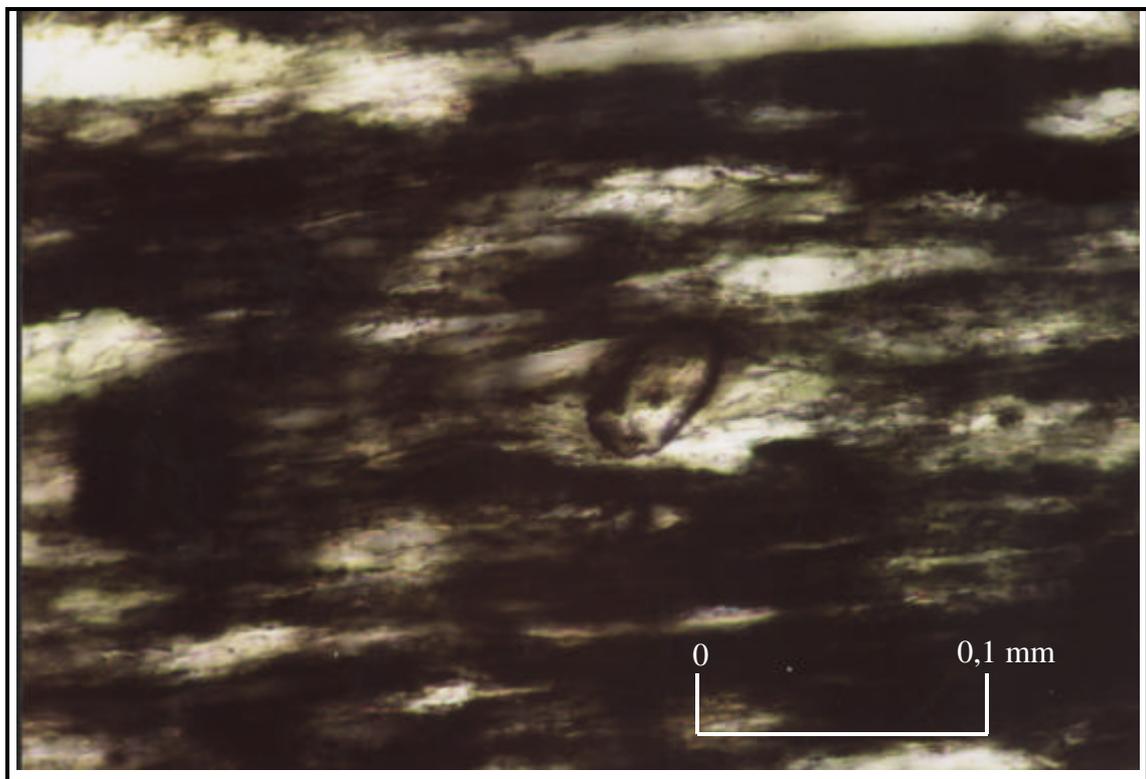


Foto 52.- C3_L.D.-01 b (L.P.A.) x25 (Circón)

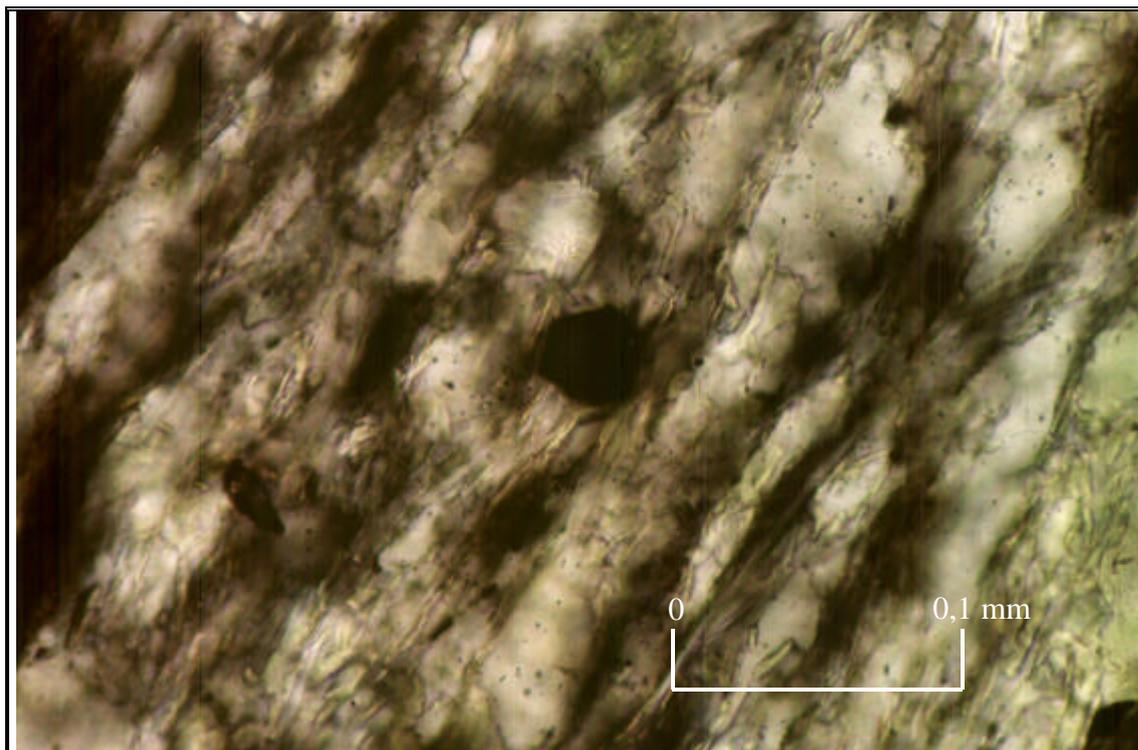


Foto 53.- C3_L.D.-01 b (L.P.A.) x25 (mineral hexagonal).

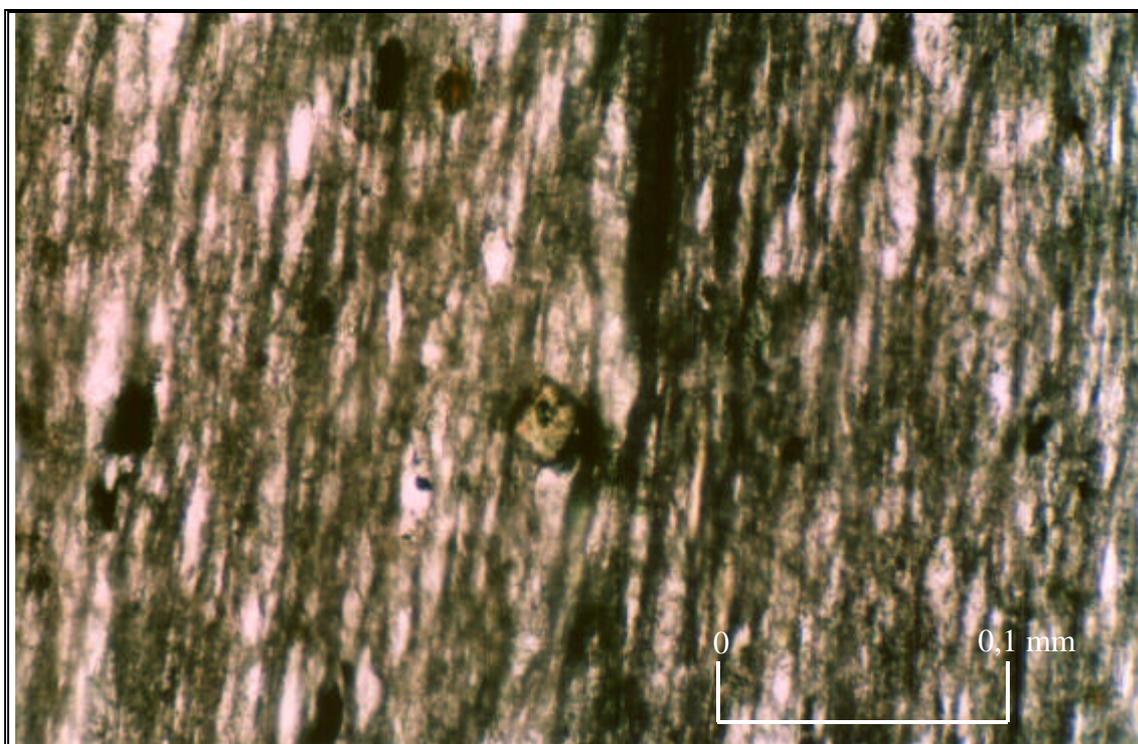


Foto 54.- C3_L.D.-01 b (L.P.A) x25 (circón)

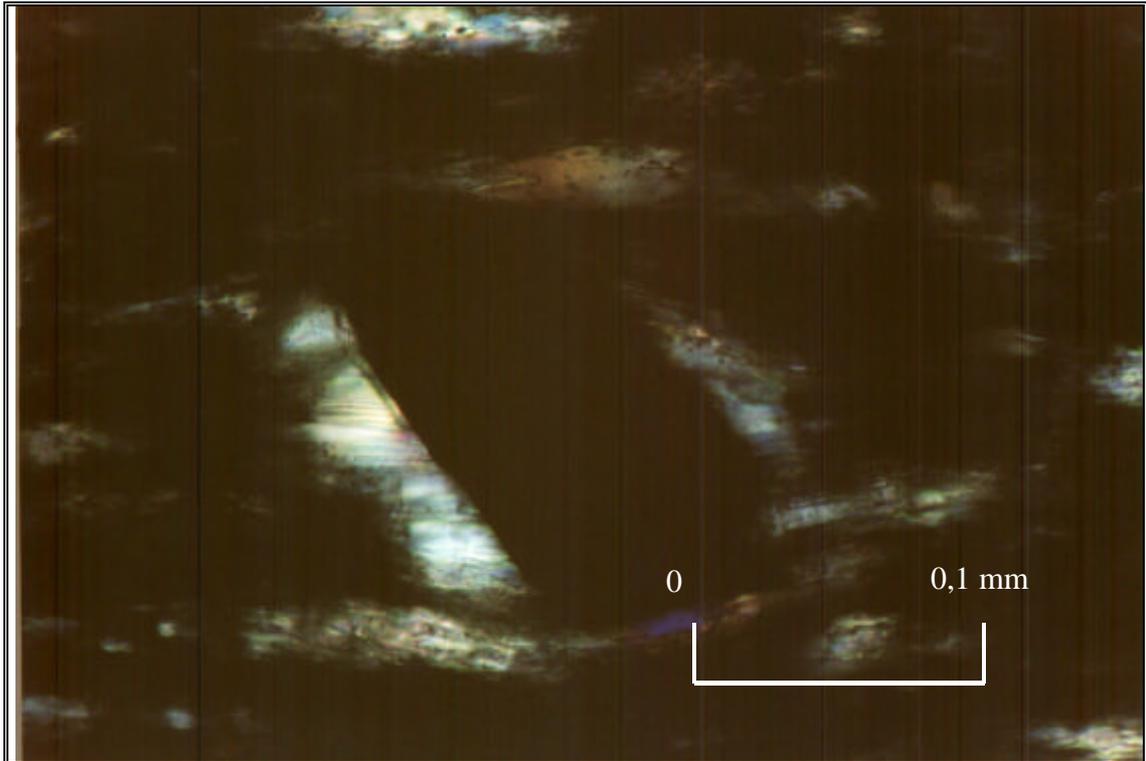


Foto 55.- C3_L.D.-01 b (L.P.X) x25
(Mineral opaco con sombras de presión asimétricas de clorita)

Muestra: C4

Lámina: C4_L.D.-01 a

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	40	<46,15 μm
		Moscovita	35	<320x10μm
		Clorita	10	<0,5 mm
	Minoritarios	Opacos	8	<170μm
		Plagioclasa	2	<84,6μm
Cuarzo II		2	<38μm	
M. carbonosa		2	<130μm	
Accesorios (%)		Turmalina	1	<160μm
		Circón		<61,3μm
		Rutilo		<130,7 μm

Características texturales

Textura micro-porfidolepidoblástica con bandeada curva.

Descripción petrográfica

Roca de protolito limolítico constituida por blastos de clorita y granos minerales de cuarzo, plagioclasa, opacos, materia orgánica y aciculares cristales de moscovita junto con los minerales accesorios (de mayor a menor abundancia aparecen circón, turmalina, y rutilo), en una matriz de grano fino constituida por clorita, moscovita y min. arcillosos junto con materia carbonosa dispersa y concentrada en estrechas venillas.

Minerales principales:

Clorita: aparece en forma de grandes blastos y en la matriz con hábito tabular y menor tamaño de los cristales.

Cuarzo: tipo I Formas alargadas y aboudinadas con extinción ondulante acomodados entre planos de foliación con abundantes inclusiones fluidas. Tipo II formas alargadas anhedrales en colas de presión, y sobrecreciendo a granos de cuarzo previos.

Moscovita/min.arcillosos: aparecen largos cristales aciculares de moscovita y de menor desarrollo en la matriz.

Opacos: tipo I precinemáticos, con formas de euhedrales a anhedrales con colas de presión y aparecen envueltos por la foliación. Tipo II con formas anhedrales y bordes lobulados o dendríticos y formas alargadas, sincinemáticos. Tipo III con formas euhedrales y se interpretan como postcinemáticos.

Plagioclasa: aparecen muy alteradas con formas alargadas y más equidimensionales y con maclas de la albita. Presentan bordes de grano dendríticos y colas de presión.

Materia carbonosa: están presentes como grandes clastos con núcleos minerales y desarrollan colas de presión a la vez que se concentra en pequeñas venillas de 20 μm de espesor y cruzan la lámina longitudinalmente. Además aparece finamente dispersa en la matriz.

Minerales accesorios:

Turmalina: formas euhedrales tanto en secciones longitudinales como transversales y otras veces redondeadas con colas de presión y envueltas por la foliación.

Circón: formas alargadas y redondeadas.

Rutilo: muy raro y aparece como un agregado mineral con minerales opacos con formas muy anhedrales alargadas.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión asimétricas tanto en blastos como en minerales precinemáticos con foliación envolvente, y texturas de mica pez en las cloritas.

Microestructura

Cleavage grosero.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	10 (en dominios más gruesos 66)
2. Forma de los dominios	Liso y<< Grosero
3. % de los dominios	90 (en dominios más gruesos 2)
4. Relación espacial entre dominios	Liso y<< Anastomosados
5. Transición entre dominios	neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos nº 56 y 57).

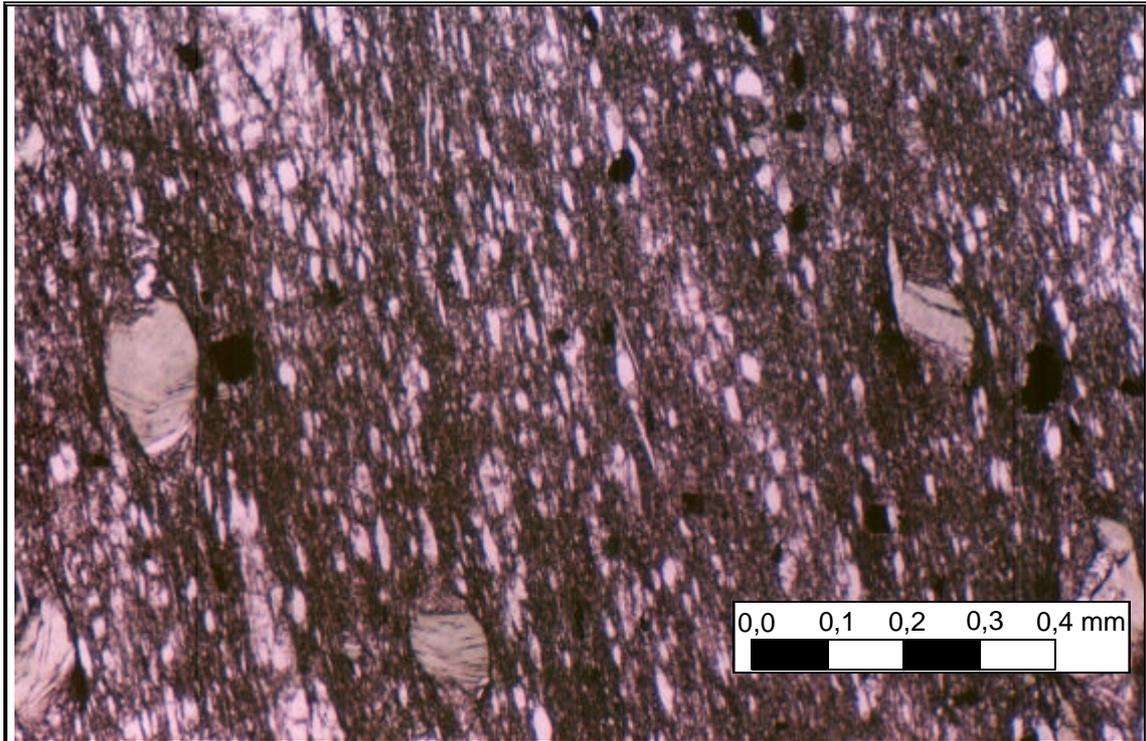


Foto 56.- C4_L.D.-01a (L.P.A.)

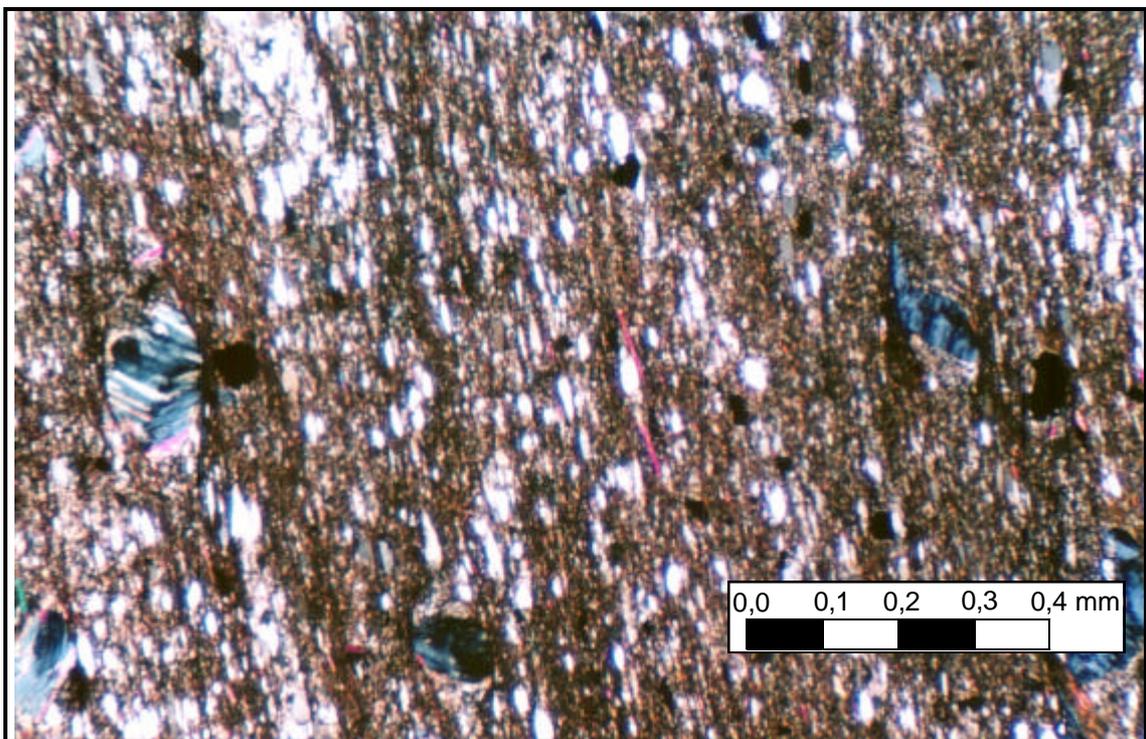


Foto 57.- C4_L.D.-01a (L.P.X)

Muestra: C4

Lámina: C4_L.D.-01b

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

	Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Cuarzo I	40	<0,2 mm
	Moscovita	35	<0,2 mm
	Clorita	7	<0,4 mm
Secundarios (%)	Opacos	9	<0,2 mm
	Plagioclasa	2	<50µm
	Cuarzo II	1	<20µm
	M. carbonosa	2	<135µm
Accesorios (%)	Turmalina	1	<100µm
	Circón		<69,2µm
	Rutilo		<115x15,3 µm

Características texturales

Textura lepidoblástica.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino limolítica constituida por clastos/blastos de clorita y clastos de cuarzo, plagioclasa, materia orgánica y blastos de opacos además de grandes cristales de moscovita junto con los minerales accesorios (de mayor a menor abundancia aparecen circón, turmalina y rutilo), en una matriz de grano fino constituida por clorita, moscovita y agregados policristalinos junto con materia carbonosa dispersa.

Minerales principales:

Cuarzo: tipo I Formas alargadas y aboudinadas con extinción ondulante acomodados entre planos de foliación. Tipo II formas anhedrales en colas de presión, y sobrecreciendo a granos de cuarzo previos.

Moscovita: aparecen finos cristales de moscovita intercrecidos con la clorita en la matriz próximos a los términos sericíticos y también como largos cristales aciculares destacando por su gran longitud. Además constituye las colas de presión de los grandes blastos/clastos.

Clorita: aparece en forma de grandes blastos y en la matriz con hábito tabular y menor tamaño de los cristales.

Opacos: tipo I son precinemáticos, con formas de euhedrales a anhedrales con colas de presión y aparecen envueltos por la foliación. Tipo II con formas anhedrales y bordes lobulados y dentríticos y formas alargadas y son sincinemáticos. Tipo III con formas euhedrales y se interpretan como postcinemáticos.

Plagioclasa: aparecen clastos muy alterados con formas variadas de muy alargadas y más equidimensionales y con los dos tipos de maclas de la albita y la de Carlsbald. Presentan bordes de grano dendríticos y colas de presión.

Materia carbonosa: están presentes como grandes clastos y desarrollan colas de presión a la vez que se concentra en pequeñas venillas de 20 µm de espesor y cruzan la lámina transversalmente. Además aparece finamente dispersa en la matriz.

Minerales accesorios:

Turmalina: formas euhedrales tanto en secciones longitudinales como transversales y otras veces redondeadas con colas de presión y envueltas por la foliación.

Circón: formas alargadas.

Rutilo: muy raro y aparece junto a minerales opacos con formas anhedrales.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión asimétricas tanto en blastos como en minerales precinemáticos.

Microestructura

Cleavage grosero.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Dominios pizarrosos
1. Espaciado	29,5 (en dominios más gruesos 157)
2. Forma de los dominios	Grosero-liso
3. % de los dominios	60 (en dominios más gruesos 1)
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosados-liso
5. Transición entre dominios	neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica

Microfotografía: Aumentos x2,5 (Fotos nº 58, 59, 60 y 61).

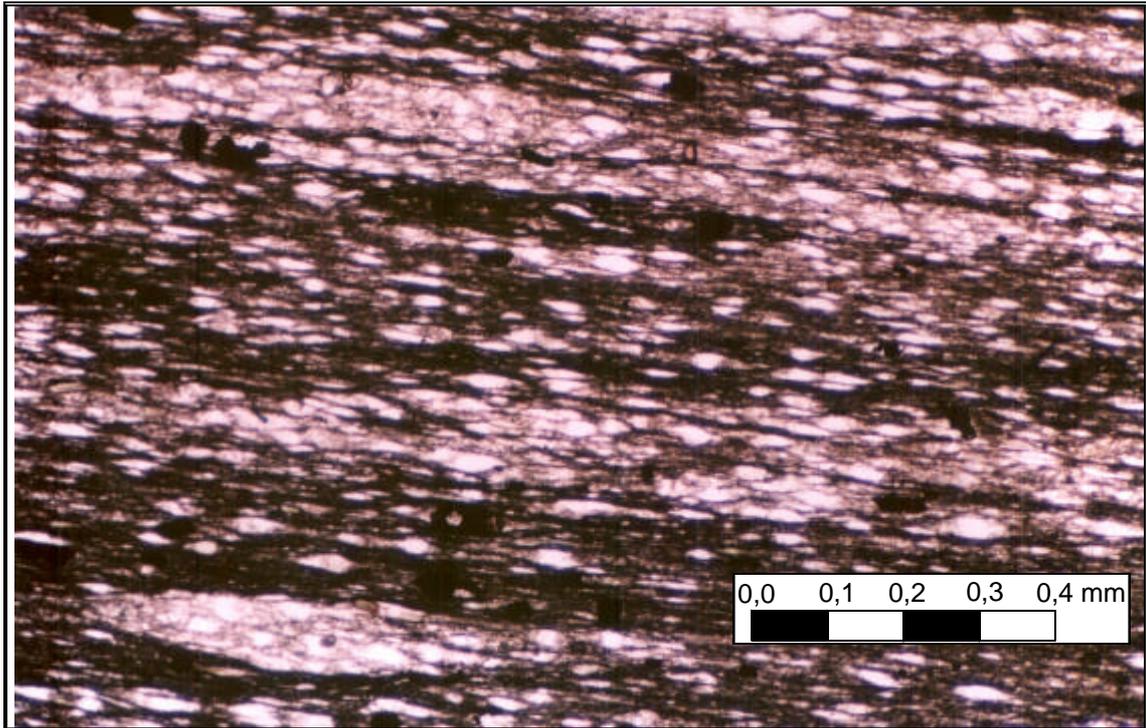


Foto 58.- C4_L.D.-01b (L.P.A.)

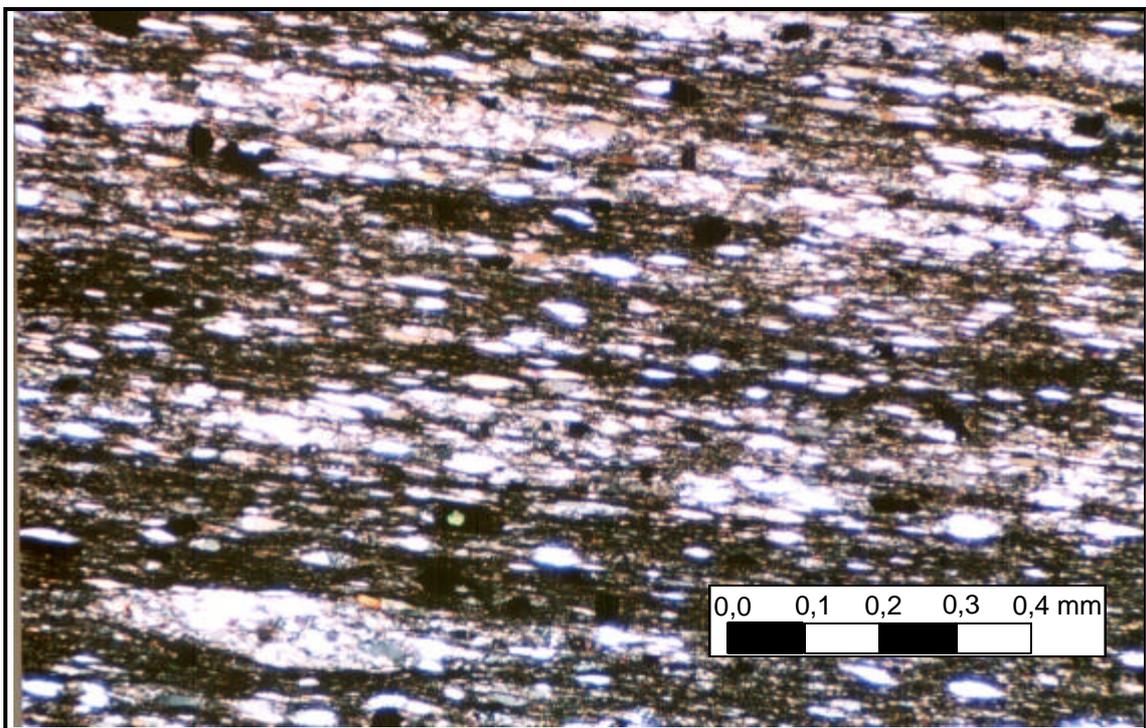


Foto 59.- C4_L.D.-01b (L.P.X)

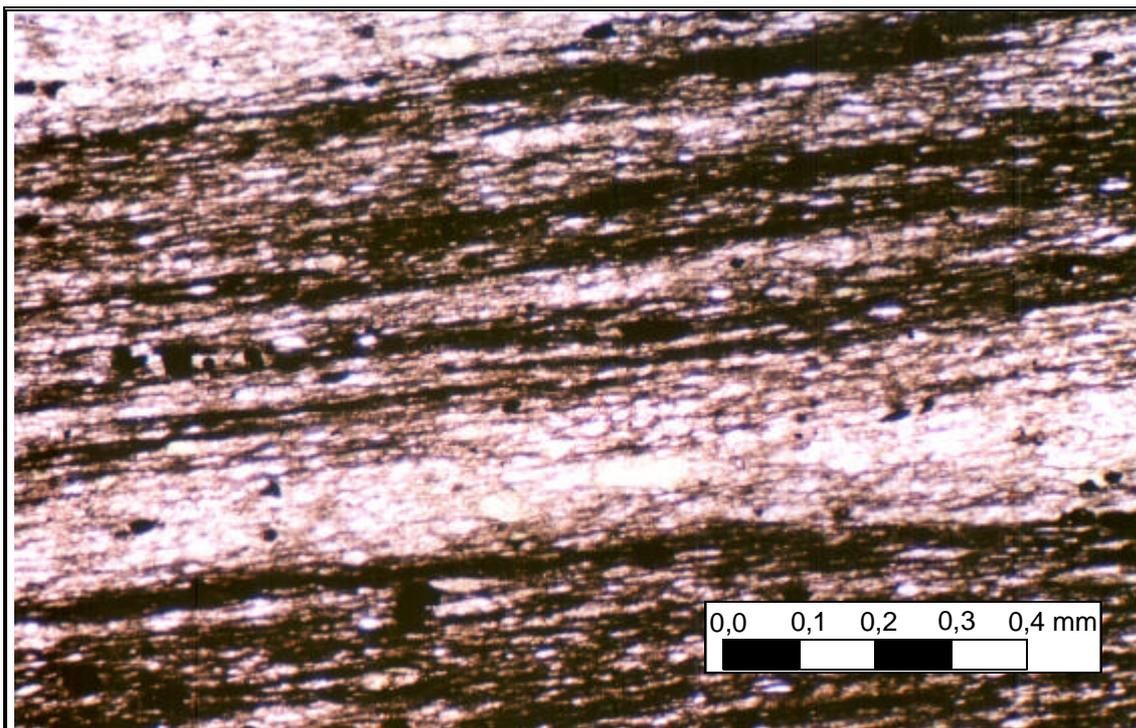


Foto 60.- C4_L.D.-01b (L.P.A.)

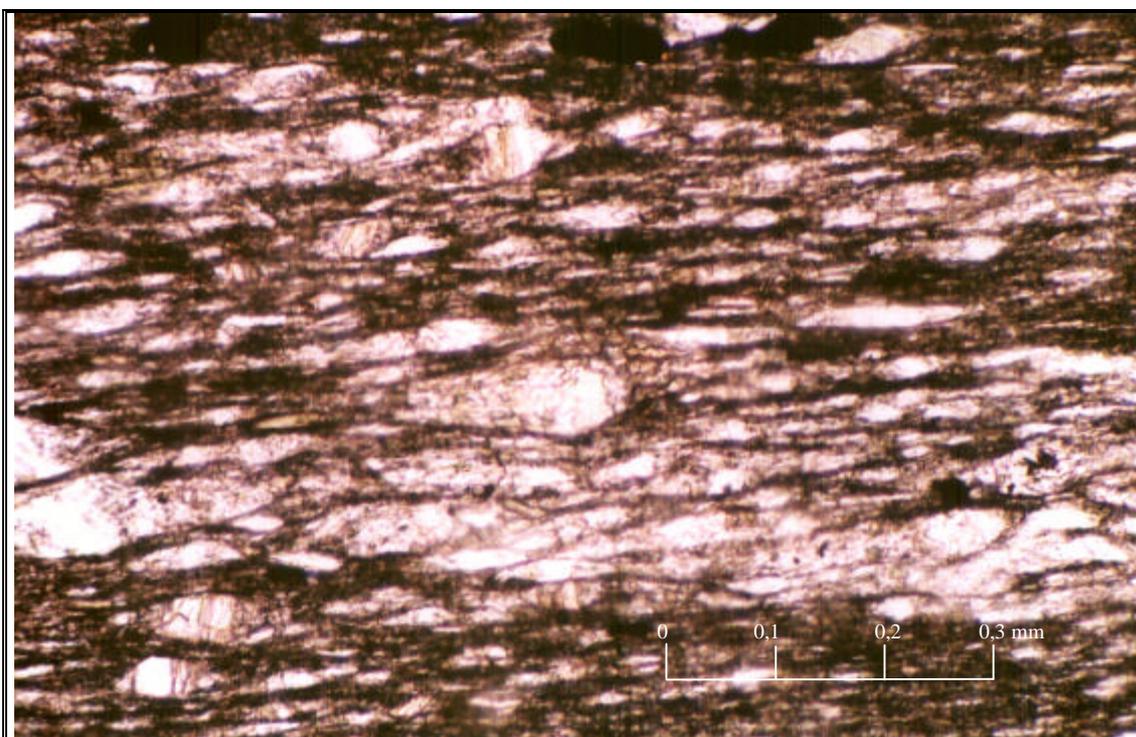


Foto 61.- C4_L.D.-01b (L.P.A) x10

Muestra: R2

Lámina: R2 a

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Moscovita	40	<110x5 μm
		Cuarzo I	30	<145x47,5 mm
		Clorita	20	<150x80 μm
	Minoritarios	Cuarzo II	5	<130x42,5μm
		Opacos I	1	<130x50μm
		Opacos II	1	1,7x0,9mm
Agregados policristalinos		2	<110μm	
Accesorios (%)	Turmalina	1	<32,5x17,5 μm	
	Circón		<25x15μm	
	Rutilo		<190x60μm	
	M. carbonosa		--	
	Plagioclasas		<77,5x20	

Características texturales

Textura lepidoblástica homogénea.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino. Predominan las Moscovitas junto con el Cuarzo I y la clorita que son los minerales que mayor tamaño presentan en la lámina junto con los minerales opacos tipo II (postcinemáticos) que están dispersos en una matriz más fina constituida por clorita+moscovita fundamentalmente.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas con abundantes inclusiones fluidas y colas de presión y en ocasiones evidencias de sobrecrecimientos posteriores. Tipo II aparece principalmente en rellenos de cavidades en opacos y rellenos de sombras de presión con hábito fibroso con texturas en forma de mosaico y diente de perro.

Clorita: aparece como porfidoblastos con formas aboudinadas.

Opacos: tipo I aparecen como sincinemáticos con formas alargadas anhedrales, más o menos alargadas con bordes lobulados y con colas de presión tipo. Tipo II en agregados anhedrales de gran tamaño postcinemáticos.

Moscovita: como cristales de hábito acicular de gran desarrollo.

Materia carbonosa: en porfidoclastos de gran tamaño y colas de presión de cuarzo, ligeramente asimétricas. Además está presente finamente dispersa por toda la lámina, con tendencia a concentrarse en planos de foliación.

Agregados policristalinos: con formas redondeadas y envueltos por la foliación presentan colores anómalos de alteración, sombras de presión simétricas.

Minerales accesorios:

Turmalina: formas pseudorectangulares y formas euhedrales envueltas por la foliación.

Circón: formas con tendencia pseudo redondeada.

Rutilo: formas anhedrales de gran tamaño.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión simétricas en colas alargadas tanto en blastos como en minerales precinemáticos y de tipo fibroso como control de movimiento de minerales opacos precinemáticos principalmente.

Microestructura

Slaty cleavage.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Valoración
1. Espaciado	10
2. Forma de los dominios	Liso
3. % de los dominios	90
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado
5. Transición entre dominios	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra fina.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 62, 63, 64, 65, 66 y 67).

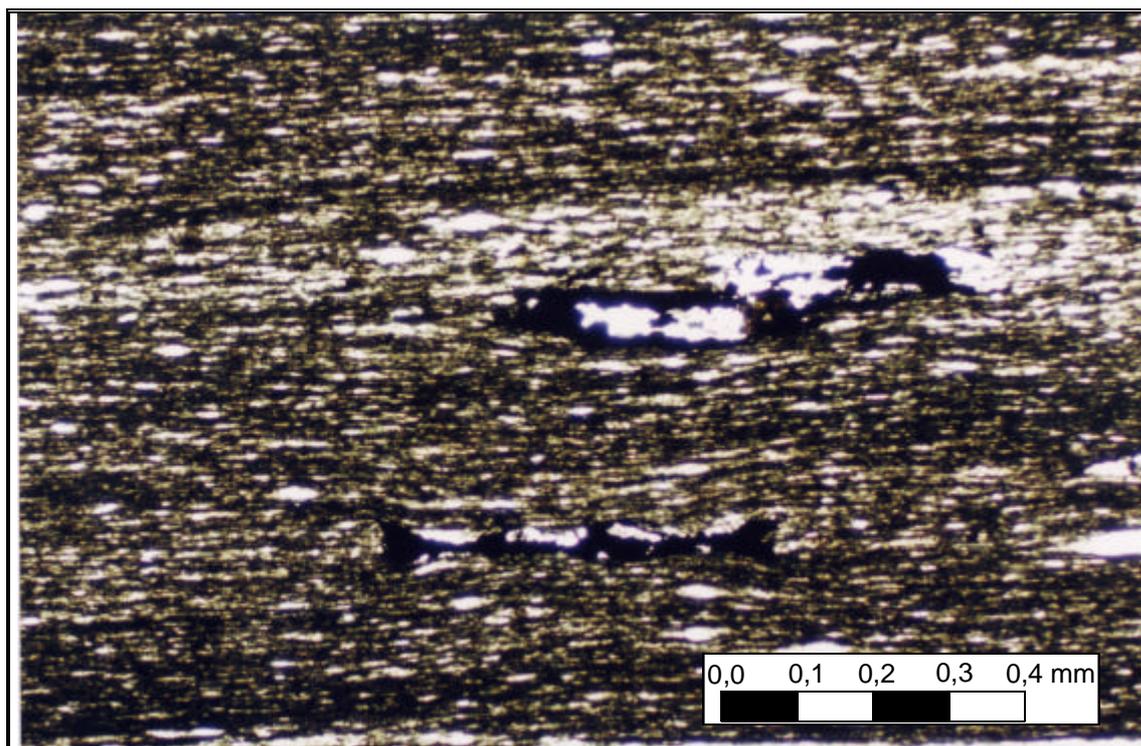


Foto 62.- R2a (L.P.A.)

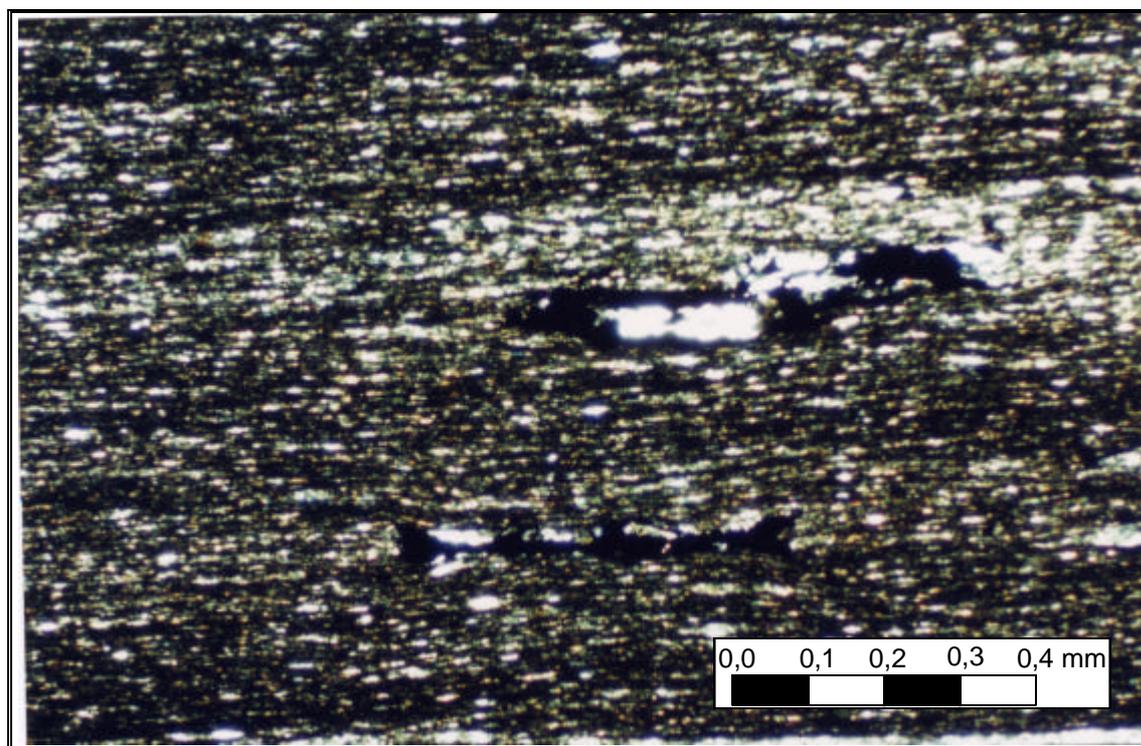


Foto 63.- R2a (L.P.X)

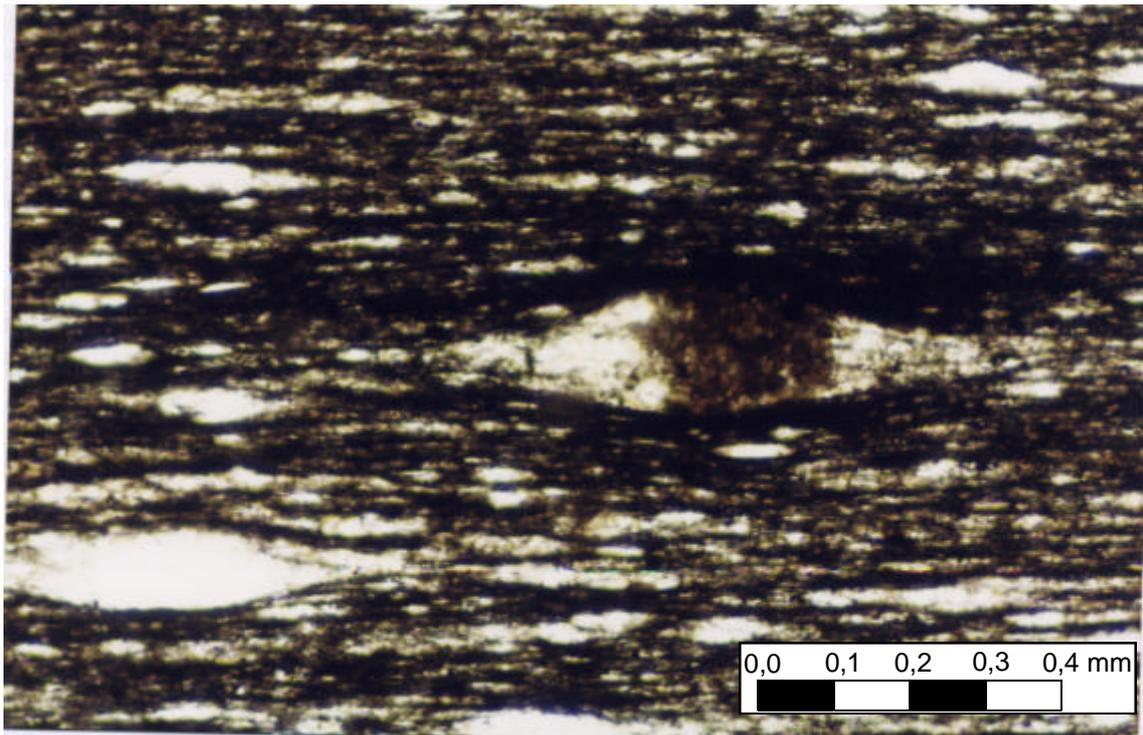


Foto 64.- R2a (L.P.A.)

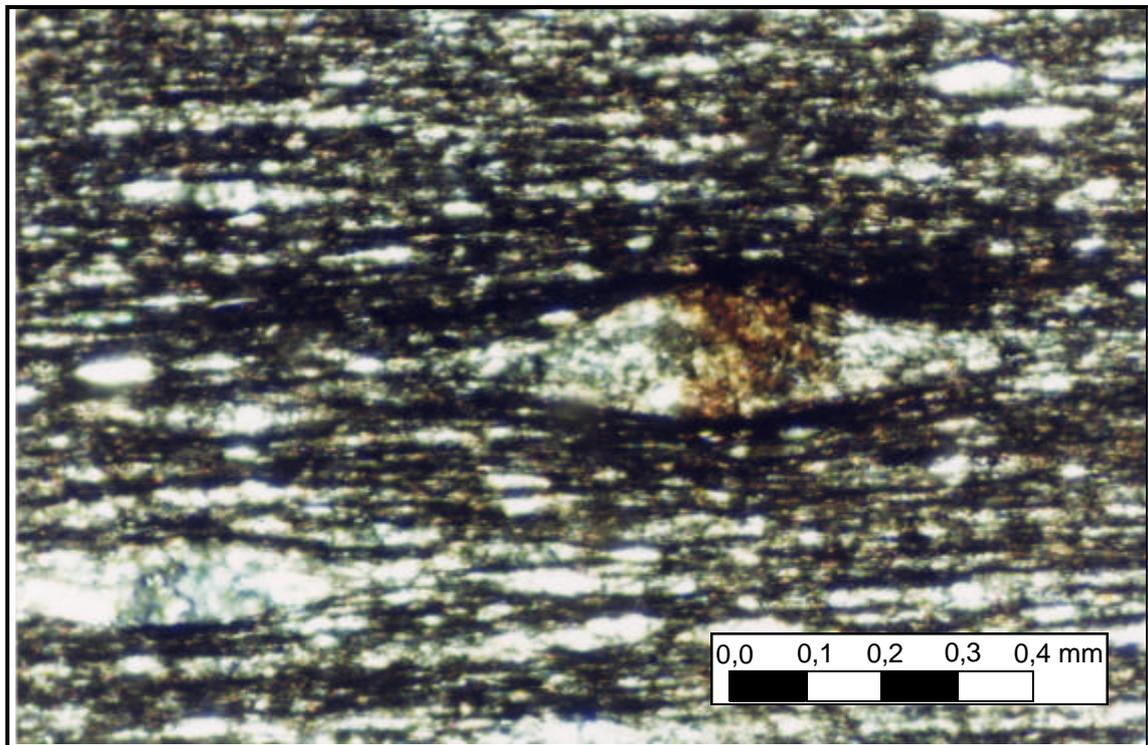


Foto 65.- R2a (L.P.X)

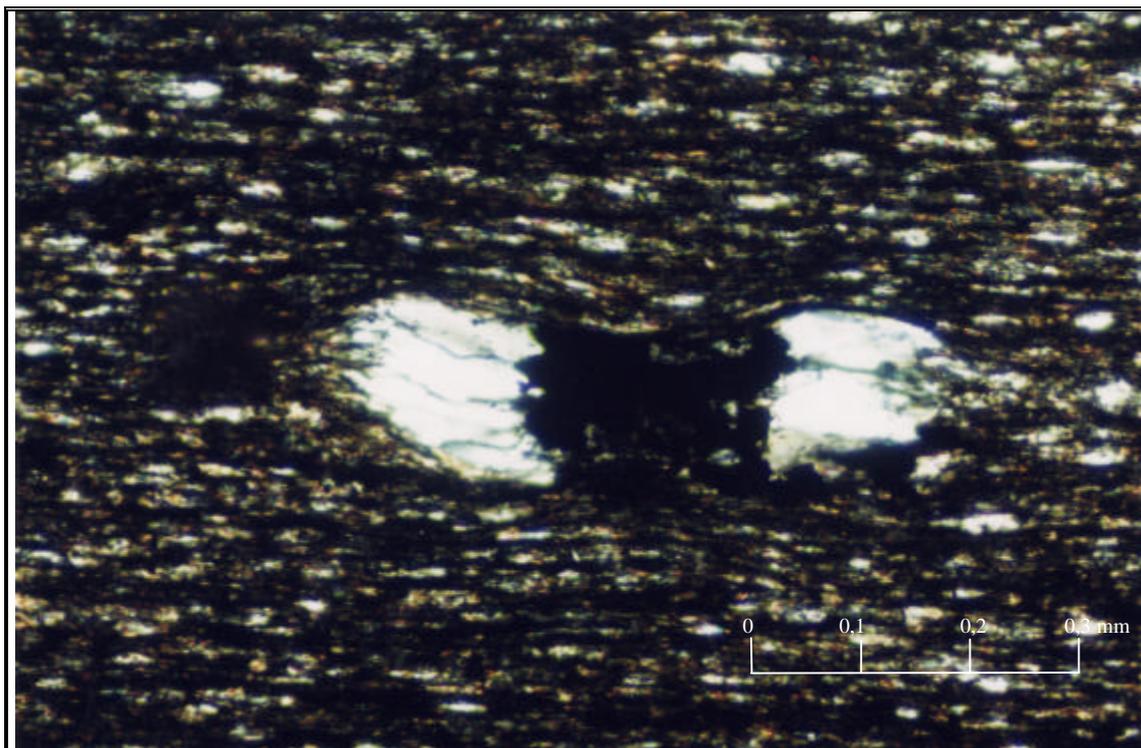


Foto 66.- R2a con cuarzo fibroso en sombras de presión (L.P.A.) x 10

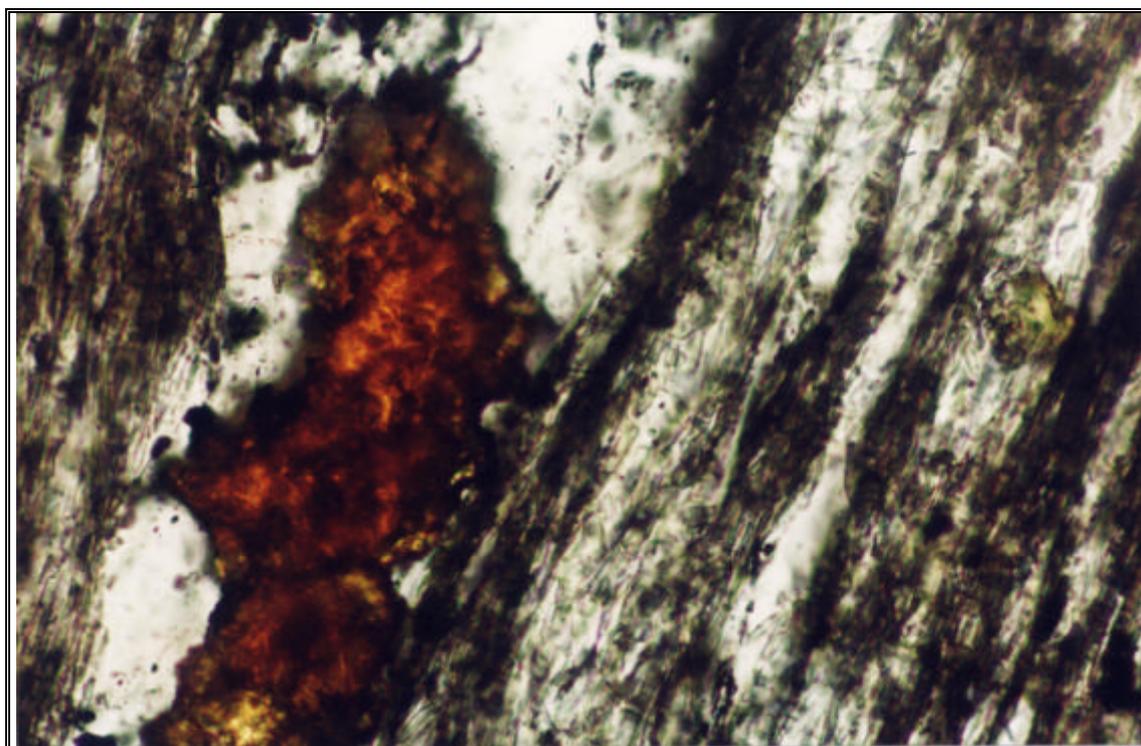


Foto 67.- R2a Rutilo y Turmalina (L.P.A.) x40

Muestra: R2

Lámina: R2 b

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Moscovita	35	<65x3 µm
		Cuarzo I	25	<145x47,5 mm
		Clorita	20	<17,5x17,5 µm
	Minoritarios	Cuarzo II	5	<20x30µm
		Opacos I	2	<280x30µm
		Opacos II	1	<300µm
Agregados policristalinos		2	<120x55µm	
Accesorios (%)	Turmalina	1	<15x20 µm	
	Circón		<30µm	
	Rutilo		<15x45µm	

Características texturales

Textura lepidoblástica homogénea.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con niveles de mayor contenido en cuarzo oblicuos a la foliación principal. La mineralogía fundamental es Clorita+ Moscovita +Cuarzo junto con los minerales opacos.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas con abundantes inclusiones fluidas y extinción ligeramente ondulante. Presentan bordes lobulados y cuarzo sobrecrecido en los mismos posteriores. Tipo II con formas en mosaico aparece principalmente rellenando cavidades junto con minerales opacos.

Clorita: aparece como porfidoblastos con formas aboudinadas, variedad clinocloro.

Opacos: tipo I aparecen rellenando cavidades junto con el cuarzo y formas anhedrales, más o menos alargadas con bordes lobulados. Tipo II en agregados anhedrales postcinemáticos.

Moscovita: formas tabulares muy alargadas.

Agregados policristalinos: con formas redondeadas y envueltos por la foliación presentan colores anómalos de alteración a sericita-moscovita, sombras de presión simétricas de clorita y moscovita.

Minerales accesorios:

Turmalina: aparecen secciones en formas hexagonales, basales y longitudinales.

Circón: formas speudoredondeadas y alargadas, destacando por su alto relieve, envueltos por la foliación.

Rutilo: formas muy anhedrales.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión ligeramente asimétricas y esporádicamente aparecen mica-fish en cloritas.

Microestructura

Slaty cleavage de tipo espaciado o foliación disyuntiva.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Valoración
1. Espaciado	9,3
2. Forma de los dominios	Liso
3. % de los dominios	70
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado
5. Transición entre dominios	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra fina.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 68 y 69).

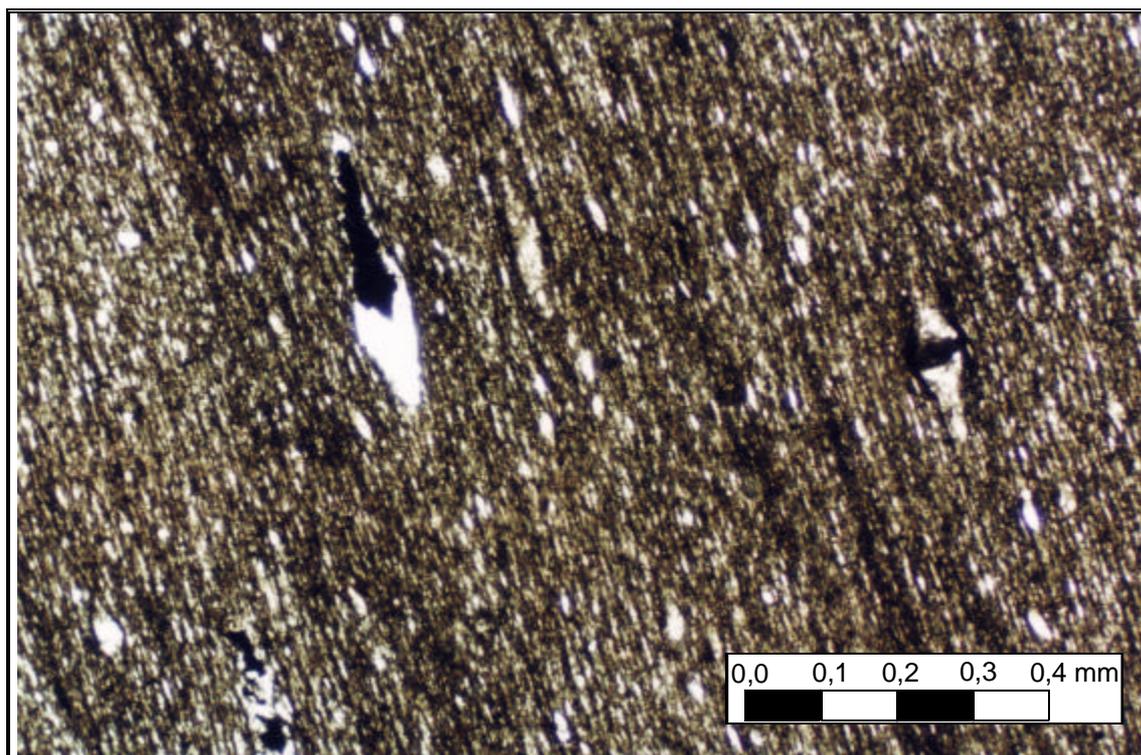


Foto 68.- R2b (L.P.A.)

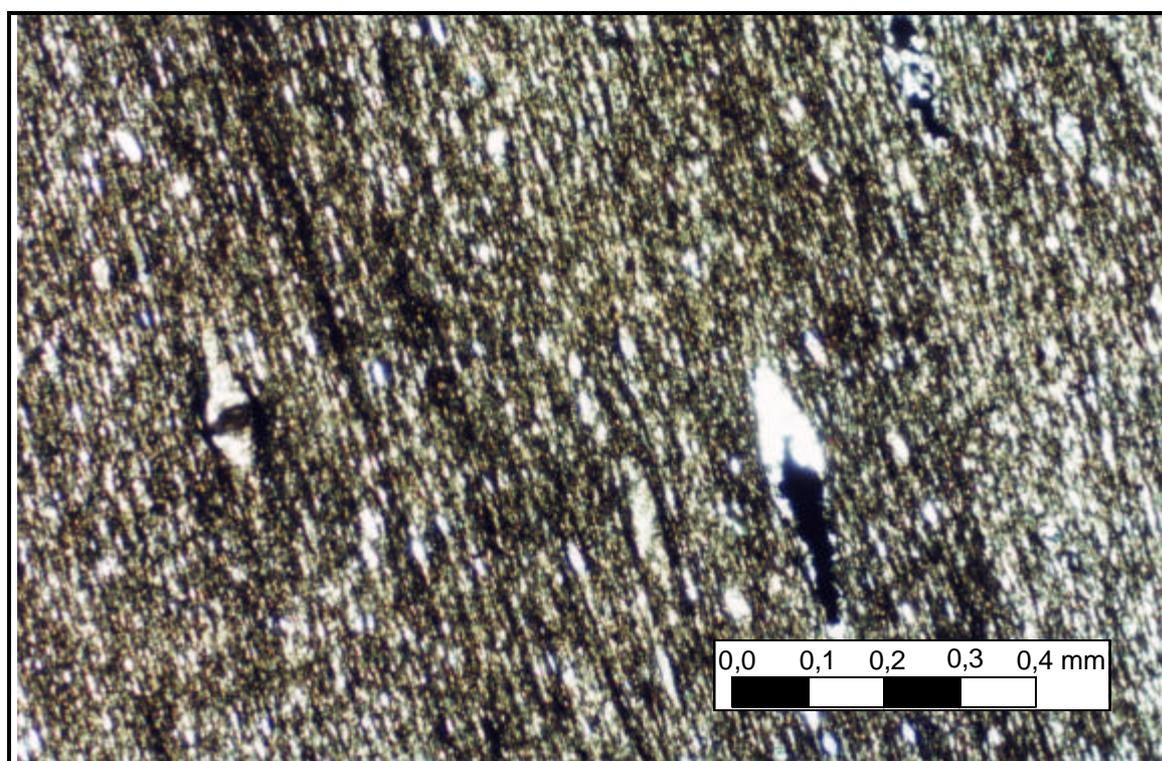


Foto 69.- R2b (L.P.X)

Muestra: R2

Lámina: R2-001

Corte de sección lámina: XY

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Moscovita	25	<132,5x22,5 μm
		Cuarzo I	25	<92,5x85 μm
		Clorita	20	<137,5x107,5 μm
		Feldespato potásico	20	<112,5x57,5μm
Esenciales (%)	Minoritarios	Cuarzo II	6	<50x25μm
		Opacos I	2	<830x470μm
		Opacos II	1	<800x450μm
Accesorios (%)		Turmalina	1	<17,5x17,5 μm
		Circón		<6,87μm
		Agregados policristalinos		<140x70μm
		Materia orgánica plagioclasa		-- --
Alteración		Sericita	--	--

Características texturales

Textura nodulosa con halos coroníticos y reaccionales.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con mineralogía fundamental de Clorita + Moscovita +Cuarzo + feldespato potásico junto con los minerales opacos y materia orgánica finamente dispersa.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas con abundantes inclusiones fluidas y extinción ligeramente ondulante. Presentan bordes lobulados. Tipo II con textura fibroblástica en torno a minerales opacos de gran tamaño. Presentan extinción ligeramente ondulante.

Clorita: aparece como porfidoblastos sobrecrecidas con moscovitas.

Opacos: tipo I formas anhedrales con inclusiones de minerales de la matriz pelítica. Tipo II en agregados anhedrales postcinemáticos.

Moscovita: con hábito acicular destacan por su gran tamaño.

Feldespato potásico: tipo microclina con formas anhedrales y bordes lobulados presentan un alto grado de alteración en su núcleo central.

Minerales accesorios:

Turmalina: formas regulares equidimensionales.

Circón: formas redondeadas.

Agregados policristalinos: con formas redondeadas alterándose a sericita/moscovita, presentan formas redondeadas y coronas de reacción constituidas por cuarzo de tipo fibroso.

Plagioclasa: en forma de minerales relictos en avanzado estado de alteración.

Materia orgánica: presente en toda la sección muy dispersa.

Indicadores cinemáticos

No se aprecian.

Microestructura

No se observa.

Clasificación petrográfica: Pizarra fina.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 70 y 71).

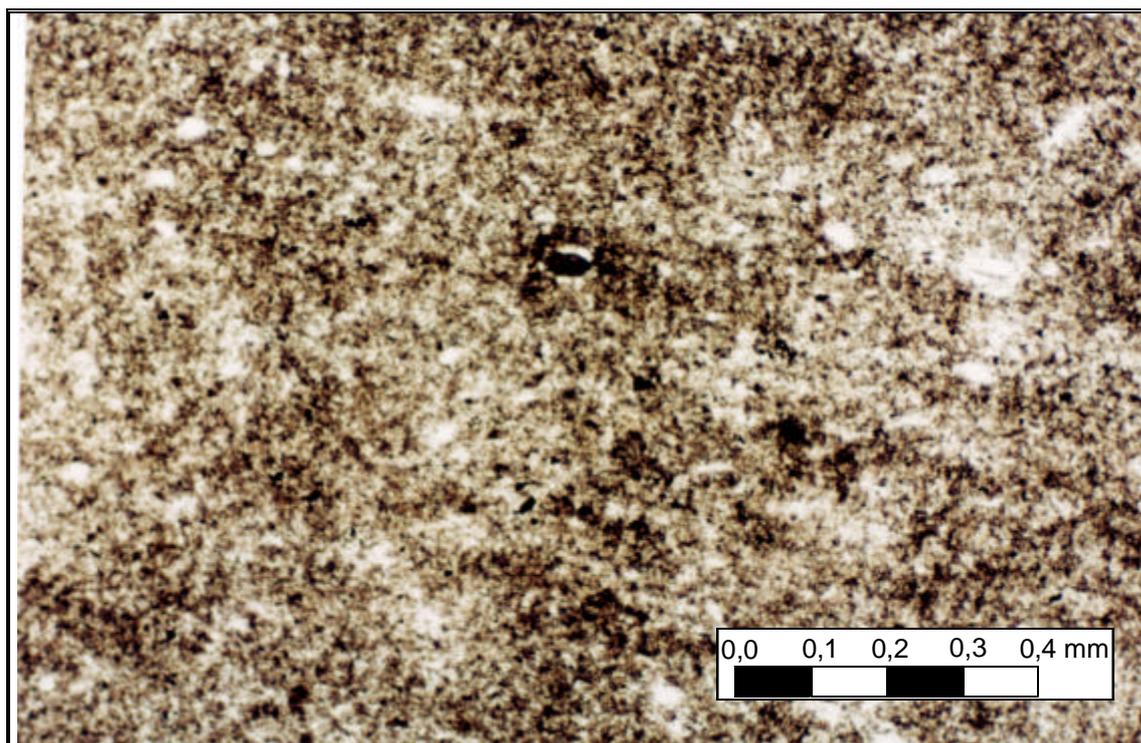


Foto 70.- R2-001 (L.P.A.)

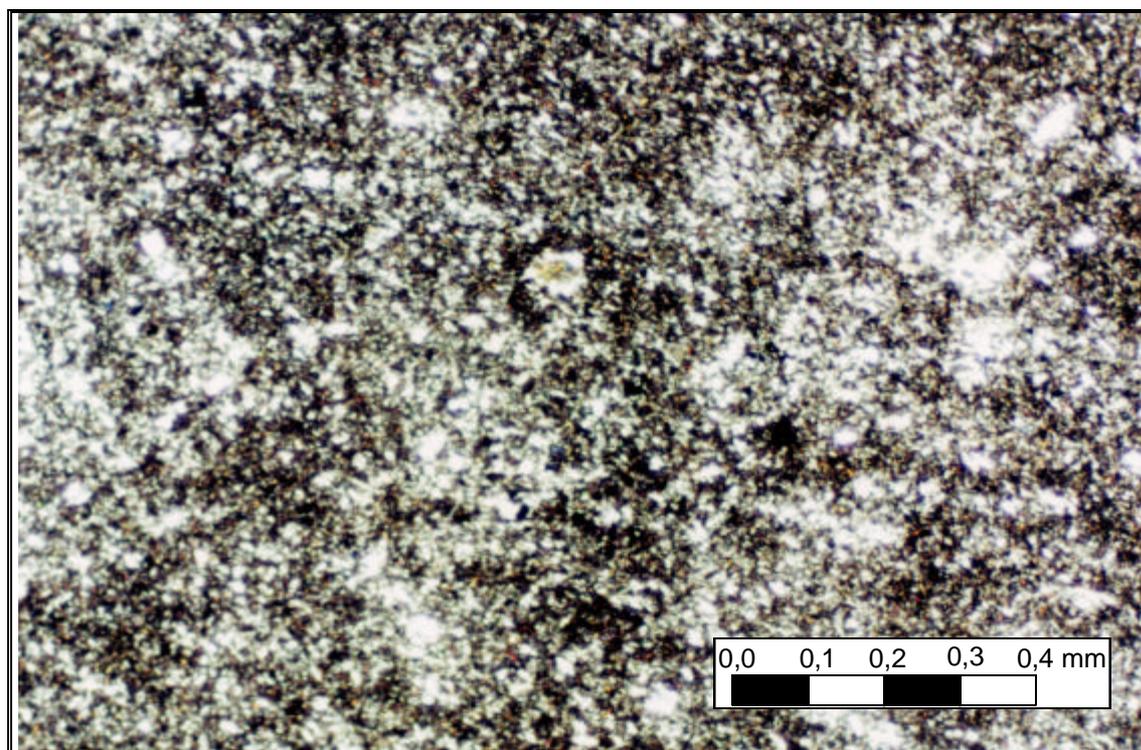


Foto 71.- R2-001 (L.P.X)

Muestra: R5

Lámina: R5 a

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Moscovita	30	<90x0,9 μm
		Clorita	25	<170x110 μm
		Cuarzo I	20	<350x60 μm
		Feldespato	10	<160x60 μm
	Minoritarios	Plagioclasa	5	<160x90 μm
		Cuarzo II	2	<60x30 μm
		Opacos I	2	<670x40 μm
		Opacos II	1	<650x900 μm
		Carbonato	4	<540x440 μm
		Agregados poliminerálicos	3	<180x80 μm
Accesorios (%)		Turmalina	1	<50x50 μm
		Circón		<100x40 μm

Características texturales

Textura lepidoblástica con aspecto microporfídico por la existencia de blastos envueltos en la matriz pelítica.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con niveles de mayor contenido en cuarzo oblicuos a la foliación principal. La mineralogía fundamental es Clorita+ Moscovita +Cuarzo junto con los minerales opacos.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas con extinción ligeramente ondulante. Tipo II de neoformación y asociado al relleno de cavidades preexistentes junto con los minerales opacos.

Clorita: aparece como porfidoblastos con formas globosas en su variedad clinocloro.

Opacos: tipo I con formas alargadas según los planos de foliación con bordes lobulados. Tipo II en agregados postcinemáticos, sobreimpuestos a la foliación principal.

Moscovita: formas tabulares destacando el alto desarrollo que presentan.

Feldespatos: presentan signos de alteración a sericita.

Plagioclasas: formas aboudinadas con macla de Carlsbald, presentan evidencias de alteración a sericita.

Agregados policristalinos: con formas redondeadas y envueltos por la foliación presentan colores anómalos de alteración a sericita-moscovita, sombras de presión simétricas de clorita y moscovita.

Carbonato: en formas aboudinadas con colores anómalos por la alteración de minerales previos y en formas alargadas paralelas a la foliación y con muestras de alteración.

Minerales accesorios:

Turmalina: subredondeadas, envueltas por la foliación, con desarrollo de sombras de presión ligeramente asimétricas.

Circón: formas subredondeadas, destacando por su alto relieve, envueltos por la foliación.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión ligeramente asimétricas y esporádicamente aparecen mica-fish en cloritas.

Microestructura

Slaty cleavage.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Valoración
1. Espaciado	33,3
2. Forma de los dominios	Liso
3. % de los dominios	70
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado
5. Transición entre dominios	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 72 y 73).

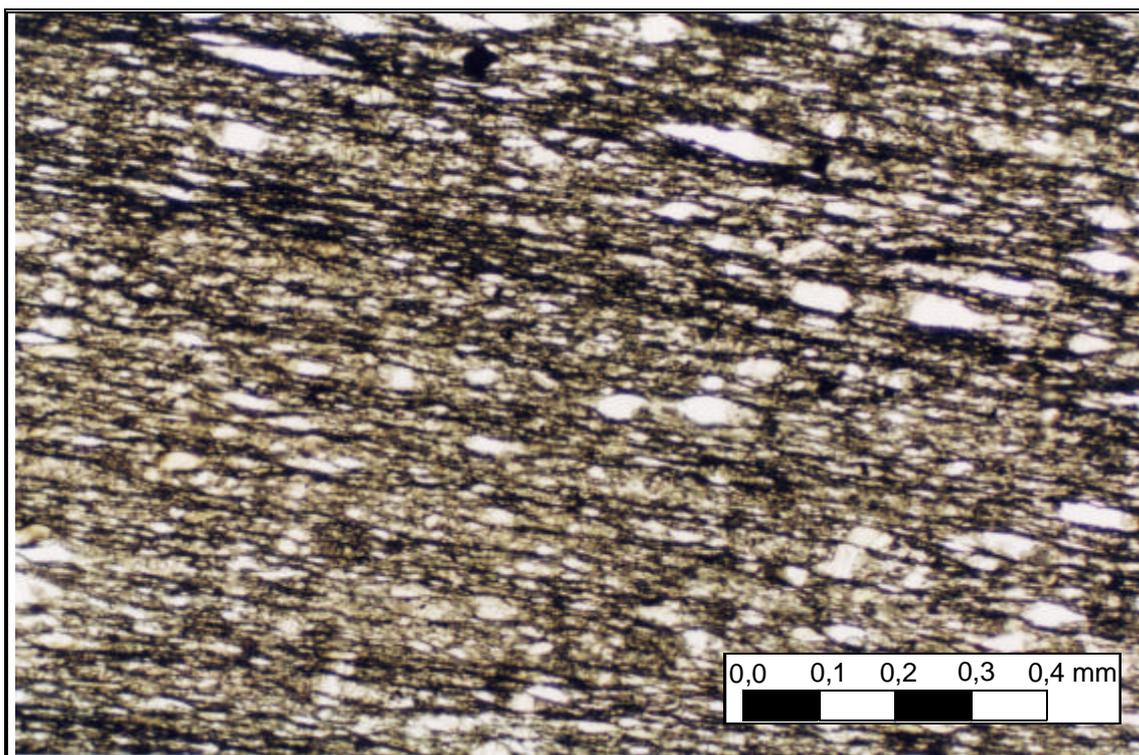


Foto 72.- R5a (L.P.A.)

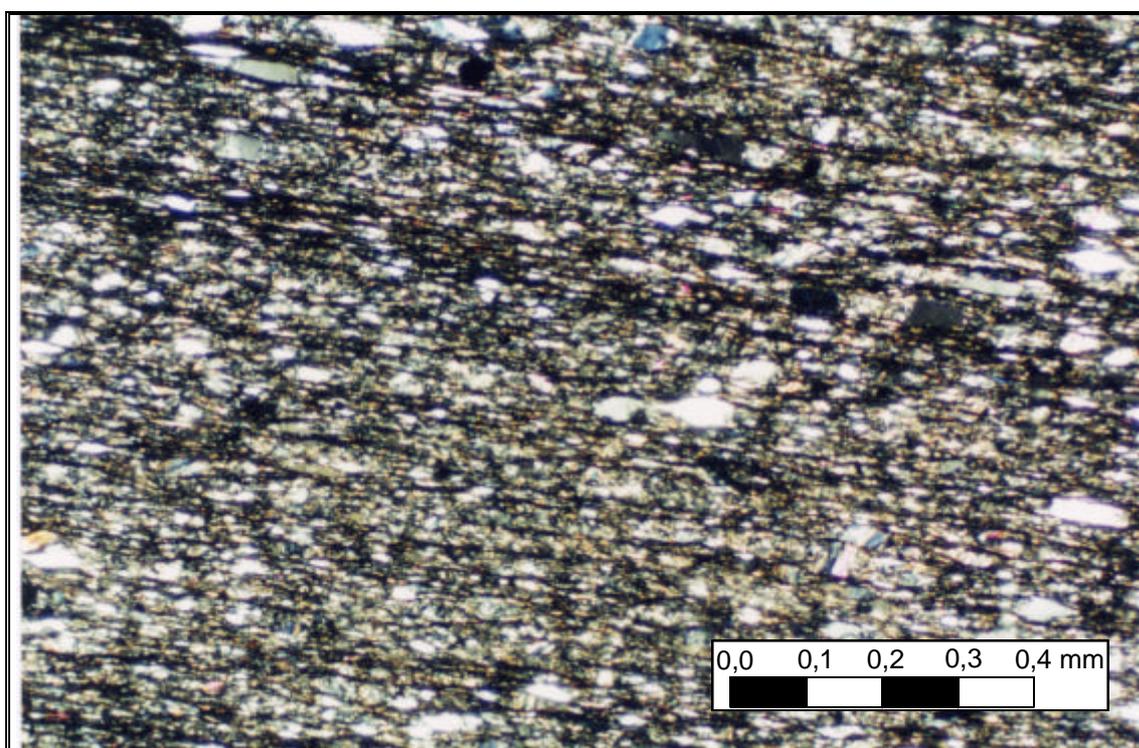


Foto 73.- R5a (L.P.X)

Muestra: R5

Lámina: R5 b

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	20	<260x90 µm
		Clorita	20	<130x120 mm
		Feldespato	15	<150x60 µm
	Minoritarios	Moscovita	15	<20x30 µm
		Cuarzo II	5	<200x60 µm
		Carbonato	7	<300 x150 µm
Plagioclasa		6	<37,5x27,5 µm	
Accesorios (%)	Turmalina	1	<115x100 µm	
	Circón		<35x60 µm	
	Opacos I		<60 µm	
	Opacos II		<0,9-1,1 mm	
	Agregados policristalinos		<130x90 µm	
Secundarios	Sericita	--	--	
	Carbonato	--	--	

Características texturales

Textura microporfídica-lepidoblástica.

Descripción petrográfica

Roca metapelítica de grano fino, donde destacan clastos/blastos envueltos en una matriz política. La mineralogía fundamental es Clorita+ Moscovita +Cuarzo además de plagioclasas y feldespatos alterados, junto con los minerales opacos y accesorios.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas con extinción ligeramente ondulante, con desarrollo de colas de presión y envueltos por la foliación. Tipo II con formas en mosaico en posiciones claramente postcinemáticas.

Clorita: aparece como porfidoblastos con formas aboudinadas.

Opacos: Tipo I: presentes como porfidoblastos con texturas pseudohelicíticas con características de pre- a sincinemáticas, Tipo II: diseminados de pequeño tamaño.

Moscovita: formas tabulares muy alargadas.

Carbonato: Aparece en dos tipos en agregados con formas aboudinadas y constituyendo principalmente sombras de presión de otros minerales.

Feldespato: presentes como minerales relictos alterándose a minerales arcillosos tipo sericita y carbonato.

Moscovita: desarrollo de cristales de gran tamaño con marcado hábito acicular, siendo frecuentes los intercrecimientos clorita-moscovita.

Minerales accesorios:

Turmalina: llevan asociadas sombras de presión y ligeramente envueltas por la foliación.

Circón: formas pseudoredondeadas, ligeramente envueltos por la foliación.

Agregados policristalinos: escasos con formas redondeadas y envueltos por la foliación.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión ligeramente asimétricas en cloritas.

Microestructura

Slaty cleavage.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Valoración
1. Espaciado	28,5
2. Forma de los dominios	Liso
3. % de los dominios	70
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado
5. Transición entre dominios	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 74 y 75).

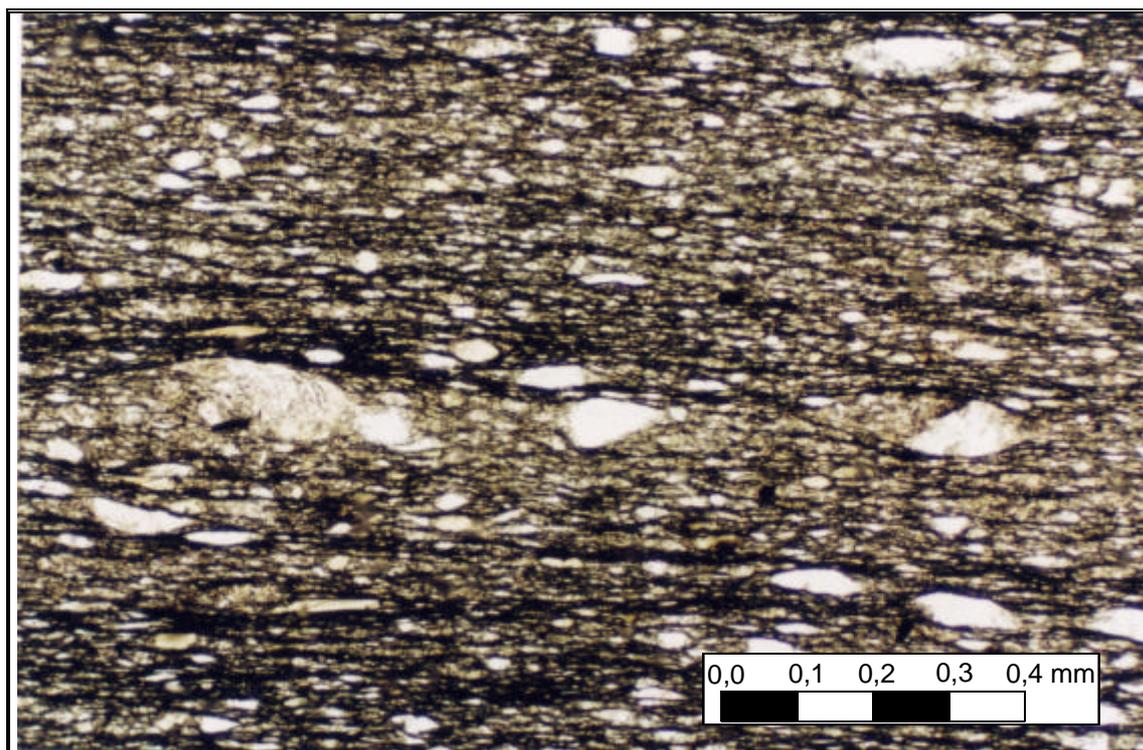


Foto 74.- R5b (L.P.A.)

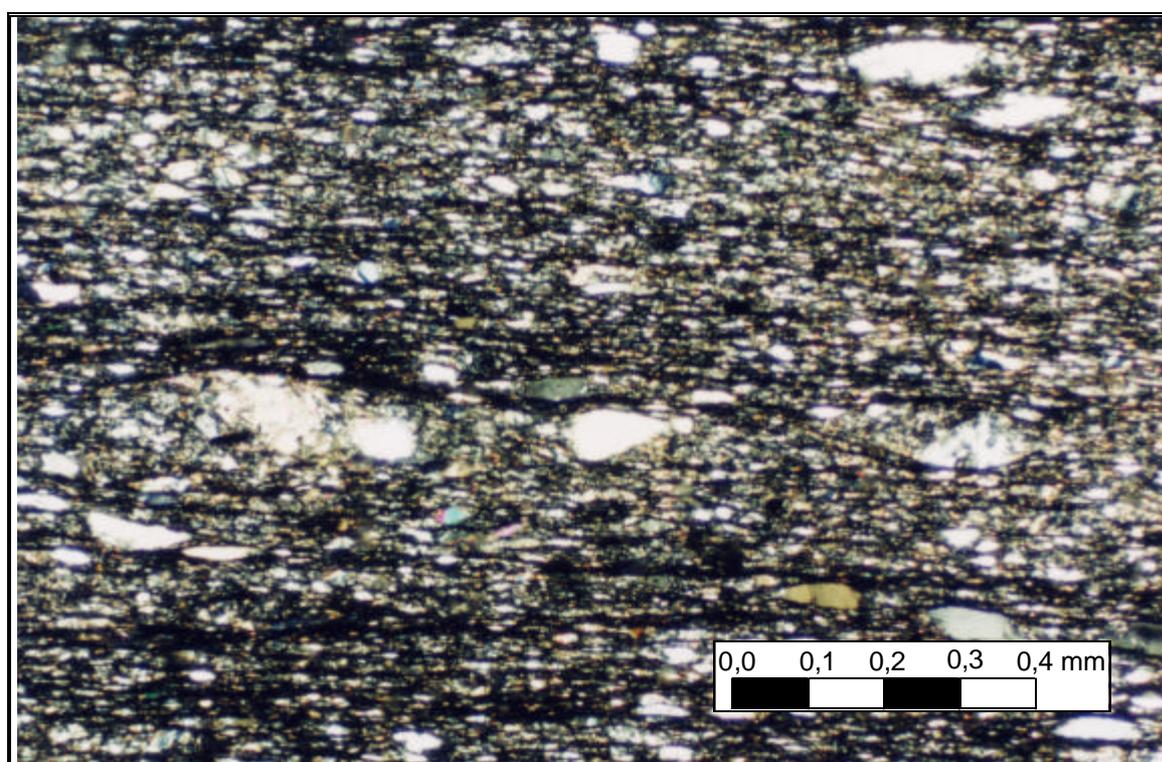


Foto 75.- R5b (L.P.X)

Muestra: R1

Lámina: R1 a

Corte de sección lámina: YZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo I	30	<160x70 µm
		Clorita	25	<102,5x75 µm
		Cuarzo II	10	<100x250 µm
		Moscovita	10	<140x10 µm
	Minoritarios	Carbonato	15	<575x250µm
		Opacos I	3	--
Accesorios (%)		Turmalina		<60 µm
		Circón	1	<30µm
		Materia carbonosa		--
Secundarios		Sericita	--	--

Características texturales

Textura lepidoblástica con presencia de porfidoblastos.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino con niveles de mayor contenido en cuarzo oblicuos a la foliación principal. La mineralogía fundamental es Clorita+ Moscovita +Cuarzo junto con los minerales opacos.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas con sombras de presión ligeramente asimétricas y bordes lobulados. Tipo II con formas idiomórficas y texturas en mosaico reemplazando minerales previos y de tipo fibroblástica asociadas a colas de presión.

Clorita: aparece con formas aboudinadas.

Opacos: tipo I aparecen rellenando cavidades junto con el cuarzo y formas anhedrales, más o menos alargadas con bordes lobulados. Tipo II en agregados anhedrales postcinemáticos.

Moscovita: formas tabulares muy alargadas.

Carbonato: de neoformación asociado a espacios abiertos tectónicamente. Presentan maclas que indicarían temperaturas de formación de ese carbonato entre 150 y 300°C según Passchier y Trow (1996).

Agregados policristalinos: con formas redondeadas y envueltos por la foliación presentan colores anómalos de alteración a sericita-moscovita, sombras de presión simétricas de clorita y moscovita.

Minerales accesorios:

Turmalina: aparecen secciones en formas hexagonales, basales y longitudinales.

Circón: formas pseudoredondeadas y alargadas, destacando por su alto relieve, envueltos por la foliación.

Materia carbonosa: aparece muy diseminada en toda la sección observada.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión ligeramente asimétricas y esporádicamente aparecen mica-fish en cloritas.

Microestructura

Slaty cleavage de tipo espaciado o foliación disyuntiva.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Valoración
1. Espaciado	9,37
2. Forma de los dominios	Liso
3. % de los dominios	70
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado
5. Transición entre dominios	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 76 y 77).

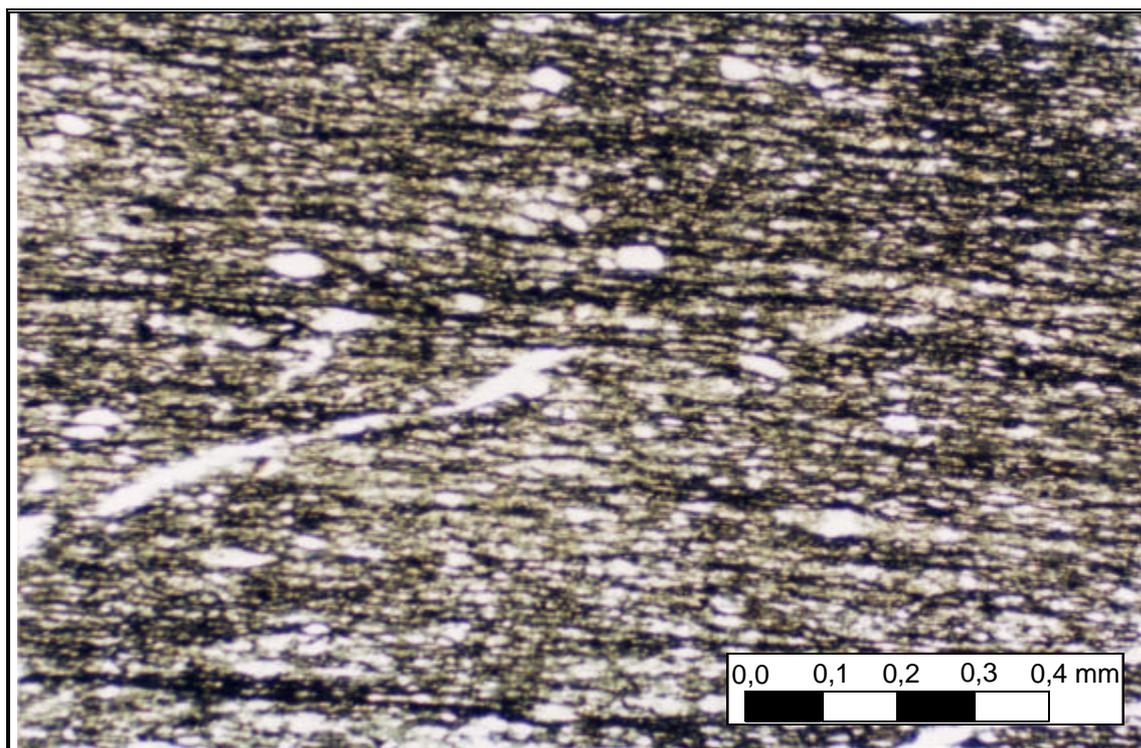


Foto 76.- R1a (L.P.A.)

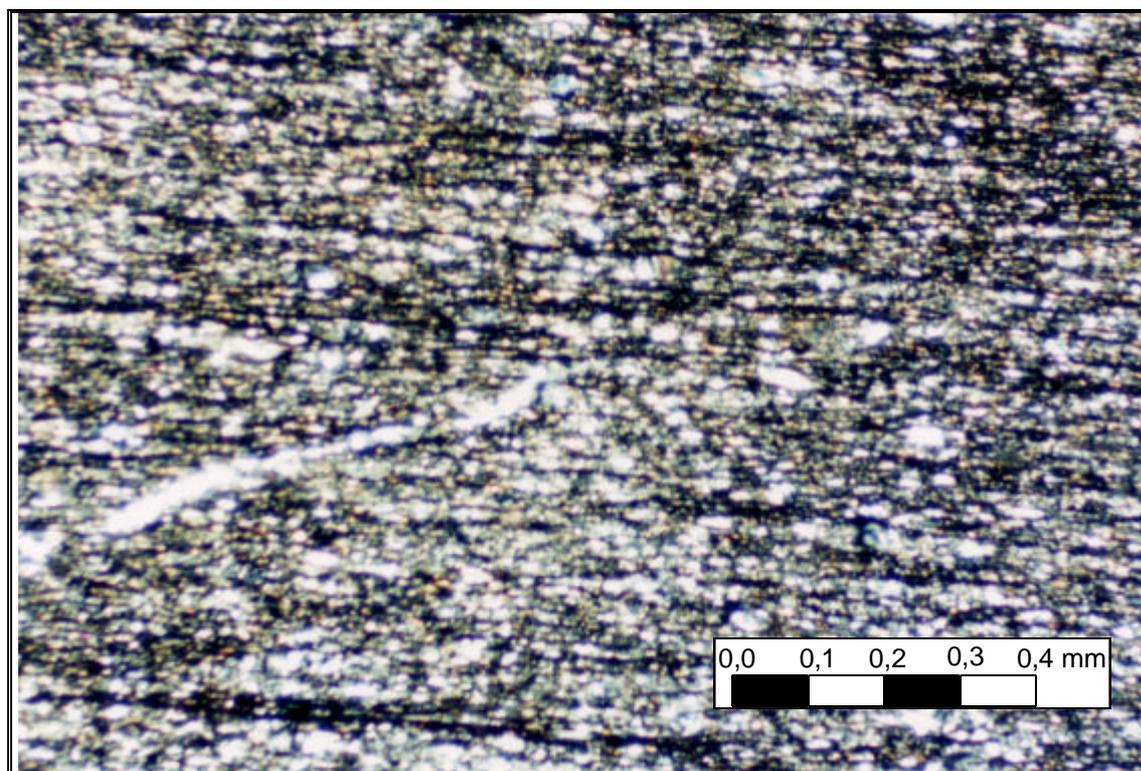


Foto 77.- R1a (L.P.X)

Muestra: R1

Lámina: R1 b

Corte de sección lámina: XZ

Composición mineralógica

Componentes		Minerales	(%)	Mayores tamaños de grano observados
Esenciales (%)	Mayoritarios	Cuarzo (I y II)	35	<100x27,5 μm
		Clorita	20	<130x60 mm
		Carbonato	15	<900x320 μm
		Moscovita	10	<127,5x5 μm
	Minoritarios	Opacos I	5	<275x125 μm
		Opacos II	2	<2,0x1,2 mm
	Plagioclasa	2	<50x17,5 μm	
Accesorios (%)		Turmalina	1	<350 μm
		Circón		<25x15μm
Secundaria		Sericita	--	--

Características texturales

Textura lepidoblástica con aspecto microporfídico por la existencia de clastos/blastos de mayor tamaño envueltos por la foliación metamórfica. Presencia del plegamiento de la anisotropía con superficies estilolíticas asociadas.

Descripción petrográfica

Roca de grano fino. La mineralogía fundamental es Clorita+ Moscovita +Cuarzo y carbonato rellenando zonas asociadas a la zona estilolítica de apertura tectónica junto con los minerales opacos.

Minerales esenciales:

Cuarzo: tipo I Formas aboudinadas y extinción ligeramente ondulante. Presentan bordes lobulados. Tipo II presente en las colas de presión y como sobrecrecimientos del Cuarzo I, además de relleno de espacios abiertos.

Clorita: aparece como porfidoblastos con formas aboudinadas.

Opacos: tipo I aparecen rellenando cavidades junto con el cuarzo y formas anhedrales, más o menos alargadas con bordes lobulados, sincinemáticos. Tipo II en agregados anhedrales postcinemáticos.

Moscovita: con hábito acicular.

Plagioclasas: presentes como restos muy alterados.

Carbonato: formas euhedrales y crecimiento sintaxial en espacios abiertos tectónicamente con maclas de metamorfismo. Asociadas en los mismos espacios a sulfuros.

Minerales accesorios:

Turmalina: cristales de gran tamaño, con formas euhedrales.

Circón: formas pseudorredondeadas y alargadas, destacando por su alto relieve, envueltos por la foliación.

Indicadores cinemáticos

Desarrollo de sombras de presión ligeramente asimétricas.

Microestructura

Slaty cleavage.

Clasificación morfológica de la foliación

Características	Valoración
1. Espaciado	21,6
2. Forma de los dominios	Liso
3. % de los dominios	70
4. Relación espacial entre dominios	Anastomosado
5. Transición entre dominios	Neto

Clasificación petrográfica: Pizarra limolítica.

Microfotografía: Aumentos x2 (Fotos nº 78, 79).

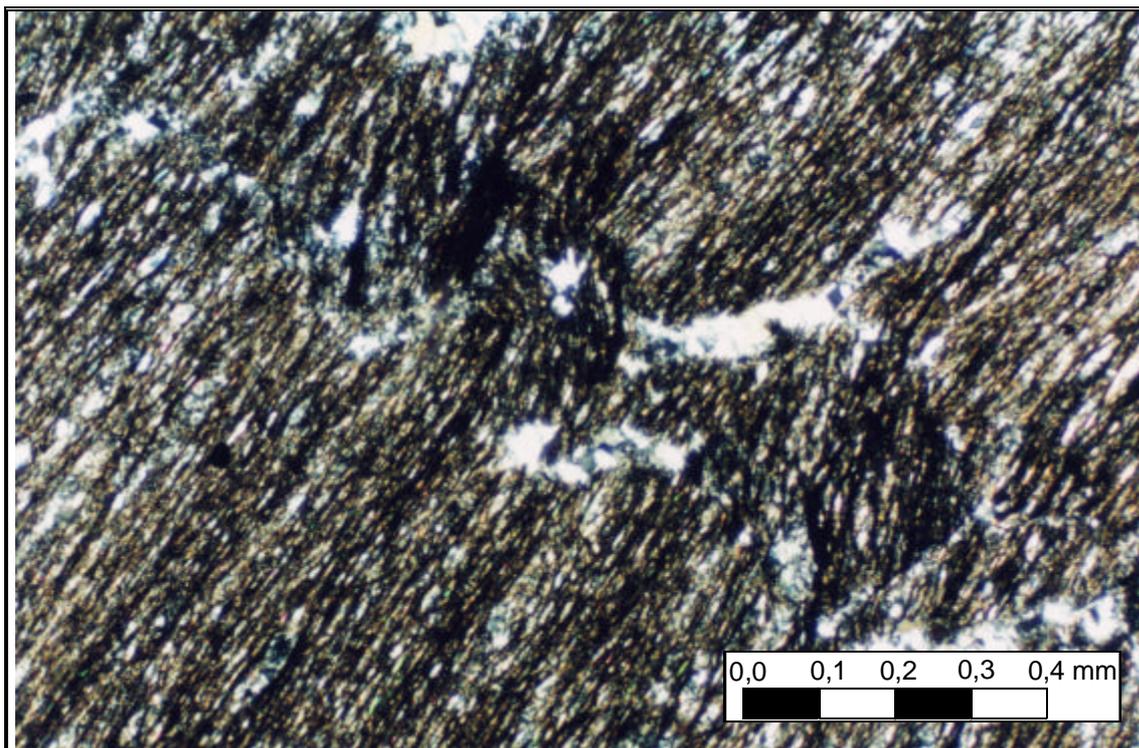


Foto 78.- R1b (L.P.X.)

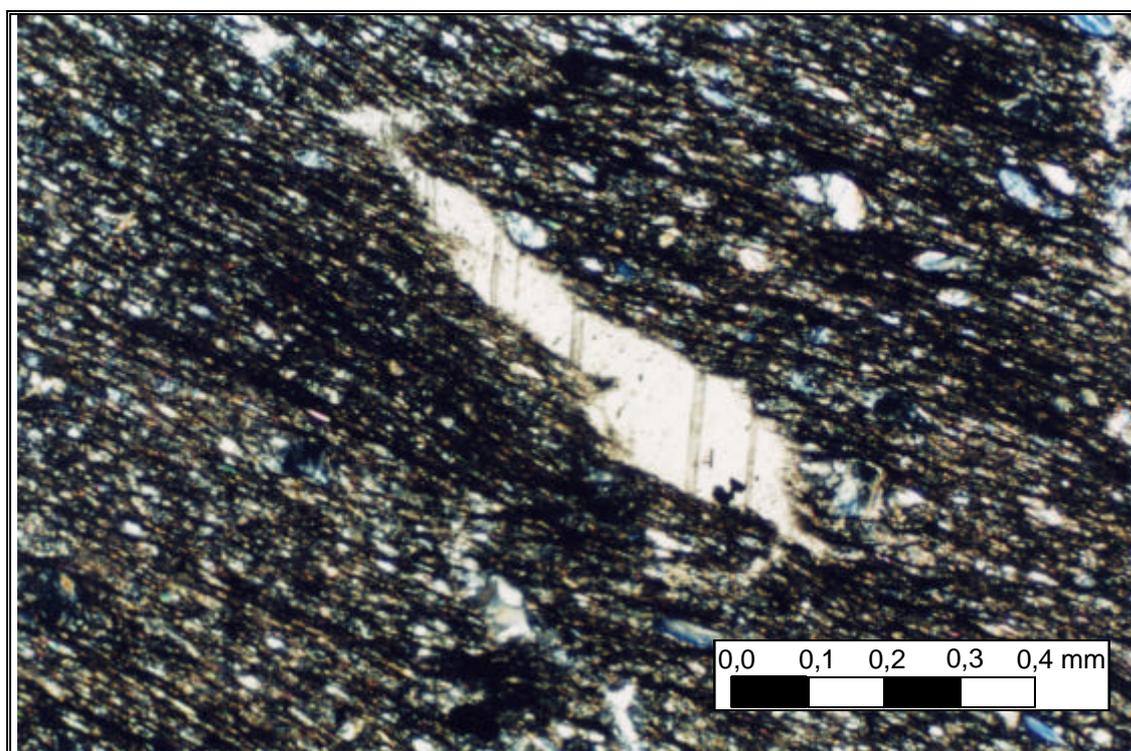


Foto 79.- R1b (L.P.X)

En muestra de mano, y observaciones “en visu”, las pizarras pertenecientes a la Formación Casaio presentan sulfuros en agregados minerales con formas lenticulares y paralelos a los planos de la foliación que afecta a la pizarra.

Contrariamente en las muestras de mano de la Formación Rozadais, y en idénticas condiciones de observación, se detecta la presencia de sulfuros con formas más regulares dispersas o agrupados en planos preferenciales.

A partir de las muestras recogidas en el sondeo 2 (S2), se realizaron probetas pulidas con el objeto de identificar los minerales opacos presentes en la Formación Casaio. En la Tabla 6.V se refleja la relación de muestras estudiadas microscópicamente (Foto 80 a 89).

TABLA 6.V. - RELACIÓN DE PROBETAS PULIDAS ANALIZADAS CON MICROSCOPIA DE REFLEXIÓN

Formación	Identificación	Orientación respecto a Sp
Casaio	C1-pp-02	Paralela
	C2-pp-01	Perpendicular
	C3-pp-01	Perpendicular
	C2-pp-03	Paralela
	C2-pp-02a	Perpendicular

Mediante microscopía de reflexión se ha establecido la mineralogía de los opacos presentes en las distintas litologías, definidas a partir de 5 probetas con diversas orientaciones paralelas y perpendiculares a la foliación (XY, XZ o YZ), así como en uno de los nódulos existentes en las pizarras. Las variaciones en cuanto a la mineralogía son muy reducidas, siendo lo más destacable las diferentes morfologías de los opacos según las distintas orientaciones, con expresiones más o menos alargadas.

Comúnmente las rocas metamórficas contienen una cantidad variable de pirrotita y otros sulfuros, que reaccionan con los fluidos para formar H₂S, S₂, y otras especies moleculares asociadas con S, aunque su fracción molar es generalmente bajo condiciones metamórficas normales, menor al 0,01. La presencia de unos u otros opacos y su coexistencia con minerales de óxido de hierro va a estar en función de las condiciones de fugacidad de oxígeno y azufre

en el medio para la temperatura de formación del metamorfismo en la zona de estudio (Miyashiro, 1994).

El mineral de mayor abundancia es la pirrotita que aparece en agregados de gran desarrollo a lo largo de planos de foliación asociado con calcopirita. En ella se observa un habitual estado de alteración a pirita. En ocasiones existen agregados aislados de pirrotita con formas esféricas de minerales transparentes.

La calcopirita se asocia a la anterior en agregados anhedrales, con crecimiento entre los planos de foliación, o bien aislada con menores dimensiones.

La magnetita es un mineral muy común con formas euhedrales pseudo hexagonales, bordes lobulados y texturas poikilíticas en las secciones XY, mientras que en las otras secciones predominan las formas tabulares.

La ilmenita se presenta en agregados en proporciones parecidas a la magnetita y con similares morfologías y texturas poiquilíticas.

La pirita está dispersa como cristales de pequeño tamaño y en proporción muy escasa en la matriz, en la mayoría de los casos asociada a los procesos de alteración de la pirrotita.

Como accesorio existe también rutilo con formas anhedrales y de pequeñas dimensiones. Está asociado a las formas anhedrales que configuran la pirrotita y la calcopirita.

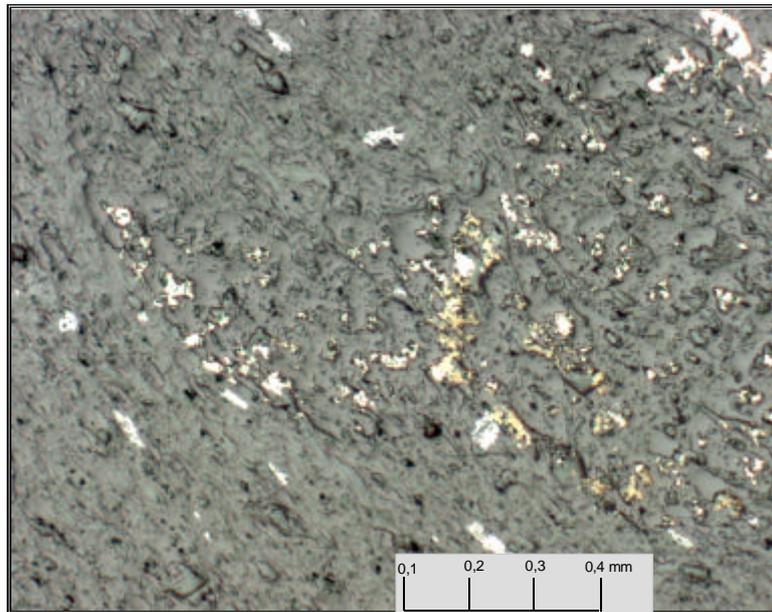


Foto 80.- Muestra C3-pp-01: Calcopirita y magnetita

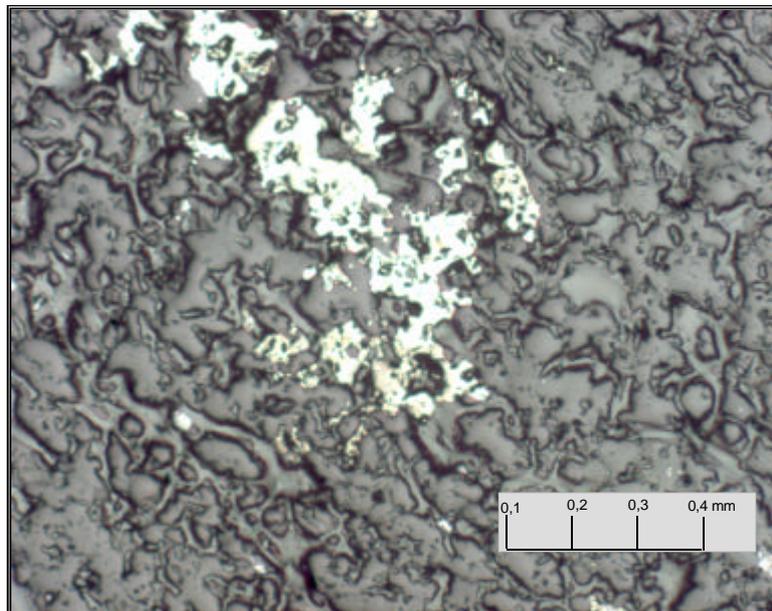


Foto 81.- Muestra C1-pp-02: Pirrotita con calcopirita



Foto 82.- Muestra C2-pp-01, magnetita y calcopirita, sección normal a la foliación

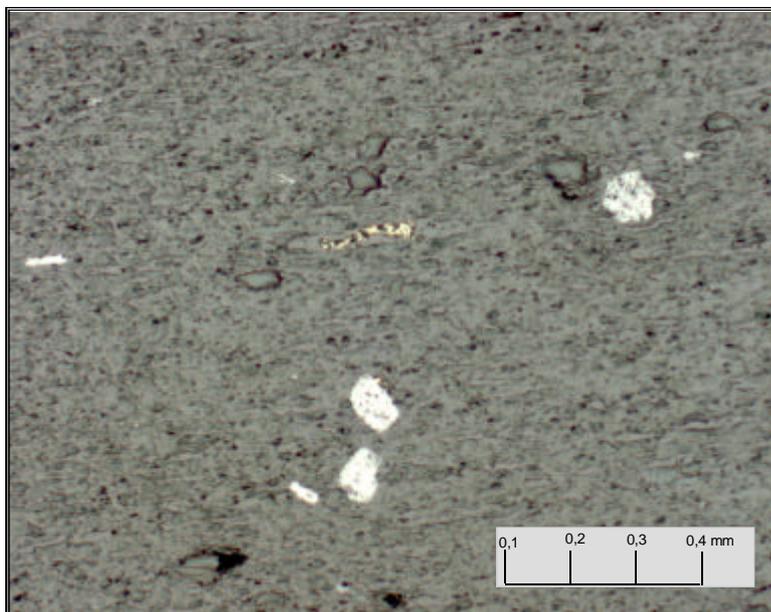


Foto 83.- Muestra C2-pp-01, sección normal a la foliación

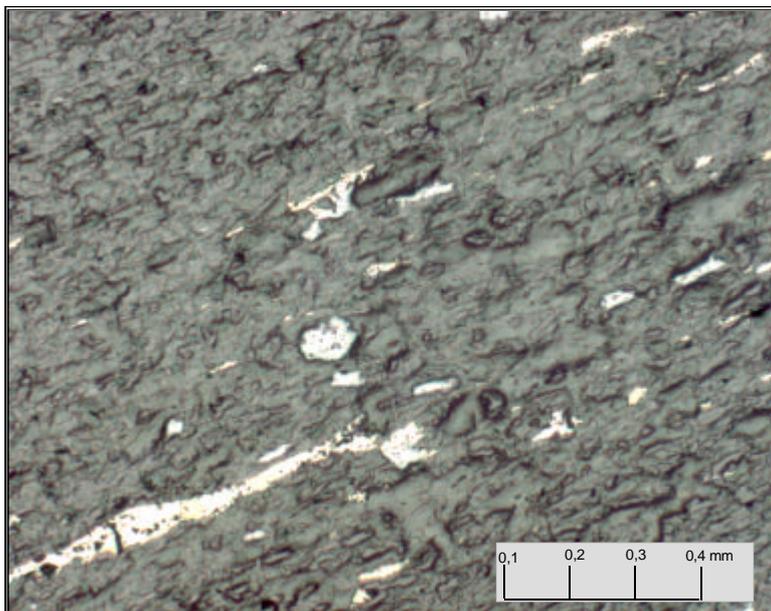


Foto 84.- Muestra C2-pp-02, Pirrotita y Magnetita

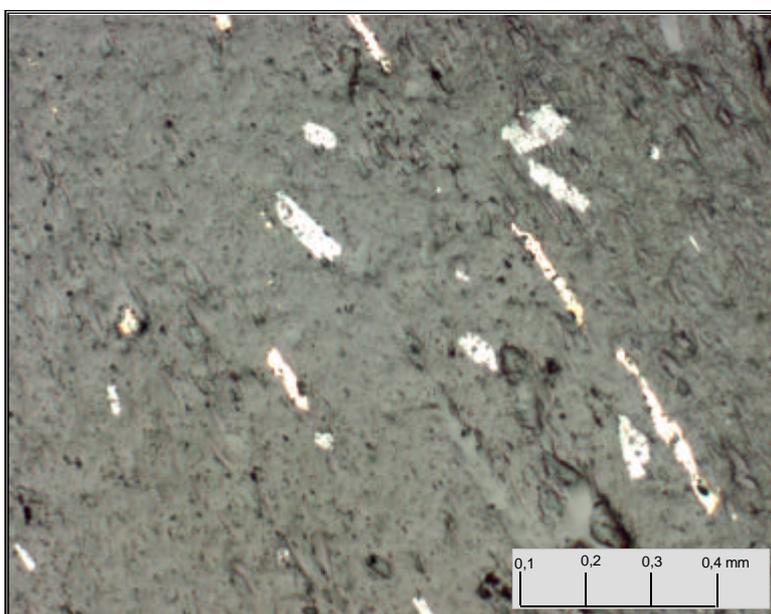


Foto 85.- Muestra C3-pp-01: sección normal a la foliación

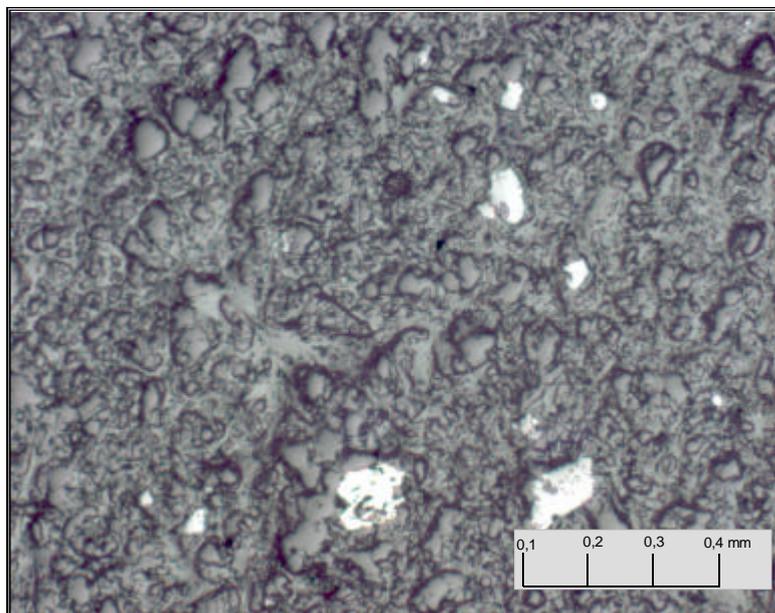


Foto 86.- Muestra C2-pp-02: con Magnetita en el plano de foliación

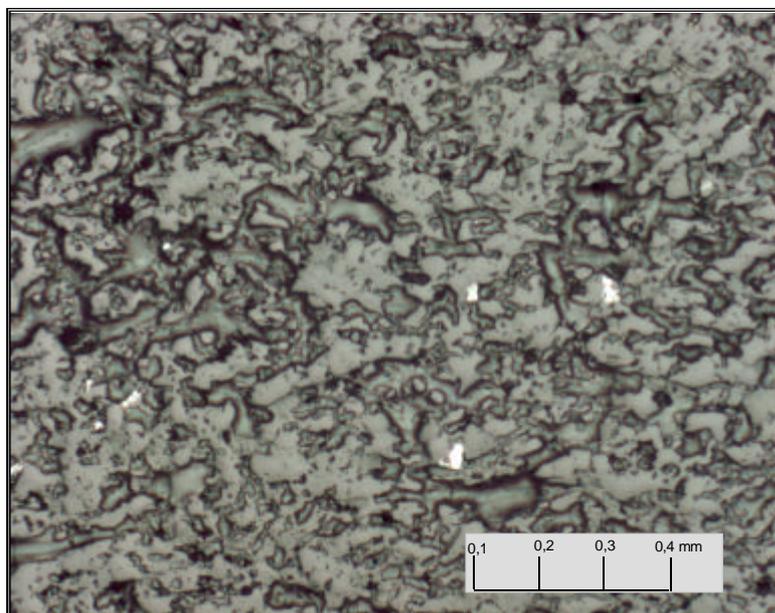


Foto 87.- Muestra C1-pp-02: Magnetita y Pirita en sección paralela a la foliación

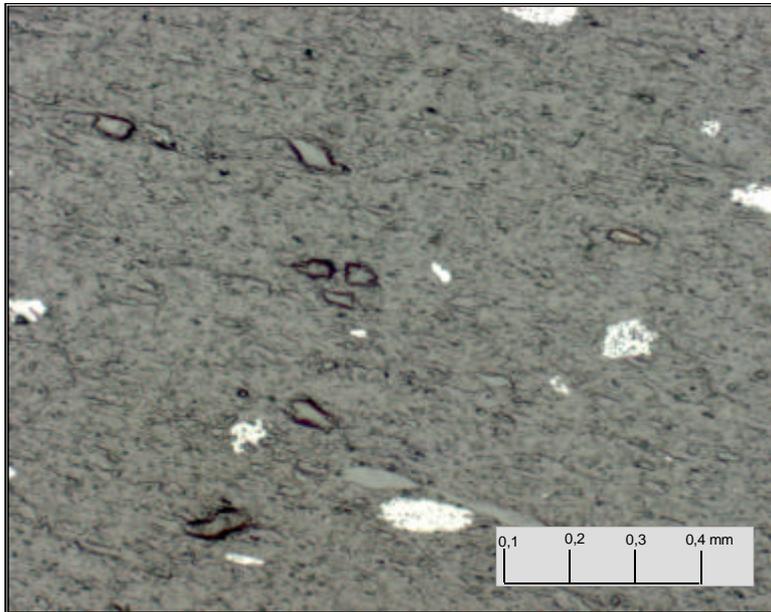


Foto 88.- Muestra C2-pp-01, en sección normal a la foliación



Foto 89.- Muestra C2-pp-01 en sección normal al plano de foliación

6.3.2. ESTUDIOS ANALÍTICOS

Se han efectuado análisis mineralógicos por difracción de rayos X y análisis químico elemental por fluorescencia de rayos X de las principales litologías diferenciadas, a fin de conocer, con mayor precisión, la composición química de los minerales observados en las secciones delgadas con luz transmitida.

6.3.2.1. Estudios difractométricos

La identificación de los constituyentes minerales en las muestras de las rocas se efectuó mediante difracción de Rayos X que, junto con la observación microscópica, proporciona una valoración semi-cuantitativa según Attewell y Farmer (1976). Una propuesta de actuación para estudios posteriores sería la preparación de agregados orientados en las fracciones $< 2\mu\text{m}$ con el objeto de determinar la composición de la fracción más fina que constituye la matriz de estas rocas.

El estudio difractométrico se ha realizado con un equipo Philips PW- 1700 con monocromador de grafito, tubo de cobre y ventana de divergencia automática.

El procedimiento metodológico seguido es el del polvo cristalino en el que se realiza la pulverización de la muestra a tamaño de grano $< 50\ \mu\text{m}$, en molino de anillos durante más de 15 segundos.

En un portamuestras se presiona el polvo de la muestra a analizar. De esta forma se obtiene un agregado sin orientar, registrando en el difractograma los espaciados en la red de los minerales.

Las muestras así preparadas fueron barridas en el difractómetro por un haz de rayos X entre 4 y $60^\circ 2\theta$. El control de los resultados y la identificación de las fases minerales se ha realizado con el programa APD de Philips utilizándose una base de datos ICCD. La interpretación mineralógica se recoge en la Tabla 6.Vbis.

TABLA 6.Vbis.- MINERALOGÍA DETERMINADA A PARTIR DE ANÁLISIS DIFRACTOMÉTRICOS

Formación	Muestra	Mineralogía		
		Min. Principales	Min. Secundarios	Min. Traza
<i>Casaio</i>	C1	Cuarzo, Clinocloro, Illita/Moscovita	Plagioclasa	Microclina
	C2	Cuarzo, Clinocloro, Illita/Moscovita	Plagioclasa	Microclina
	C3	Cuarzo, Clinocloro, Illita/Moscovita	Plagioclasa	Microclina
	C4	Cuarzo, Clinocloro, Illita/Moscovita	Plagioclasa	Microclina
	C5	Cuarzo	Plagioclasa, Clinocloro, Mica	Calcita
<i>Rozadais</i>	R1	Clinocloro, Cuarzo	Illita, Moscovita, Plagioclasa	Microclina
	R2	Cuarzo, Clinocloro, Illita/Moscovita	Plagioclasa	Microclina
	R5	Cuarzo, Clinocloro, Illita/Moscovita	Plagioclasa	Microclina

6.3.2.2. Análisis químicos

Con el objeto de caracterizar desde un punto de vista geoquímico los diferentes tipos de pizarras de las Formaciones Casaio y Rozadais se han realizado diversos análisis químicos tanto de los elementos mayores como de los menores.

La geoquímica de los elementos mayores presentes se ha determinado para el conjunto de muestras previamente preparadas, con el análisis por fluorescencia de RX. Los resultados de los 10 elementos analizados se expresan como porcentaje de su combinación con el oxígeno, tal como se recoge en la Tabla 6.VI. El gráfico de la Fig. 6.6 representa los diagramas de variación de los principales óxidos frente a la sílice, y con la profundidad en su posición en la columna litoestratigráfica.

Las principales desviaciones típicas, como índice que refleja las mayores variaciones estadísticas de estos elementos se presentan para la Si, Al y Fe, quedan reflejadas en la Tabla 6.VII. Las menores varianzas se recogen para el P_2O_5 y el MnO.

TABLA 6.VI.- RESULTADOS DE LOS ANÁLISIS QUÍMICOS EN PIZARRAS

Formación	Casaio					Rozadais			Composición media de rocas metapelíticas, (Miyashiro 1994)
Muestra	C1	C2	C3	C4	C5	R1	R2	R5	Metapelitas de bajo grado
SiO ₂	65,45	57,06	61,08	61,59	76,08	56,28	52,59	55,31	59,93
Al ₂ O ₃	16,71	20,72	19,24	19,52	8,66	20,35	22,03	20,04	16,62
Fe ₂ O ₃	6,14	7,79	6,74	6,39	3,25	8,96	9,68	9,89	3,03
CaO	0,14	0,42	0,22	0,26	3,15	0,34	0,34	0,37	2,18
TiO ₂	0,96	1,00	0,96	0,94	0,54	1,15	1,23	1,12	0,85
MnO	0,02	0,06	0,08	0,04	0,05	0,08	0,081	0,07	--
K ₂ O	4,78	6,56	5,45	5,23	1,55	4,38	4,97	4,36	3,54
MgO	1,39	1,61	1,49	1,48	0,67	2,41	2,64	2,61	2,63
Na ₂ O	1,44	0,74	1,37	1,09	2,78	1,77	1,70	1,74	1,73
P ₂ O ₅	0,03	0,24	0,09	0,15	0,10	0,18	0,20	0,19	--
Total	97,06	96,19	96,72	96,62	96,83	95,89	95,46	95,71	90,51

TABLA 6.VII.- VARIACIONES ESTADÍSTICAS PRINCIPALES DE LOS ÓXIDOS ANALIZADOS

Óxido	Mínimo	Máximo	Media	Desviación estándar	Varianza
SiO ₂	52,59	87,7	63,68	11,38	129,58
TiO ₂	0,54	1,23	0,99	0,21	0,04
Al ₂ O ₃	8,66	29,9	19,69	5,5	30,26
Fe ₂ O ₃	1,1	9,89	6,66	2,94	8,63
MnO	0,02	0,09	0,06	0,02	0,004
MgO	0,67	2,65	1,78	0,7	0,49
CaO	0,14	3,15	0,66	1,01	1,02
Na ₂ O	0,74	2,78	1,58	0,6	0,36
K ₂ O	1,55	6,56	4,66	1,44	2,07
P ₂ O ₅	0,03	0,24	0,15	0,07	0,0049

Del diagrama de la Fig.6.7 se deduce que existe una disminución de los óxidos de Al, Fe, K y Mg con el aumento del SiO₂, mientras que los del Ca y Na aumentan. Este hecho concuerda con la movilidad de los distintos cationes en la naturaleza, ya que la sílice junto con el sodio y el calcio son de los elementos más móviles en la superficie terrestre.

En la Fig. 6.8 se analiza el comportamiento del Al₂O₃ frente al conjunto de los restantes óxidos, obteniéndose correlaciones excelentes entre el Al₂O₃ con el Fe₂O₃, K₂O, Ti O₂. Con el Na₂O, CaO, MgO presentan correlaciones buenas, y para el P₂O₅ y el MnO son bajas.

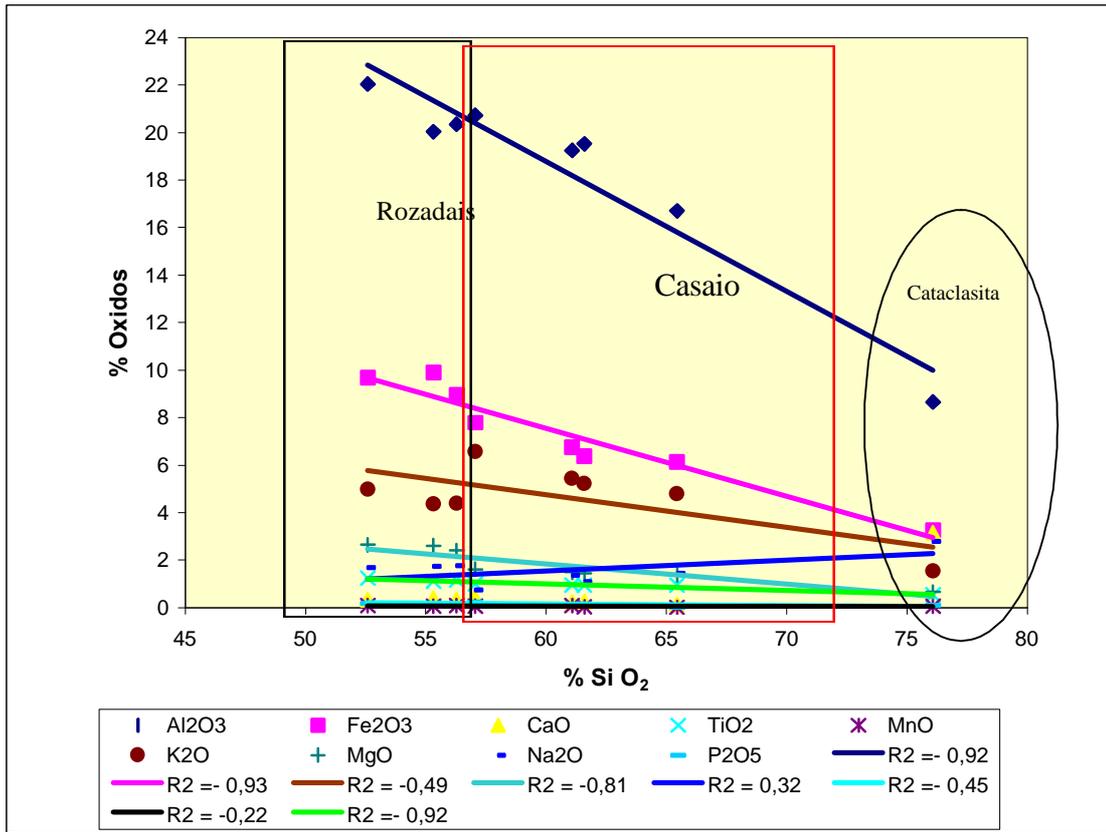


Figura 6.7.- Variación de los óxidos con respecto al Si O₂

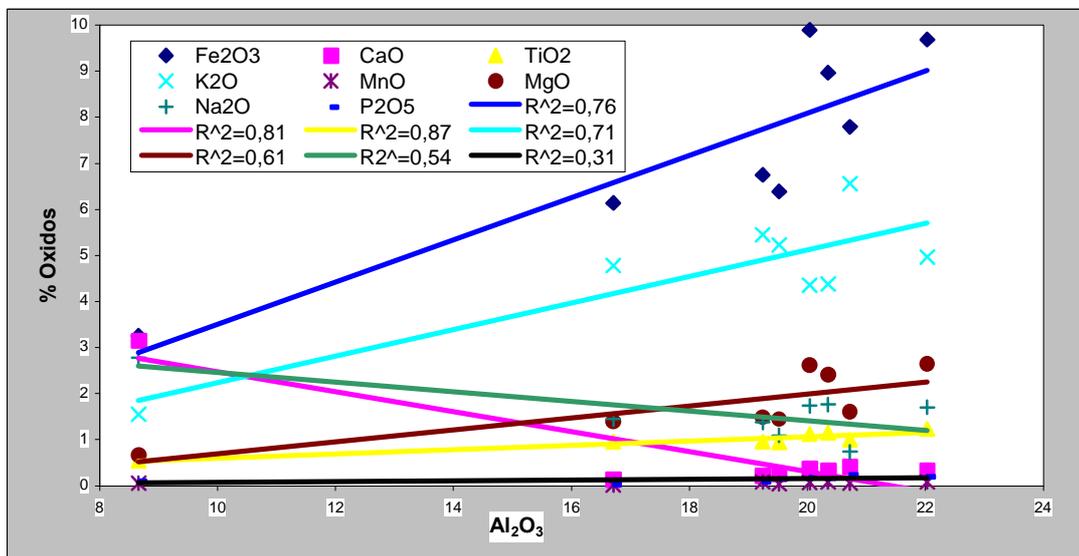


Figura 6.8.- Correlación Al₂O₃ frente al porcentaje de los diferentes óxidos analizados

Según Attewell y Farmer (1976) las correlaciones más importantes a tener en cuenta son las que presenta el SiO₂ con el Al₂O₃, Fe₂O₃ y con el TiO₂.

De los principales componentes químicos analizados en las pizarras sólo tienen gran influencia en la paragénesis mineral el SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , $\text{FeO}+\text{MgO}$ y K_2O , por lo que se ha escogido como significativa la representación triangular de tres de estos elementos principales: SiO_2 y Al_2O_3 frente al K_2O y al Fe_2O_3 , ya que son los óxidos que mayores desviaciones muestran. Esta representación sólo ilustra sobre un campo limitado de la composición de las rocas estudiadas puesto que para una mayor precisión, se requeriría la proyección gráfica de la paragénesis de la totalidad de los minerales metamórficos que constituyen estas rocas en los correspondientes diagramas de proyección triangular (Fig. 6.9).

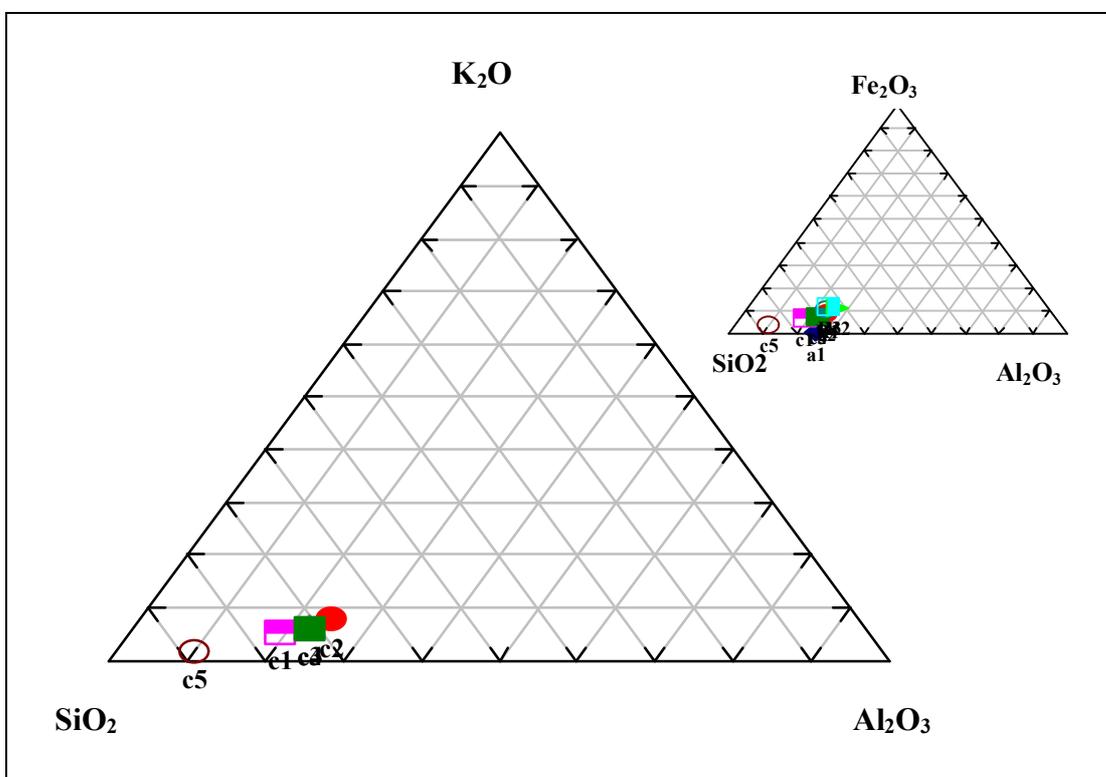


Figura 6.9.- Representación triangular de los principales componentes químicos (C= Casaio, R= Rozadais, a1= pizarra de la zona asturiana según Gutiérrez Claverol y Luque Cabal, 1993)

La variación geoquímica de las pizarras del Sinclinal de Truchas queda reflejada a partir de los gráficos de variación del SiO_2 (Fig. 6.10 a 6.17) para cada óxido, en las dos unidades analizadas. Se aprecia que para la pizarra fina de la Formación Casaio se dan los valores más bajos de la sílice con respecto al Na_2O y en relación a los términos limolíticos y de alternancias con nivelillos areníticos. Además

aporta los mayores contenidos en K_2O y CaO (si excluimos la muestra C5), así como los menores en relación al Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , y P_2O_5 .

La Formación Casaio presenta una mayor proporción en K_2O que la de Rozadais, además de los menores contenidos para el resto de los óxidos analizados.

La muestra de la roca de falla (cataclasita, C5) ha sufrido una diferenciación geoquímica con respecto al encajante quedando su representación fuera del campo definido por las pizarras.

Las pizarras limolíticas situadas a muro y techo de la pizarra fina se caracterizan por presentar proporciones similares en K_2O , Al_2O_3 , SiO_2 , MgO y CaO , aunque la de techo de la Formación Casaio ofrece un valor anómalamente superior que el resto en MnO .

En general se observa un menor contenido en SiO_2 para la Formación Rozadais, y dentro de ésta a la pizarra fina (R2) le corresponde el valor más bajo.

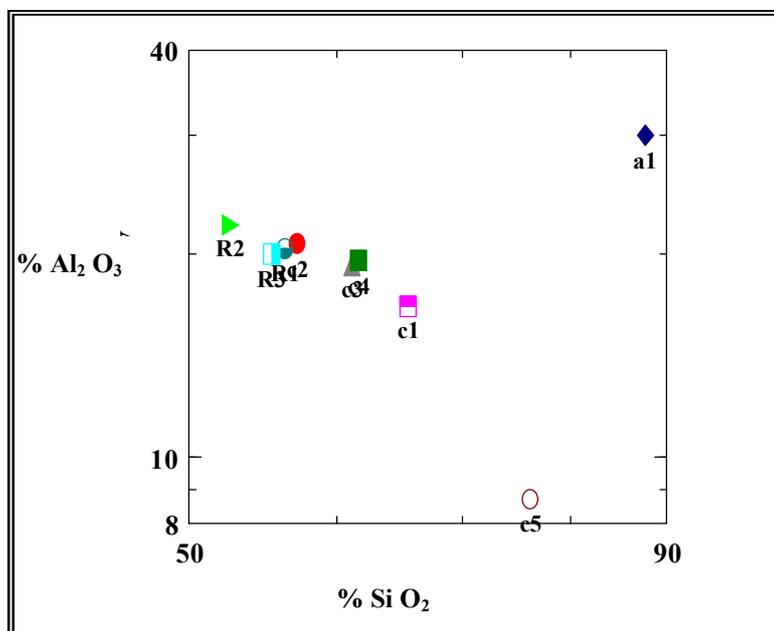


Figura 6.10.- Correlación entre SiO_2 y Al_2O_3 , para las pizarras del Sinclinal de Truchas

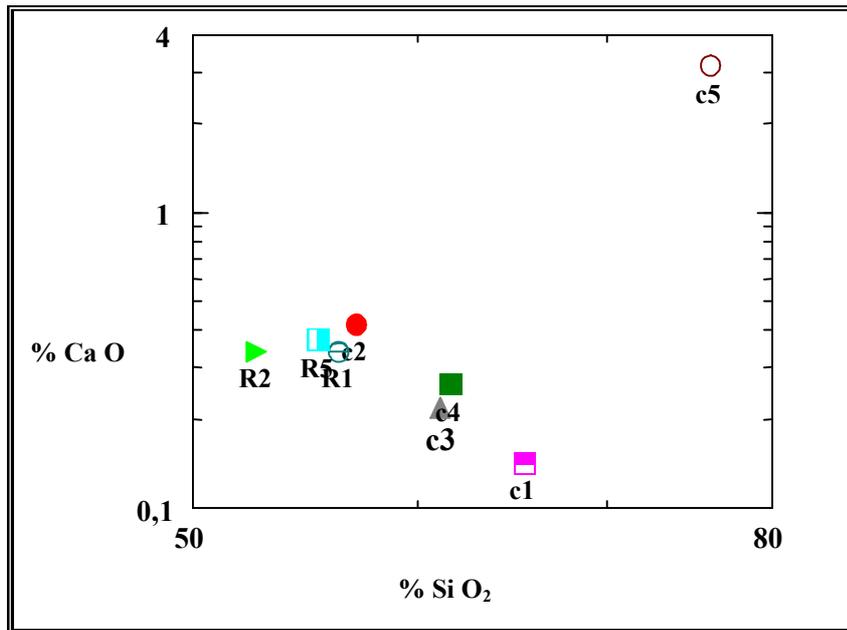


Figura 6.11.- Correlación entre SiO₂ y CaO para las pizarras del Sinclinal de Truchas

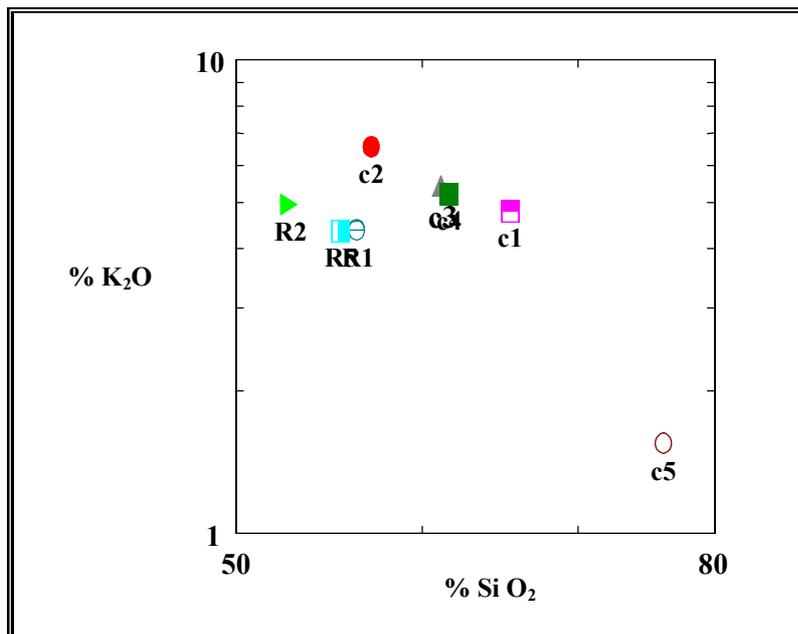


Figura 6.12.- Correlación entre SiO₂ y K₂O, para las pizarras del Sinclinal de Truchas

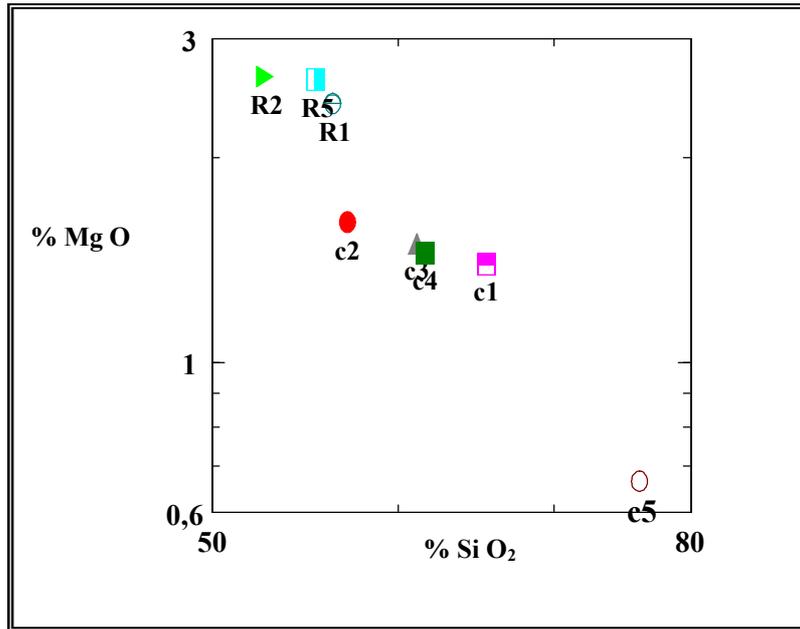


Figura 6.13.- Correlación entre SiO₂ y MgO, para las pizarras del Sinclinal de Truchas

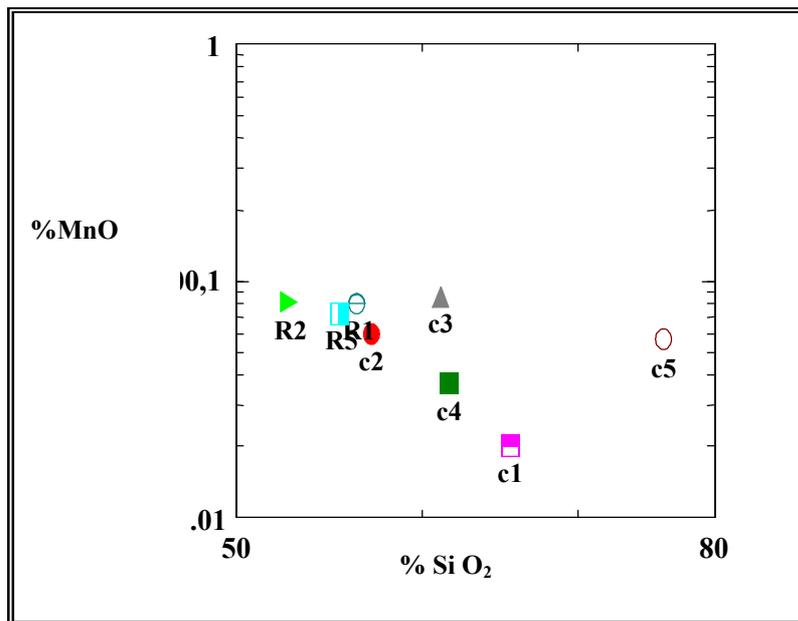


Fig. 6.14.- Correlación entre SiO₂ y MnO, para las pizarras del sinclinal de Truchas

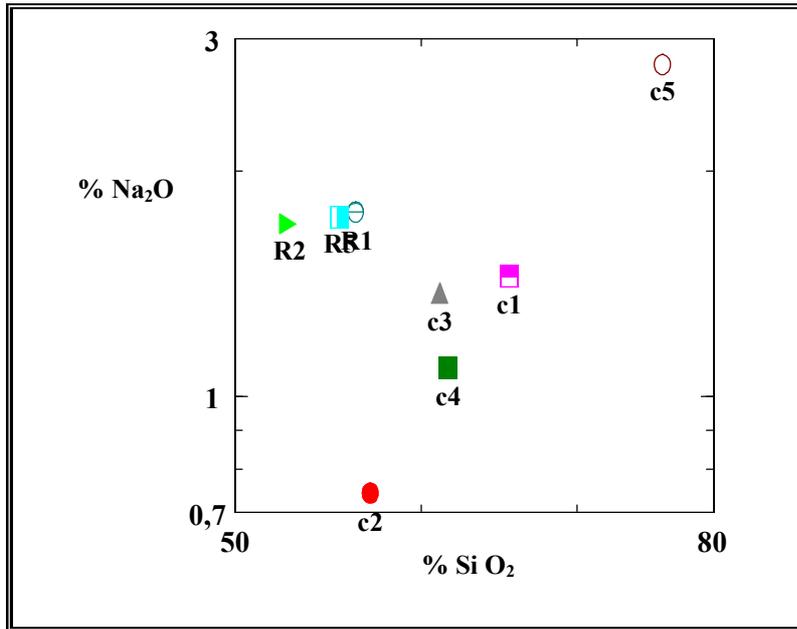


Figura 6.15.- Correlación entre SiO₂ y Na₂O, para las pizarras del Sinclinal de Truchas

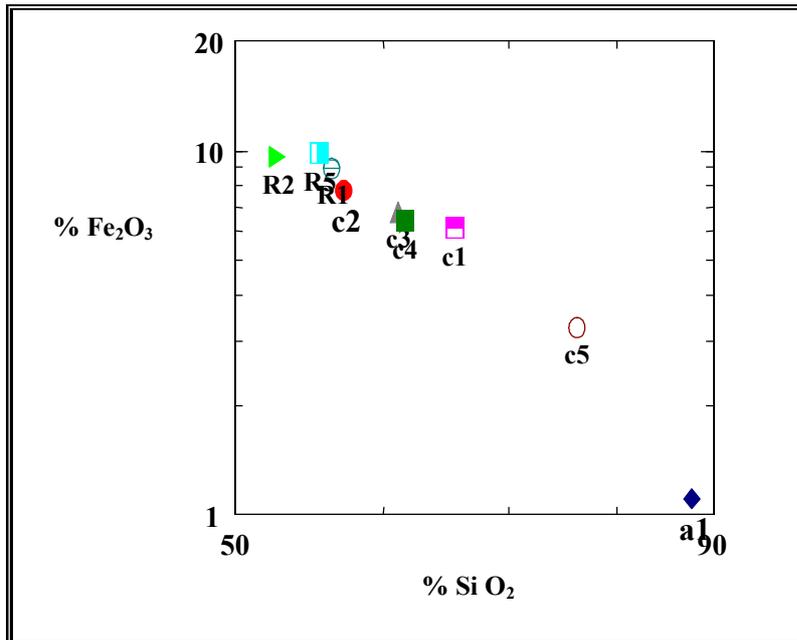


Figura 6.16.- Correlación entre SiO₂ y Fe₂O₃, para las pizarras del Sinclinal de Truchas

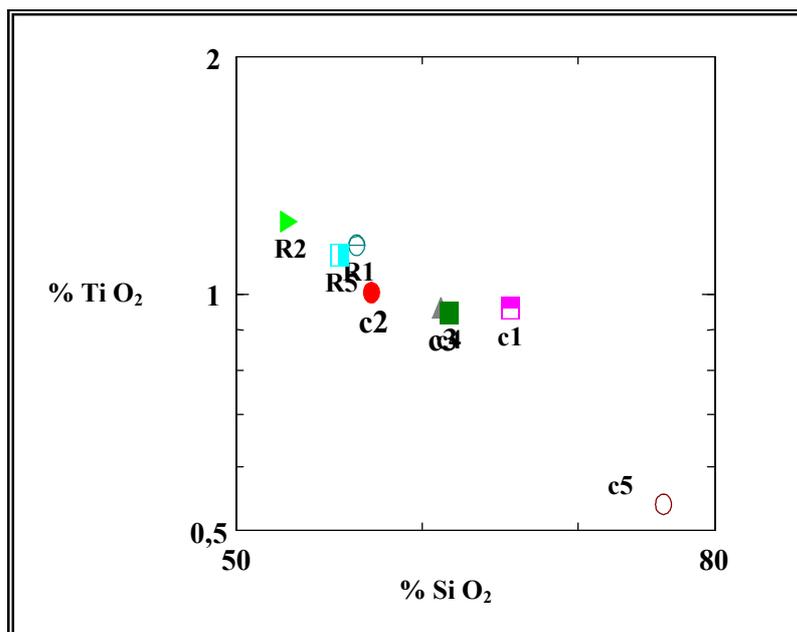


Figura 6.17.- Correlación entre SiO₂ y TiO₂, para las pizarras del Sinclinal de Truchas

Para caracterizar geoquímicamente los materiales ordovícios se emplean los gráficos de correlación entre TiO₂ y Al₂O₃ (Ugidos *et al.*, 2001 y Ugidos, 2002) como los más representativos de los componentes geoquímicos menos móviles en una cuenca sedimentaria (Fig. 6.18 y 6.19).

Se caracterizan estas rocas por presentar correlaciones lineales buenas entre ambos elementos, ofreciendo los menores porcentajes en TiO₂ y Al₂O₃ la muestra de la roca de falla (C5) de Casaio.

Los contenidos en TiO₂ son menores en la Formación Casaio que en la de Rozadais, mostrando un máximo relativo los términos de pizarra fina (C2 y R2) con respecto a los limolíticos.

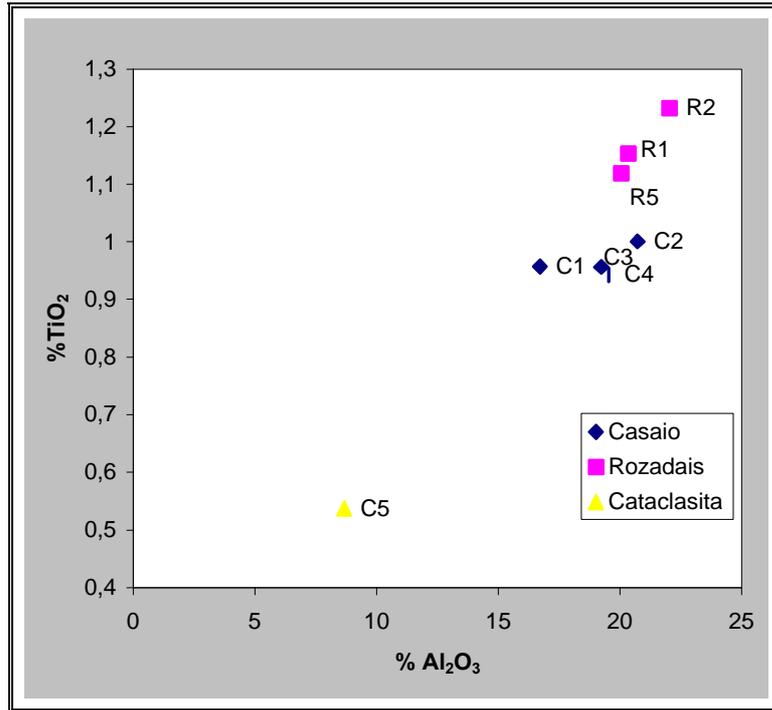


Figura 6.18.- Variación geoquímica Al₂O₃-TiO₂ para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

La evolución de los contenidos medios de los óxidos en la serie estratigráfica, de muro a techo, para cada una de las series metapelíticas analizadas se recogen en los diagramas de variación Figs. 6.20 a 6.29.

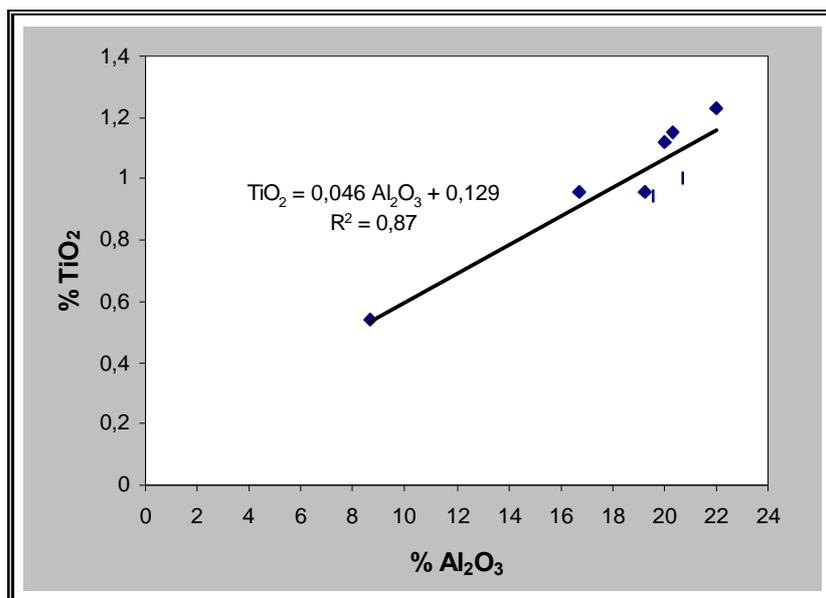


Figura 6.19.- Correlación geoquímica Al₂O₃-TiO₂ para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

Destaca la composición tan diferente que presenta la muestra C5 respecto al resto de las muestras pizarrosas, y que corresponde a la roca de falla englobada en el macizo pizarroso que conforma la Formación Casaio, como consecuencia de los fenómenos tectónicos.

Las pizarras analizadas del Sinclinal de Truchas presentan el menor contenido en SiO₂ en las litologías más finas, superadas en los términos limolíticos, y siendo menor el contenido en este óxido para la Formación Rozadais que en Casaio.

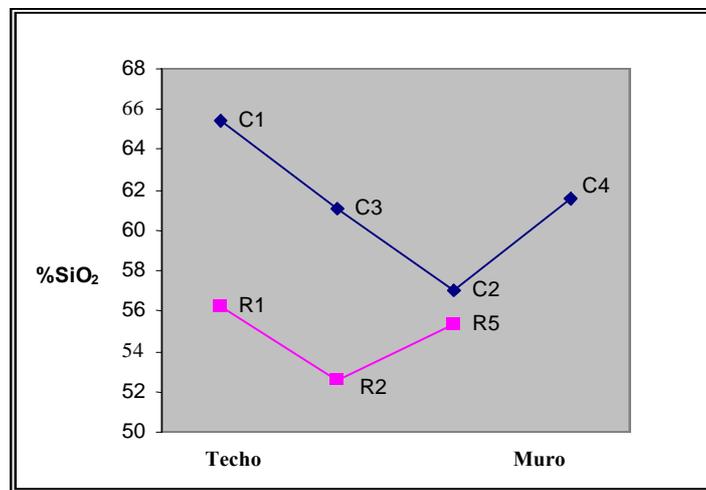


Figura 6.20.- Evolución geoquímica SiO₂ en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

El porcentaje en Al₂O₃ es máximo en los términos más finos, al contrario de lo que sucede con la sílice, y la Formación Rozadais presenta los mayores contenidos, aunque a muro de la misma los contenidos son similares a las litologías limolíticas de Casaio.

En la Formación Rozadais el contenido en Fe₂O₃ sufre una ligera disminución de muro a techo y en general presenta mayores contenidos que la Formación Casaio.

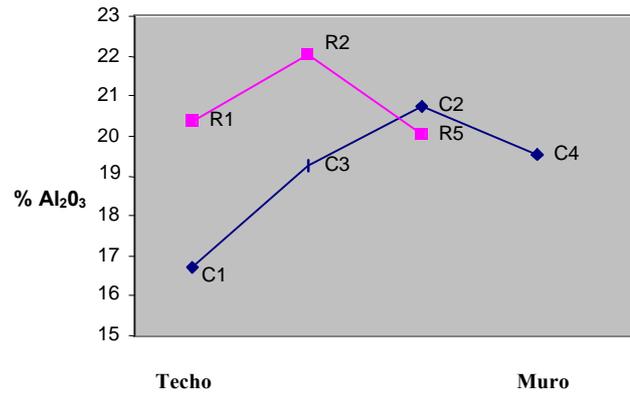


Figura 6.21.- Evolución geoquímica Al₂O₃ en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

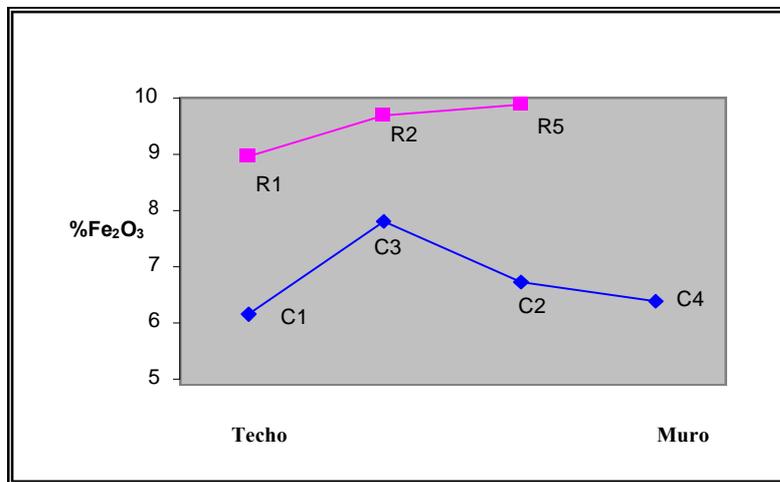


Figura 6.22.- Evolución geoquímica Fe₂O₃ en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

El contenido en CaO en las pizarras es mayor en la Formación Rozadais con respecto a Casaio, exceptuando la pizarra fina (C2), que presenta un dato anómalo, de manera que supera incluso los valores de las muestras de Rozadais.

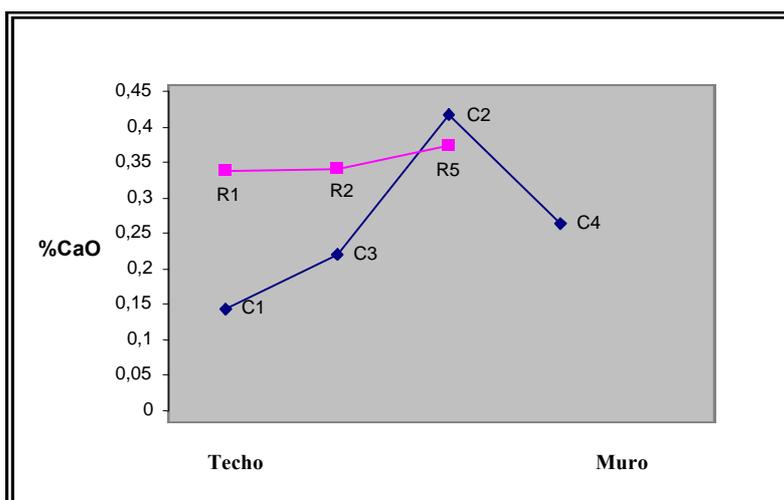


Figura 6.23.- Evolución geoquímica CaO en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

La Formación Rozadais muestra un contenido en TiO_2 muy superior a la de Casaio, y en ambas formaciones los máximos relativos se dan para los términos más finos analizados (C2 y R2).

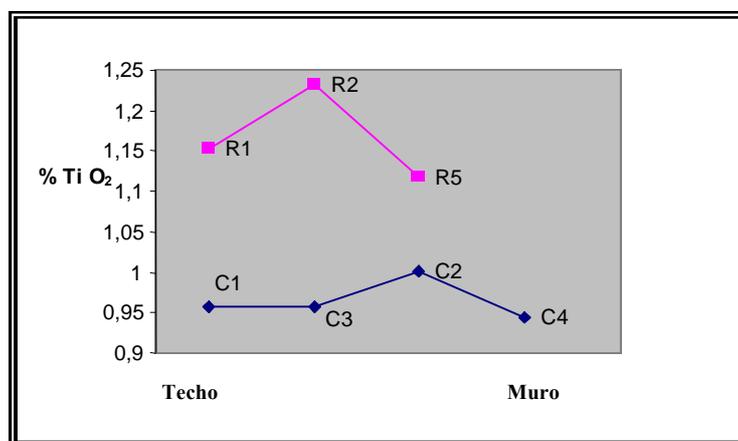


Figura 6.24.- Evolución geoquímica TiO_2 en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

En cuanto al MnO de los términos pizarrosos valorados aparece un contenido anómalamente elevado para la pizarra limolítica (C3) a techo de la fina (C2) en Casaio, superando los de la Formación Rozadais, que presentan los valores más altos del conjunto de muestras analizadas.

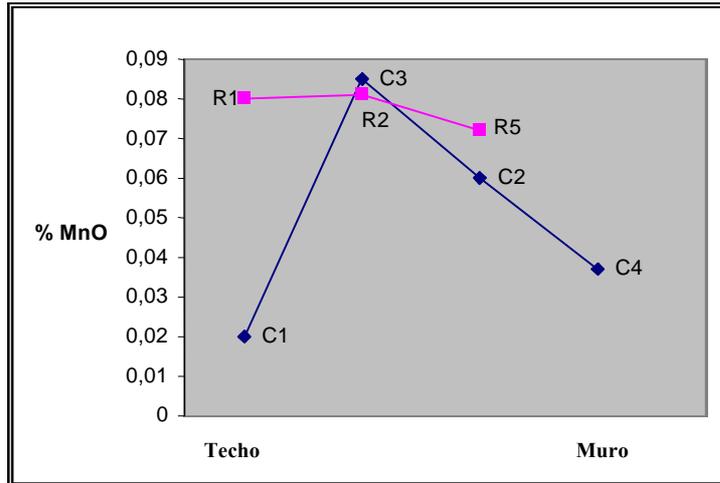


Figura 6.25.- Evolución geoquímica MnO en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

Para el contenido en K_2O se observa que, a diferencia del resto de los óxidos, aporta los máximos valores para la Formación Casaio, con máximos en los términos finos frente a los limolíticos o areniscosos.

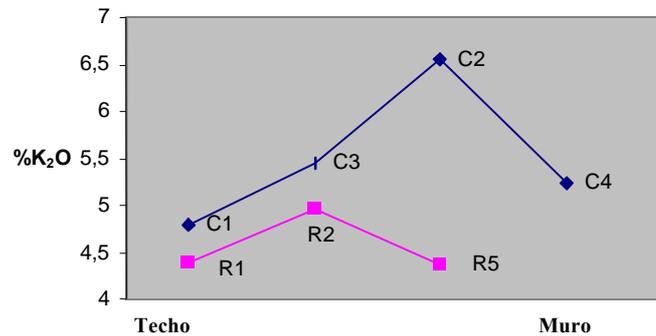


Figura 6.26.- Evolución geoquímica K_2O en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

Se han obtenido valores homogéneos para el contenido en MgO , pudiendo establecerse el valor más alto para los términos analizados de Rozadais (alrededor del 2,5%) y menores en Casaio (varían entre 1 y 1,5%).

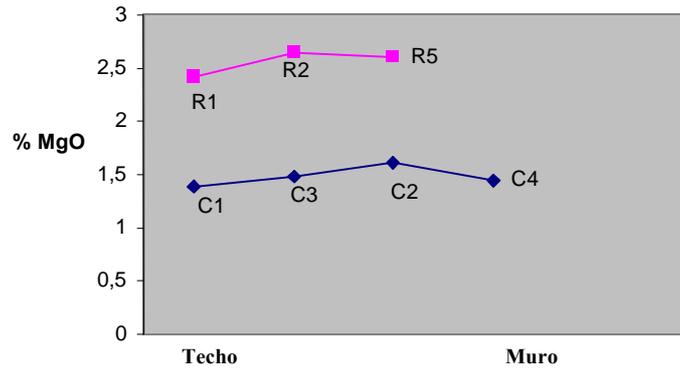


Figura 6.27.- Evolución geoquímica MgO en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

El análisis del contenido en P_2O_5 muestra un valor anómalamente elevado para la pizarra fina de la Formación Casaio (C2).

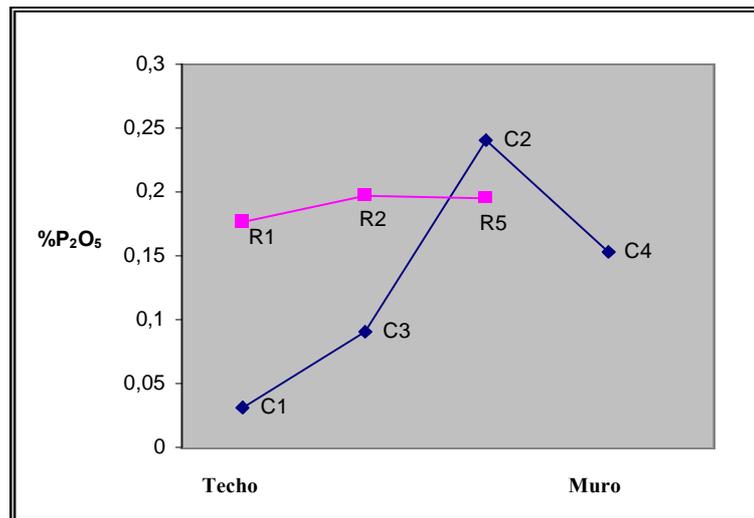


Figura 6.28.- Evolución geoquímica P_2O_5 en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

La Formación Rozadais presenta un mayor contenido en NaO que la de Casaio. Dentro de esta última el valor mínimo, anómalamente bajo en este componente, es para la pizarra fina (C2).

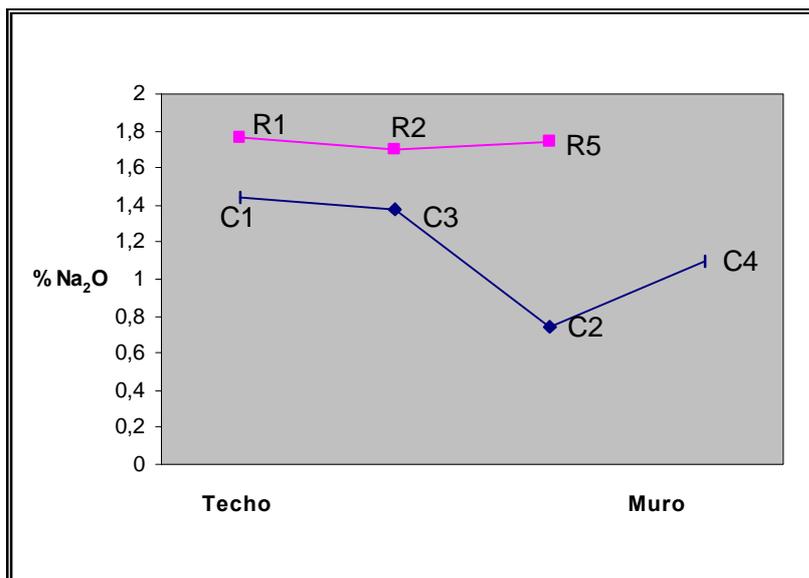


Figura 6.29.- Evolución geoquímica NaO en la vertical para las pizarras ordovícicas del Sinclinal de Truchas

6.3.2.3. Síntesis de los estudios petrográficos y mineralógicos

A partir de la estimación analítica de estas rocas, y de las asociaciones minerales cuarzo + clorita + mica, se puede establecer la procedencia de sedimentos semipelíticos que sufrieron las condiciones de un metamorfismo progrado durante el Silúrico hasta alcanzar la zona de los esquistos verdes y que, según Aparicio *et al.*, (1991), se sitúa en condiciones de 225-320 °C y 2 Kb de presión para el Paleozoico del sector central de la Cordillera Ibérica.

En base a los estudios realizados, se confirma que las pizarras de Casaio y las de Rozadais son de origen metamórfico con procedencia metapelítica y ligeras variaciones composicionales, tal como se muestra en las Tablas 6.VIII 6.IX.

Los minerales esenciales presentes principalmente como clastos en las pizarras de Casaio son el cuarzo, la illita/moscovita, así como la clorita de procedencia diagenética cuando exhibe un notable desarrollo. Los secundarios más comunes son la plagioclasa, presente como clastos, los minerales opacos y el cuarzo de neoformación metamórfica junto con materia orgánica en agregados o dispersa en torno a los planos de foliación. Los minerales accesorios persisten repetitivamente en todas las láminas estudiadas y se han observado turmalinas (en su variedad de “chorlo”), circones y de manera más ocasional rutilo y apatito.

La textura lepidoblástica/clástica es la más frecuente, si bien la variación relativa en los tamaños de los granos minerales imprimen un carácter microporfidoblástico, detectable sólo en las observaciones microscópicas.

La microestructura es fundamentalmente cleavage espaciado en dominios sin evidencias de crenulación (Passchier y Trouw, 1996), excepto en la lámina C1a donde se observa una crenulación en los términos más pizarrosos. En los cortes orientados se pueden interpretar los indicadores cinemáticos reconocidos en las rocas metamórficas y que en este caso son las sombras de presión ligeramente asimétricas y las “mica pez” en cloritas.

La fábrica que define la roca es la planar para las superficies de estratificación relictas y en los planos de foliación metamórfica.

Químicamente, la Formación Rozadais se caracteriza por presentar un mayor contenido en SiO_2 que la de Casaio y menor en Al_2O_3 , siendo los términos correspondientes a la pizarra fina de ambas formaciones los que presentan los valores más bajos en el primero y los más elevados en el segundo con respecto al resto de las litologías analizadas (pizarras limolíticas y con laminaciones de areniscas).

Destaca la variación en el contenido en CaO presentando contenidos similares en las muestras analizadas de la Formación Rozadais y la pizarra fina de Casaio, mientras que en las pizarras limolíticas disminuye, siendo por el contrario elevado en el relleno de la vena analizada C5.

Los contenidos en K_2O son mayores que el Na_2O informando de relaciones típicas de pizarras depositadas en contextos geodinámicos estables.

Por último, mencionar que la Formación Rozadais presenta un mayor contenido en TiO_2 y SiO_2 , Fe_2O_3 , MgO y NaO que la de Casaio y esta última un porcentaje superior en K_2O que Rozadais.

Según la proporción relativa de los porcentajes minerales observados en lámina delgada, y recogidos en la Tabla 6.VIII y 6.IX, se catalogarían estas rocas

como cuarzo filita o filita esquistó-clorítica, según la clasificación de Winkler (1978) (Fig. 6.30) para las rocas metamórficas de baja temperatura.

TABLA 6.VIII.- PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LAS PIZARRAS DE CASAIO

Muestra	Sección	Min. Mayoritarios (%) (mm)	Min. Minoritarios (%) (µm)	Min. Accesorios (%) (µm)	Textura/ Microestructura	Clasificación
C4_L.D.-01b	YZ	Cuarzo I (40) (0,2) Moscovita (35) (0,2) Clorita (7) (0,4)	Opacos (9) (200) Plagioclasa (2) (50) Cuarzo II (1) (20) Materia org. (2) (135)	Turmalina (<1) (100) Circón (<1) (69) Rutilo (<1) (115)	Lepidoblástica/ clivaje grosero	Pizarra limolítica
C4_L.D.-01 a	XZ	Cuarzo I (40) (0,04) Moscovita (35)(0,3) Clorita (10) (0,5)	Opacos (8) (170) Plagioclasa (2) (84) Cuarzo II (2) (38) Materia org. (2) (130)	Turmalina (<1) (160) Circón (<1) (61) Rutilo (<1) (130)	Microporfido-lepidoblástica+ bandeada curva / clivaje grosero	Pizarra limolítica
C3_L.D.-001	XY	Cuarzo I (35) (0,1) Clorita (12) (0,4) Mosc./Ser. (35) (0,07) Opacos II (5) (0,06)	Opacos I y III (3) (180) Cuarzo II (4)(53) Plagioclasa (3) (30) Min. Arcilloso (2) (180)	Circones (<1) (50) Turmalinas (<1) (70) Rutilo (<1) (30) Materia orgánica (<1)	Textura nodulosa +bandeada curva.	Pizarra limolítica
C3_L.D.-01 a	XZ	Cuarzo I (40) (1,3) Moscovita (27) (0,1) Clorita (17) (0,3)	Opacos (7) (200) Plagioclasa (2) (50) Cuarzo II (2) (10)	Turmalina (<1) (60) Circón (<1) (25) Apatito (<1) (11) Min.arcilloso(1) (360) Materia org. (<1)	Lepidoblástica + bandeada/ clivaje grosero+”slaty cleavage”+ esquistosidad grosera	Pizarra limolítica
C3_L.D.-01b	YZ	Cuarzo I (40) (0,1) Clorita (18) (0,39) Mosc./Seric. (30) (0,05) Opacos II (6) (1,63)	Opacos I y III (3) (137) Cuarzo II (2) (10)	Turmalina (<1) (40) Circón (<1) (80) Apatito (<1)(25) Rutilo (<1) (23) Min.arcill. (<1) (433)	Lepidoblástica +bandeada curva/ clivaje grosero/”slaty cleavage” + esquistosidad grosera.	Pizarra limolítica
C2_L.D.-01 ^a	YZ	Moscovita (40) (0,3) Cuarzo I (33) (0,1) Clorita (15) (0,3)	Opacos (7) (400) Cuarzo II (2) (50) Plagioclasa (2) (53) Min.arcill. (1) (540)	Turmalina (<1) (60) Circón (<1) (15) Rutilo (<1) (80) Materia org (<1) (230)	Lepidoblástica + bandeada/ clivaje grosero/”slaty cleavage” + esquistosidad grosera	Pizarra
C2_L.D.-01b	XZ	Moscovita (42) (0,2) Cuarzo I (30) (1,4) Clorita (15) (0,4)	Opacos (7) (400) Cuarzo II (2) (10) Plagioclasa (2) (130) Materia orgánica (1) (93)	Turmalina (<1) (90) Circón (<1) (38) Rutilo (<1) (30) Min. Arcill.(<1) (200)	Lepidoblástica+ bandeada curva / ”slaty cleavage”+esquisto sidad grosera	Pizarra
C1_L.D.-01 a	XZ	Cuarzo I (40) (0,07) Clorita (17) (0,3) Moscovita (22) (0,2)	Opacos (8) (340) Cuarzo II (5) (80) Plagioclasa (2) (84) Min. Arcillosos (1) (46) Carbonatos (4) (246)	Turmalina (<1) (46) Circón (<1) (11) Rutilo (<1) (23)	Microporfido-lepidoblástica+ granolepidoclástica granosoportada+ bandeada/ clivaje grosero/ ”slaty cleavage”+ bandeado tectónico+ esquistosidad grosera	Pizarra con laminaciones de areniscas
C1_L.D.-01b	YZ	Cuarzo I (45) (0,7) Moscovita/min.ar (29) (0,3) Clorita (10) (0,5)	Opacos (7) (300) Cuarzo II (5) (40) Plagioclasa (3) (100)	M. orgánica (<1) (--) Turmalina (<1) (60) Circón (<1) (30) Rutilo (<1) (60) Min. Arcill. (<1) (500)	Lepidoblástica + bandeada/ clivaje grosero/ ”slaty cleavage” +esquistosidad grosera	Pizarra con laminaciones de areniscas

TABLA 6.IX.- PETROGRAFÍA Y MINERALOGÍA DE LAS PIZARRAS DE ROZADAIS

R2a	YZ	Clorita(20) (0,15) Cuarzo I (30) (0,14) Moscovita(40) (0,11)	Min. opacos(2)(170) Cuarzo II (5)(130) Agregado policristalino(2)(110)	Turmalina(<1)(32,5) Circón(<1)(25) M. Orgánica (<1)— Plagioclasa(<1)(77,5)	Lepidoblástica/ "slaty cleavage"	Pizarra
R2b	XZ	Clorita(20)(0017) Moscovita(35)(0,005) Cuarzo I(25)(0,145)	Cuarzo II(5)(20) Min. opacos(3)(280) Agregados policristalinos(2)(120)	Rutilo(<1)(15) Circón (<1)(30) Turmalina(<1)(45)	Lepidoblástica/ "slaty cleavage"	Pizarra
R2-001	XY	Clorita(20)(0,137) Cuarzo I(25)(0,92) Moscovita(25)(0,132) Feldespato (20) (0,112)	Cuarzo II(6)(50) Minerales opacos(3) (800)	Turmalina(<1)(17,5) Circón(<1)(6,8) Agregado policristalinos(<1)(140) Plagioclasa (<1)(-)	Textura nodulosa	Pizarra
R5a	YZ	Cuarzo I(20)(0,35) Clorita(25)(0,17) Moscovita(30)(0,09) Feldespato (10)(0,160)	Min.opacos(3)(630) Plagioclasa(5)(160) Carbonato(4)(540) Cuarzo II(2)(60) Agregado policristalinos(3)(180)	Circón(<1)(500) Turmalina(<1)(50)	Lepidoblástica/ "slaty cleavage"	Pizarra limolítica
R5b	XZ	Cuarzo I(20)(0,260) Clorita(20)(0,130) Feldespato(15)(0,150) Moscovita(15)(0,02)	Plagioclasa(6)(37,5) Cuarzo II(5)(200) Carbonato(7)(300)	Min. opacos(<1)(900) Circón(<1)(35) Turmalina(<1)(115) Agregados poliminerálicos(<1)(130)	Micro- Lepidoblástica/ "slaty cleavage"	Pizarra limolítica
R1a	YZ	Cuarzo I y II(30)(0,160) Clorita(25)(0,102) Carbonato(15)(0,575)	Cuarzo II(10)(100) Moscovita(10)(140) Min. opacos(5)(-)	Turmalina(<1)(60) Circón(<1)(30) M. orgánica(<1)(-)	Lepidoblástica/ "slaty cleavage"	Pizarra limolítica
R1b	XZ	Cuarzo I y II(35)(0,1) Clorita(20)(0,130) Moscovita(10)(0,127) Carbonato(15)(0,9)	Min. opacos I y II(7)(275) Plagioclasa(2)(50)	Circón(<1)(350) Turmalina(<1)(25)	Lepidoblástica/ "slaty cleavage"	Pizarra limolítica

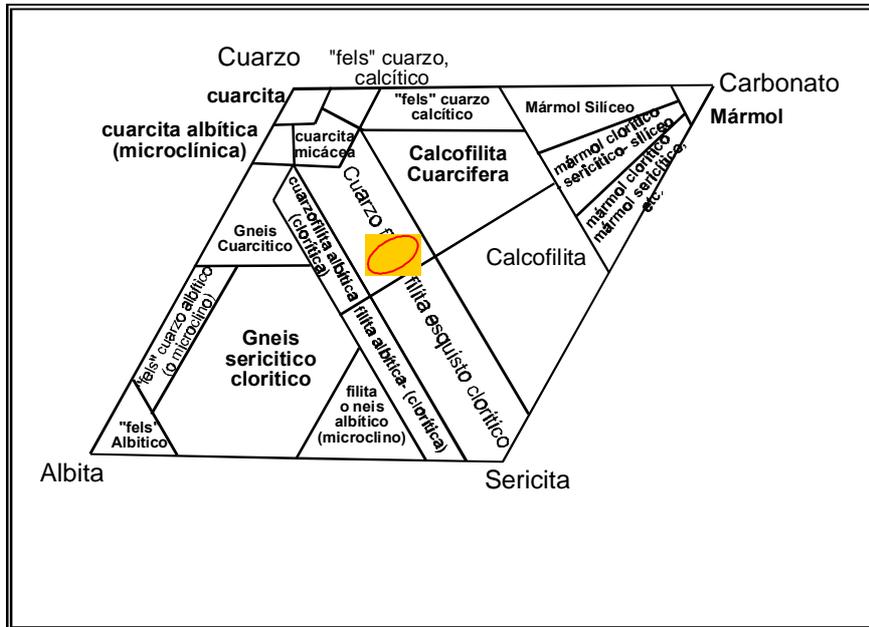


Figura 6.30.- Clasificación de las rocas metamórficas de baja temperatura

6.3.3. ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS

6.3.3.1. Introducción

Se incluye en este apartado la determinación de un conjunto de parámetros que son fundamentales a la hora de hacer una valoración geotécnica y que sirven como índices de calidad de la roca, además de permitir hacer una valoración de sus características mecánicas. Estos son:

- Contenido en humedad
- Índice de vacíos
- Absorción libre de agua
- Densidad aparente y seca

Además, el conocimiento de estas propiedades es importante porque están relacionadas directamente con la resistencia de la roca (porosidad, índice de vacíos, densidad etc.), de manera que su variación fundamentalmente la del contenido en humedad representa uno de los parámetros que con mayor trascendencia inciden en el comportamiento geomecánico.

El objeto del estudio de estas propiedades es la de obtener los parámetros característicos que permitan identificar la roca, a su vez que la diferencian del resto ya que son medidas de propiedades inherentes en función de las características propias de las mismas, así como informar sobre la respuesta que de ella cabe esperar o predecirse (Serrano, 2001).

Se incluye también en este apartado la medida de la velocidad de propagación de las ondas elásticas longitudinales y transversales, y la influencia de la anisotropía principal constituida por la foliación en su transmisión, a través de la masa rocosa.

6.3.3.2. Ensayos de identificación

6.3.3.2.1. Metodología

Los ensayos que se utilizan para determinar el contenido en humedad, densidad seca y aparente de las rocas están normalizados, siguiendo los procedimientos propuestos por las normas UNE (AENOR, 1999), aunque también

están las propuestas por la I.S.R.M. (1979b). Se trabajó con un total de 36 muestras de morfología discoidal, cinco de cada uno de los litotipos definidos en cada bloque. A partir de los mismos se tallaron las probetas para la realización del resto de ensayos geotécnicos.

Posteriormente, para la determinación del comportamiento de las pizarras frente a la humedad natural se utilizaron 62 muestras de dimensiones conocidas y representativas de los litotipos definidos y que, a su vez, fueron aprovechadas para la determinación de la velocidad de propagación de las ondas elásticas.

La humedad natural de la roca, definida como la relación entre su peso en seco y el peso con agua contenida en sus huecos o poros, está relacionada con la porosidad libre que presenta. Este parámetro depende de las características puntuales de las rocas y del macizo rocoso (principalmente fracturas y “kink bands”), aunque para el caso de las pizarras, al tratarse de materiales impermeables cabe esperar que tenga poca influencia. Según establece Rodríguez Bouzo (1993) y González Buelga (1995) la humedad puede influir en la resistencia de la roca y por ello Hoek (1985) proponen determinar los distintos parámetros en iguales condiciones de humedad que las existentes en el macizo a la hora de extrapolar los valores a escala de macizo de explotación.

Rodríguez Bouzo (*op. cit.*) pone de relieve la dificultad que entraña el establecer iguales condiciones de humedad como consecuencia del carácter estacional de las precipitaciones en un clima tan variable como el que corresponde al ámbito septentrional de la Península Ibérica.

Para solventar todas estas dificultades, en el caso de las pizarras de techar los ensayos se realizaron en condiciones de labrado ya que es cuando este material se trabaja mejor y ofrece menor resistencia a hendirse, y haberse observado a partir de los ensayos tecnológicos que la menor resistencia de estos materiales es en condiciones húmedas. Tal situación significa que estén sumergidas en todo momento en agua, lo que implica un macizo rocoso saturado, lo que representa el caso más desfavorable y real.

El contenido en *humedad natural* se define aplicando la fórmula:

$$W_n = (M_w - M_s / M_s) \times 100$$

donde,

M_w = Peso inicial muestra húmeda.

M_s = Peso de la muestra seca (después de 24 horas de secado en estufa a 105°C).

Tomando el peso saturado de la muestra después de una semana en inmersión con el peso seco de la muestra después de una semana de secado, se obtiene la *humedad de saturación*:

$$I_s = (P_w - P / P) \times 100$$

donde,

P_w = Peso inicial muestra saturada después de 1 semana en inmersión

P = Peso de la muestra seca (después de 1 semana de secado en estufa a 105°C).

El *índice de vacíos* (I_v) viene dado por la relación que define la masa de agua contenida en una muestra de roca después de un período de inmersión libre de una hora, expresada al igual que los parámetros anteriores en porcentaje de la masa seca inicial.

$$I_v = B - M_s / M_s \times 100$$

donde,

B = peso de la muestra tras una hora de inmersión libre.

La *Absorción libre de agua* se define como la masa de agua absorbida por una roca después de un periodo de inmersión libre de 48 horas, valorada como en porcentaje de la masa seca inicial.

$$A_I = ((B' - M_s) / M_s) \times 100$$

donde,

B' = peso de la muestra después de 48 horas de inmersión en agua.

La *densidad seca ó densidad* se explica como la densidad de la roca cuando sus poros están ocupados por aire, y la *densidad aparente* es la densidad de una roca cuando parte de sus huecos están ocupados por agua, siendo las relaciones para su cálculo en función del volumen (V) de la muestra:

$$\gamma_d = M_s / V$$

y

$$\gamma_d = M_w / V$$

La *porosidad eficaz* está determinada como la relación entre el volumen de poros interconectados y el volumen de la muestra (González de Vallejo *et al.*, 2002). La expresión para su cálculo puede obtenerse a partir de los pesos seco y saturado de la muestra:

$$n_e = (M_w - M_s) / (\gamma_w \times V)$$

donde,

γ_w = peso específico del agua (equivale a la unidad).

6.3.3.2.2. Resultados

Para muestras tomadas en cantera se han analizado 5 alícuotas para cada litotipo definido con formas rectangulares, de donde se han obtenido los resultados de los ensayos antes definidos y que se recogen en las Tablas 6.X y 6.XI, según Norma UNE 22-191-85.

TABLA 6.X.- PARÁMETROS BÁSICOS DE IDENTIFICACIÓN PARA PIZARRAS DE CASAIO

Formación	Litotipo	Humedad Natural (%)		Absorción de agua (%)		ρ_{sca} (g/cm ³)		ρ_p (g/cm ³)		Absorción libre de agua (%)	
		Media	Desv.	Media	Desv.	Media	Desv.	Media	Desv.	Media	Desv.
Casaio	C1a	0,058	0,033	0,40	0,16	2,73	0,27	2,74	0,27	0,141	0,055
	C1b	0,120	0,076	0,71	0,21	-		-	-	0,249	0,073
	C2	0,054	0,050	0,28	0,05	2,82*	-	-	-	0,094	0,017
	C3	0,173	0,232	0,35	0,07	2,84	0,82	2,94	1,12	0,121	0,027
	C4	0,082	0,037	0,56	0,09	2,83	0,16	2,89	0,16	0,196	0,031

(*comunicación verbal, M. Lombardero Barceló)

Los valores más bajos obtenidos en estos parámetros de identificación se corresponden con los términos C2, correspondiente a la pizarra fina de la Formación Casaio, para los parámetros de humedad natural (0,054%), y absorción de agua (0,28 %).

TABLA 6.XI.- PARÁMETROS BÁSICOS DE IDENTIFICACIÓN PARA PIZARRAS ROZADAIS

Formación	Litotipo	Muestra	h/D	ρ_p (g/cm ³)	ρ_p media (g/cm ³)
Rozadais	Pizarras + laminaciones areniscas	91	2,31	2,79	2,7
		92	2,18	2,79	
	R2	97-I	1,97	2,82	2,8
		97-II	1,93	2,81	
		97-III	2,14	2,82	
		97-IV	2,29	2,81	
	R5	98-I	2,41	2,81	2,8
		98-II	2,54	2,81	

(Fuente: CEDEX, 1998)

De los valores de densidades obtenidos para las pizarras de Rozadais (Tabla 6.XI), se deduce que cuanto más se acercan las rocas a los términos finos mayor densidad presentan, mientras que a mayor contenido en cuarzo los valores que se recogen de las densidades de las pizarras son menores.

En la Tabla 6.XII se recogen los valores de humedad natural de las muestras después de haber estado a temperatura ambiente durante un mes, correspondiendo a la que contienen en el momento de iniciar la secuencia de medidas.

TABLA 6.XII.- VALORES DE HUMEDAD NATURAL MEDIDOS EN LAS PROBETAS DE LAS PIZARRAS

Muestra	b (°)	Humedad natural (%)
R1	0	0,000
C4	10	0,007
C2	90	0,019
	35	0,010
	25	0,004
	45	0,015
	0	0,004
C3	45	0,033
C1a	25	0,037
	0	0,027

En la Fig. 6.31 se representa la valoración del parámetro de la humedad natural en relación con el ángulo de anisotropía para la muestra C2 que pertenece a la pizarra fina de la Formación Casaio.

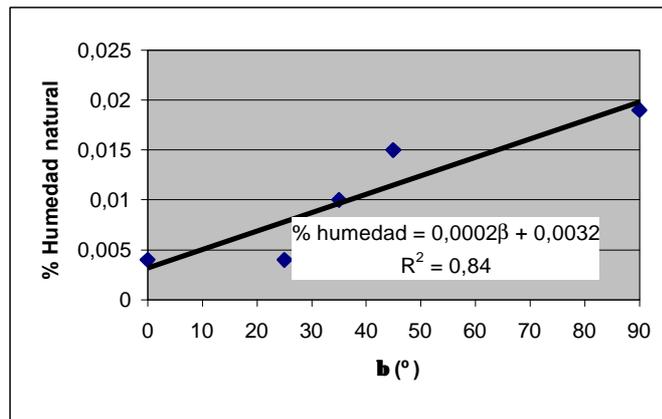


Figura 6.31.- Variación de la humedad natural frente al ángulo de la anisotropía en la pizarra fina (C2)

La humedad de saturación calculada se recoge en la Tabla 6.XIII, en la que no se observa ninguna influencia del ángulo de la anisotropía para el conjunto de las muestras analizadas en la misma, dado que la media está ordenada de mayor a menor y no afecta al orden secuencial de muestras, como muestra el gráfico de la Fig. 6.32.

El índice de vacíos calculado para las pizarras de Casaio se recoge en la Tabla 6.XIV.

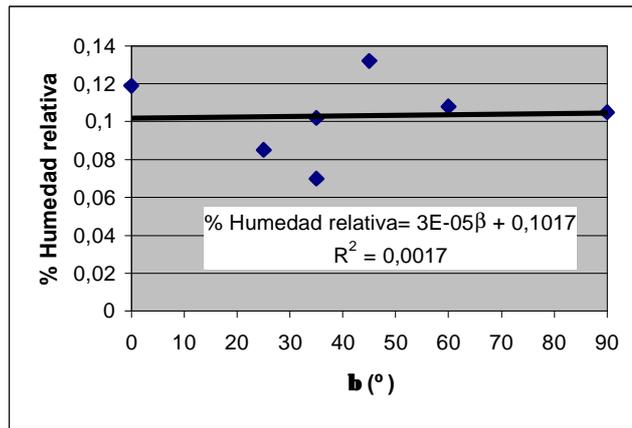


Figura 6.32.- Humedad de saturación frente al ángulo de anisotropía principal (foliación) en la muestra C2

TABLA 6.XIII.- VALORES DE LA HUMEDAD DE SATURACIÓN CALCULADA PARA LAS PROBETAS DE PIZARRAS DEL SINCLINORIO DE TRUCHAS

Muestra	b (°)	Humedad de saturación (%)			
		Máximo	Mínimo	Media	Desviación
C1b (1)	10	-	-	0,353	-
C1b (1)	0	-	-	0,210	-
C1a (2)	60	0,285	0,113	0,199	0,121
C3 (4)	45	0,216	0,090	0,171	0,055
C4 (4)	10	0,165	0,156	0,160	0,004
C4 (1)	25	-	-	0,149	-
R2 (4)	0	0,184	0,109	0,146	0,042
C4 (1)	45	-	-	0,144	-
C1a (3)	35	0,170	0,115	0,143	0,039
C1a (4)	25	0,165	0,123	0,141	0,019
C2 (7)	45	0,147	0,113	0,132	0,013
R2 (3)	90	0,149	0,114	0,018	0,019
C4 (1)	60	-	-	0,128	-
C1a (5)	0	0,186	0,052	0,123	0,060
R1 (3)	0	0,132	0,108	0,121	0,012
C2 (1)	0	-	-	0,119	-
C2 (1)	60	-	-	0,108	-
C2 (1)	90	-	-	0,105	-
C2 (3)	35	0,112	0,085	0,102	0,015
C3 (2)	60	0,104	0,093	0,099	0,007
C3 (1)	25	-	-	0,097	-
C3 (1)	35	-	-	0,096	-
C1a (1)	45	-	-	0,092	-
C2 (2)	25	0,091	0,080	0,085	0,008
C1b (1)	35	0,085	0,075	0,078	0,006
C2 (4)	35	0,081	0,058	0,070	0,010

TABLA 6.XIV.- ÍNDICE DE VACÍOS (I_v) CALCULADO PARA LAS PIZARRAS OBJETO DE ESTUDIO

Muestra	I_v (%)			
	Max.	Min.	Media	Desv.
C1a	0,078	0,000	0,045	0,041
C2	0,154	0,055	0,085	0,041
C3	0,089	0,000	0,028	0,041
C4	0,149	0,061	0,082	0,037

La absorción libre establecida para las probetas cilíndricas, después de 36 horas de inmersión en agua con 24 horas de secado posteriores, es la que se recoge en la Tabla 6.XV. En la Figura 6.33 se contempla la influencia en la absorción libre del ángulo que forma la foliación con respecto a la horizontal.

TABLA 6.XV.- CÁLCULO DE LOS VALORES MEDIOS DE ABSORCIÓN LIBRE EN PIZARRAS DEL SINCLINAL DE TRUCHAS

Muestra	β (°)	Absorción libre media (%)
R1	0	0,030
C4	10	0,066
C2	90	0,043
	35	0,039
	25	0,024
	45	0,052
	0	0,047
C3	45	0,109
C1b	35	0,004
C1a	45	0,013
	35	0,023
	25	0,041
	0	0,051

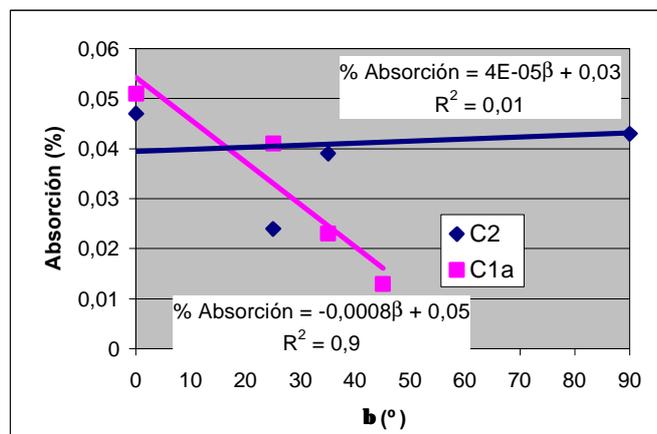


Figura 6.33.- Variación de la absorción libre de pizarras (C2 y C1a) con el ángulo β

Para las probetas cilíndricas se puede calcular sin dificultades el volumen, si bien teniendo en cuenta que en muchos casos las bases no son perfectamente planas y que la longitud medida es la máxima que presenta, por lo que se está introduciendo un error en el cálculo, aunque sirven para cuantificar la variabilidad de este parámetro. Teniendo esto presente se han calculado los valores de las densidades que poseen las pizarras estudiadas (Rozadais y Casaio) tal y como se reproduce en las Tablas 6.XVI y 6.XVII.

TABLA 6.XVI.- DENSIDAD CALCULADA PARA PIZARRAS DE ROZADAIS

b (°)	Muestra	Densidad aparente (g/cm³)	Densidad seca (g/cm³)
0	R1	2,85	2,84
90	R2	2,74	-
0	R2	2,90	-
<i>Valor medio</i>		2,83	2,84

TABLA 6.XVII.- DENSIDAD CALCULADA PARA PIZARRAS DE CASAIO

b (°)	Litotipo	Densidad aparente (g/cm³)	Densidad seca (g/cm³)	
45	C1a	2,728	2,727	2,76
60		2,798	-	
35		2,805	-	
25		2,475	2,741	
0		2,836	2,833	
0	C1b	2,851	-	2,87
10		2,871	-	
35		2,876	2,867	
0	C2	2,787	2,786	2,82
60		2,782	-	
90		2,779	2,778	
25		2,859	2,858	
35		2,821	2,878	
45		2,814	2,802	
35		2,846	-	
25	C3	2,867	-	2,81
35		2,822	-	
45		2,827	2,813	
60		2,823	-	
10	C4	2,816	2,814	2,81
25		2,863	-	
45		2,813	-	
60		2,807	-	

La porosidad media obtenida para estas pizarras varía de 0,01% como valores máximos registrados en aquellas que tienen laminaciones de areniscas, hasta los de 0,0024% como mínima porosidad calculada para la pizarra fina (Tabla 6.XVIII). De los datos logrados se observa que en las muestras con laminaciones areníticas no existe relación entre la porosidad y la anisotropía principal de la roca.

TABLA 6.XVIII.- VARIACIÓN DE LA POROSIDAD EFICAZ EN LAS PIZARRAS

Muestra	b (°)	Porosidad eficaz n _e (%)
		Valores Medios
C1b (1)	10	0,010
C1b (1)	0	0,006
C1a (2)	60	0,005
C3 (4)	45	0,005
C4 (4)	10	0,004
C4 (1)	25	0,004
R2 (4)	0	0,004
C4 (1)	45	0,004
C1a (3)	35	0,004
C1a (4)	25	0,004
C2 (7)	45	0,004
C4 (1)	60	0,003
C1a (5)	0	0,003
R1 (3)	0	0,003
C2 (1)	0	0,003
C1b (1)	35	0,003
R2 (3)	90	0,003
C2 (1)	60	0,003
C2 (1)	90	0,003
C2 (3)	35	0,003
C2 (4)	35	0,003
C3 (2)	60	0,003
C3 (1)	25	0,003
C3 (1)	35	0,003
C1a (1)	45	0,002
C2 (2)	25	0,002

6.3.3.2.3. Conclusiones

Las principales propiedades físicas que presentan los materiales objeto de esta investigación se recogen en el cuadro resumen de la Tabla 6.XIX. Los parámetros analizados presentan rangos de valores muy próximos para ambos tipos de litologías, sin apenas aportar diferenciación de las medidas realizadas en base a diferenciar los materiales pertenecientes a las Formaciones Casaio y Rozadais.

TABLA 6.XIX.- CUADRO RESUMEN DE LAS PRINCIPALES PROPIEDADES FÍSICAS DE LAS PIZARRAS

Propiedades físicas	Formación	
	Casaio	Rozadais
Humedad natural (%)	0,004-0,037	0,00
Humedad de saturación (%)	0,070-0,353	0,121-0,146
Iv (%)	0,028-0,085	-
Absorción libre (%)	0,004-0,066	0,030
Densidad aparente (g/cm ³)	2,47-2,76	2,73-2,89
Densidad seca (g/cm ³)	2,76-2,86	2,84
Porosidad eficaz (%)	0,002-0,01	0,003-0,004

6.3.3.3. Velocidad de propagación de ondas

6.3.3.3.1. Introducción

Los métodos sísmicos aplicados a la geología se basan principalmente en la propagación de las ondas en medios elásticos pudiendo ser medidos en el campo o en el laboratorio. La transmisión de estas ondas en un material rocoso está intrínsecamente relacionada con las propiedades elásticas del medio que atraviesan. Para establecer estas propiedades se presupone que las rocas son homogéneas e isotrópicas, ya que de otro modo la propagación de las ondas sería demasiado complicada de determinar. En la práctica, esta simplificación facilita la interpretación de los efectos en la recepción de las ondas (anomalías temporales), si se presupone que las condiciones uniformes tienen lugar en el interior terrestre o a lo largo de un cuerpo rocoso dado.

Por otra parte es bien conocido en el campo de la ingeniería de los materiales que la elasticidad de los cuerpos varían según la dirección de aplicación sobre una superficie mineral, denominándose este fenómeno como anisotropía elástica (Ruano, 1988) y dependiendo estas medidas de la microestructura de los materiales.

Los principales cambios experimentados en un material debido al paso de las perturbaciones sísmicas se traducen en una redistribución de las fuerzas internas y en un cambio en la forma geométrica del mismo, lo que se define como resistencia y deformación, siendo los cuerpos perfectamente elásticos los que se caracterizan por presentar relaciones lineales entre esfuerzo y deformación (Ley de Hooke). Además la correlación entre estos dos parámetros, bajo un determinado límite, es lineal por encima del cual la deformación puede llegar a ser parcial o completamente irre recuperable.

Las propiedades elásticas de un material se describen a partir de las denominadas constantes elásticas, que expresan las diferentes relaciones entre los distintos tipos de esfuerzos aplicados y las deformaciones producidas, siendo las principales: Módulo de Young, Constante de Poisson, Módulo de cizalla o rigidez, Módulo de compresibilidad y, recientemente, la constante de Lamé (Sharma, 1986).

En realidad reflejan los desplazamientos de las partículas atómicas que constituyen un sólido fuera de su posición de equilibrio como respuesta a distintas fuerzas aplicadas no superando el límite de elasticidad del cuerpo (Ruano, *op. cit.*).

En la aplicación de los métodos sísmicos a la geología, la propiedad más importante es la velocidad de propagación de las ondas “P”, por ser las primeras en ser registradas cuando se miden en el campo y la más exacta de medir en el laboratorio. Por otra parte las velocidades sísmicas dependen principalmente del módulo elástico y la densidad, por lo que a partir de la determinación de las constantes elásticas en las rocas se pueden calcular las ondas sísmicas o viceversa. Para las rocas tipo pizarras y lutitas, según datos bibliográficos, las velocidades de las ondas “P” registradas varían entre 2.400 y 5.000 m/s.

Los factores que influyen en la velocidad de propagación de las ondas según Sharma (*op. cit.*), son la porosidad, fracturación, contenido en agua y composición química del medio.

6.3.3.3.2. Metodología

En el laboratorio se efectuó la medida de la velocidad de propagación de las ondas elásticas longitudinales y transversales, conocidas como ondas “P” y “S”, sobre probetas representativas de la roca matriz del macizo inalterado pizarroso, ya que este método, no destructivo, es uno de los más empleados para establecer la caracterización geomecánica de los materiales rocosos y definir su relación con la ripabilidad de las rocas (McCann y Fenning, 1995). También está siendo utilizada para caracterizar y poner de manifiesto la calidad de los materiales rocosos así como aplicada en la evaluación de los estudios de alteración de la piedra natural y su degradación durante los ensayos de envejecimiento acelerado, dentro del campo de estudio del comportamiento de las rocas ornamentales (Alonso, 1986), de modo semejante a como se ha venido haciendo con el control de calidad de los hormigones en ingeniería (Hassani *et al.*, 1997). Estudios de la propagación de ondas en relación con la distinta orientación de la anisotropía principal, en gneisses, han sido evaluados por Bank (1994).

El objeto de esta medida en los materiales del Sinclinal de Truchas es conocer como se comportan frente al paso de las ondas y comparar los resultados con otras determinaciones realizadas en ámbitos similares para establecer las posibles correlaciones, empleándose las ondas “P” para detectar la presencia e influencia de los defectos dentro de las masas rocosas mientras que las ondas “S” se usan para establecer las propiedades elásticas dinámicas, siempre y cuando la densidad del material objeto de estudio sea conocida.

Las velocidades sísmicas aportadas se refieren a las de propagación de las ondas a través de la masa rocosa y el valor de las mismas depende de la composición mineral, densidad, porosidad, elasticidad y grado de fracturación de la rocas (Bell, 1992). La Tabla 6.XX muestra la clasificación de la velocidad sónica de las ondas.

TABLA 6.XX.- VALORACIÓN DE LAS ROCAS SEGÚN LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS

Clase	Velocidad (m/s)	Valoración
1	<2500	Muy baja
2	2500-3500	Baja
3	3500-4000	Moderada
4	4000-5000	Alta
5	>5000	Muy Alta

(Basado en Anon, 1979)

Según Franklin y Dusseault (1989) la transmisión de las ondas sísmicas elásticas a través del medio continuo puede informar, además de la calidad de la roca, de su saturación en agua, ya que influye de distinta manera sobre las ondas “P” y “S”. Así, las ondas “P” consiguen transmitirse tanto a través de medios sólidos como líquidos mientras que las ondas “S” sólo lo hacen a través de los sólidos, por lo que a mayor saturación de la roca las ondas “S” sufren una disminución en su velocidad mientras que la ondas “P” no varían.

Para la realización de estas medidas se empleó un aparato de emisión de impulsos ultrasónicos (equipo OYO Corporation, 5.217) junto con transductores de ondas “P” de 45 kHz y de ondas “S” de 33 kHz, así como un receptor P.A.C. de paso de banda comprendido entre 20 y 100 kHz.

El estudio se aplicó a probetas talladas de manera cilíndrica y rectangular, a temperatura y presión ambiente y en condiciones de una saturación de agua tras un

periodo en inmersión de 36h. Con anterioridad transcurrió un tiempo relativamente largo de permanencia a temperatura y humedad ambiente (en torno a un mes), presentando una humedad natural inicial media variable entre 0,000 a 0,037% (Tabla 6.XII) y en el momento del ensayo, después de 36 horas en inmersión, entre 0,221 y 0,016% (Tabla 6.XXI).

Se aplicó esta técnica sobre 80 muestras representativas que contienen una disposición con distintos ángulos (β) respecto de la anisotropía principal (foliación).

TABLA 6.XXI.- HUMEDAD RELATIVA DE LAS MUESTRAS EMPLEADAS PARA LA MEDIDA DE LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE ONDAS

Muestra	b (°)	Humedad relativa (%)			
		Max.	Min.	Media	Desv.
C2 P (4)	35	0,018	0,014	0,016	0,002
R2 (4)	0	0,053	0,029	0,040	0,012
R1 (2)	0	0,028	0,021	0,032	0,005
C4 (1)	10	0,068	0,063	0,065	0,002
C4 (1)	45	-	-	0,075	-
C4 (1)	60	-	-	0,085	-
C4 (1)	25	-	-	0,072	-
C2 (1)	90	-	-	0,024	-
C2 (1)	60	-	-	0,030	-
C2 (3)	35	0,030	0,014	0,025	0,009
C2 (2)	25	0,034	0,023	0,029	0,008
C2 (7)	45	0,046	0,024	0,034	0,008
C2 (1)	0	-	-	0,043	-
C3 (2)	60	0,061	0,055	0,058	0,005
C3 (1)	35	-	-	0,025	-
C3 (1)	25	-	-	0,056	-
C3(4)	45	0,115	0,045	0,074	0,030
C1b (1)	0	-	-	0,072	-
C1a(2)	60	0,051	0,048	0,050	0,002
C1a (1)	45	-	-	0,026	-
C1b (1)	10	-	-	0,221	-
C1b (3)	35	0,041	0,030	0,037	0,006
C1a(3)	35	0,045	0,033	0,037	0,006
C1a(4)	25	0,053	0,024	0,032	0,014
C1a(6)	0	0,111	0,022	0,054	0,031
C2M (5)	-	0,116	0,087	0,100	0,012
R5 (5)	-	0,152	0,088	0,119	0,024
C4(1)	-	-	-	0,104	-
C2(1)	-	-	-	0,031	-
C1b(2)	-	0,956	0,394	0,675	0,398
C1a	-	-	-	0,045	-

Las probetas cilíndricas se obtuvieron con un diámetro variable entre 53,26 y 54,22 mm y longitudes muy diversas, en función del material disponible, entre 176 y 36 mm. Así mismo, se tallaron de manera que la foliación formara distintos ángulos

con el plano de la horizontal y paralelo al plano YZ, de tal manera que las ondas viajan en el plano normal al eje de las probetas, según la dirección Z, en el caso de las cilíndricas y en las tres direcciones del espacio para las rectangulares (Fig. 6.34).

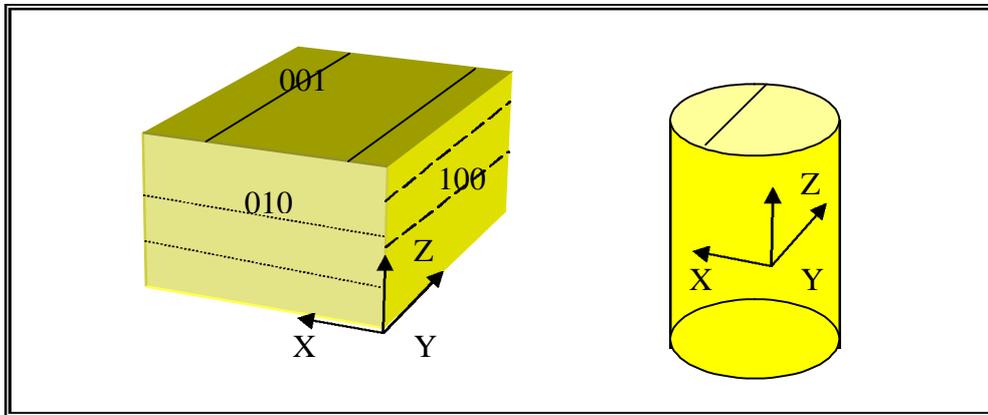


Figura 6.34.- Orientación de las lineaciones principales (lineación de intersección entre la foliación y la estratificación en traza continua) en las probetas ensayadas cuando la foliación se encuentra horizontal, es decir $\beta=0^\circ$

Para las probetas rectangulares se midió la velocidad de las ondas según una dirección perpendicular al plano de foliación principal (001, plano XY), disponiéndose los dos planos restantes (010 y 100) paralelamente a la foliación, según planos XZ e YZ. Las dimensiones varían según la disponibilidad de la muestra de cantera.

Con la medida del tiempo de propagación de estos impulsos a través de la longitud del material rocoso se determina la velocidad de propagación de las ondas “P” y “S”, a partir de las cuales se establecen las constantes elásticas de las rocas aplicando estos métodos dinámicos no destructivos.

Los valores de las constantes elásticas dinámicas son superiores a las estáticas, y se obtienen a partir de la aplicación de las fórmulas propuestas por la A.S.T.M. (en la norma DIN 2.845) para sólidos isótropos y homogéneos. A partir de estas ecuaciones se establece el cálculo de los distintos parámetros que definen el comportamiento ante la deformación de un sólido como son el módulo de Young dinámico (E_{din}), la relación de Poisson dinámica (ν_{din}), el Módulo de elasticidad dinámico (G), el Módulo de compresión (K) y la constante de Lamé (λ) que definen el comportamiento elástico de un cuerpo isótropo (Calleja, 1985; Sharma, 1986;

Alonso, 1986; Jonson y Degraff, 1994; Hassani *et al.*, 1997; Dobrin y Savit, 1988; López, 2000; González de Vallejo *et al.*, 2002; Turcotte, 2002) y cuya formulación se incorpora en la Tabla 6. XXII.

TABLA 6.XXII.- FÓRMULAS PROPUESTAS PARA EL CÁLCULO DE LAS CONSTANTES ELÁSTICAS DINÁMICAS

A.S.T.M. (1976, DIN. 2.845)	González de Vallejo <i>et al.</i> (2002)
$E_{din} = \gamma_d v_s^2 ((3 v_p^2 - 4 v_s^2) / (v_p^2 - v_s^2))$ $v_{din} = (v_p^2 - 2v_s^2) / (2(v_p^2 - v_s^2))$ $G = \gamma_d v_p^2$ $K = \gamma_d v_p^2 - (4G/3)$ $\lambda = \gamma_d (v_p^2 - 2v_s^2)$	$E_{din} = \gamma_d v_p^2 (((1-2v_{din})(1+v_{din})) / (1-v_{din}))$ $E_{din} = 2 \gamma_d v_s^2 (1+v_{din}) (*)$ $v_{din} = ((v_p / v_s)^2 - 2) / (2((v_p / v_s)^2 - 1))$

(*) mediante el cálculo de esta fórmula se obtienen valores ligeramente inferiores del E_{din}

donde:

γ_d = Densidad de la roca calculada

v_p = Velocidad propagación ondas “P”

G = Módulo de rigidez o de cizalla

E_{din} = Módulo de Young dinámico o ratio de esfuerzo-deformación

v_{din} = Relación de Poisson dinámica o ratio de deformación

K = Módulo de compresión

λ = Constante de Lamé

6.3.3.3. Resultados

Para las probetas con formas rectangulares se efectuó, como ya se ha indicado, la medida de la velocidad de propagación de las ondas elásticas en las tres direcciones perpendiculares, con el fin de determinar la variación de las mismas con la principal anisotropía que presentan estas rocas (foliación metamórfica y estratificación). Los resultados quedan reflejados en la Tabla 6.XXIII, variando las velocidades registradas para las ondas “P” entre 2.691 y 6.991 m/s y en las “S” entre 1.172 y 3.482 m/s.

TABLA 6.XXIII.-MEDIDAS DE LA VELOCIDAD DE LAS ONDAS EN PROBETAS RECTANGULARES SEGÚN LAS TRES DIRECCIONES PERPENDICULARES

Formación	Muestra	Vp (m/s)			Vs (m/s)		
		001 (XY)	010 (XZ)	100 (YZ)	001 (XY)	010 (XZ)	100 (YZ)
Casaio	C2-M	3186	6437	6848	1172	3061	3482
	C4	2691	5711	6078	1473	2786	3161
	C1b	3936	5816	6162	2019	2908	3040
	C1a	3666	6442	6636	1990	3221	2903
	C2	3327	6504	6991	1683	3136	3263
Rozadais	R5	3788	5813	5699	1317	2927	2763

Las medidas según las caras 001, perpendicular a los planos de foliación y en las que existe mayor concentración de minerales del grupo de los filosilicatos, son menores que en las otras dos direcciones. Las variaciones entre las velocidades de los planos 010 y 100, están condicionadas por el hecho de que los planos de anisotropía no son perfectamente paralelos sino que presentan una ligera sinuosidad (Calleja, *op. cit.*). También pueden existir interferencias de las ondas elásticas con las bandas de areniscas que contienen este tipo de rocas y ya reseñadas en su descripción microscópica.

Para las medidas efectuadas en la sección 001, tanto las V_p como las V_s , presentan los mayores valores en las pizarras con laminaciones arenosas, es decir las que presentan la estratificación a modo de bandas composicionales, no existiendo esta relación en las otras dos direcciones, por lo que parece influir la presencia de estas bandas en un aumento de la velocidad de transmisión de las ondas.

Estas rocas laminadas pueden considerarse anisótropas en cuanto a las velocidades de propagación de las ondas elásticas, aunque transversalmente ofrecen también variación de las ondas con respecto a la dirección normal a la anisotropía principal, constituida por los planos de foliación metamórfica.

Las medidas de las ondas V_p se han valorado como bajas-moderadas según la dirección 001 para las realizadas en la Formación Casaio y moderadas en la de Rozadais, mientras que para las otras direcciones, 010 y 100, se han reconocido como muy altas.

Las determinaciones de las ondas V_s se consideran como muy bajas para la dirección 001 de todos los litotipos definidos, mientras que para las direcciones 010 y 100 son bajas.

Se ha calculado la relación entre las velocidades con distintas orientaciones para conocer el comportamiento de la anisotropía a lo largo del plano de foliación (anisotropía principal de la pizarra) y como podría influir el bandeado de areniscas observado en el microscopio. En la Tabla 6.XXIV, se recogen los valores obtenidos, siendo muy próximas las relaciones entre los planos normales a la foliación, lo que significa que las variaciones texturales observadas no afectan a la velocidad de las ondas, en dichas direcciones.

La relación de las velocidades medidas en las direcciones paralelas a la foliación son muy próximas para los distintos litotipos definidos e incluso pueden alcanzar la unidad como es el caso de las pizarras de muro de Rozadais, lo que indicaría que estas rocas tendrán igual comportamiento a lo largo de los planos de foliación, no influyendo la presencia del bandeado composicional observable a escala microscópica en la velocidad de propagación de las ondas “P” y “S”.

TABLA 6.XXIV.- VARIACIÓN DE LAS VELOCIDADES DE ONDAS SEGÚN PLANOS PERPENDICULARES

Relación entre velocidades de distintos planos						
Muestra	Vp (m/s)			Vs (m/s)		
	001/010 (XY/XZ)	001/100 (XY/YZ)	010/100 (XZ/YZ)	001/010 (XY/XZ)	001/100 (XY/YZ)	010/100 (XZ/YZ)
C2-M	0,49	0,46	0,94	0,38	0,33	0,87
C4	0,47	0,44	0,94	0,52	0,46	0,88
C1b	0,67	0,63	0,94	0,69	0,66	0,95
C1a	0,56	0,55	0,97	0,61	0,68	1,11
C2	0,51	0,47	0,93	0,53	0,51	0,96
R5	0,65	0,66	1,02	0,45	0,47	1,05

El índice de anisotropía para cada tipo de onda se estableció a partir de los valores de sus velocidades en las distintas orientaciones mediante la expresión:

$$I_{a_v} = 010+100/001$$

En la Tabla 6.XXV se resume la estimación de este índice según la clasificación de Ramamurphy (1993), quedando definida como medio–alto, según los resultados obtenidos.

TABLA 6.XXV.- VALORACIÓN DEL ÍNDICE DE ANISOTROPÍA PARA LAS ONDAS “P” Y “S”

Formación	Muestra	Ia _{vp}	Valoración anisotropía Vp	Ia _{vs}	Valoración anisotropía Vs
Casaio	C2-M	4,17	Alta	5,58	Alta
	C4	4,38	Alta	4,04	Alta
	C1b	3,04	Media	2,95	Media
	C1a	3,57	Media	3,08	Media
	C2	4,06	Alta	3,80	Media
Rozadais	R5	3,04	Media	4,32	Alta

Pernia *et al.* (1986) efectuaron medidas de la velocidad de propagación de las ondas en pizarras con distintas orientaciones de la anisotropía, siendo A la dirección paralela al alargamiento de los granos, B dirección del plano de esquistosidad y C perpendicular a la superficie de esquistosidad. Se obtuvieron datos para 4 clases de pizarras de procedencia desconocida. Los resultados obtenidos se resumen en la Tabla 6.XXVI siendo los valores calculados próximos y de igual magnitud que los obtenidos en las pizarras de este estudio.

Estos autores atribuyen las diferencias encontradas para las distintas orientaciones a la anisotropía que presentan estas rocas, siendo mayor en la relación entre la velocidad de propagación normal a la foliación y menor en la dirección de alargamiento de los granos en el plano de foliación. El índice de anisotropía lo definen como:

$$Ia = \text{Max } V_p / \text{Min } V_p$$

Este parámetro varía entre 1,36 y 2,05, mientras que el Ia_{vp} varía entre 2,66 y 4,38, siendo clasificado este rango de anisotropía, como medio, según Ramamurphy (1993), y considerado como similar al obtenido para las pizarras de estudio en el presente trabajo.

TABLA 6.XXVI.- DETERMINACIÓN DE LA VELOCIDAD DE ONDAS “P” PARA PIZARRAS Y VALORACIÓN DEL ÍNDICE DE ANISOTROPÍA

Pizarras	Dirección	Vp (m/s)	Ia	Ia _{vp}
Clase 1	A	6.655	1,76	3,34
	B	5.990		
	C	3.780		
Clase 2	A	6.510	1,36	2,66
	B	6.220		
	C	4.785		
Clase 3	A	6.360	1,83	3,62
	B	6.200		
	C	3.470		
Clase 4	A	6.630	2,05	3,92
	B	6.275		
	C	3.290		
C2M	A	6848	2,4	4,16
	B	6437		
	C	3186		
C4	A	6078	2,25	4,38
	B	5711		
	C	2691		
C1b	A	6162	1,56	3,04
	B	5816		
	C	3936		
C1a	A	6636	1,81	3,56
	B	6442		
	C	3666		
C2	A	6991	2,10	4,05
	B	6504		
	C	3327		
R5	A	5699	1,50	3,03
	B	5813		
	C	3788		

(Basado en Pernia *et al.*, 1986)

Así mismo, de acuerdo con los trabajos llevados a cabo por Zappone *et al.* (2000) sobre la medida de la velocidad de propagación de las ondas “P” en el laboratorio para rocas de la Cordillera Bética, se constata una notable igualdad con las efectuadas en las pizarras del Sinclinal de Truchas.

La máxima velocidad registrada es en la dirección paralela a la lineación mineral, la intermedia cuando las ondas viajan en paralelo a la foliación y la mínima si es normal a la misma. Los valores de la velocidad de las ondas “P” medidas para las rocas de bajo grado metamórfico del Complejo Nevado-Filábride varían entre 6.180 y 5.010 m/s, mientras que para las rocas de grado metamórfico medio del Complejo Alpujárride están comprendidas entre 6.780 y 5.780 m/s, y para las rocas

de alto grado de metamorfismo las velocidades registradas varían entre 6.350 y 7.460 m/s.

En la Fig.6 35 se representan las medidas registradas según la dirección de mayor velocidad para las muestras de las Béticas y las obtenidas para la Formación Casaio en el Sinclinal de Truchas.

Se puede confirmar un aumento en la velocidad de propagación de las ondas con el grado de metamorfismo en las rocas pertenecientes a las Béticas mientras que en las probetas rectangulares de las pizarras de las formaciones Casaio y Rozadais se obtienen las mejores transmisiones en las rocas con el mayor grado de desarrollo de la foliación y el menor contenido en cuarzo.

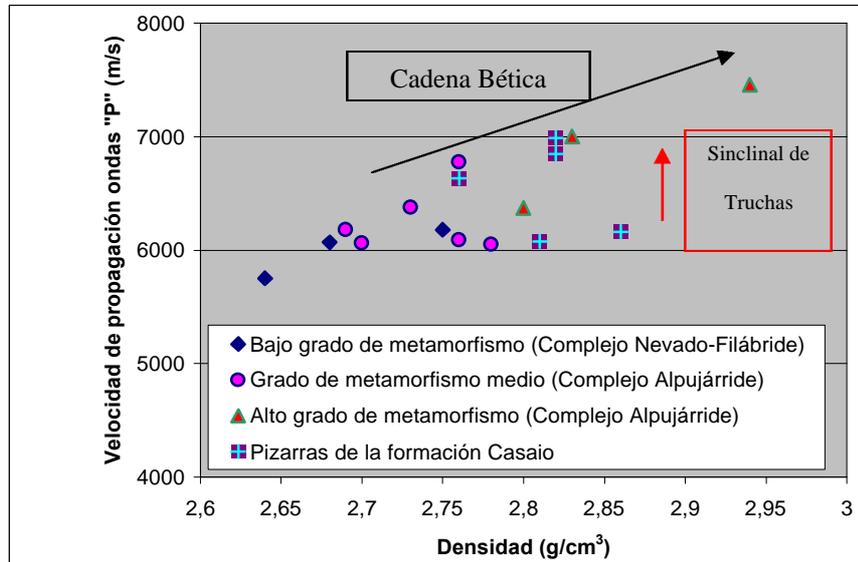


Figura 6.35.- Representación de las Velocidades ondas “P” para distintas rocas metamórficas según la dirección de mayor velocidad obtenidas por Zappone *et al.* (2000) con medidas de las densidades de las rocas a P = 280 MPa y los valores obtenidos en las probetas rectangulares del Sinclinal de Truchas a partir de las densidades y velocidades de la rocas a P = 0 MPa

Los resultados de las medidas efectuadas principalmente sobre probetas cilíndricas, y en menor medida para muestras rectangulares se recogen en la Tabla 6.XXVII. Se especifica la orientación que presenta la foliación con respecto a un plano horizontal (β en grados) y el número de probetas disponible para cada orientación, junto con los valores de las velocidades de las ondas “P” y “S” registradas.

Los valores máximos en las velocidades de propagación de las ondas, tanto “P” como “S”, para el conjunto de muestras analizadas se alcanzan para las orientaciones del ángulo de foliación con respecto a la horizontal (β) de 90° y a 0° la mínima.

Se interpretan las ondas “P” porque la relación de estas con las ondas “S” es aproximadamente siempre la mitad del valor de las primeras.

TABLA 6.XXVII.-RESULTADOS DE LAS VELOCIDADES “P” Y “S” EN PROBETAS DE PIZARRAS DEL SINCLINAL DE TRUCHAS

Formación	Muestra	Probeta	b	Vp media (m/s)	Vs media (m/s)	Vp/Vs
Rozadais	R2 (4)	Cilíndrica	0	3989	1899	2,10
	R2 (4) (*)	Cilíndrica	30	4601	2228	2,06
	R1 (3)	Cilíndrica	0	4729	2489	1,90
	R1	Cilíndrica	90	6154	3385	1,82
	R2 (2)	Cilíndrica	90	6362	4769	1,33
	R5(5)	Rectangular	0	3788	1317	2,88
	R5(2) (*)	Cilíndrica	30	4922	2455	2,00
	R5 (10)	Rectangular	90	5756	2845	2,02
Casaio	C4(4)	Cilíndrica	10	3250	1774	1,83
	C4	Cilíndrica	45	4361	2181	2,00
	C4	Cilíndrica	60	4759	2826	1,68
	C4(2)	Rectangular	90	5894	2973	1,98
	C4	Rectangular	0	2691	1473	1,83
	C4	Cilíndrica	25	4352	2210	1,97
	C2	Cilíndrica+ Rectangular	90	6743	3126	2,16
	C2	Cilíndrica	60	5333	2783	1,92
	C2 (3)	Cilíndrica	35	4692	2499	1,88
	C2 (2)	Cilíndrica	25	4190	2414	1,74
	C2 (7)	Cilíndrica	45	4551	2423	1,88
	C2	Cilíndrica+ Rectangular	0	3743	1860	2,01
	C3 (2)	Cilíndrica	60	5386	2695	2,00
	C3	Cilíndrica	25	4241	2121	2,00
	C3	Cilíndrica	35	4377	2278	1,92
	C3 (4)	Cilíndrica	45	4557	2131	2,14
	C1a	Cilíndrica	90	6539	3062	2,14
	C1a (2)	Cilíndrica	60	5100	2336	2,18
	C1a	Cilíndrica	45	4453	2284	1,95
	C1a (3)	Cilíndrica	35	4354	2310	1,88
	C1a (4)	Cilíndrica	25	4125	2301	1,79
	C1a (6)	Cilíndrica+ Rectangular	0	4057	2284	1,78
	C1b	Cilíndrica+ Rectangular	0	3577	1873	1,91
	C1b	Cilíndrica	10	3546	1196	2,96
	C1b (3)	Cilíndrica	35	4465	2408	1,85
	C1b	Cilíndrica	90	5989	2974	2,01

(El número de probetas medidas se indica entre paréntesis siendo para el resto de los casos la unidad) (*) Resultados según informe CEDEX (1998)

Las velocidades de ondas “P” mínimas y máximas registradas en Rozadais varían entre 4.729 y 6.154 m/s para R1, mientras que para R2 se registra el rango más amplio de variación desde 3.989 a 6.362 m/s, e idéntico rango se obtuvo en R5 comprendido entre 3.788 y 5.756 m/s.

Para las medidas efectuadas en las probetas de Casaio se establece que en C4 la velocidad de las ondas “P” se sitúan entre 2.691 y 5.894m/s, en C2 entre 3.743 y 6.743m/s, de 4.057 a 6.539 m/s para C1a, y de 3.577 a 5.989 m/s en C1b.

La velocidad de las ondas medidas en las probetas C2-M y C2 de la Tabla 6. XXV está parcialmente condicionada por la presencia de sulfuros pudiéndose establecer una relación entre el contenido en sulfuros y la velocidad de propagación. Los valores mínimos obtenidos en el laboratorio para cada uno de los litotipos estudiados se muestran en la Fig. 6.36.

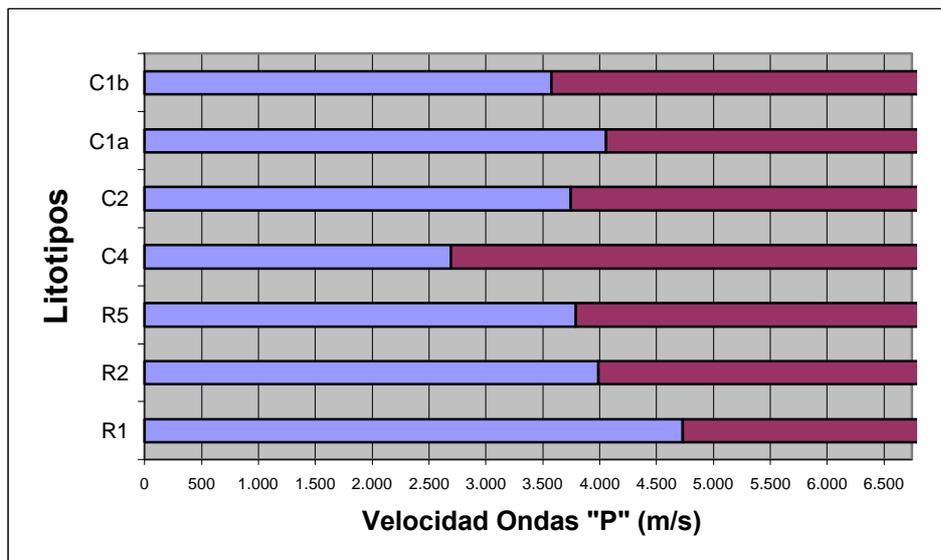


Figura 6.36.- Mínimas velocidades de propagación para pizarras de las Formaciones Rozadais (R) y Casaio (C) ($\beta = 0^\circ$)

En la Fig. 6.37 se puede observar la relación que existe entre la velocidad de propagación de las ondas “P” con la distinta orientación de los planos de anisotropía, deduciéndose una correlación positiva entre ambas. Se puede establecer que cuando el ángulo de anisotropía es de 0° se obtiene el menor valor de la velocidad de propagación de las ondas, produciéndose un aumento de la misma a

medida que se dispone hacia la verticalidad, hasta alcanzar un máximo cuando se corresponde con 90°. Idénticos resultados se confirman para las ondas “S”.

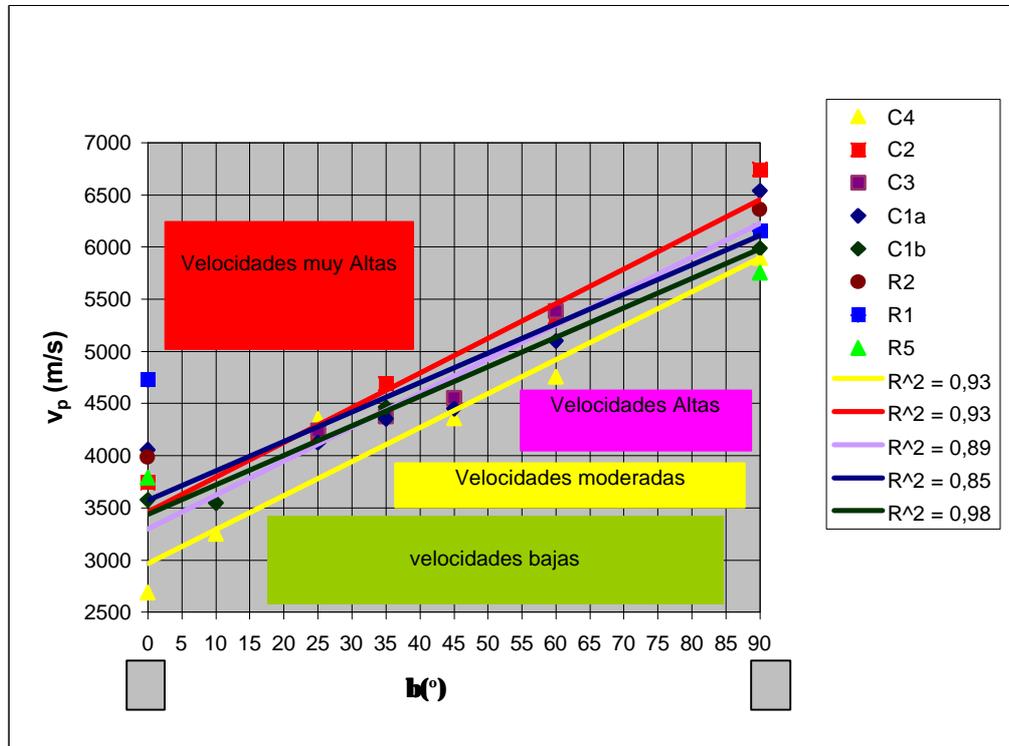


Figura 6.37.- Correlación velocidad ultrasonidos con ángulo de anisotropía principal (β) en materiales pizarrosos (Rozadais "R" y Casaio "C") del Sinclinal de Truchas

Uno de los resultados más interesantes en la aplicación de esta técnica lo constituye cuando se obtienen las velocidades máximas (es decir $\beta=90^\circ$) en las distintas pizarras analizadas, ya que podrían utilizarse para clasificar las mismas según su facilidad a la foliación (Fig. 6.38). De esta manera se puede establecer que a mayor velocidad de propagación de las ondas “P”, cuando se miden en la dirección paralela a los planos de foliación, mayor facilidad a la hendidura en base a la experiencia de labrado de las rocas objeto de estudio en el campo. Los máximos valores se obtienen para la pizarra fina de Casaio (C2) del conjunto de las muestras de esta formación, mientras que el valor máximo para las muestras correspondientes a la Formación de Rozadais es también para la pizarra fina (R2).

En base a estas investigaciones se puede establecer que existe una relación directa del registro de la velocidad de las ondas “P” medida a lo largo de los planos de foliación con la facilidad a la hienda, pudiéndose emplear esta técnica para la

clasificación de los distintos bloques a labrar de pizarra dentro del proceso de transformación de la pizarra, estableciendo su interrelación con la calidad de la misma.

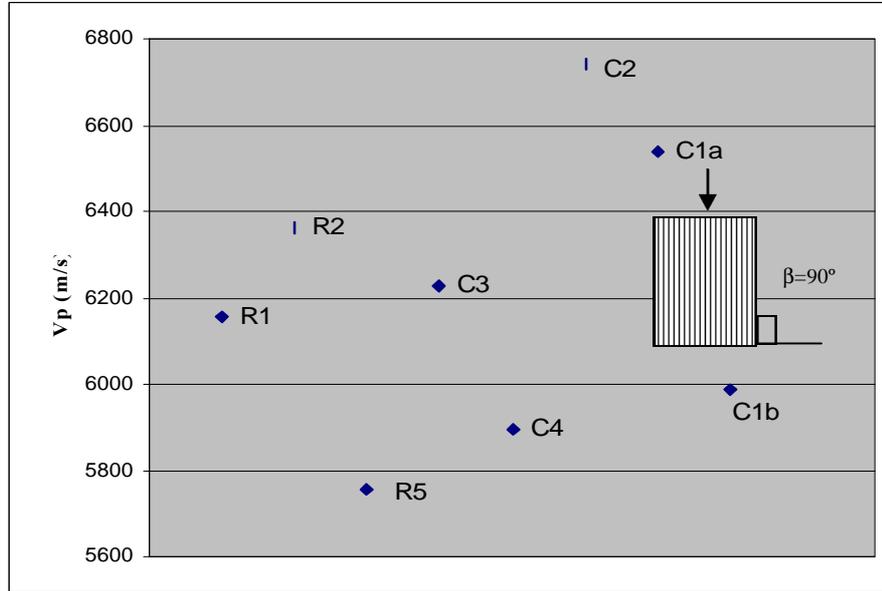


Figura 6.38.- Velocidades “P” máximas registradas, cuando la anisotropía principal se dispone a 90° (β) para materiales pizarrosos (Rozadais "R" y Casaio "C") del Sinclinal de Truchas

En la Tabla 6.XXVIII se recogen las correlaciones lineales y su coeficiente para cada uno de los litotipos diferenciados. Es destacable el hecho de que son muy altas para la transmisión de las ondas “P”, y más bajas para la de las ondas “S”, aunque igualmente muy altas para C2 y C4 e inferiores con respecto a las ondas longitudinales para el resto de los litotipos. Esta elevada correlación de la transmisión de las ondas con el ángulo de anisotropía vuelve a poner de relieve el grado de interferencia de la inclinación del plano de anisotropía en el registro de las velocidades de las ondas a través de materiales pizarrosos en los ensayos de laboratorio.

TABLA 6.XXXVIII.- CORRELACIONES LINEALES Y AJUSTE PARA LAS VELOCIDADES DE PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS FRENTE AL ÁNGULO DE ANISOTROPÍA

Muestra	Correlación v_s frente a la orientación de foliación (β)		Correlación v_p frente a la orientación de foliación (β)	
	Lineal	R^2	Lineal	R^2
C2	$V_s=13.34 \beta+1950$	0.94	$V_p=33.22 \beta+3463$	0.93
C4	$V_s=16.54 \beta+1605$	0.91	$V_p=32.56 \beta+2970$	0.93
C3	$V_s=14.68 \beta+1701$	0.66	$V_p=32.60 \beta+3295$	0.89
C1a	$V_s=7.88 \beta+2094$	0.61	$V_p=28.22 \beta+3572$	0.85
C1b	$V_s=16.16 \beta+1567$	0.73	$V_p=28.24 \beta+3441$	0.98

En la Fig. 6.39 se ha valorado la velocidad de las ondas en relación a la longitud de las probetas ensayadas. Se puede establecer que no existe correlación de la velocidad de las ondas “P” con la longitud de tales probetas y es muy baja para el caso de las ondas “S”.

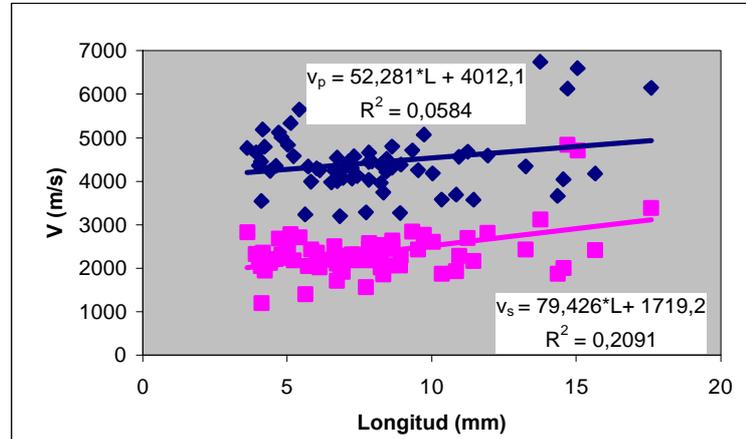


Figura 6.39.- Variación de las ondas V_p y V_s (m/s) con la longitud de las probetas (mm)

Finalmente cuando se analizan las medidas efectuadas para cada grupo de probetas de idénticas características se obtiene una correlación mejor de las velocidades de transmisión de las ondas “P”, que en el caso anterior, con la longitud de las probetas (Fig. 6.40). Las mejores analogías parecen estar relacionadas con los grupos de muestras que presentan menor variación en cuanto a la longitud de probeta.

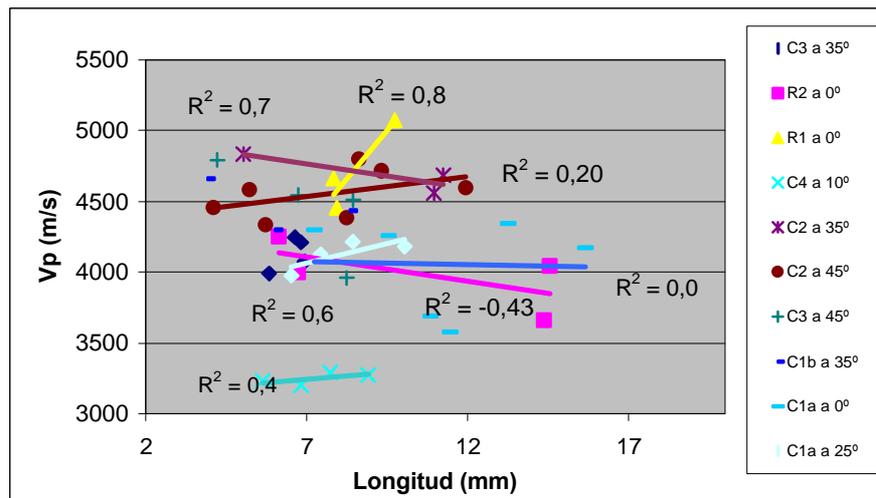


Figura 6.40.- Variación V_p frente a la longitud de la probeta para los distintos ángulos

6.3.3.4. Cálculo de la deformación: constantes elásticas dinámicas

6.3.3.4.1. Metodología

La deformación que exhiben las rocas queda establecida a partir del estudio de la propagación de ondas elásticas en las rocas por el módulo de Young y el coeficiente de Poisson, junto con los de rigidez o cizalla (Fig. 6.41) mediante los cálculos teóricos establecidos por la ASTM para la determinación de las constantes elásticas dinámicas.

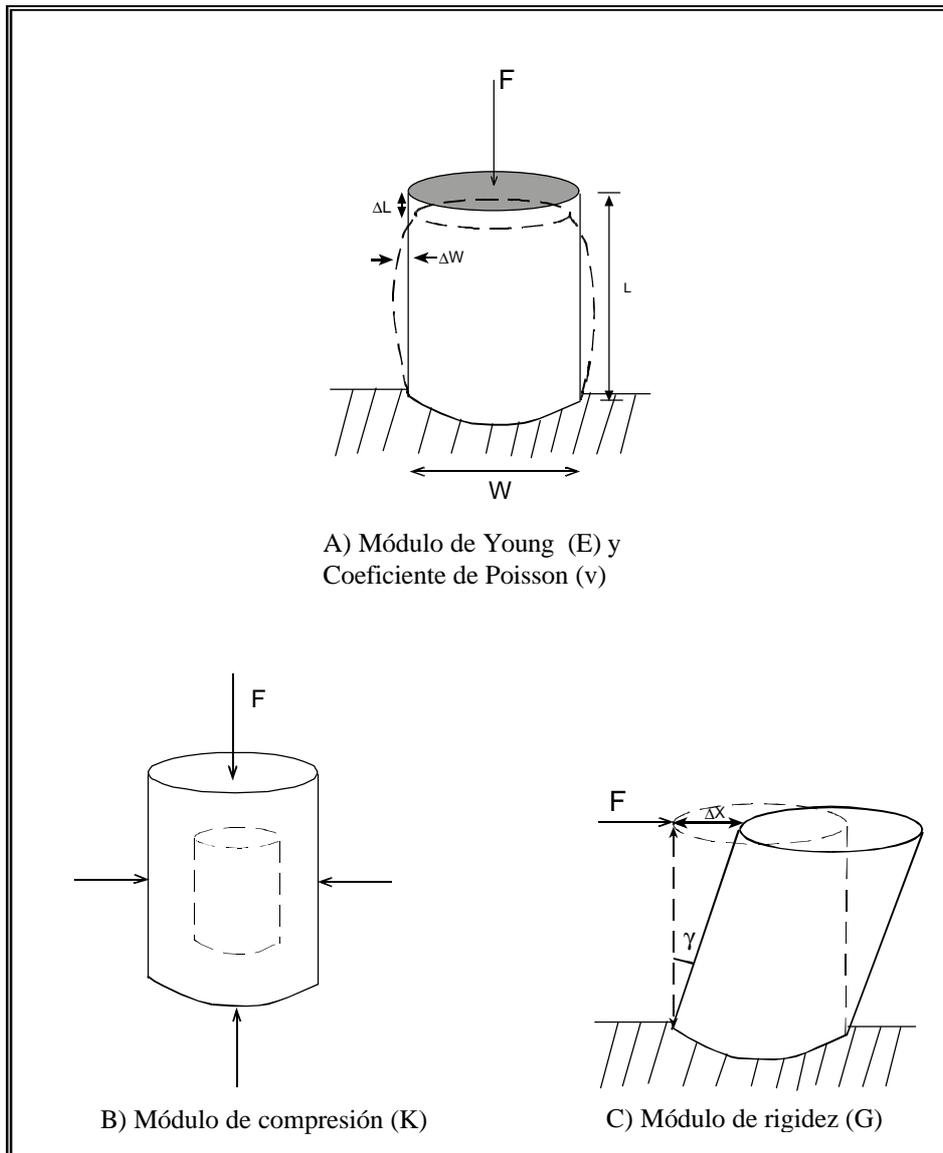


Figura 6.41.- Módulos elásticos (modificado de Davenport *et al.*, 1978)

El módulo de Young hace referencia a la resistencia que opone una probeta de roca ante un esfuerzo compresivo, el coeficiente de Poisson cuantifica la variación del área de la sección de una probeta de roca con la deformación longitudinal, como respuesta a un esfuerzo perpendicular al diámetro de la misma. El módulo de rigidez determina la resistencia en una probeta de roca ante un esfuerzo de cizalla, mientras que el módulo de compresibilidad o de volumen refleja la relación entre la presión y el cambio unitario de volumen, como respuesta a un esfuerzo compresional.

6.3.3.4.2. Resultados

Aplicando las ecuaciones de las constantes dinámicas de la Tabla 6.XXIX para las medidas de las velocidades ultrasónicas, especialmente en probetas cilíndricas –aunque también se calculó el módulo de Young dinámico y Poisson para las probetas rectangulares–, se obtienen los parámetros elásticos dinámicos que se recogen en las Tablas 6.XXX y XXXI.

El cálculo de las constantes dinámicas se ha realizado a partir del valor de referencia de densidad obtenido para las litología C2 y R2 de $2,82 \text{ g/m}^3$, para la R1, R5, C3 y C4 de $2,81 \text{ g/m}^3$, y para C1a y C1b se obtuvo un valor de la densidad de $2,76 \text{ g/m}^3$.

La representación gráfica de los valores obtenidos para las constantes dinámicas en relación con la inclinación del plano de anisotropía principal y la horizontal (β), permite establecer que existe una correspondencia directa entre las constantes dinámicas y el ángulo de inclinación para todas las constantes calculadas, si se exceptúa al coeficiente de Poisson (Figs. 6.42 a 6.46).

El módulo de Young frente a la inclinación del ángulo de anisotropía presenta correlación lineal buena y del orden de 0,9 para las muestras C3, C4 y de 0,8 para C1b. También se dan correlaciones buenas de 0,6 para C1a en las muestras para las que se pudo establecer, es decir para las de la Formación Casaio.

TABLA 6.XXIX.- VALORES DE LAS CONSTANTES DINÁMICAS (MÓDULO DE YOUNG Y POISSON) CALCULADAS A PARTIR DE LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE ONDAS ELÁSTICAS EN PIZARRAS

Formación	Muestra	$\alpha(^{\circ})$	$E_{din} \times 10^4 (MPa)$				ν_{din}			
			Máx.	Min.	Media	Desv.	Máx.	Min.	Media	Desv.
Rozadais	R2 (4)	0	3,10	2,30	2,76	0,32	0,39	0,32	0,35	0,02
	R1 (3)	0	5,54	3,79	4,58	0,72	0,33	0,29	0,31	0,02
	R5(5)	0	1,95	0,97	1,40	0,33	0,46	0,34	0,42	0,05
	R1	90	-	-	8,25	-	-	-	0,31	-
	R2 (2)	90	12,28	8,87	10,58	1,70	-0,02	-0,33	-0,17	0,16
	R5 (10)	90	7,04	4,57	6,11	0,72	0,36	0,32	0,34	0,01
Casaio	C4(4)	10	2,80	1,54	2,23	0,55	0,38	0,14	0,26	0,11
	C4	45	-	-	3,56	-	-	-	0,33	-
	C4	60	-	-	5,51	-	-	-	0,23	-
	C4	0	-	-	1,57	-	-	-	0,28	-
	C4(2)	90	7,38	5,86	6,62	0,76	0,34	0,31	0,33	0,01
	C4	25	-	-	3,66	-	-	-	0,32	-
	C2	90	-	-	7,49	-	-	-	0,36	-
	C2	60	-	-	5,71	-	-	-	0,31	-
	C2 (4)	35	4,38	2,83	3,65	0,59	0,36	0,21	0,28	0,06
	C2 (2)	25	4,42	3,82	4,12	0,30	0,26	0,24	0,25	0,01
	C2 (7)	45	5,54	3,20	4,31	0,93	0,37	0,20	0,29	0,06
	C2	0	-	-	2,61	-	-	-	0,34	-
	C3 (2)	60	5,58	5,29	5,43	0,14	0,35	0,31	0,33	0,22
	C3	25	-	-	3,37	-	-	-	0,33	-
	C3	35	-	-	3,83	-	-	-	0,31	-
	C3 (4)	45	4,36	3,00	3,44	0,55	0,40	0,34	0,29	0,04
	C1a (2)	90	7,64	6,43	7,03	0,60	0,38	0,33	0,36	0,02
	C1a (2)	60	4,20	4,03	4,12	0,09	0,37	0,36	0,37	-
	C1a	45	-	-	3,80	-	-	-	0,32	-
	C1a (3)	35	4,24	3,51	3,76	0,34	0,35	0,16	0,28	0,09
	C1a (4)	25	4,45	3,16	3,70	0,48	0,34	0,18	0,27	0,06
	C1a (6)	0	4,16	2,71	3,66	0,55	0,31	0,21	0,27	0,03
	C1b	0	-	-	2,54	-	-	-	0,31	-
	C1b	10	-	-	1,13	-	-	-	0,44	-
	C1b (3)	35	4,57	4,00	4,19	0,27	0,33	0,26	0,29	0,03
	C1b	90	6,70	6,29	6,50	0,17	0,38	0,31	0,33	0,03

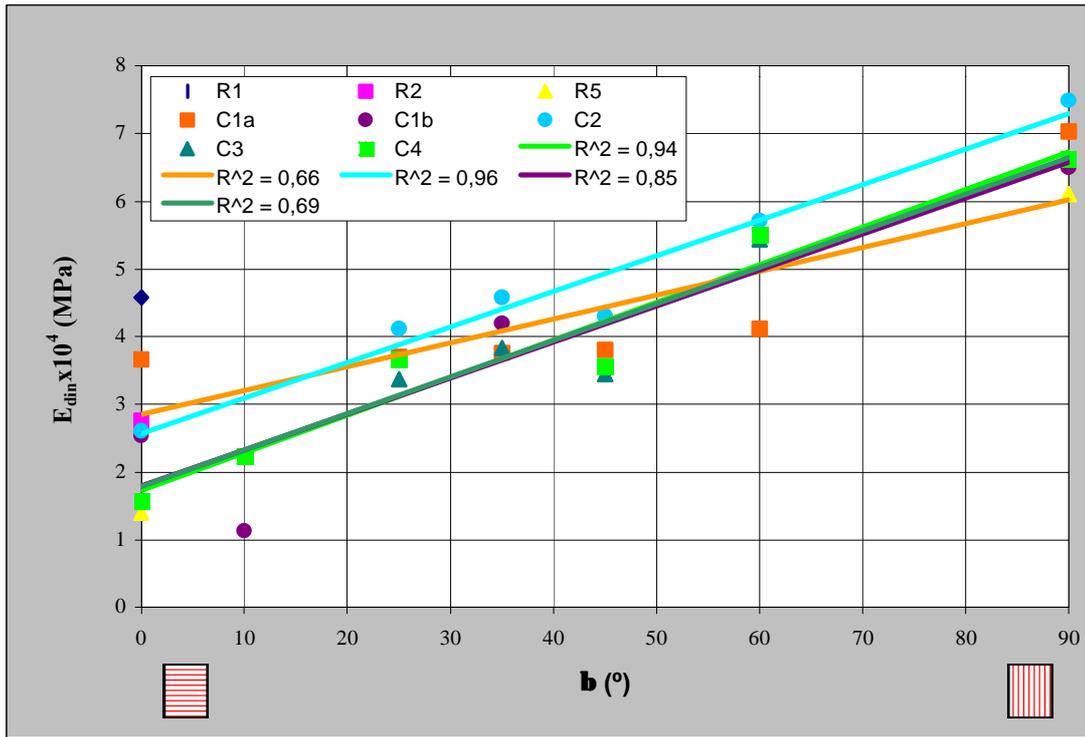


Figura 6.42.- Relación entre el módulo dinámico de Young y la orientación de la anisotropía principal

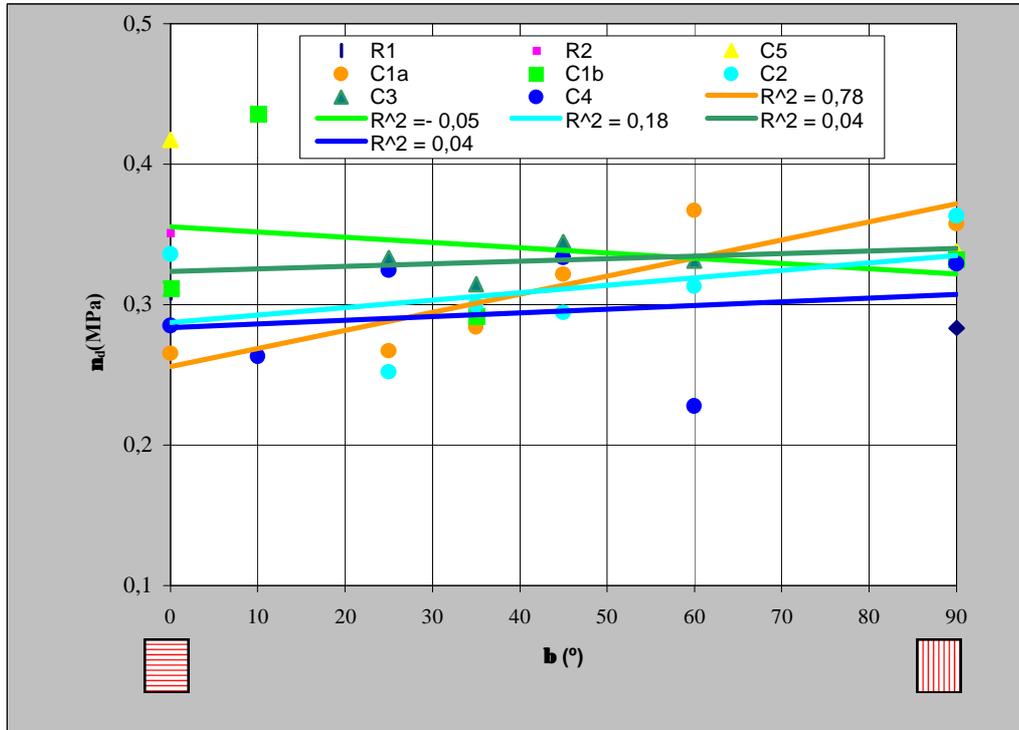


Figura 6.43.- Coeficiente de Poisson frente a orientación de la anisotropía principal

La variación del coeficiente de Poisson frente al ángulo de anisotropía es muy distinta y no existe correlación o son muy malas entre ambos parámetros, a excepción para la C2 que es buena (Fig.6.43).

TABLA 6.XXX.- CONSTANTES DINÁMICAS CALCULADAS A PARTIR DE LA VELOCIDAD DE PROPAGACIÓN DE ONDAS ELÁSTICAS EN PIZARRAS (MÓDULO DE RIGIDEZ, CIZALLA Y CONSTANTE DE LAMÉ)

Formación	Muestra	b(°)	G _{din} x10 ⁴ (MPa)				k _{din} x10 ⁴ (MPa)				I _{din} x 10 ⁷ (MPa)			
			Máx.	Min.	Media	Desv.	Máx.	Min.	Media	Desv.	Máx.	Min.	Media	Desv.
Rozadais	R2 (4)	0	1,15	0,83	1,02	0,13	3,58	2,47	3,14	0,42	3,96	2,80	3,48	0,43
	R1 (3)	0	2,15	1,08	1,64	0,44	4,36	2,77	3,66	0,66	5,07	3,13	4,21	0,81
	R5(5)	0	0,70	0,33	0,49	0,12	4,83	1,31	3,48	1,24	5,00	1,46	3,65	1,24
	R1	90	-	-	2,43	-	-	-	4,79	-	-	-	5,60	-
	R2 (2)	90	6,59	6,24	6,42	0,18	3,97	1,79	2,88	1,09	6,05	3,99	5,02	1,03
	R5 (10)	90	2,67	1,84	2,36	0,26	7,05	5,53	6,39	0,49	7,86	6,30	7,18	0,53
Casaio	C4(4)	10	1,20	0,26	0,91	0,29	2,20	1,28	1,76	0,41	2,38	1,68	2,06	0,31
	C4	45	-	-	1,34	-	-	-	3,56	-	-	-	4,01	-
	C4	60	-	-	2,24	-	-	-	3,37	-	-	-	4,12	-
	C4	0	-	-	0,61	-	-	-	1,22	-	-	-	1,42	-
	C4(2)	90	2,81	0,61	1,86	0,80	6,64	1,22	5,07	2,23	7,59	1,42	5,69	2,48
	C4	25	-	-	1,38	-	-	-	3,48	-	-	-	3,94	-
	C2	90	-	-	2,76	-	-	-	9,15	-	-	-	10,07	-
	C2	60	-	-	2,18	-	-	-	5,11	-	-	-	5,84	-
	C2 (3)	35	2,06	1,47	1,77	0,24	4,21	3,44	3,86	0,32	4,81	4,13	4,44	0,28
	C2 (2)	25	1,78	1,52	1,65	0,13	2,89	2,64	2,76	0,12	3,48	3,14	3,31	0,17
	C2 (7)	45	2,28	1,18	1,68	0,44	4,14	2,97	3,60	0,42	4,58	3,71	4,16	0,33
	C2	0	-	-	0,98	-	-	-	2,65	-	-	-	2,98	-
	C3 (2)	60	2,07	2,02	2,04	0,03	6,21	4,69	5,45	0,76	6,90	5,36	6,13	0,77
	C3	25	-	-	1,26	-	-	-	3,37	-	-	-	3,79	-
	C3	35	-	-	1,46	-	-	-	3,44	-	-	-	3,93	-
	C3 (4)	45	1,69	1,07	1,29	0,24	5,02	2,88	3,88	0,80	5,38	3,26	4,31	0,77
	C1a (2)	90	2,86	2,18	2,54	0,30	9,05	6,26	7,04	1,08	9,83	6,98	8,24	1,08
	C1a (2)	60	1,53	1,48	1,51	0,03	5,38	4,97	5,17	0,21	5,89	5,46	5,68	0,22
	C1a	45	-	-	1,44	-	-	-	3,55	-	-	-	4,03	-
	C1a (3)	35	1,83	1,31	1,48	0,25	4,03	2,06	3,27	0,87	4,47	2,67	3,76	0,79
	C1a (4)	25	1,89	1,18	1,47	0,26	3,33	2,31	2,74	0,37	3,73	2,94	3,23	0,31
	C1a (6)	0	1,64	1,03	1,45	0,22	3,13	1,80	2,64	0,45	3,62	2,23	3,12	0,50
C1b	0	-	-	0,97	-	-	-	2,24	-	-	-	2,56	-	
C1b	10	-	-	0,39	-	-	-	2,94	-	-	-	3,08	-	
C1b (3)	35	1,78	1,50	1,60	0,13	4,00	3,05	3,37	0,44	4,50	3,58	3,91	0,42	
C1b (4)	90	2,56	2,31	2,42	0,11	9,83	6,63	7,96	1,43	9,83	6,63	7,96	1,43	

En el cálculo del módulo de rigidez (G) para estas pizarras se obtuvieron correlaciones buenas (0,5-0,6) y muy buenas (0,7-0,9) de este parámetro frente al

ángulo de anisotropía, a partir de las litologías analizadas de las pizarras de la Formación Casaio (Fig. 6.44).

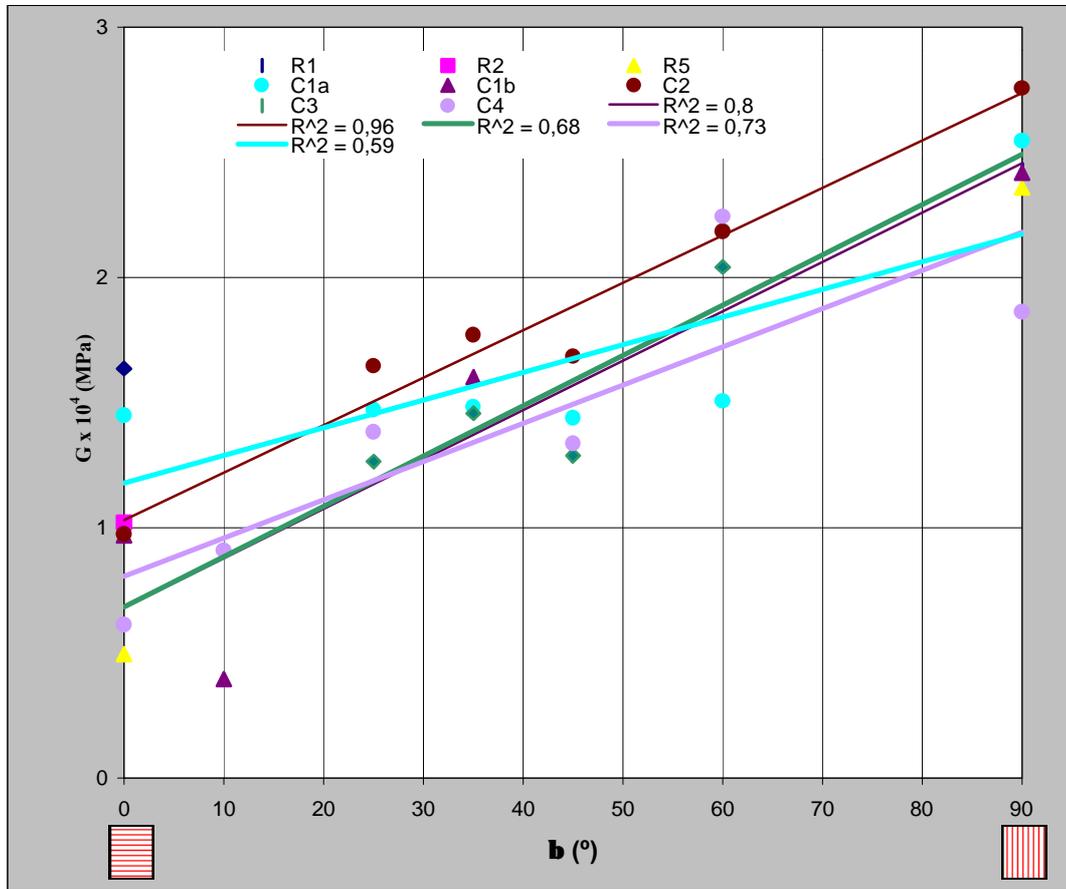


Figura 6.44- Relación del módulo de rigidez frente al ángulo de anisotropía principal

En las Fig. 6.45 y 6.46 se registran los valores obtenidos para el módulo de compresión (K) y la constante de Lamé (λ) frente al ángulo de variación de la anisotropía con la dirección de la medida de las propiedades elásticas. Presentan una relación lineal entre ambos parámetros con correlaciones muy buenas de 0,8-0,9 para todos los tipos definidos para la Formación Casaio.

En general, para cada una de las constantes elásticas calculadas en estas pizarras, los máximos valores se obtienen para las orientaciones del ángulo de la foliación a 90° y los mínimos para 0° , independientemente del litotipo de la muestra analizada, para todas las constantes elásticas, (Figs. 6.47 y 6.48). La excepción la representa el módulo de Poisson, donde se observa una independencia del ángulo de la anisotropía con dicha constante de las rocas y para la que los valores mínimos se

corresponden con distintos ángulos en cada una de las muestras analizadas (C4 a 60°, C2 a 25°, C3 a 45°, C1a a 0 y 25° y C1b a 35°) confirmando que no existe relación entre dicho parámetro con la inclinación del ángulo de anisotropía.

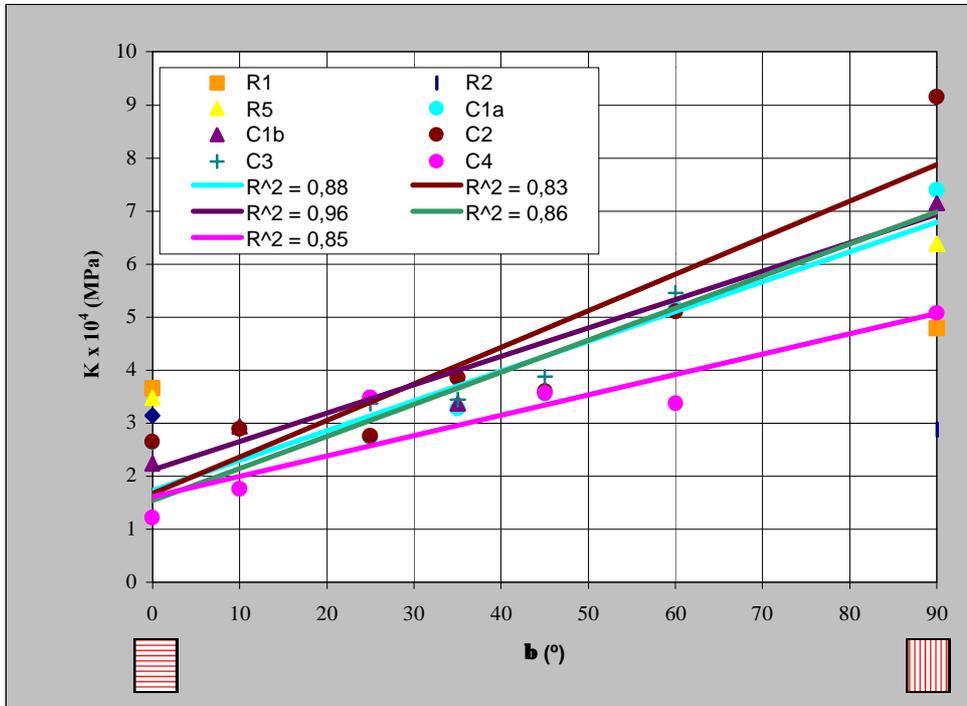


Figura 6.45.-Correlación del módulo de compresión y la orientación del ángulo de foliación (β) para pizarras del Sinclinal de Truchas

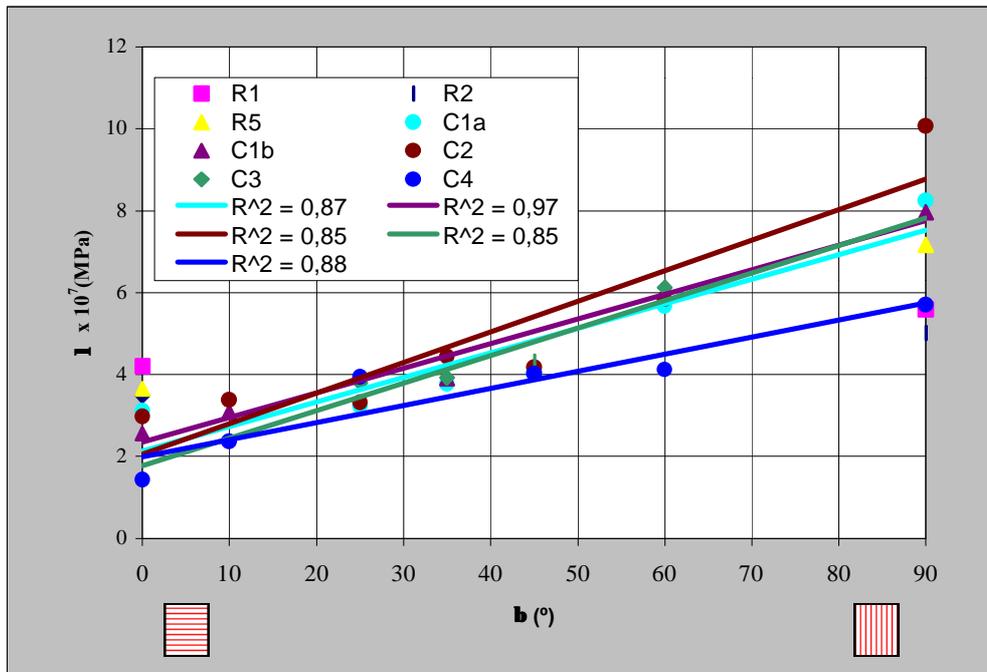


Figura 6.46.-Relación de la constante de Lamé con respecto al ángulo de la anisotropía principal en pizarras del Sinclinal de Truchas

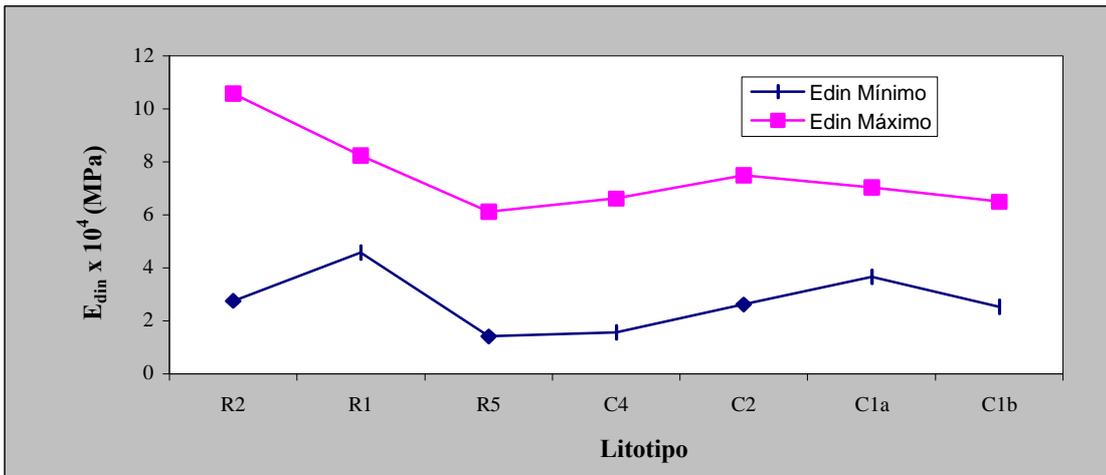


Figura 6.47.- Variación del módulo de Young dinámico para los valores máximos y mínimos ($\beta = 90^\circ$ y 0° respectivamente)

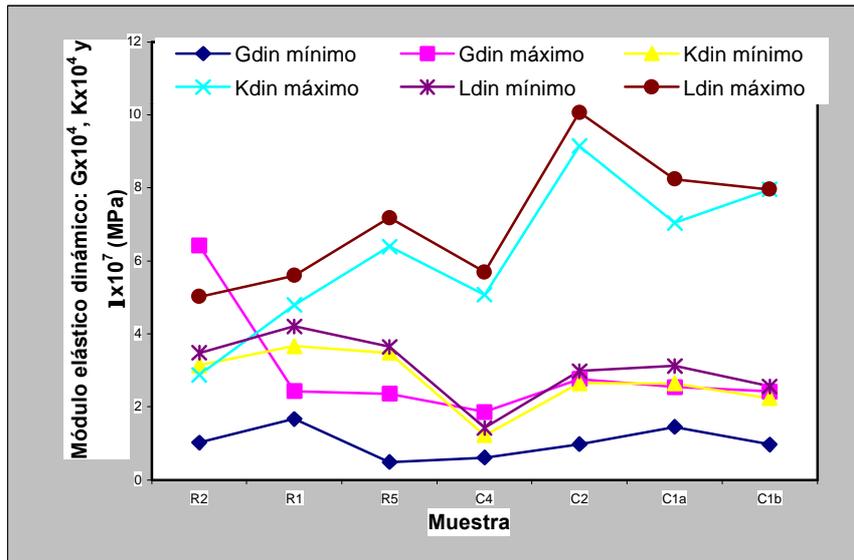


Figura 6.48.- Variación de los módulos de Rigidez (G), de Compresión (K) y constante de Lamé (λ) dinámicos para los valores máximos ($\beta = 90^\circ$) y Mínimos ($\beta = 0^\circ$) en probetas cilíndricas

Para las probetas rectangulares, las medidas fueron realizadas en las tres direcciones normales y perpendiculares al plano de foliación de las ondas ultrasónicas. Esto permite obtener los módulos elásticos y observar su variación con respecto a la orientación, correspondiendo los valores máximos a las paralelas a los planos de foliación y los mínimos a las normales a dichos planos.

Se observa que cuando las determinaciones se efectúan perpendicularmente a la foliación existe cierta variabilidad en los resultados según se disponga la

orientación de la lineación principal (intersección de la estratificación con el plano de foliación principal). De esta forma se confirma que las mayores variaciones se aprecian para el módulo de Young elástico, permaneciendo invariable el coeficiente de Poisson, como se refleja en la Fig. 6.49. Al tiempo se determina una modificación de la deformación principalmente lineal según los planos de anisotropía, y variaciones volumétricas constantes, obteniéndose que la deformación en las direcciones normales a la foliación presentan un mayor control litológico. Los mayores valores de los módulos se corresponden con las pizarras que presentan laminaciones arenosas y los menores para las pizarras finas.

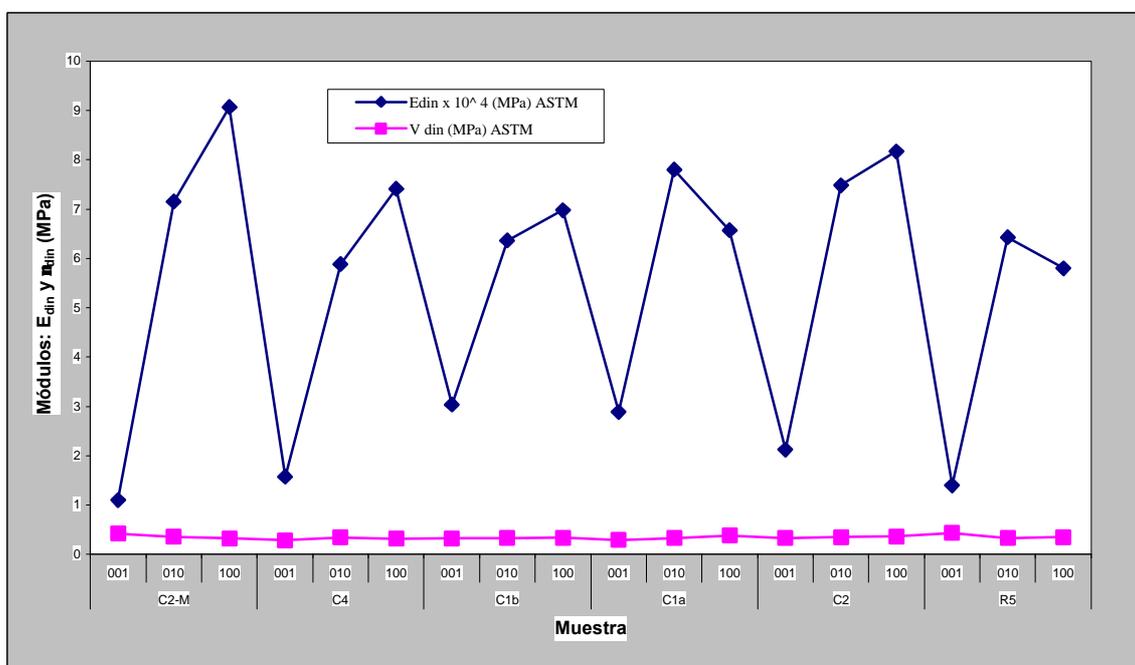


Figura. 6.49.- Variaciones de los módulos elásticos de Young y Poisson en probetas rectangulares

Los rangos de valores obtenidos en esta investigación para cada constante elástica se resumen en la Tabla 6.XXXI, donde el índice de vacíos se ha calculado como el cociente entre el valor máximo y el mínimo.

Las ecuaciones de correlación entre los parámetros elásticos y el ángulo de inclinación de la anisotropía son de tipo lineal, según las ecuaciones de la Tabla 6.XXXII para la pizarra fina objeto de extracción minera.

TABLA 6.XXXI.- RESUMEN DE LAS CONSTANTES ELÁSTICAS DINÁMICAS CALCULADAS PARA LAS PIZARRAS DEL SINCLINORIO DE TRUCHAS (VALORES MÁXIMOS Y MÍNIMOS)

Litotipo	Formación	Constantes elásticas dinámicas								
		E x 10 ⁴ (MPa)		ν	G x 10 ⁴ (MPa)		K x 10 ⁴ (MPa)		λ x 10 ⁷ (MPa)	
		Rango	Iv		Rango	Iv	Rango	Iv	Rango	Iv
R1	Rozadais	4,58-8,25	0,55	0,31	1,64-2,43	0,67	3,66-4,79	0,76	4,21-5,60	0,75
R2		2,76-10,58	0,26	0,35	1,02-6,42	0,15	2,88-3,14	0,91	3,48-5,02	0,69
R5		1,40-6,11	0,22	0,34-0,42	0,49-2,36	0,20	3,49-6,39	0,54	3,65-7,18	0,50
C1a	Casaio	3,66-7,03	0,52	0,27-0,36	1,45-2,54	0,57	2,64-7,04	0,37	3,12-8,24	0,37
C1b		2,54-6,50	0,39	0,31-0,33	0,97-2,42	0,40	2,24-7,96	0,28	2,56-7,96	0,32
C2		2,61-7,49	0,34	0,34-0,36	0,98-2,76	0,35	2,65-9,15	0,28	2,98-10,07	0,29
C3		3,44-5,43	0,63	0,29-0,33	1,26-2,04	0,61	3,37-5,45	0,61	3,79-6,13	0,61
C4		1,57-6,62	0,23	0,26-0,33	0,61-2,24	0,27	1,22-5,07	0,24	1,42-5,69	0,24

TABLA 6.XXXII.- CORRELACIÓN ENTRE CONSTANTES DINAMICAS Y EL ÁNGULO DE INCLINACIÓN DE LA ANISOTROPIA PARA LA PIZARRA FINA DE CASAIO (C2)

Constantes	Ecuaciones de correlación con el ángulo β (°)	R ²
Módulo de Young (E)	$E_{din} \times 10^7 = 0,052 \beta + 2,56$	0,96
Coefficiente de Poisson (ν)	$\nu_d = 0,0005 \beta + 0,28$	0,18
Módulo de Rigidez (G)	$G \times 10^4 = 0,019 \beta + 1,03$	0,96
Módulo de Compresión (K)	$K \times 10^4 = 0,086 \beta + 1,68$	0,83
Constante de Lamé (λ)	$\lambda \times 10^7 = 0,074 \beta + 2,05$	0,85

Se concluye del registro de las velocidades de propagación de ondas a través de la roca una evidencia de la influencia de las anisotropías, siendo la fábrica planar junto con la distinta inclinación de los planos de foliación los principales parámetros que condicionan la propagación de las mismas, sumado a las variaciones litológicas de las distintas muestras. Los valores máximos registrados para estos parámetros se corresponden con una inclinación de la foliación a 90°, es el caso en el que las ondas viajan paralelamente a estos planos, y mínimos a 0°, cuando las ondas se propagan transversalmente a la foliación.

Asimismo la distinta inclinación del plano de foliación presenta una relación lineal con las constantes elásticas de los materiales pizarrosos estudiados (E, K, G y λ) a excepción del módulo de Poisson (ν).

7. CARACTERÍSTICAS GEOMECÁNICAS

7.1. INTRODUCCIÓN

Se incluyen en este capítulo los distintos ensayos realizados en el laboratorio para caracterizar la resistencia de la roca en los macizos pizarrosos objeto del presente estudio y la influencia del plano de mayor debilidad presente en las mismas, la foliación metamórfica. Los ensayos verificados son:

- Carga puntual
- Tracción indirecta o Brasileño
- Compresión uniaxial
- Compresión triaxial
- Corte directo

También se obtuvieron determinaciones de deformación estática durante la compresión uniaxial mediante la medida de transductores de la deformación (LVDT).

Se emplearon probetas cilíndricas en todos los ensayos, excepto en el corte directo para el que se usaron tabulares, cuidadosamente talladas a partir de las muestras de roca sana extraídas durante la fase de desmuestre y refrentadas en el laboratorio antes de su ensayo.

El objetivo a seguir es el de determinar los parámetros que determinan el comportamiento de la roca matriz que constituye el macizo rocoso, tales como resistencia a compresión simple y triaxial, a la tracción e índice de carga puntual junto con la cohesión y fricción.

Se constata el hecho particular de que las muestras analizadas siempre llevan intrínsecamente unida, para todas las escalas de observación, dos tipos de anisotropías: la foliación metamórfica y las superficies de estratificación original de la roca. La foliación constituye el plano de mayor debilidad e influencia ante la

deformación, por lo que se ha caracterizado para todos los ángulos de orientación con respecto al esfuerzo principal y con espaciado extremadamente junto, mientras que la estratificación se caracteriza por presentar un espaciado variable definido como junto o muy junto. La continuidad se define como muy alta para ambos tipos de anisotropías.

En la Fig.7.1 se muestra la disposición de la anisotropía principal en las probetas con respecto a los principales esfuerzos aplicados para cada tipo de ensayos geomecánicos.

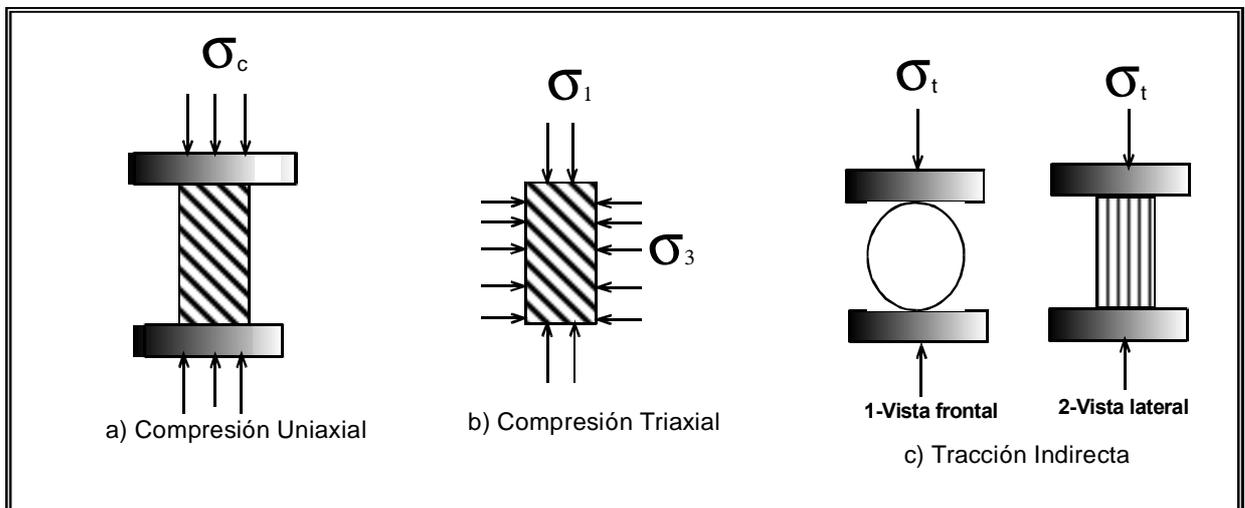


Figura 7.1.- Disposición de los esfuerzos aplicados en los principales ensayos geomecánica

7.2. ENSAYO DE CARGA PUNTUAL (FRANKLIN)

7.2.1. METODOLOGÍA

Este ensayo, técnicamente muy sencillo, se utiliza para conocer de forma directa y estimativa la resistencia a la compresión puntual mediante el empleo de la prensa “Franklin” (Foto 90).

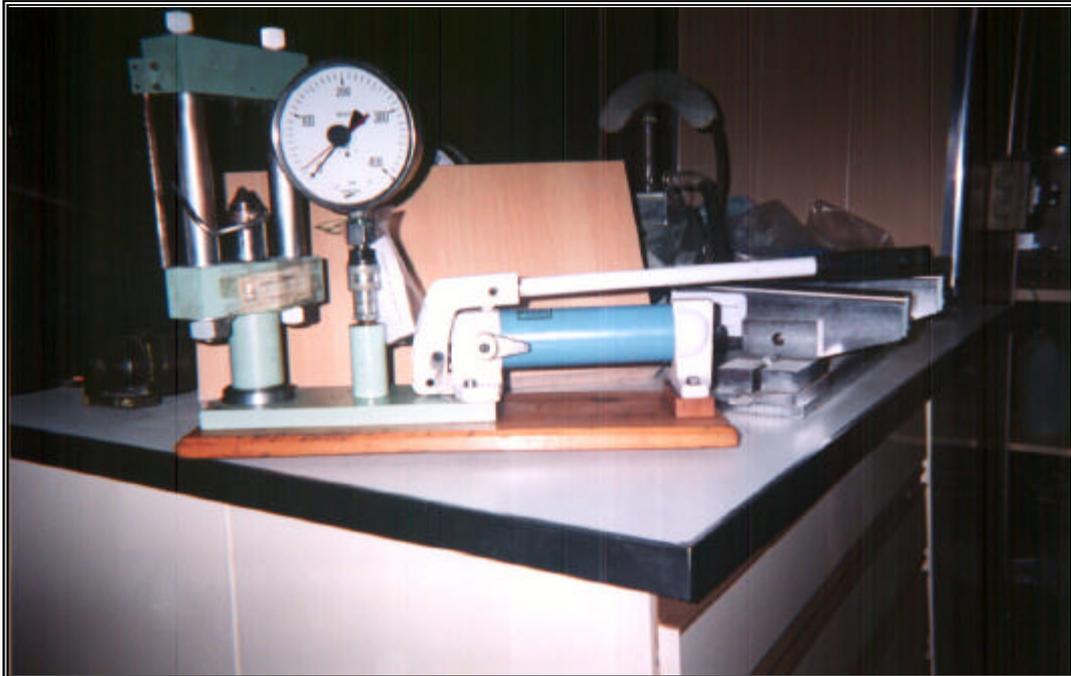


Foto 90.- Prensa de carga puntual o Franklin

Las pruebas se han llevado a cabo sobre probetas cilíndricas que son a que dan resultados más precisos, aunque González de Vallejo *et al.* (2002) no las recomienda para rocas blandas o con anisotropías muy marcadas como son las pizarras. A pesar de ello, se consideró que pueden informar sobre las cargas de rotura y el comportamiento de la roca según la distinta inclinación de los planos de anisotropía con respecto a los punzones. Por su parte Rodríguez Bouzo (1993) establece que el ensayo más fiable es el que se realiza con probetas en posiciones diametrales.

Serrano (2001) propone, cuando se efectúe sobre rocas anisótropas, se aplique una carga paralela o perpendicularmente al eje de simetría de la probeta y se realice el análisis independiente de la resistencia para cada dirección.

En estas rocas pizarrosas es necesario realizar ensayos que como mínimo contemplen las direcciones de carga paralela y perpendicular a los planos de foliación, obteniéndose así los valores de máxima y mínima resistencia respectivamente. Asimismo, se tomaron otros ángulos de inclinación de la foliación

(10° y 25°) siendo esta la disposición que se encuentra en el entorno del macizo rocoso de la Formación Casaio en el que se desarrolla esta investigación, dado que comúnmente estas rocas están plegadas y estructuralmente se localizan en distintas y complejas situaciones de la orientación de la foliación con respecto a los esfuerzos.

El valor que se obtiene en estos ensayos es la *Resistencia a la carga puntual* ($I_{s(50)}$). Se han establecido diferentes ecuaciones que permiten calcular la resistencia a la compresión (σ_c) y a la tracción estimada (σ_t), así como el índice de anisotropía ($I_{a(50)}$), a partir de dichos valores.

Según Franklin y Chandra (1972) ($r = 0,88$) para $D > 50$ mm

$$\sigma_c = 24 \times I_{s(50)} \text{ (MPa)}$$

Según ISRM (1985)

$$\sigma_t = I_{s(50)} / 0,8$$

Según UNE (AENOR, 1999)

$$I_{a(50)} = I_{s_{\text{máx}}} / I_{s_{\text{min}}}$$

Bieniawski (1973) propone la clasificación de las rocas según la resistencia a compresión obtenida a partir del índice de punzonamiento para las dos opciones de clasificación que se recogen en la Tabla 7.I.

TABLA 7.I.- VALORACIÓN DE LA RESISTENCIA

Clase	Valoración Resistencia	Resistencia (MPa)	I.Punzonamiento (MPa)
A	Muy alta	>200	>8
B	Alta	100-200	4-8
C	Media	50-100	2-4
D	Baja	25-50	1-2
E	Muy baja	<25	<1

(Fuente: Rodríguez Bouzo, 1993)

7.2.2. RESULTADOS

En el caso de las pizarras de Casaio se efectuaron un total de 207 medidas en el conjunto de ensayos realizados con un promedio de 10 medidas por muestra, mientras que para las pizarras de Rozadais se realizaron 71. El diámetro medio de las probetas talladas cilíndricamente varía entre 54,12 y 53,62 mm y las alturas medias fluctúan en torno a los 39-48 mm para los ensayos diametrales y entre 51 y 68 mm para los axiales. Se llevaron a cabo determinaciones axiales según todas las posiciones angulares, excepto para la orientación de 90° que fueron de tipo diametral Fig. 7.2. Los resultados se recogen en la Tabla 7.II.

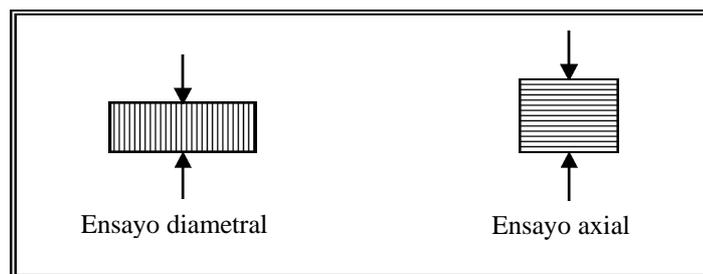


Figura 7.2.- Disposición de la anisotropía en los distintos ensayos de carga puntual

Los ensayos en probetas con la foliación paralela al eje de carga de los punzones, es decir a 90° o ensayo diametral, son los más fiables y precisos por obtenerse la rotura a lo largo del plano de carga y coincidir con el de anisotropía. En el resto de las condiciones, ensayos axiales, los punzones tienden a deslizarse por asentamiento diferencial sobre las bases de las probetas y se suele producir la rotura de la lámina o cuña más superficial sin llegar a atravesar los punzones ni la mitad de la longitud de la probeta.

Los mayores valores del índice de anisotropía lo presentan las pizarras finas (C2, R2) con índices altos a muy altos tanto para la Formación Rozadais como para Casaio. Las pizarras limolíticas (C3, C4, R5) presentan índices altos en Casaio y excepcionalmente para Rozadais son de baja anisotropía. Los índices para las laminaciones arenosas (C1a y b) son medios.

TABLA 7.II.- RESULTADOS OBTENIDOS EN LOS ENSAYOS DE CARGA PUNTUAL

Formación	Litología	Muestra	b (°)	h/D medio	Is(50) medio (MPa)				s _c medio (MPa)	s _t medio (MPa)	Ia(50) (Is0°/ Is90°)
					Media	Min.	Max	Desv.			
Casaio	Pizarra con laminaciones arenosas subhorizontales	C1a-F-01	0	0,80	7,42	5,48	10,81	1,66	178,28	9,29	4,14
		C1a-F-02	90	1,16	1,79	1,51	2,25	0,20	43,15	2,25	
		C1a-F-03	10	0,78	7,20	2,83	14,23	3,24	172,80	9,00	
		C1a-F-04	25	0,85	4,76	3,14	7,99	1,38	114,85	5,96	
	Pizarra con laminaciones arenosas subverticales	C1b-F-05	0	0,79	5,89	2,48	9,45	2,42	141,25	7,36	4,75
		C1b-F-06	90	1,16	1,24	0,34	1,98	0,59	29,74	1,55	
		C1b-F-07	10	0,76	6,78	4,65	8,54	1,33	162,74	8,48	
		C1b-F-08	25	0,78	3,07	0,24	4,54	1,30	73,80	3,84	
	Pizarra fina	C2-F-01	0	0,79	10,89	8,10	14,22	1,89	261,29	13,61	6,44
		C2-F-02	90	1,16	1,69	1,63	1,76	0,04	40,55	2,11	
		C2-F-03	10	0,82	10,76	8,96	13,16	1,27	258,31	13,45	
		C2-F-04	25	0,81	6,04	5,21	6,28	0,63	144,93	7,55	
	Pizarra limolítica de techo	C3-F-01	90	1,13	1,74	1,45	2,06	0,25	41,77	2,18	4,5
		C3-F-02	0	0,80	7,83	5,89	9,71	1,13	187,86	9,78	
		C3-F-03	10	0,84	8,16	3,46	12,18	2,90	195,85	10,20	
		C3-F-04	25	0,76	5,91	5,12	9,43	1,30	141,93	7,39	
Pizarra limolítica de muro	C4-F-01	0	0,73	6,68	3,93	10,86	1,87	160,30	8,35	4,57	
	C4-F-02	90	1,15	1,46	1,22	1,61	0,12	34,97	1,82		
	C4-F-03	10	0,74	9,07	6,42	15,47	2,80	217,71	11,34		
	C4-F-04	25	0,76	6,01	4,43	7,93	1,43	144,30	7,52		
Rozadais	Pizarra limolítica de muro	R5-F-01	0	0,89	6,07	3,00	12,31	2,48	145,64	7,59	1,48
		R5-F-02	90	0,95	4,1	3,18	6,26	1,24	98,46	5,13	
	Pizarra Fina	R2-F-01	0	0,63	10,36	7,59	15,58	2,21	248,62	12,95	13,28*
		R2-F-02	90	0,96	0,78	0,41	1,35	0,34	18,82	0,98	6,53
		R2-F-03	0	0,83	5,09	1,16	8,38	2,02	122,14	6,36	
	Pizarra limolítica techo	R1-F-01	0	0,87	5,82	3,38	8,08	1,63	139,81	7,28	4,31
R1-F-02		90	--	1,35	0,51	1,84	0,43	32,43	1,69		

Nota: h/D representa la relación altura/diámetro de la probeta ensayada

Los valores mínimos a la resistencia a la carga puntual se dan para una orientación de la anisotropía de 90°, es decir con la foliación vertical o paralela al eje de carga. La máxima resistencia para todos los litotipos es para 0°, esto es con la foliación normal al eje de carga, si se exceptúa la pizarra limolítica de muro (C4) que presenta la máxima a 10° (gráfico de la Fig. 7.3). En las Figs. 7.4 a 7.11 se observa la importante dispersión de valores que presenta este ensayo, siendo la menor para 90° y la más acusada para 10° excepto en la pizarra fina (C2) que lo es para 0°.

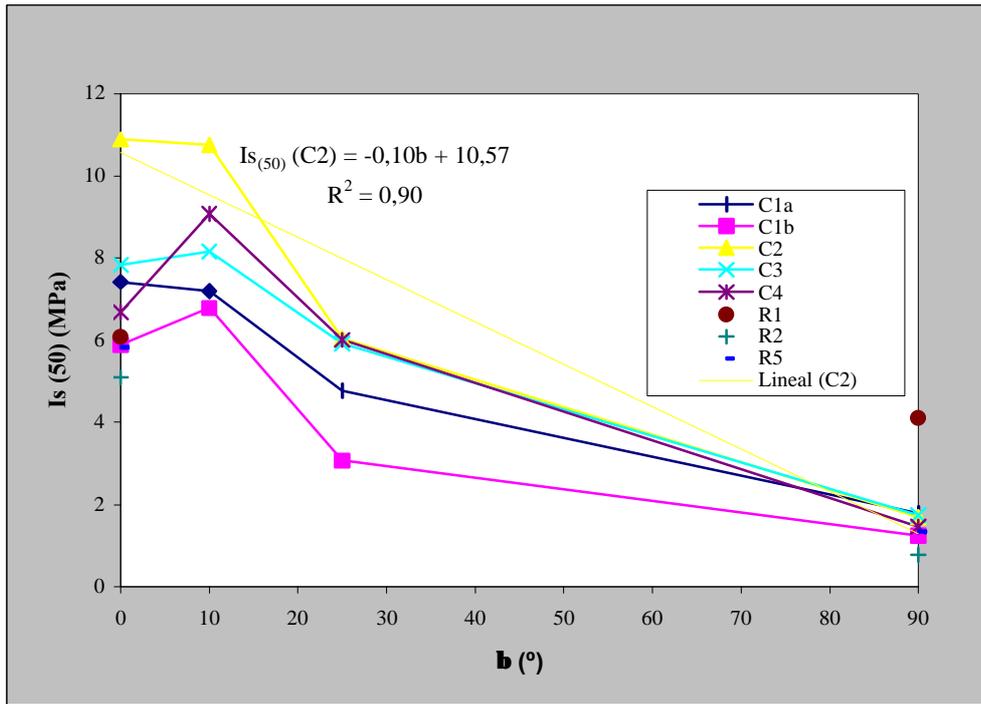


Figura 7.3.- Resistencia a la carga puntual para las distintas muestras ensayadas frente al ángulo de foliación β

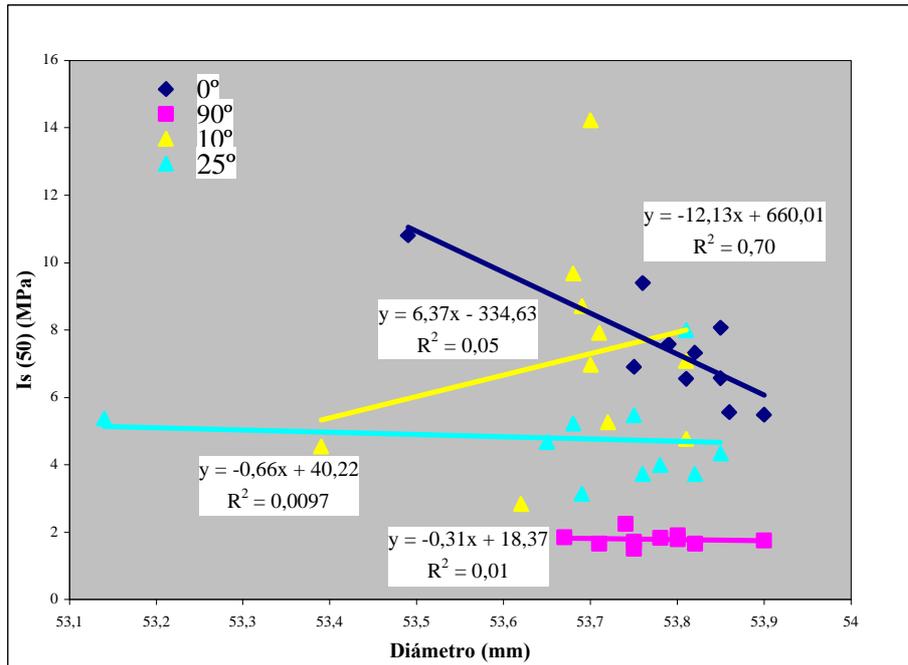


Figura 7.4.- Resistencia a la carga puntual para las muestras del litotipo C1a ensayadas frente al ángulo de foliación β (Fm. Casaio)

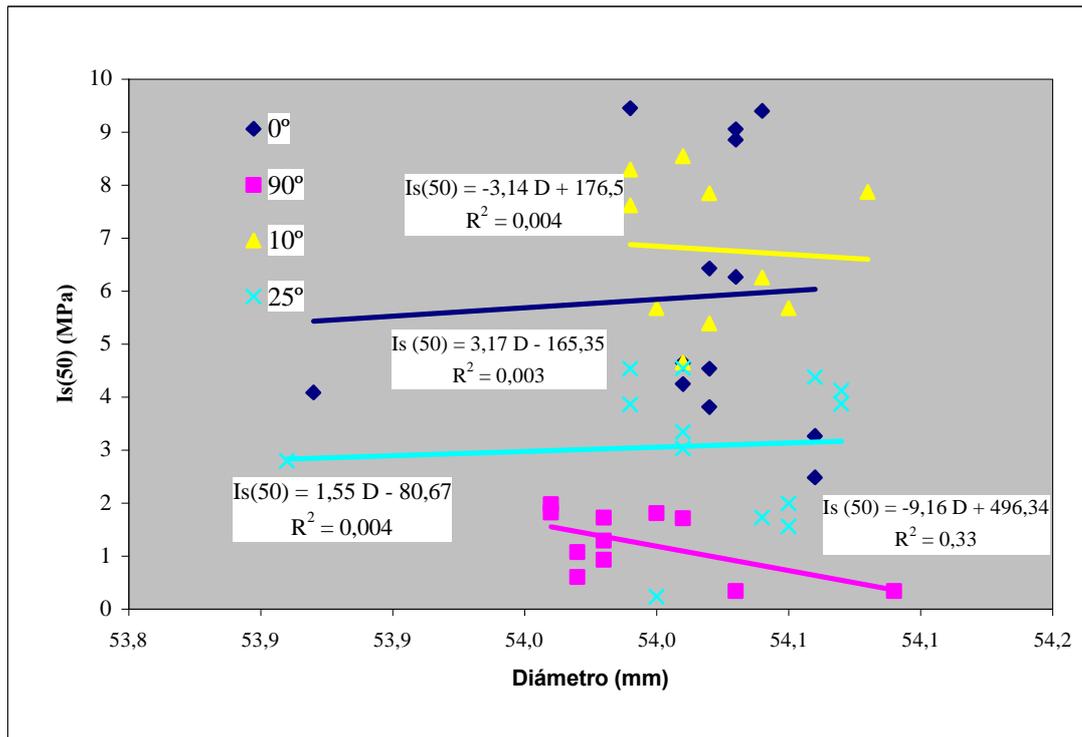


Figura 7.5.- Resistencia a la carga puntual para las muestras del litotipo C1b ensayadas frente al ángulo de foliación β (Fm. Casaio)

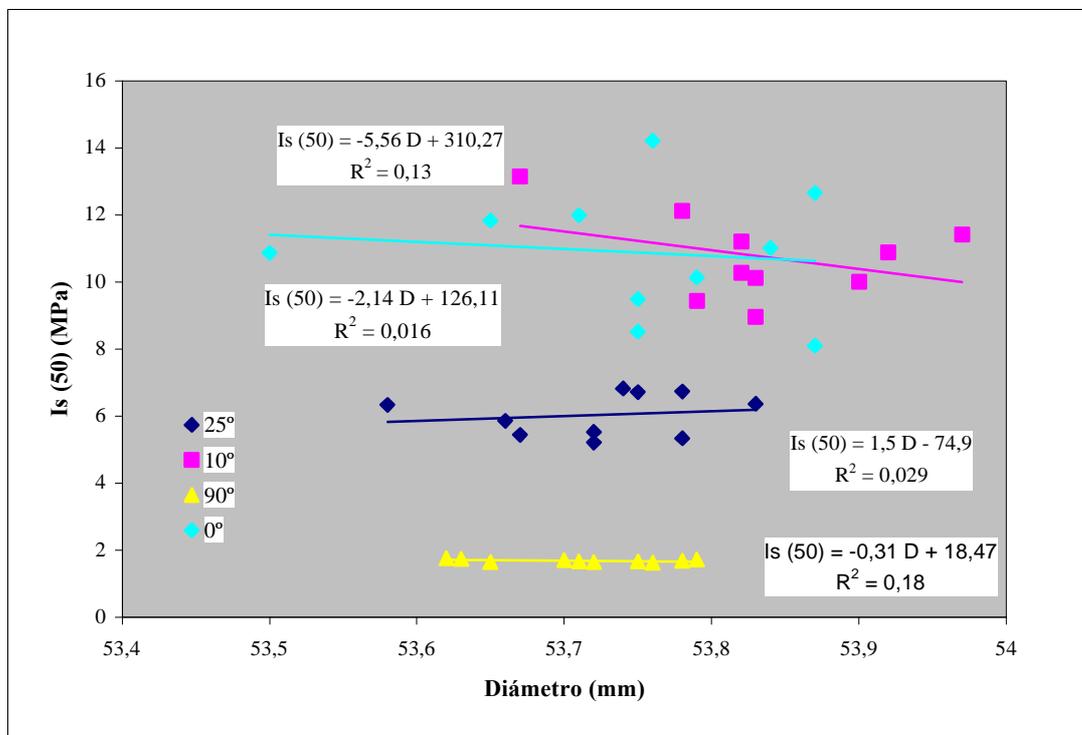


Figura 7.6.- Resistencia a la carga puntual para las muestras del litotipo C2 ensayadas frente al ángulo de foliación β (Fm. Casaio)

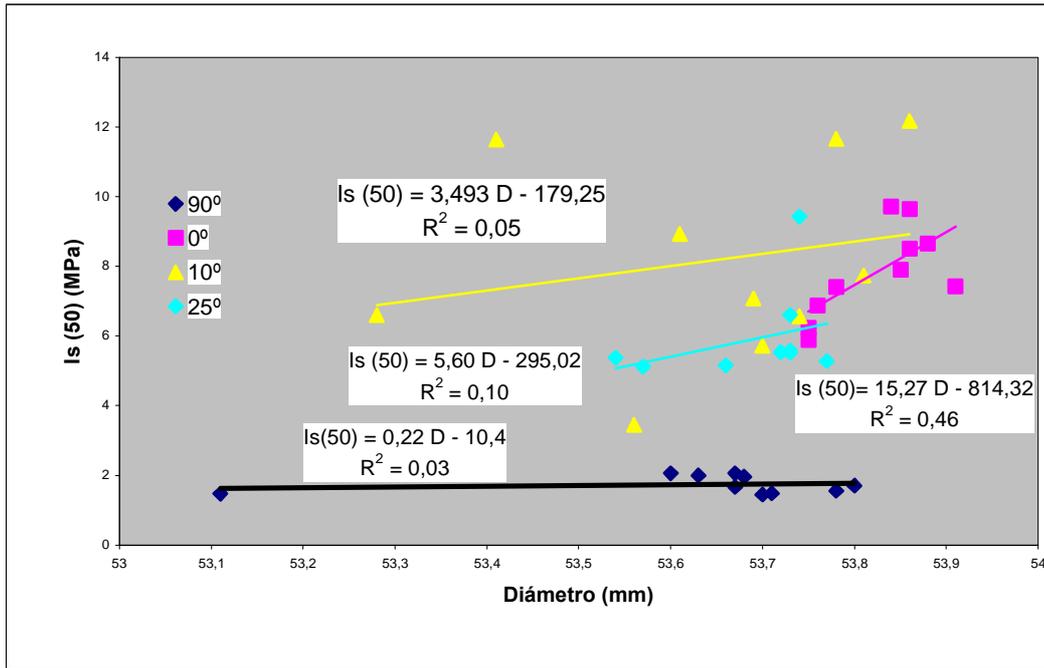


Figura 7.7.- Resistencia a la carga puntual para las muestras del litotipo C3 ensayadas frente al ángulo de foliación β (Fm. Casaio)

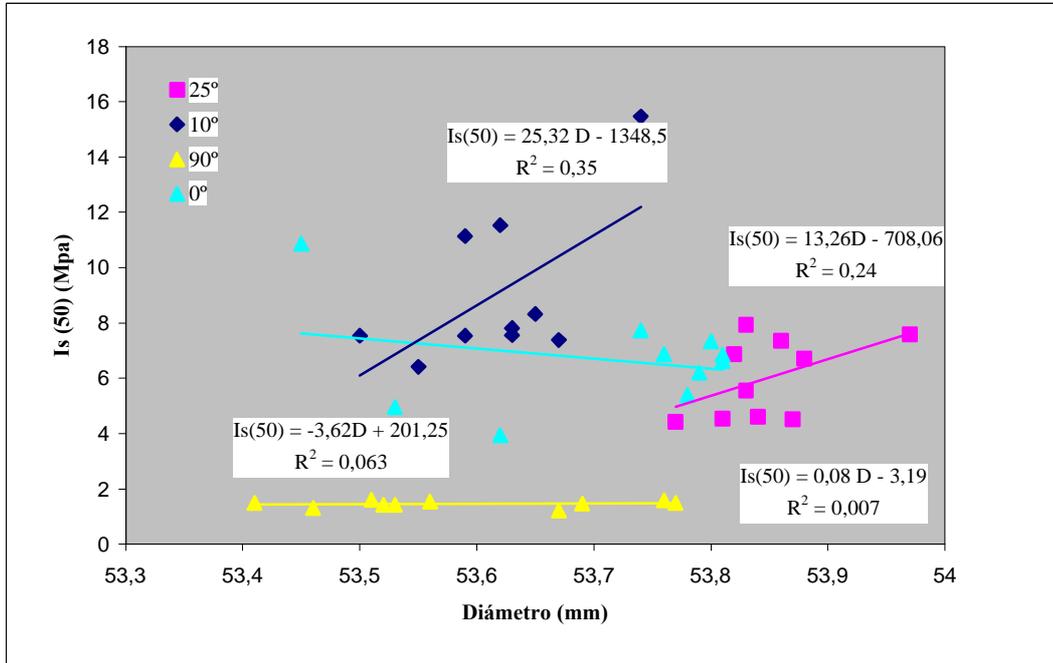


Figura 7.8.- Resistencia a la carga puntual para las muestras del litotipo C4 ensayadas frente al ángulo de foliación β (Fm. Casaio)

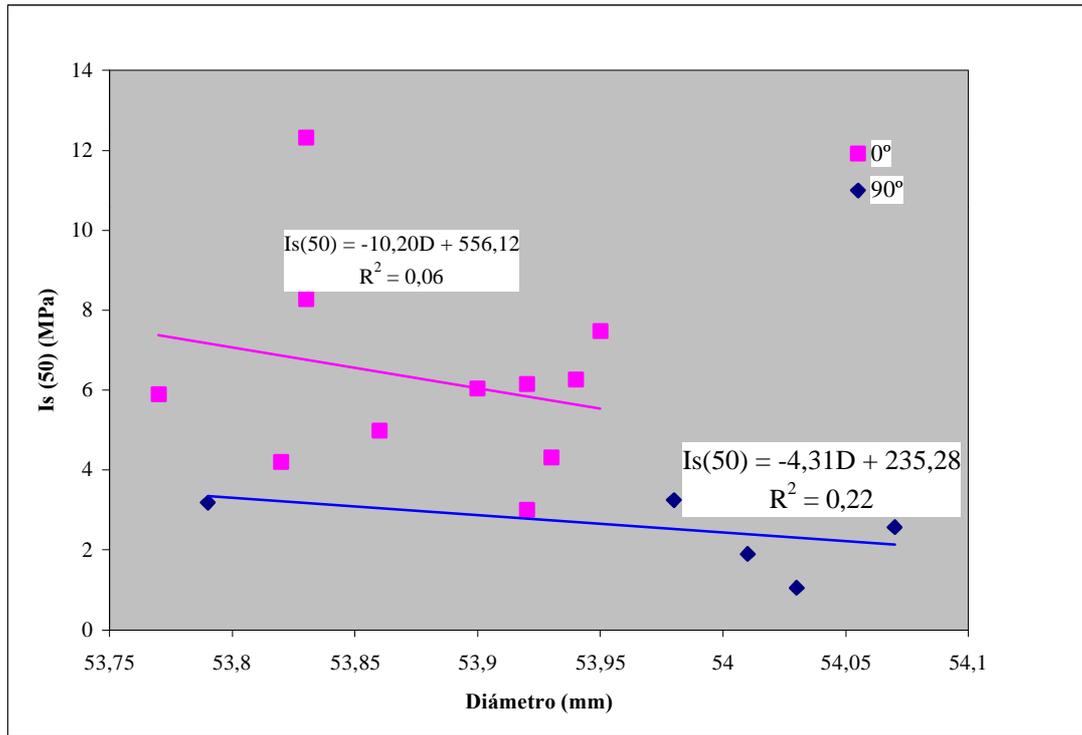


Figura 7.9.- Correlación del Is (50) frente al diámetro (mm) para el litotipo R5 definido para las pizarras de la Formación Rozadais

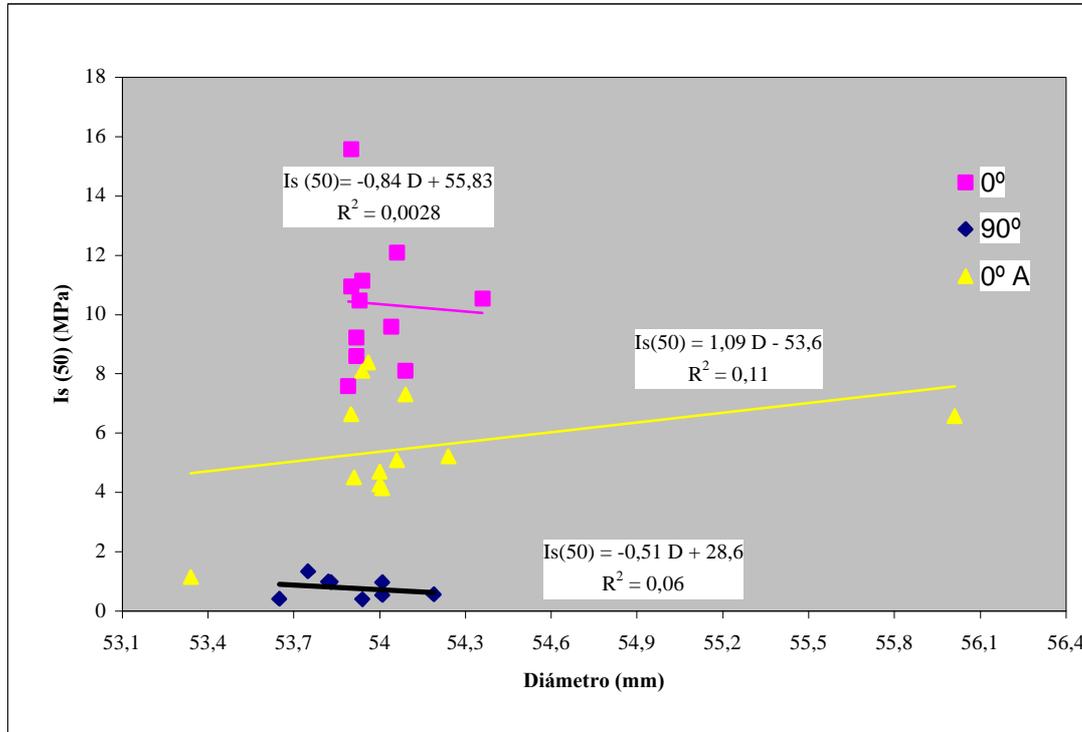


Figura 7.10.- Correlación del Is (50) frente al diámetro (mm) para el litotipo R2 definido para las pizarras de la Formación Rozadais

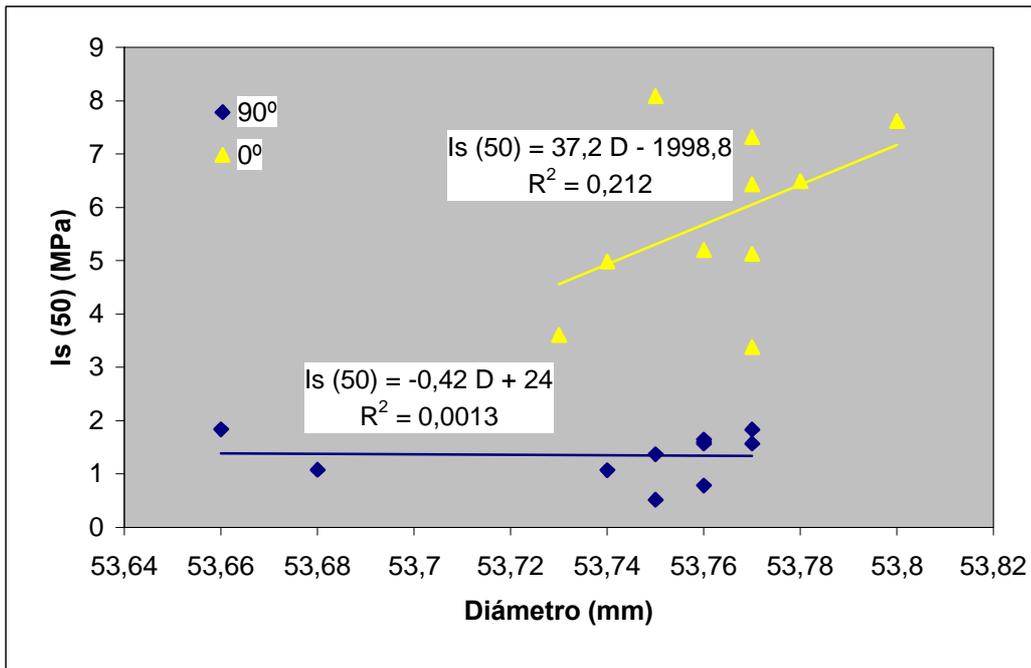


Figura 7.11.- Correlación del Is (50) frente al diámetro (mm) para el litotipo R1 definido para las pizarras de la Formación Rozadais

Las correlaciones que presentan los valores obtenidos para la resistencia a la carga puntual con la altura son buenas de tipo exponencial ($r = 0,63$), incluyendo los ensayos de tipo axial y diametral, y no existe correspondencia de dicho parámetro con el diámetro de las probetas ensayadas (Figs. 7.12 y 13).

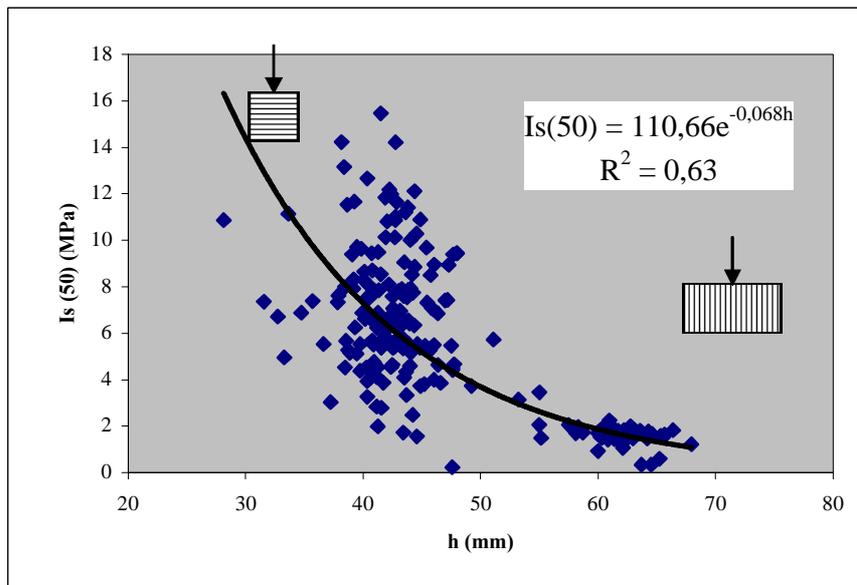


Figura 7.12.- Correlación del Is (50) frente a la altura (mm) para la Formación Casaio

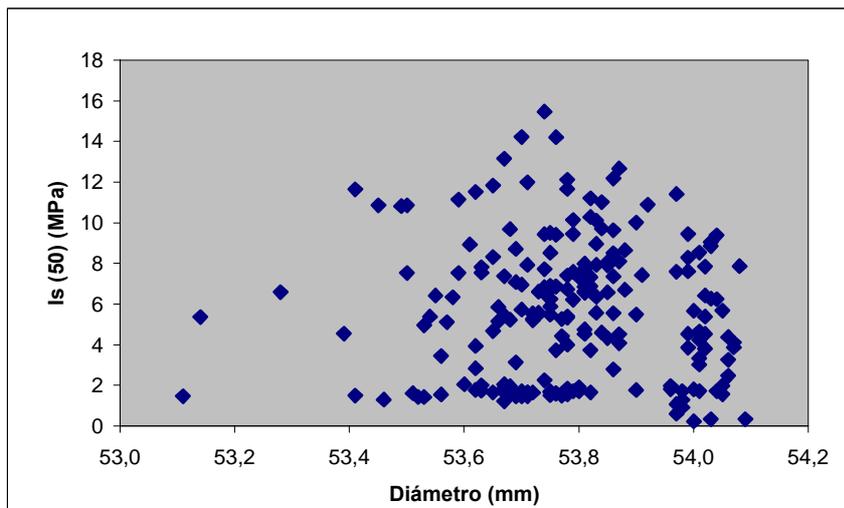


Figura 7.13.- Correlación del I_s (50) frente al diámetro (mm) para la Formación Casaio

A la vista de los resultados calculados, se puede concluir que estos índices indican una resistencia *alta* para las muestras con valores comprendidos entre 75 y 250 MPa en la Formación Casaio y entre 130 a 250 MPa en Rozadais, dentro de los que están incluidos los ensayos con la foliación a 0, 10 y 25°.

Cuando la foliación se dispone a 90° (Fig. 7.14) respecto a la horizontal o a la carga aplicada, la resistencia es *baja*, e incluida entre 25 y 50 MPa para Casaio y con mayor rango de variación entre 15 y 100 MPa en Rozadais, tal y como se refleja en la Tabla 7.III.

La facilidad de rotura de la pizarra a lo largo de un plano de foliación marcaría el comportamiento de la exfoliación durante la transformación de la pizarra (denominada como facilidad a la hienda), y este dato se ha obtenido al calcular el índice de punzonamiento cuando la foliación se dispone a 90° de la carga axial, aplicada a través del punzón empleado en este ensayo, según la modalidad definida como de tipo diametral.

A la vista de los resultados en la Fig. 7,14, se observa que la mayor facilidad a la hienda la presenta R2, y C1b (esta corresponde a una pizarra con laminaciones arenosas subverticales y demuestra la influencia desfavorable de la foliación aumentando la facilidad a la lajación a pesar de que litológicamente se corresponde con una pizarra de laminaciones arenosas de no fácil exfoliación). La excepción está representada por la muestra R5, de la que no cabía esperar tan elevado índice de

carga puntual. El resto de muestras (C1a, C2, C3, C4 y R1) ofrecen un índice de punzonamiento similar para las pizarras y pizarras limolíticas de las formaciones objeto de estudio, no constituyendo este ensayo un criterio diferenciador de las diferentes litologías.

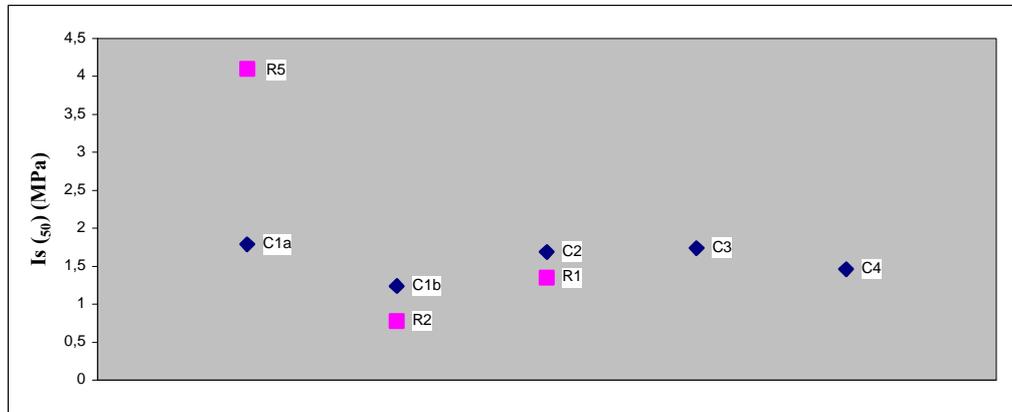


Figura 7.14.- Índice de punzonamiento para los litotipos analizados con disposición de foliación a 90°

TABLA 7.III.- RESULTADOS DE LA RESISTENCIA AL PUNZONAMIENTO

Litotipo/Orientación foliación (°)	Rango Compresión (MPa)	Rango Índice Punzonamiento (MPa)	Valoración
C1a/ 0-10-25	178,28-114,85	7,42-4,76	Alta Máxima a 0° y mínima a 25°
C1b/ 0-10-25	162,78/73,80	6,78-3,07	Alta-Media Máxima a 10° y mínima a 25°
C2/ 0-10-25	261,29-144,93	10,89-6,04	Alta-Muy Alta Máxima a 0° y mínima a 25°
C3// 0-10-25	195,85-141,93	8,16-5,91	Alta Máxima a 10° y mínima a 25°
C4/ 0-10-25	217,71-144,30	9,07-6,01	Alta Máxima a 10° y mínima a 25°
C1a-C1b-C2-C3-C4/90	43,16-29,74	1,79-1,24	Baja Mínima para C1b
R1-R2-R5/0	248,62-139,81	5,82-10,36	Alta-Muy Alta
R1-R2-R5/90	98,46-18,82	4,1-0,78	Media-Muy baja Mínima para R2

En su conjunto los valores obtenidos muestran una gran dispersión según la distinta inclinación del principal plano de anisotropía, variando entre un rango de

0,78 y 10,89 MPa. Estos resultados concuerdan con los rangos típicos del índice de punzonamiento para limolita y pizarras (0,2 y 8 MPa) propuestos por Franklin y Chandra (1972).

7.3. ENSAYO DE TRACCIÓN INDIRECTA (BRASILEÑO)

7.3.1. METODOLOGÍA

Este procedimiento es muy utilizado para determinar de modo indirecto la resistencia a la tracción de las rocas cargando diametralmente a compresión en un punto de la muestra hasta la rotura. Las probetas de roca son talladas de forma discoidal y se someten a compresión en una prensa convencional con el molde especialmente diseñado para este ensayo (Foto 91).

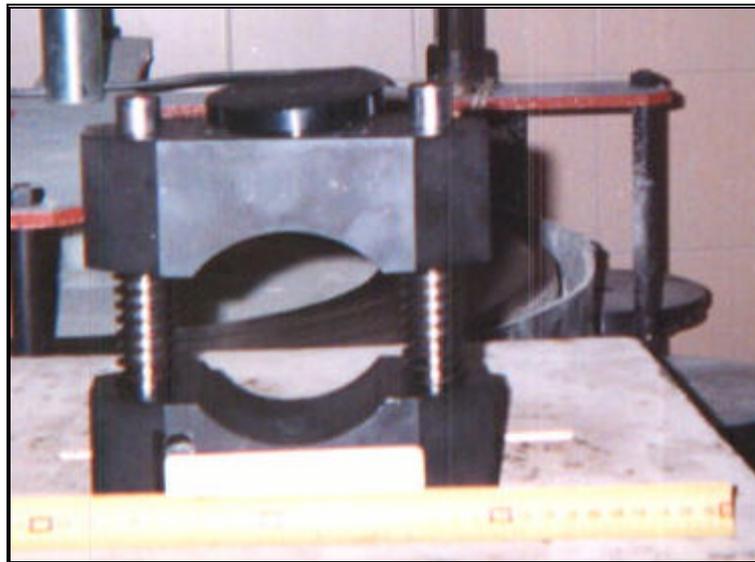


Foto 91.- Mordaza empleada en el ensayo Brasileño

Para que esta prueba sea representativa de un material rocoso se recomienda la toma de entre cinco y diez valores por cada muestra según las diferentes normas (ISRM, 1978b; UNE 22-950-2; NLT- 253/91).

Según Miller (1965) se puede establecer una ecuación que permite calcular la resistencia a la compresión uniaxial a partir de los resultados de tracción indirecta:

$$\sigma_c = 21\sigma_t + 280 \text{ (kg/cm}^2\text{)}$$

Desde un punto de vista práctico Stagg y Zienkiewicz (1968), proponen que para la mayoría de los casos de las rocas isótropas se puede asignar una resistencia a la tracción del 5 al 10% respecto al valor de la resistencia a compresión simple.

Se han definido diversas clasificaciones de las rocas en función de la resistencia a la tracción, como se indica en la Tabla 7.IV.

TABLA 7.IV.- VALORACIÓN DE LA RESISTENCIA OBTENIDA PARA LA TRACCIÓN INDIRECTA O BRASILEÑO

Valoración Resistencia	s_t (kp/cm ²)	s_t (MPa)	s_t (kp/cm ²)	s_t (MPa)
	Fourmaintraux (1976)		Oteo (1978)	
Muy alta	>300	>29.5	>100	>9.8
Alta	100-300	9.8-29.5	65-100	6.4-9.8
Media	50-100	4.9-9.8	35-65	3.5-6.4
Débil	20-50	2.0-4.9	15-35	1.5-3.5
Muy débil	0-20	0-2.0	0-15	0-1.5

(Fuente: Rodríguez Bouzo 1992 y González Buelga, 1995)

Para los materiales del Sinclinal de Truchas se han tallado 63 probetas (un mínimo de 5 para cada serie, excepto para la muestra C2B y R1 que se incluyeron 10 y 12 probetas respectivamente, señaladas en el Tabla 7.V con un asterisco) y 54 mm de diámetro junto con una relación altura/diámetro (h/d) de 1:2 o lo más próximo posible a ella.

Se ha calculado la resistencia a tracción con una orientación de la foliación con respecto a la horizontal de 90°, ya que se considera que este caso es el que va a presentar la mínima resistencia a tracción, es decir la fuerza necesaria que hay que aplicar para separar un plano de foliación. Algunos autores proponen esta mínima resistencia a 60° (Sheorey, 1997).

Los trabajos más recientes de Chen y Hsu (2001) confirman que la menor resistencia a la tracción es a 90°, para los ensayos realizados en el mármol "Haulien" de Taiwán, el cual presenta una marcada foliación inherente, después de realizar determinaciones para los distintos ángulos (0, 10, 30, 45, 60, 75 y 90°), Fig. 7.15.

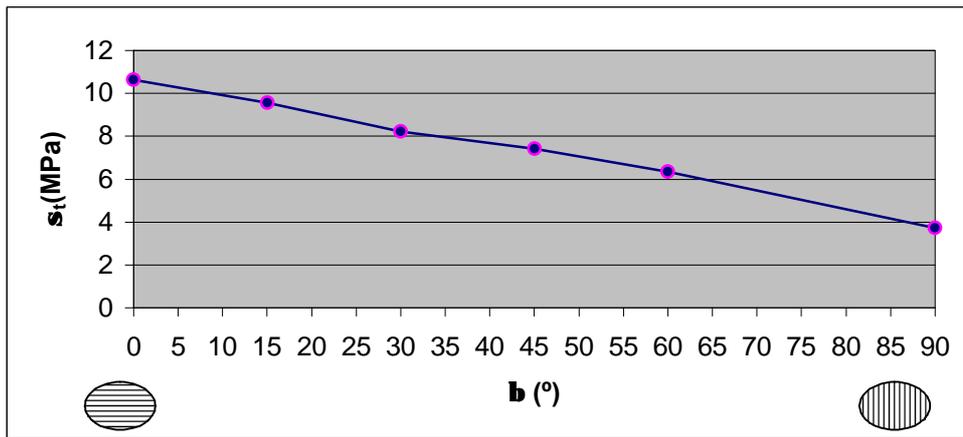


Figura 7.15- Resultados del ensayo de tracción indirecta (Brasileño), realizado para el mármol de Haulien (Taiwán) (Chen y Hsu, 2001)

7.3.2. RESULTADOS

Los resultados obtenidos para cada litotipo se registran en las Tablas 7.V y VI. Se realizaron un total de 9 ensayos de las dos formaciones pizarrosas estudiadas con sus probetas homogéneas correspondientes, en las que la disposición de las superficies de foliación es paralela a la fuerza de tracción que actúa sobre la probeta.

La valoración de la resistencia a la tracción según las clasificaciones de Fourmaintraux (1976) y Oteo (1978) (veáse Tabla 7.V) para este tipo de roca metamórfica sería de alta a muy alta de 0 a 20°, alta a media entre 20 y 65° y débil a media de 65 a 90°.

En los trabajos realizados por Taboada (1993), también se efectuaron 64 ensayos de tracción indirecta, en distintos materiales enmarcados en el Sinclinal de Truchas para el área de “La Fraguña” en Carballeda de Valdeorras (Tabla 7.VII), cuantificándose la facilidad a abrirse a lo largo de los planos de foliación en muestras mayoritariamente de pizarras, aunque estaban representadas otras litologías.

TABLA 7.V.- RESULTADOS OBTENIDOS PARA LA RESISTENCIA A TRACCIÓN Y SU VALORACIÓN

Formación	Muestra	Litología	Altura/ Diámetro medio (mm)	Resistencia tracción UNE (MPa)				Resistencia tracción ISRM (MPa)				Valoración resistencia tracción		
				Max	Min.	Promedio	Desv. T	Max	Min.	Promedio	Desv. T	Fourmaintraux (1976)	Oteo (1978)	
Casaio	C1a	Pizarra con laminaciones arenosas subhorizontales	0,58	66,2	39,2	55,0	9,0	21,0	12,4	17,5	2,8	Muy alta/Alta	Muy Alta	
	C1b	Pizarra con laminaciones arenosas subverticales	0,52	42,8	23,5	30,8	6,4	13,6	7,4	9,8	2,0	Muy alta/Alta	Muy Alta	
	C2	A	Pizarra fina	0,56	81,5	44,3	59,3	14,0	25,9	14,1	18,8	4,4	Muy alta/Alta	Muy Alta
		B*	Pizarra fina	0,53	106,7	51,6	70,4	17,1	33,9	16,4	22,4	5,4	Muy alta/Alta	Muy Alta
	C3	Pizarra limolítica	0,58	76,7	30,8	52,1	15,1	24,4	9,8	16,6	4,8	Muy alta/Alta	Muy Alta	
C4	Pizarra limolítica	0,58	72,8	43,0	54,4	11,1	23,1	13,6	17,3	3,5	Muy alta/Alta	Muy Alta		
Rozadais	R1*	Pizarra limolítica	0,52	59,1	33,8	44,3	7,4	18,8	10,7	14,1	2,3	Muy alta/Alta	Muy Alta	
	R2	Pizarra fina	0,48	42,3	23,9	32,4	6,5	13,4	7,6	10,3	2,0	Muy alta/Alta	Muy Alta	
	R5	Pizarra limolítica	0,50	55,9	26,6	40,9	11,4	17,7	8,4	13,0	3,6	Muy alta/Alta	Muy Alta	

Nota: el asterisco indica las muestras para las que se ensayaron 10 alícuotas

TABLA 7.VI.- RESULTADOS DE LA RESISTENCIA A COMPRESIÓN SIMPLE CALCULADA A PARTIR DE LA ECUACIÓN DE MILLER (1965) DE LA RESISTENCIA A TRACCIÓN

Formación	Muestra	s_t (MPa) ISRM (1978b)				s_c (MPa) Miller (1965)				Valoración González de Vallejo et al. (2002)	
		Máx.	Min.	Med.	Desv.	Máx.	Min.	Med.	Desv.		
Casaio	C1a	21,0	12,4	17,5	2,8	163,6	108,1	140,6	18,5	B	
	C1b	13,6	7,4	9,8	2,0	115,5	75,8	90,8	13,3	C	
	C2	A	25,9	14,1	18,8	4,4	195,1	118,6	149,4	28,9	B
		B	33,9	16,4	22,4	5,4	247,0	133,6	172,4	35,2	B
	C3	24,4	9,8	16,6	4,8	185,2	90,8	134,7	31,2	B	
C4	23,1	13,9	17,3	3,5	177,2	115,9	139,5	22,9	B		
Rozadais	R1	18,8	10,7	14,1	2,3	149,0	97,0	118,6	15,4	B	
	R2	13,4	7,6	10,3	2,0	114,4	76,6	94,2	13,4	C	
	R5	17,7	8,4	13,0	3,6	142,4	82,1	111,6	23,6	B	

Según los datos recogidos por Rodríguez Bouzo (1993), la resistencia a tracción que presentan estos materiales pizarrosos es valorada como *alta*. La representación de estos valores se recoge en el gráfico de la Fig. 7.16.

TABLA 7.VII.- RESULTADOS DE TRACCIÓN INDIRECTA

Litotipo	Resistencia a Tracción (MPa) (ISRM, 1978b)	Resistencia a Tracción (MPa) (UNE en AENOR,1999)
1. Pizarra	11,54	36,3
2. Pizarra con laminaciones mm	17,33	54,4
3. Pizarra con laminaciones cm	16,76	52,7
4. Arenisca con laminaciones mm	14,84	46,6
5. Arenisca con laminaciones cm	14,93	46,9
6. Cuarcita	20,85	65,5
FI	11,81	37,1
FN	26,30	82,6
L1	14,28	44,8
L2	12,71	39,9
L4	10,42	32,7
L5	18,77	58,9

(Basado en: 1-6, los trabajos de Taboada, 1993 y serie FI-L5, Álvarez, en prensa)

La máxima resistencia a la tracción en la pizarra de Casaio la presenta el litotipo C2, seguido de la C1a, C4 y C3, mientras que para Rozadais se obtuvieron los mayores valores para R1 y R5. Por el contrario la mínima corresponde a la C1b de la formación Casaio tal y como cabía esperar, ya que la foliación está afectada por laminaciones arenosas normales a la misma, reduciendo por ello su resistencia a la tracción, así como en la R2 de la Formación Rozadais.

Para la pizarra de Rozadais la máxima resistencia a tracción la presenta la R1 y muy próxima a ella la R5 siendo el menor valor para la R2, situándose en general la pizarra de Rozadais en un campo menos resistente a la tracción que la de Casaio, lo que podría traducirse en una ligera mayor facilidad a la partición vertical, según los planos de foliación y consecuentemente menor resistencia a la exfoliación durante el proceso de transformación.

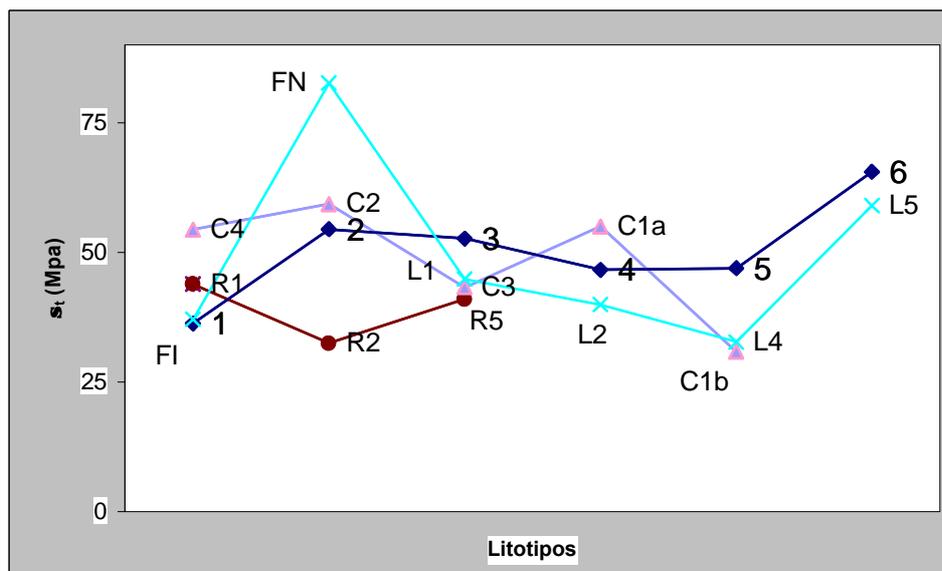


Figura 7.16.- Resistencia a tracción, calculada según UNE, de las pizarras de Casaio (C), Rozadais (R) y otros materiales pizarrosos (series del 1 al 6 según Taboada, 1993 y FI a L5 según Álvarez, *en prensa*)

La valoración de la resistencia a la tracción indirecta realizada con los datos obtenidos a partir de la estimación del ensayo de carga puntual, se considera como *débil* según Oteo (*op. cit.*) y *muy débil* según Fourmaintraux (1976). Sin embargo contrasta enormemente con el valor real obtenido para estas muestras a partir del ensayo de tracción indirecta, en los que la valoración pasa a ser de *muy alta* a *alta* (Tabla 7.VIII).

Para los materiales carbonatados estudiados como isótropos y no afectados por fenómenos de metamorfismo en la Cordillera Cantábrica, estos valores oscilan entre 5,8 y 11,3 MPa (Rodríguez Bouzo, *op. cit.*), siendo clasificadas entre *medias* y *muy altas* según las clasificaciones Oteo (*op. cit.*) y de *medias* a *altas* según Fourmaintraux (*op. cit.*), pero en general menores que las obtenidas para los materiales del Sinclinal de Truchas (Fig. 7.17).

Este hecho parece confirmar que las rocas carbonatadas isótropas presentan menor resistencia a la tracción que los materiales pizarrosos estudiadas y que con el aumento del metamorfismo podría aumentar. Así mismo para las rocas cuarcíticas (González Buelga, 1995) se registran resistencias a la tracción similares a las obtenidas para las pizarras de Casaio.

TABLA 7.VIII.- RESULTADOS OBTENIDOS DE LA RESISTENCIA A TRACCIÓN A PARTIR DE LAS ENSAYOS Y ECUACIONES PROPUESTAS PARA LA FORMACIÓN CASAIO

Litotipo	b (°)	Ensayo Carga puntual		Ensayo Tracción indirecta		Compresión simple
		σ_c estimado (MPa) (Franklin, 1972)	σ_t estimado (MPa) (ISRM, 1985)	σ_c estimado (MPa) (Miller, 1965)	σ_t real (MPa) (ISRM, 1978b)	σ_c real (MPa) (AENOR, 1999)
C1a	90	43,15	2,25	140,6	17,5	116,94
C2		40,55	2,11	149,4	18,9	73,64
C3		41,77	2,18	134,7	16,6	57,56
C4		34,97	1,82	139,5	17,3	50,18

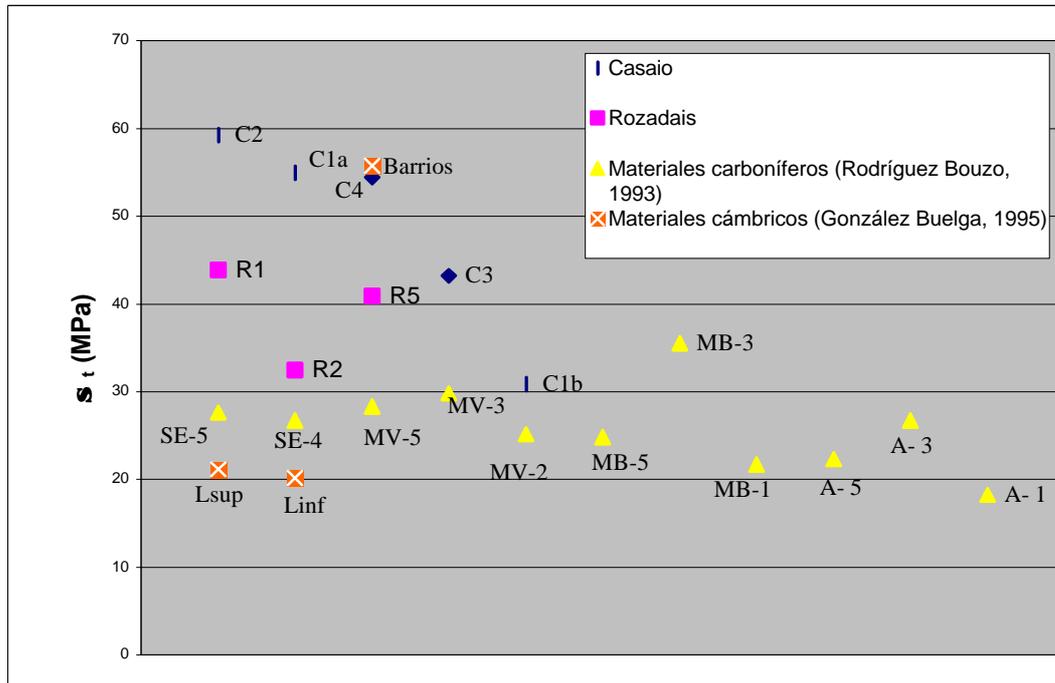


Figura 7.17.- Resistencia a tracción, calculada según UNE, de las pizarras de Casaio (C), Rozadais (R) y materiales carbonatados y cuarcíticos de la Cordillera Cantábrica (Rodríguez Bouzo, 1993 y González Buelga, 1995)

Los resultados obtenidos para la resistencia a compresión estimada a partir del ensayo de tracción indirecta (Miller, 1965) resultan también ser más elevados que los obtenidos en las pruebas reales de laboratorio.

Esta circunstancia induce a pensar que la disposición de la foliación con el diámetro de la muestra ensayada (foliación paralela a la base del cilindro a ensayar) en condiciones de tracción indirecta no ha sido la más idónea y que los resultados obtenidos podrían estar enmascarando el valor real. Por ello se propone la realización de ensayos a tracción indirecta con la foliación perpendicular a la base de los

cilindros de la muestra –o bien la revisión de las clasificaciones para la resistencia a tracción indirecta– en aquellas rocas que han sufrido un metamorfismo penetrativo y llevan asociada una foliación metamórfica, considerando éste como principal plano de debilidad inherente a la roca, tal como sucede en las muestras del dominio geológico objeto de estudio.

La correlación de la resistencia a tracción con el cociente entre las dimensiones de las probetas (altura/diámetro), son bajas, ajustándose a un modelo de tipo polinomial (Fig. 7.18).

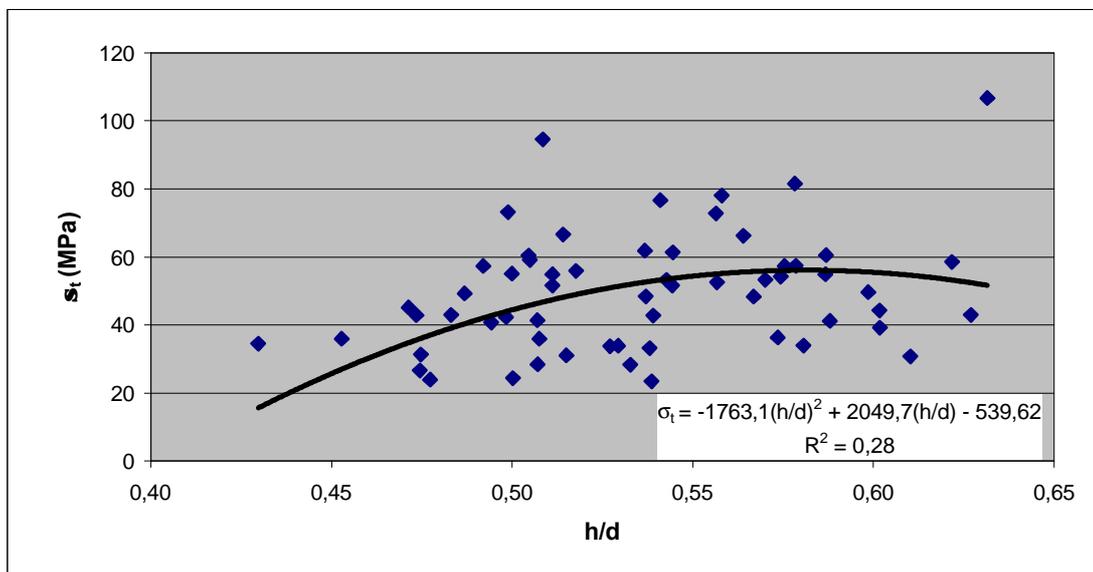


Figura 7.18.- Correlación de la resistencia a tracción frente a la relación altura/diámetro (h/d) para las pizarras de las formaciones pizarrosas de Casaio y Rozadais

7.4. RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN SIMPLE

7.4.1. METODOLOGÍA

El ensayo para la determinación de la resistencia a la compresión simple consiste en aplicar una carga compresiva uniaxial sobre la probeta hasta que se produzca su rotura en una prensa universal (Foto 92).

Esta prueba proporciona valores directos de las condiciones de resistencia compresiva uniaxial y de la deformación que presenta un macizo rocoso, siempre y cuando se empleen medidores de la misma durante el ensayo de compresión. Es considerado el principal método para caracterizar cuantitativamente la resistencia de

los materiales rocosos, parámetro que interviene en las principales clasificaciones geomecánicas.

A pesar de que existen métodos para calcular la resistencia a la compresión simple de modo indirecto, como son los de carga puntual y tracción indirecta, los ensayos de compresión simple se verifican para conocer las cifras reales de la resistencia a la compresión uniaxial de la roca, lo que implica un cuidadoso tallado y preparación de las muestras.



Foto 92 - Prensa universal de rotura de rocas a compresión

La resistencia a la compresión simple se calcula mediante la expresión:

$$\sigma_c = P/A$$

donde:

σ_c = Resistencia a compresión simple.

P = Carga de rotura.

A = Área de la superficie de la probeta, que en el caso de ser cilíndricas con radio “r” la superficie será: $A = \pi \times r^2$

El protocolo de ensayo seguido es el de la normativa UNE, aunque las dimensiones altura/diámetro no siempre pudieron conseguirse ante las dificultades encontradas a la hora de extraer las probetas, como consecuencia de la inclinación del bloque a cortar para obtener la distinta orientación del plano principal de anisotropía, y por no haber realizado los cortes oportunos para alcanzar dichas dimensiones. Por lo tanto, en las probetas de menor tamaño se prevé obtener valores de la resistencia más elevados, y por el contrario en las probetas con relaciones altura/ diámetro altas cabe la posibilidad de que se produzcan fallos debidos a la inestabilidad elástica (Rodríguez Bouzo, 1993). Como no siempre se lograron las longitudes de probetas deseadas, para las de longitudes inferiores se aplicó la corrección propuesta por la ISRM, tal como se recoge en la Tabla 7.XII.

Las recomendaciones establecidas por la normativa I.S.R.M. (1979a) y UNE (AENOR, 1999) mantienen que la relación altura/diámetro en las probetas puede oscilar de 2,5 a 3,0. Por otra parte la A.S.T.M. recomienda que esta relación esté en torno a los 2,0-2,5, definiendo un valor corrector de los datos de la resistencia cuando esta relación es inferior a 2 de acuerdo con la expresión:

$$C = C_a / (0.88 + 0.24 * b/h)$$

donde:

C = Resistencia a compresión para muestras con altura/Diámetro = 2.

C_a = Medida de la resistencia a compresión para la muestra ensayada con altura/Diámetro <2.

b = Diámetro de la probeta y h es la altura de la misma.

Rodríguez Bouzo (1993) considera que la relación altura/diámetro más apropiada de las probetas es la que se encuentra más próxima a 2,5, ya que supuestamente es para estas dimensiones cuando se produce una distribución uniforme de las tensiones en la muestra y una menor interferencia entre el plano de rotura y el soporte de la prensa.

Las probetas talladas fueron todas cilíndricas y con un diámetro de 54 mm. Se han mantenido húmedas hasta el momento de su ensayo para preservar las condiciones del macizo y de labrado. La relación altura/diámetro de las muestras ensayadas presenta un valor medio de 2,08, variando entre 2,75 para los máximos y 1,05 para los mínimos, llevándose a cabo las correcciones oportunas de tamaño para las probetas con cociente inferior a 2.

La anisotropía de las rocas finamente laminadas y sometidas a cargas de compresión, se pueden clasificar según la relación $k = \sigma_{cmax} / \sigma_{cmin}$, denominado como coeficiente de anisotropía (Ramírez Oyangüren *et al.*, 1984), tal como se describe en la Tabla 7.IX.

TABLA 7.IX.- CLASIFICACIÓN DE LA ANISOTROPÍA

Coefficiente de anisotropía	Clase de anisotropía
K=1,2	Casi isotrópica
1,2<k<2	Pequeña
2<k<4	Moderada
4<k<6	Alta
K>6	Muy alta

(Según: Ramírez Oyangüren *et al.*, 1984, equivalente a la propuesta por Ramamurphy, 1993)

Las clasificaciones más utilizadas para la valoración de la resistencia a compresión uniaxial son las de Deer y Miller (1966), Jiménez Salas y Justo Alpañes (1975), González de Vallejo *et al.* (2002), ISRM (1981), *Geological Society of London* (1970) y Bieniawski (1973) descritas en las Tablas 7.X y XI.

TABLA 7.X.- VALORACIÓN DE LA RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN UNIAXIAL SEGÚN DISTINTOS AUTORES

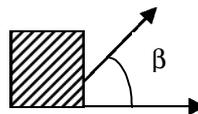
Clase	Valoración resistencia	S_c (Kp/cm ²)	S_c (MPa)	S_c (Kp/cm ²)	S_c (MPa)	S_c (MPa)*
		Deer & Miller (1966)		Jiménez Salas (1975)		
A	Muy Alta/Extremadamente dura*	>2250	>220,5	>2000	>196	>250
B	Alta/ Muy Dura*	1120-2250	109,8-220,5	1000-2000	98-196	100-250
C	Media/ Dura*	560-1120	54,9-109,8	200-1000	19,6-98	50-100
D	Baja/ Moderadamente dura*	280-560	27,4-54,9	50-200	4,9-19,6	25-50
E	Muy Baja/ Blanda*	<280	>27,4	<50	>4,9	5-25
F	Muy blanda*	-	-	-	-	1-5

TABLA 7.XI.- VALORACIÓN DE LA RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN UNIAXIAL ESTABLECIDAS POR DISTINTAS INSTITUCIONES Y AUTORES

s_c (MPa)	Valoración resistencia		
	ISRM (1981)	<i>Geological Society of London</i> (1970)	Bieniawski (1973)
<1	Suelos		
1-5	Muy blanda	Muy blanda >1,25	Muy baja
5-12,5	Blanda	Moderadamente blanda	
12,5-25		Moderadamente dura	Moderadamente dura
25-50	Baja		
50-100	Dura	Dura	Media
100-200	Muy Dura	Muy dura	Alta
>200		Extremadamente dura	Extremadamente dura
>250			

(Fuente: González de Vallejo *et al.*, 2002)

La forma de la curva entre el esfuerzo compresivo uniaxial y el ángulo de orientación, β , representa la naturaleza de la anisotropía en la resistencia a la compresión, (Ramamurphy, 1993). Considerándose el ángulo β como aquel que forma la anisotropía con la horizontal.



Las tres posibles características que definen el concepto de la resistencia en la anisotropía son:

- 1- La localización del máximo y mínimo de resistencia compresiva con respecto al ángulo de orientación.
- 2- Los valores de resistencia compresiva uniaxial a esas orientaciones.
- 3- La forma general de la curva de la anisotropía entre la resistencia a la compresión y el ángulo de orientación.

Los estudios realizados indican que la rotura de rocas anisótropas en la resistencia a la compresión es máximo a $\beta = 0^\circ$ ó 90° y mínimo cuando $\beta = 60^\circ$, independientemente de que presente anisotropía inherente o inducida.

Los diversos tipos de rocas muestran diferentes valores de resistencia a compresión con esas orientaciones. Sin embargo debido a la magnitud de la resistencia a la compresión uniaxial de las rocas anisótropas, los rangos de las resistencias máximas y mínimas caen dentro de ciertos límites. Sólo se han

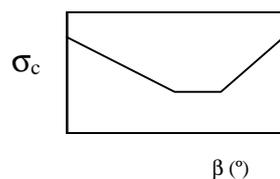
observado un número limitado de formas de anisotropías independientemente de que la génesis de las rocas varíe de manera sustancial.

Todas las formaciones sedimentarias que no han sido afectadas por actividades tectónicas posteriores presentan laminaciones subhorizontales y la mayoría de estas rocas tienen la resistencia a la compresión máxima en una dirección perpendicular al plano de anisotropía.

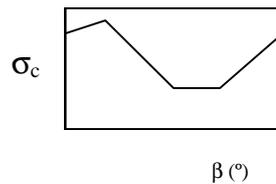
La mayoría de las rocas metamórficas y de origen químico también presentan comportamientos similares. Considerando la resistencia compresiva a una orientación $\beta = 0^\circ$ como el valor representativo de la roca anisotrópica, el índice de anisotropía se designa como σ_{c0} ó máximo/ σ_{cmin} .

Según la forma de la curva de anisotropía entre la resistencia a la compresión y la orientación del ángulo de debilidad, la anisotropía puede ser clasificada en tres grupos, definidos por Ramamurphy (*op. cit.*):

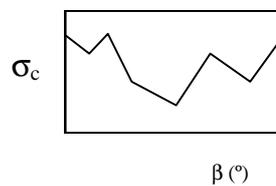
- i) Anisotropía tipo U. La resistencia uniaxial máxima se produce a $\beta = 0^\circ$ y mínimo en torno a $\beta = 60^\circ$. Este tipo de anisotropía es predominante en pizarras, las cuales presentan una secuencia de planos paralelos correspondientes al “cleavage” o plano de debilidad como la fuente de su anisotropía.



- ii) Anisotropía tipo brazo. Las rocas que tienen esta anisotropía son las lutitas y areniscas mostrando fuertes efectos como un brazo, debido a su deposición en la naturaleza, hacia los valores más altos del ángulo de orientación. Estas rocas muestran el esfuerzo máximo a $\beta = 0^\circ$ y el mínimo de la curva de la anisotropía ocurre entre $\beta = 15$ y 60° .



- iii) Anisotropía tipo ondulatoria u ondulada. Se ha encontrado en carbones o rocas de origen bioquímico como la diatomita. La máxima resistencia se produce para $\beta = 0^\circ$ y el mínimo en torno a $\beta = 60^\circ$. Esta anisotropía ofrece una curva más elevada como consecuencia de la presencia de más de un set de planos de debilidad cruzándose entre ellos.



Por otra parte, McLamore y Gray en 1967, tal como recoge Ramamurthy (*op. cit.*), han propuesto una clasificación genética de la anisotropía:

- i) Anisotropía tipo planar: es el resultado del cleavage, y posible esquistosidad y por tanto también es llamada anisotropía de tipo de cleavage. Las lutitas y pizarras corresponden a esta categoría.
- ii) Anisotropía tipo lineal o de plano de estratificación. Es originada por la debilidad de la roca a lo largo de los planos de estratificación y no del cleavage. En este caso la rotura es producida a través de la matriz del material más que a través de los planos de estratificación. El resultado es un tipo de anisotropía tipo brazo.

Las rocas con anisotropía inducida (por ejemplo muestras con planos de corte sencillo o múltiple o muestras rotas a lo largo de planos inclinados deseados) muestran principalmente el tipo en U de anisotropía, con su resistencia a la compresión uniaxial máxima a 0° .

Estudios experimentales en muestras con dos tipos de juntas con diferentes ángulos de orientación sugieren que el deslizamiento y resistencia están controlados por el ángulo que está más próximo al desarrollado por la más baja resistencia.

Desde un punto de vista meramente teórico para explicar de forma completa el comportamiento de la resistencia de las rocas, la anisotropía debe ser definida por:

- i) La forma de la curva de anisotropía.
- ii) El origen de la anisotropía mediante la identificación de los planos de debilidad, por ejemplo: estratificación, foliación, etc.
- iii) La localización de la máxima resistencia a la compresión en relación con el ángulo de orientación β .
- iv) La intensidad del comportamiento anisotrópico a través del rango de variación o índice de anisotropía.

7.4.2. RESULTADOS

Se ha empleado una prensa eléctrica convencional de 120 kN con controlador de velocidad. Las determinaciones de las dimensiones principales, diámetro y altura, de las probetas a ensayar se han efectuado con calibre de pie de rey de 0,01 mm de precisión y cuya incertidumbre de calibración es 0,02 mm.

Para cada una de las muestra tomadas se ensayaron 5 probetas homogéneas, según las recomendaciones de la normas UNE, con el fin de poner de manifiesto la variabilidad de este parámetro y en función de la disposición de la anisotropía e independiente de la litología. Para los ángulos de 0 y 90°, en todos los litotipos ensayados y para las orientaciones de 10° para las muestras de C3, C2 y C4 se registran los valores más elevados, es decir para las pizarras limolíticas y la fina de Casaio, así como para la C1a con laminaciones arenosas subparalelas a la foliación. Para C1b las mayores desviaciones típicas son para 90 y 10°, y mínimas cuando las orientaciones de la anisotropía se disponen entre 25 y 60°.

Cuando la orientación de la anisotropía es de elevado ángulo, entre 35-60°, la dispersión de los valores es mínima para todos los ensayos realizados, e igual comportamiento se observa para ambas Formaciones, Casaio y Rozadais. Este comportamiento diferencial puede apreciarse en las Figs. 7.19 a 7.25 y a partir de las cuales cabe establecer que a mayor control de la anisotropía de la superficie de la rotura, menor dispersión de los resultados a compresión uniaxial.

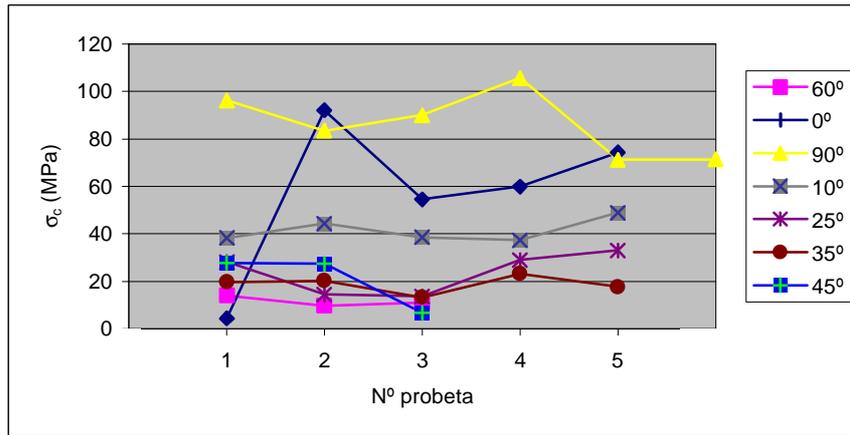


Figura 7.19.- Resultados de compresión uniaxial para las probetas de C1a

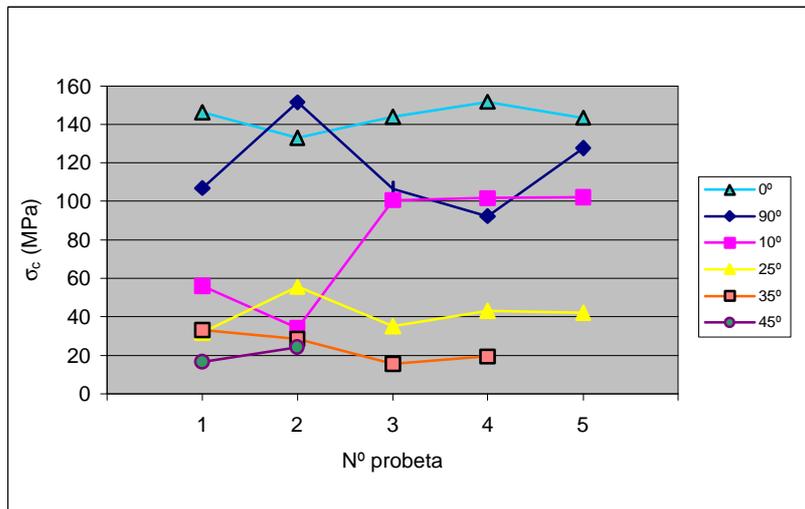


Figura 7.20.- Resultados de compresión uniaxial para las probetas de C1b

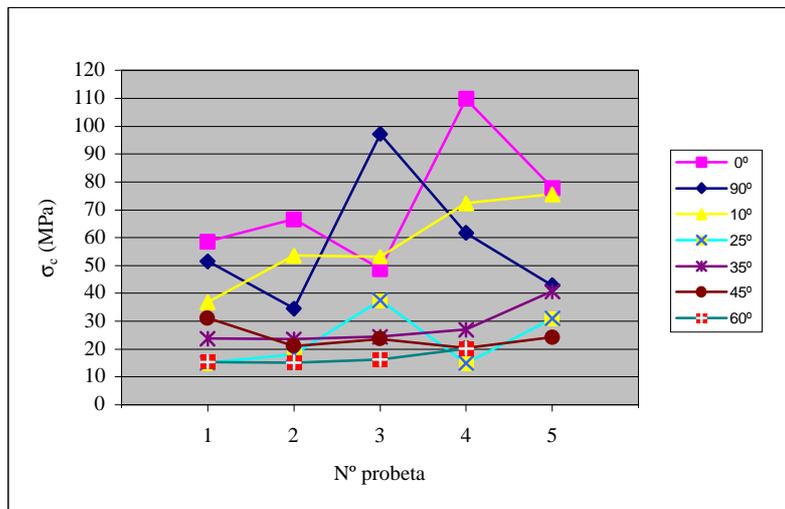


Figura 7.21.- Resultados de compresión uniaxial para las probetas de C3

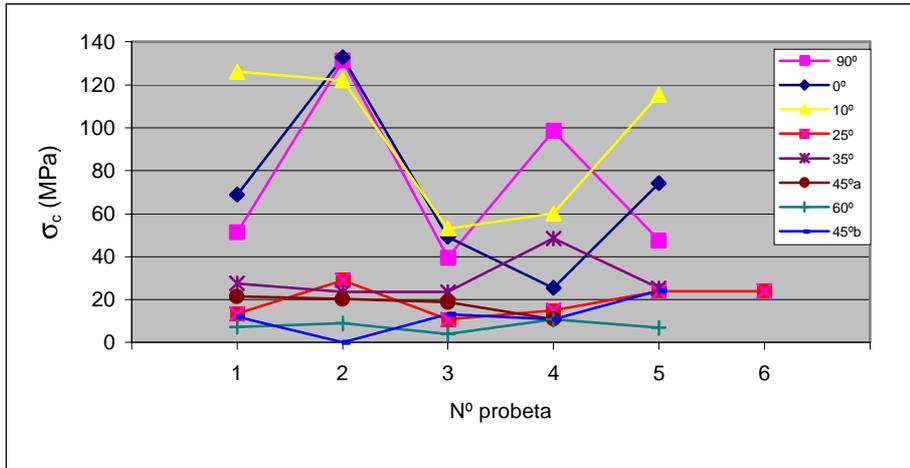


Figura 7.22.- Resultados de compresión uniaxial en las probetas de C2

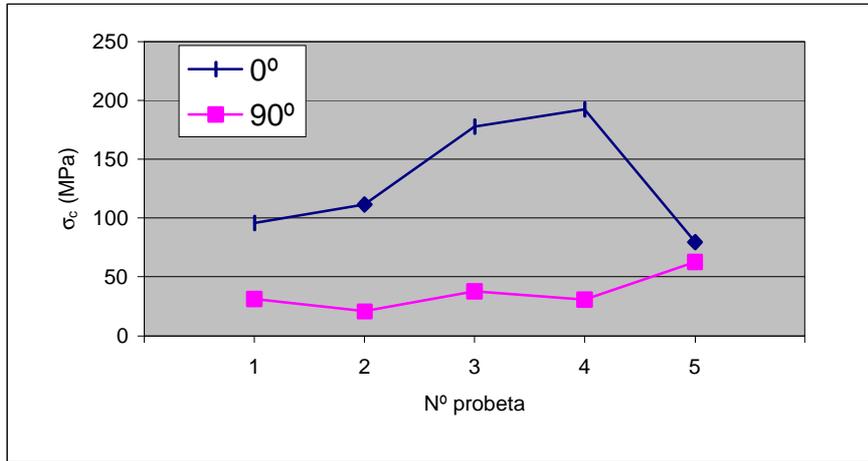


Figura 7.23.- Resultados de compresión uniaxial en las probetas de R1

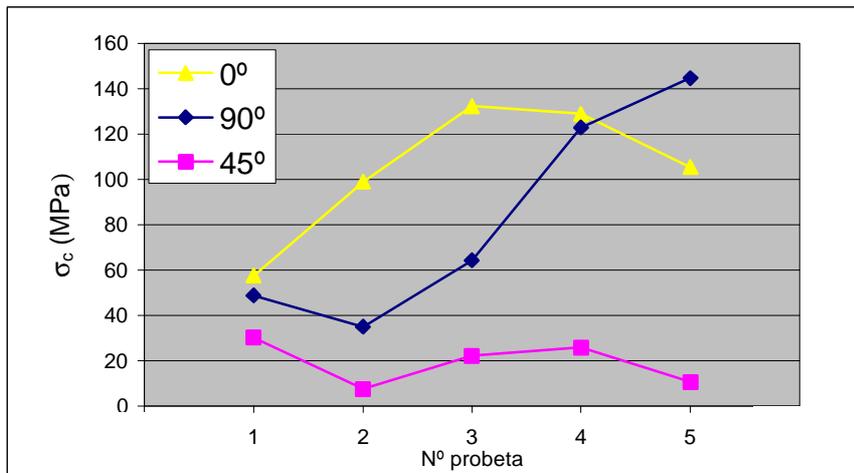


Figura 7.24.- Resultados de compresión uniaxial en las probetas de R2

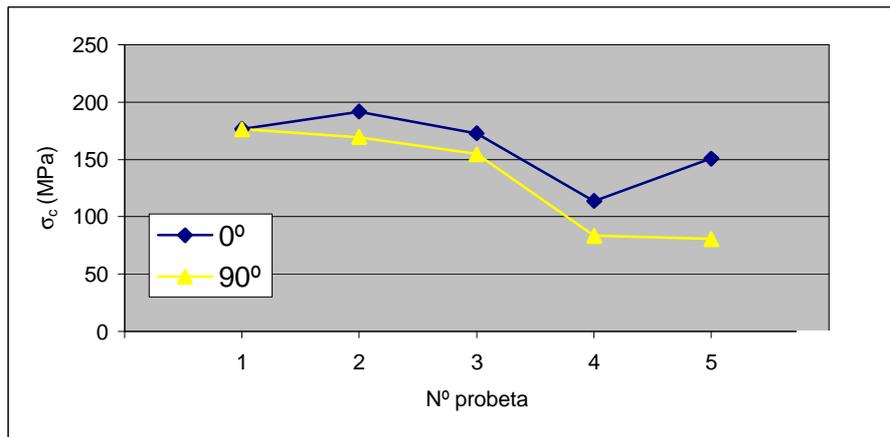


Figura 7.25.- Resultados de compresión uniaxial en las probetas de R5

La totalidad de los resultados obtenidos se adjunta en la Tabla 7.XII, junto con la valoración de la resistencia para las 45 muestras ensayadas según los distintos ángulos de inclinación de la anisotropía principal que presentan estas rocas.

Como se puede observar el valor máximo obtenido para el conjunto de muestras sometidas a resistencia de compresión uniaxial es de 143,6 MPa y el menor es de 8,36. La resistencia puede estimarse que varía de media a baja (100-25 MPa) a muy baja (5-25 MPa) correspondiendo ésta última generalmente con los valores de 60°, hecho que ocurre para todos los litotipos definidos en las Formaciones Casaio y Rozadais (Fig. 7.26).

La máxima resistencia a la compresión uniaxial se registra para las pizarras con laminaciones arenosas subverticales para 0° y 90° de orientación, valorándose como *alta*.

Cuando la foliación está a 90° de la horizontal, las máximas resistencias a la carga uniaxial corresponden a las pizarras con laminaciones arenosas (C1a y C1b), seguido a continuación de la pizarra fina (C2) y por último en los términos limolíticos (C3 y C4). Esta relación es distinta cuando la foliación se dispone horizontalmente (0°), situándose en valores extremos las pizarras con laminaciones arenosas (C1b valor máximo y C1a el valor mínimo), y en los intermedios la pizarra fina junto con las limolíticas (C2, C3 y C4).

TABLA 7.XII.- VALORES OBTENIDOS A PARTIR DE LOS ENSAYOS DE RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN UNIAXIAL SEGÚN LA NORMATIVA UNE

Formación	Litotipo	b(°)	h/d	Resistencia a compresión Uniaxial (MPa)								
				Máximo	Mínimo	Media	Desv. Tip.	Ia (K)	σ_c (50) (MPa)	Clase G. de Vallejo <i>et al.</i> (2002)	Clase Deer & Miller (1966)	Clase Jiménez & Salas (1975)
Casaño	C1a	0	2,59	92,1	4,4	57,08	32,85	7,13	57,83	C	C	C
		90	2,62	105,6	71,2	86,35	14,37		87,45	C	C	C
		10	2,02	48,9	37,3	41,48	4,97		42,01	D	D	C
		25	1,33	32,98	13,69	23,66	8,94		24,27	E	E	C
		35	1,48	23,27	13,22	18,83	3,71		19,09	E	E	D
		45	2,17	27,8	6,7	20,63	12,07		20,92	E	E	C
	C1b	0	2,30	151,6	132,8	143,60	6,84	145,5	B	B	B	
		90	2,26	151,5	92,3	116,94	23,06	118,41	B	B	B	
		10	2,25	102,3	33,9	78,9	31,93	79,93	C	C	C	
		25	2,0	55,6	31,37	41,51	9,17	42,05	D	D	C	
		35	1,47	33,1	15,4	24,10	8,13	24,42	D	E	C	
		45	2,33	24,1	16,5	20,30	5,37	20,5	E	E	C	
	C2	0	2,34	132,7	25,5	70,1	39,88	71,03	C	C	C	
		90	2,60	131,2	39,6	73,64	39,58	74,58	C	C	C	
		10	2,24	126,1	53,1	95,36	35,67	96,65	C	C	C	
		25	1,87	28,95	10,79	18,42	7,66	18,68	E	E	D	
		35	a	1,22	48,5	23,57	29,41	10,80	29,82	D	C	C
			b	2,48	25,0	17,7	22,02	3,35	10,9	D	C	C
		45	a	1,49	25,29	18,81	21,45	2,77	21,76	D	C	C
			b	2,26	13,2	6,9	10,75	2,75	22,3	E	D	D
		60	a	1,93	10,83	3,87	8,36	2,89	8,48	E	D	D
		b	2,19	13,4	6,38	13,39	6,03	10,02	E	D	D	
	C3	0	2,67	109,8	48,8	72,36	23,50	73,3	C	C	C	
		90	2,59	97,2	34,5	57,56	24,35	53,8	C	C	C	
10		2,36	75,6	36,8	58,32	15,88	59,06	C	C	C		
25		1,83	37,52	14,97	23,35	10,30	23,66	E	E	C		
35		1,47	40,78	23,56	27,92	7,32	28,28	D	D	C		
45		a	1,31	31,16	20,33	24,12	4,26	24,44	E	E	C	
		b	2,27	14,2	10,1	11,8	2,14	11,96	E	E	D	
60		a	1,30	20,23	15,25	16,81	2,33	17,04	E	E	D	
b		2,30	26,7	22,5	24,43	2,12	24,76	E	E	C		
C4		0	2,65	100,4	9,3	60,94	33,19	61,71	C	C	C	
	90	2,61	107,9	10,3	50,18	35,88	50,82	C	D	C		
	10	1,9	44,54	2,33	26,15	20,77	26,48	D	E	C		
	25	2,75	41,0	13,19	28,63	10,19	28,99	D	D	C		
	35	1,31	20,63	12,0	16,21	3,26	16,42	E	E	D		
	45	1,05	29,08	18,20	23,15	4,48	21,62	E	E	C		
Rozadais	R1	0	2,19	192,2	79,3	131,3	50,61	133,01	B	B	B	
		90	2,25	62,7	20,7	36,6	15,78	37,13	E	D	C	
	R2	0	2,37	132,3	57,5	104,6	30,04	106,05	B	C	B	
		90	2,26	144,7	30,1	74,2	48,08	75,22	C	C	C	
		45	2,24	30,1	7,4	19,1	9,82	19,42	E	E	D	
	R5	0	2,33	191,7	113,6	161,1	30,32	163,40	B	B	B	
		90	2,25	176,5	80,6	132,9	47,19	134,65	B	B	B	

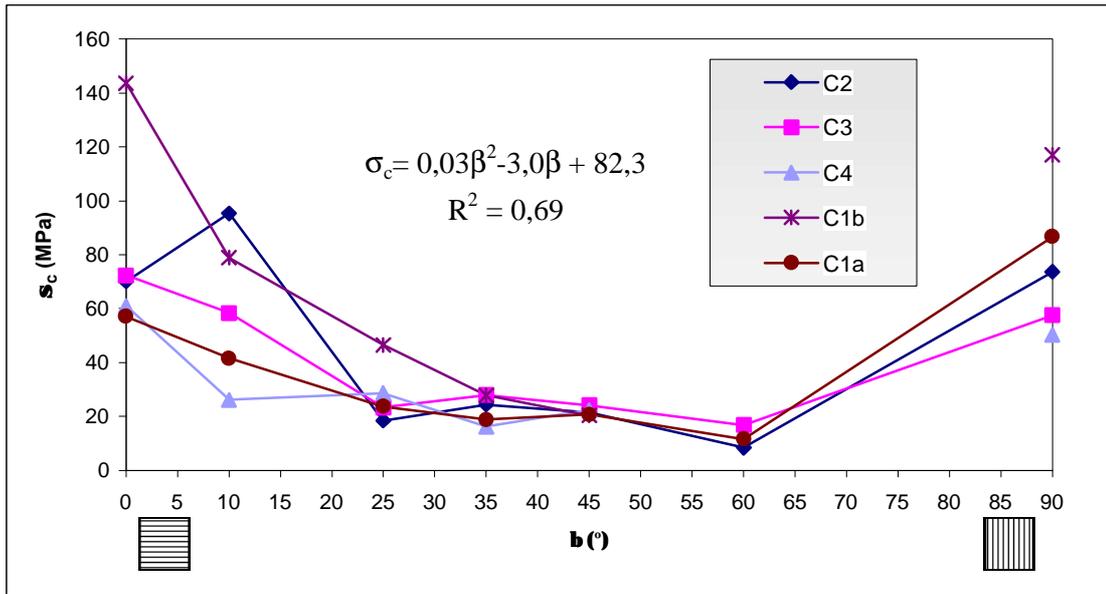


Figura 7.26.- Resistencia a la compresión uniaxial frente al ángulo de la foliación para los litotipos analizados de la Formación Casaio con la ecuación de correlación para el conjunto de muestras

La forma de las curvas de anisotropías definidas para cada litotipo se representa en las Fig. 7.27 a 7.31. Todas ellas definen morfologías en “V” excepto el litotipo de pizarra fina (C2) que define una tipología de brazo a 10°. La correlación que más se ajusta para todos los litotipos es la de tipo polinomial y es por lo general muy buena ($R^2 = 0,7-0,9$), siendo más baja esta cuando se obtiene a partir del conjunto de litotipos (0,6).

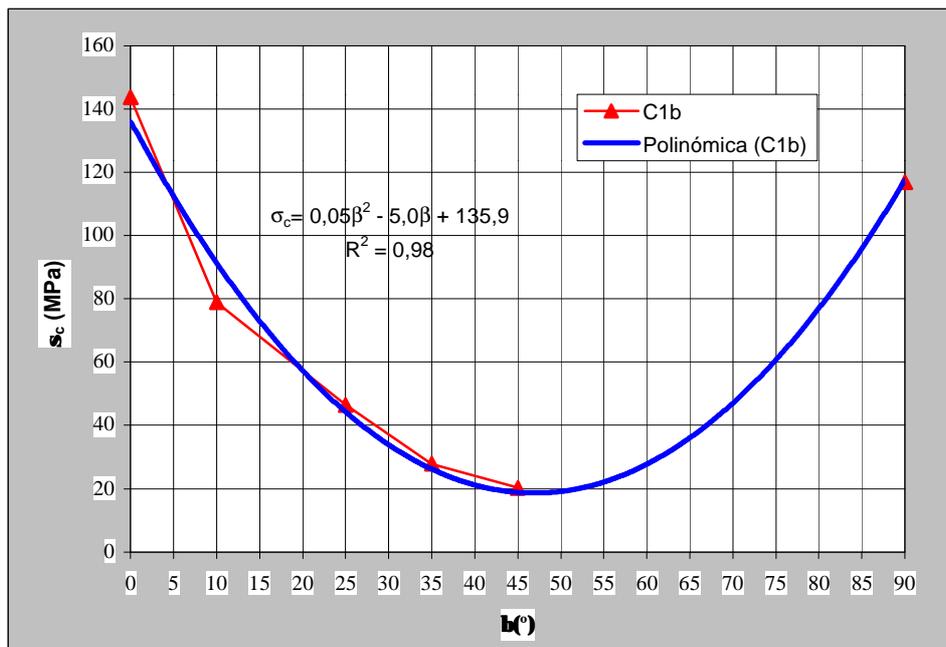


Figura 7.27.- Compresión uniaxial frente al ángulo de foliación para la muestra C1b

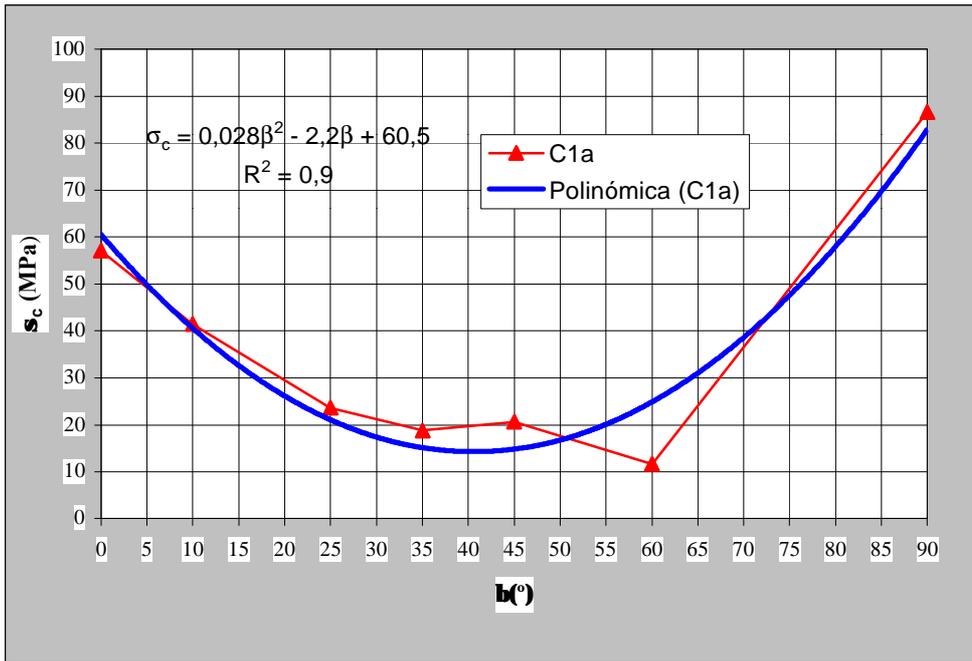


Figura 7.28.- Compresión uniaxial frente al ángulo de foliación para la muestra C1a

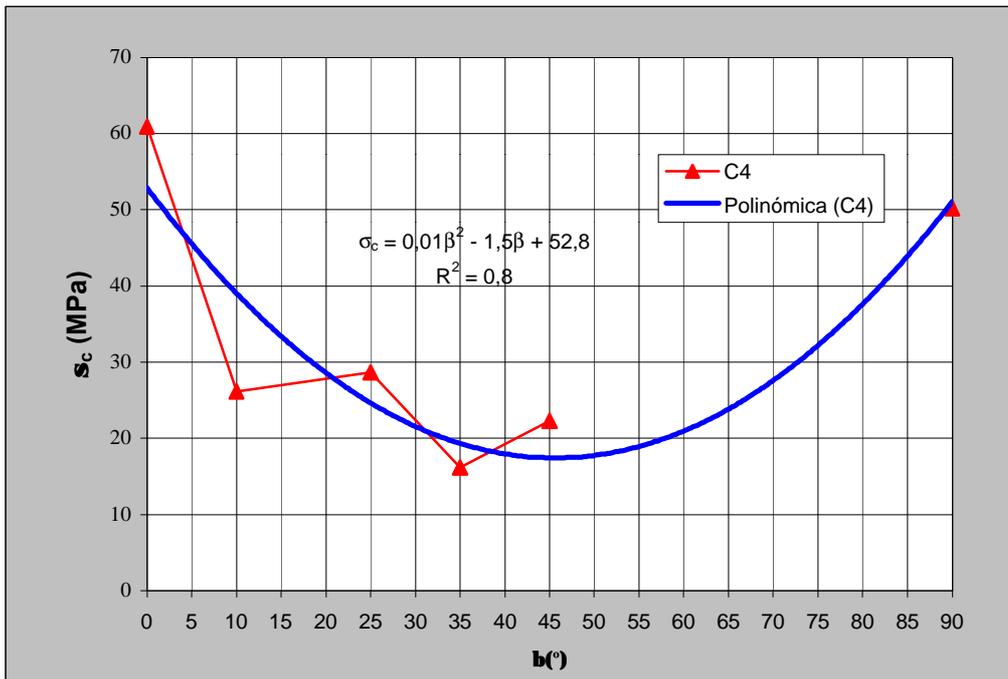


Figura 7.29.- Compresión uniaxial frente al ángulo de foliación para la muestra C4

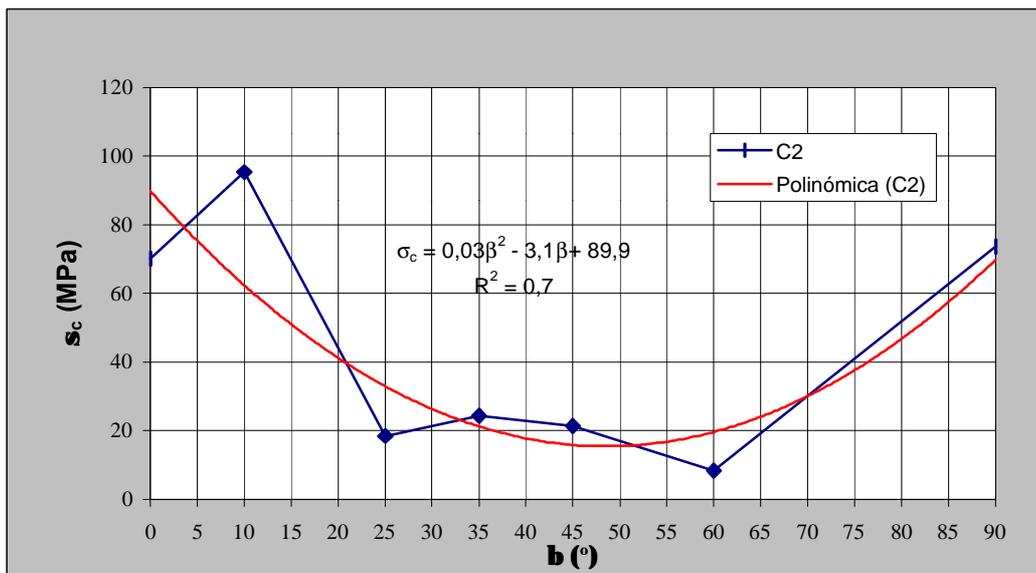


Figura 7.30.- Compresión uniaxial frente al ángulo de foliación para la muestra C2

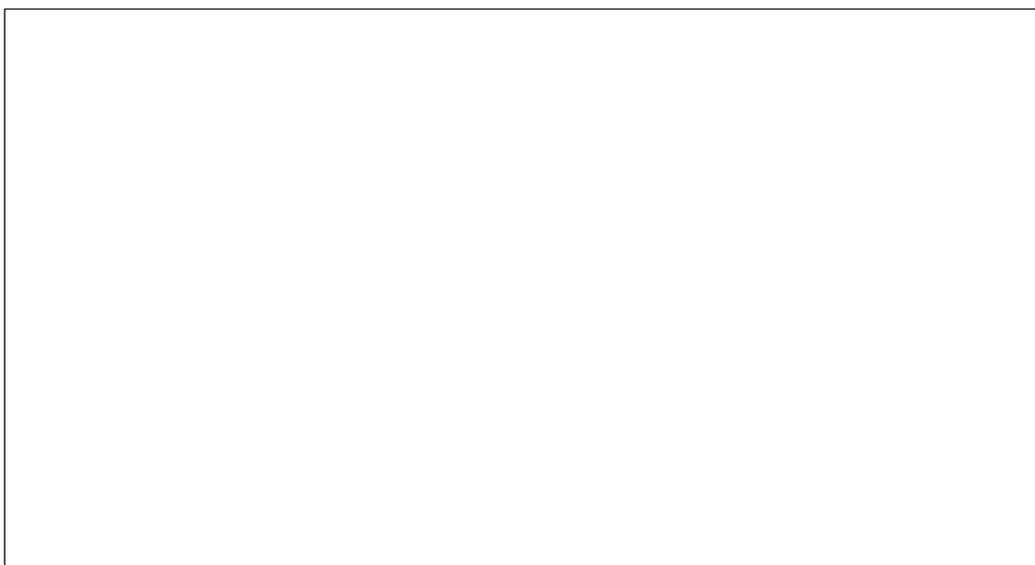


Figura 7.31.- Compresión uniaxial frente al ángulo de foliación para la muestra C3

Igual curva de correlación se obtiene a partir de los datos de resistencia a compresión uniaxial y el ángulo de disposición de la anisotropía principal en la Formación Rozadais (Fig. 7.32).

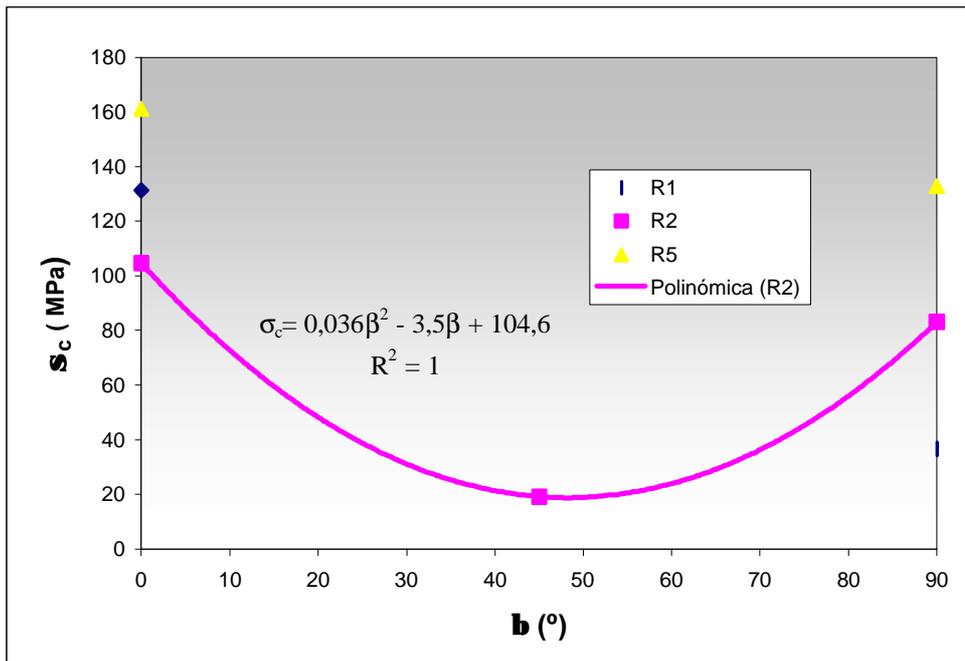


Figura 7.32.- Correlación resistencia a compresión uniaxial frente al ángulo de foliación para las muestras R1, R2 y R5 de la Formación Rozadais

La valoración de la anisotropía varía de muy alta para los litotipos C1a, C1b, C2, a moderada en C3, C4 y R1. Para R2 se considera alta mientras que anómalamente en R5 la roca es casi isótropa. Esto es debido a que sólo se dispone de los valores a 0 y 90° y por lo que se carece de los valores mínimos de la resistencia a la compresión según la orientación de la foliación.

7.4.3. MEDIDA DE LA DEFORMACIÓN

Para una serie de muestras de Casaio, correspondientes al litotipo definido como C2, se realizó la medida de la deformación lineal, mediante el empleo de transductores de deformación durante los ensayos de carga uniaxial, obteniéndose los módulos elásticos de Young para esta pizarra. Además se estableció la influencia de la distinta inclinación de la anisotropía con respecto al eje de carga, ya que uno de los objetivos prioritarios de este estudio es determinar la variación de los distintos parámetros con la inclinación del principal elemento de anisotropía, constituido por la foliación.

Se emplearon dos o en algunos casos tres muestras homogéneas con distinta inclinación para cada ejemplar ensayado. (Tabla 7.XIII; Fig. 7.33).

En las Fig. 7.34 se registran las variaciones de la resistencia a la compresión uniaxial con la inclinación de la anisotropía obtenida a partir de este ensayo.

TABLA 7.XIII.- VALORES EXPERIMENTALES OBTENIDOS DEL MÓDULO DE DEFORMACIÓN DE YOUNG

Formación	Litotipo	β (°)	Probeta	Resistencia a la Compresión Uniaxial (MPa)	Módulo de Young, E (MPa)	Módulo de Young, E (GPa)
Casaio	Pizarra fina	0	1	219,6	61600*	61
			2	232,1	65000*	65
		90	1	75,9	32.079	32
			2	119,4	48.437	48
		10	1	92,4	19.214	19
			2	125,4	22.096	22
		25	1	16,0	5.467	5
			2	35,5	11.269	11
		35	1	22,3	6.561	6
			2	40,1	11.890	11
		45	1	15,2	4.877	4
			2	26,5	9.936	9
			3	20,9	6.477	6
		60	1	9,8	5.459	5
			2	6,6	1.604	1

Valor calculado a partir de la ecuación de correlación lineal entre módulo y resistencia

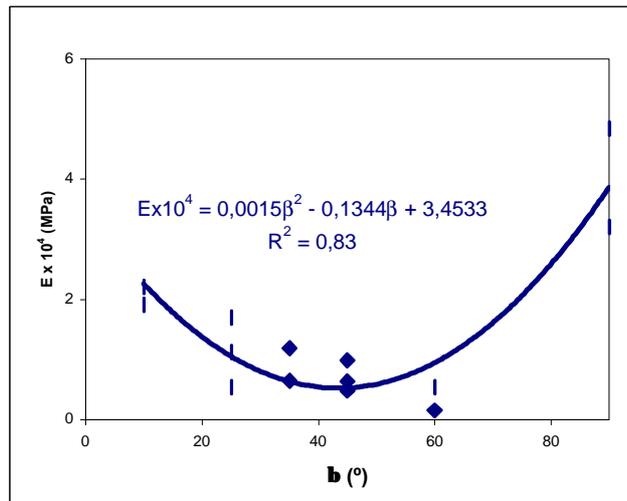


Figura 7.33.- Variación del módulo estático del litotipo C2 de la Formación Casaio frente a la orientación del ángulo de la foliación

La correlación que mejor se ajusta para los valores obtenidos es la polinómica, siendo de 0,83 lo que puede considerarse buena. Pese a no tener medida de la deformación para las probetas que correspondían a la inclinación de la foliación de 0°, a partir de la ecuación de correlación se puede calcular el módulo elástico que resulta ser de $3,45 \times 10^4$ MPa.

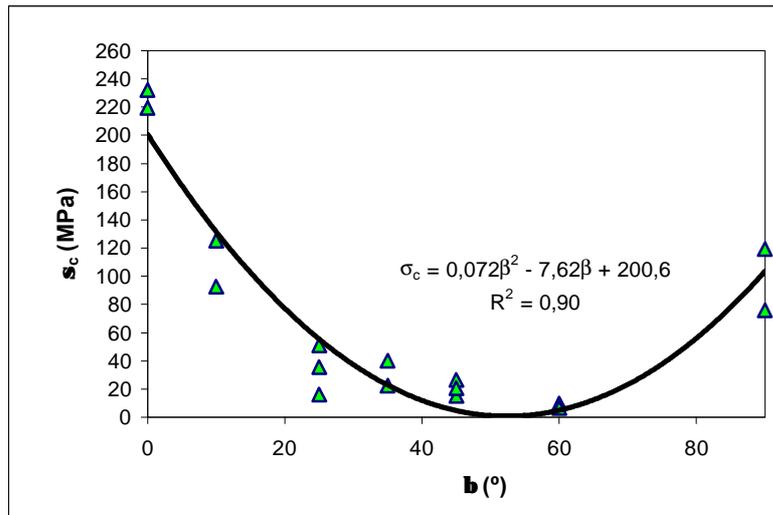


Figura 7.34.- Variación de la resistencia a compresión uniaxial del litotipo C2 de la Formación Casaio frente a la orientación del ángulo de la foliación durante la medida de la deformación

La correlación entre la resistencia a compresión uniaxial y el módulo de Young de deformación es buena y de tipo lineal (Fig. 7.35), situándose los ángulos extremos de 0 y 90 en el campo de mayor resistencia a la compresión y mayor módulo, emplazándose en el campo opuesto las inclinaciones de 60° (Fig. 7.36). Se observa una gradual disminución de estos parámetros a medida que aumenta el ángulo de inclinación para los términos intermedios.

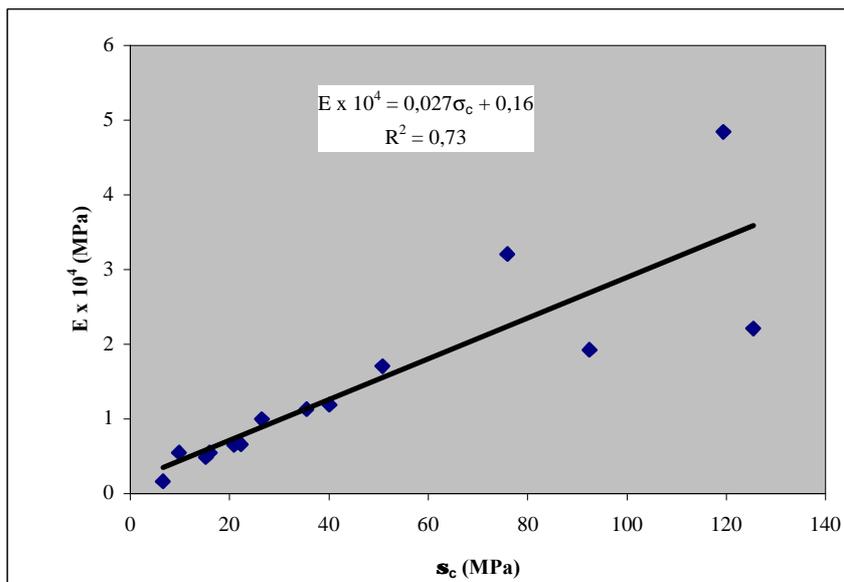


Figura 7.35.- Correlación del módulo de Young frente a la resistencia a compresión uniaxial del litotipo C2 de la Formación Casaio durante la medida de la deformación

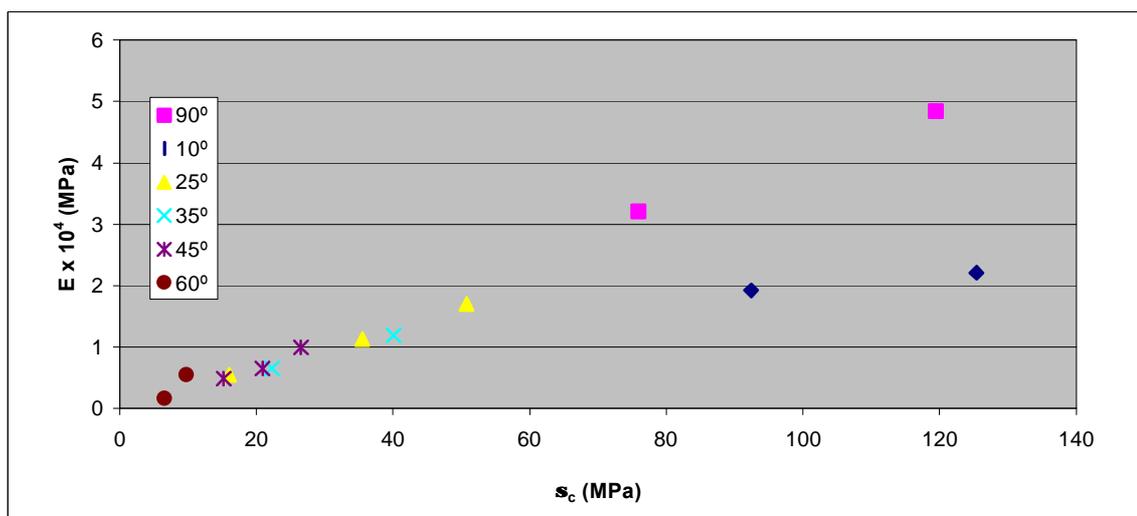


Figura 7.36.- Correlación del módulo de Young frente a la resistencia a compresión uniaxial del litotipo C2 de la Formación Casaio durante la medida de la deformación para los distintos ángulos de inclinación de la anisotropía

A partir del ensayo de compresión uniaxial, mediante el empleo de transductores de la deformación que está sufriendo la roca durante el proceso de rotura, se obtuvieron también los *módulos relativos* de algunas de las muestras de pizarra. La relación establecida entre el Módulo de Young y la resistencia a compresión define el módulo relativo en base a lo establecido por Deer y Miller (1966) y como describe Rodríguez Bouzo (1993) (ver Tabla 7.XIV).

TABLA 7.XIV.- VALORACIÓN DEL MÓDULO RELATIVO DE LAS ROCAS

Clase	Valoración	Módulo relativo
H	Elevado	>500
M	Medio	200-500
L	Bajo	<200

En la Tabla 7.XV se recoge la valoración de este parámetro y su clasificación en clases según las clasificaciones propuestas por Deer y Miller (1966). En la Fig. 7.37 se refleja la representación gráfica de los módulos obtenidos en el laboratorio junto con los obtenidos a partir de la velocidad de propagación de las ondas a través de las probetas procedentes de estos materiales pizarrosos.

TABLA 7.XV.- MÓDULO RELATIVO OBTENIDOS PARA LAS PIZARRAS DE CASAIO

b (°)	Resistencia a compresión uniaxial (MPa)	Módulo de Young (MPa)	Módulo relativo	Clase
0	219,6	61600*	280,5	BM
	232,1	65000*	280,0	AM
10	92,4	19214	207,9	CM
	125,4	22096	176,2	BL
25	16	5467	341,6	EM
	35,5	11269	317,4	DM
	50,8	17064	335,9	DM
35	22,3	6561	294,2	EM
	40,1	11890	296,5	DM
45	15,2	4877	320,8	EM
	26,5	9936	374,9	EM
	20,9	6477	309,9	EM
60	9,8	5459	557,0	EH
	6,6	1604	243,0	EM
90	75,9	32079	422,6	CM
	119,4	48437	405,6	BM

La estimación del módulo relativo calculado para las pizarras se define como de tipo medio según las clasificaciones de Deer y Miller (*op. cit.*), pero con gran variabilidad como consecuencia de la influencia que ejerce la disposición de la anisotropía sobre la resistencia (asteriscos de la Fig. 7.37), destacando en contraposición el módulo relativo obtenido a partir de las constantes elásticas que es independiente de la misma (redondeles en Fig. 7.37) confirmando un módulo relativo elevado.

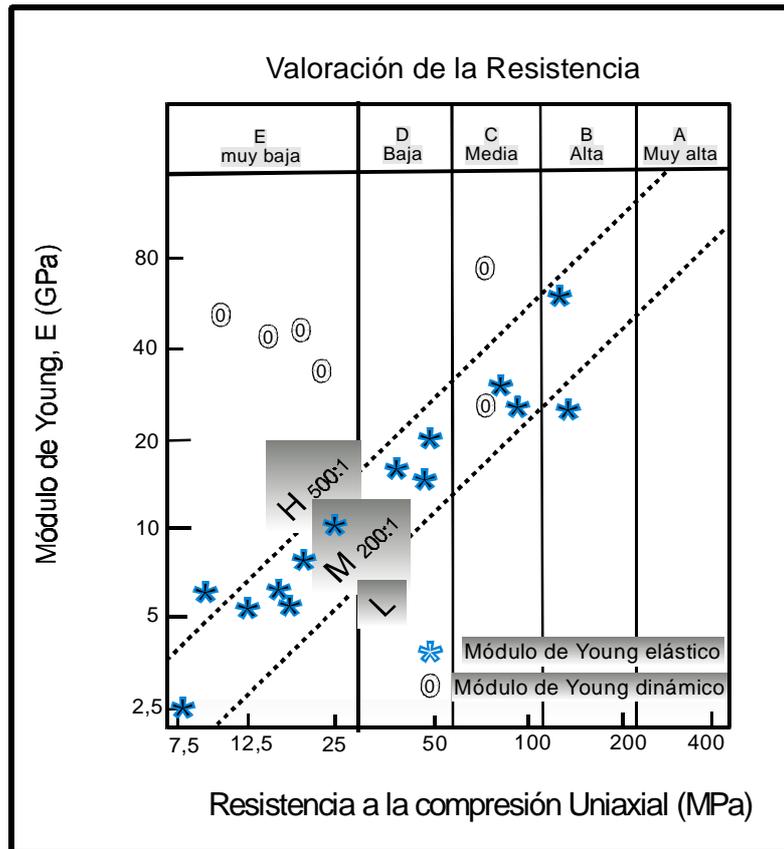


Figura 7.37.- Valoración de la resistencia de las pizarras C2 de la Formación Casaio mediante el diagrama de clasificación del módulo relativo para los distintos ángulos de inclinación de la anisotropía

En la Tabla 7.XVI se recoge la relación existente entre los módulos dinámicos y estáticos para las rocas de la Formación Casaio. En general los módulos dinámicos difieren de los estáticos –por lo común superiores– y esta variación oscila entre el 0 y 300% (Rodríguez Bouzo, 1993). Esto es debido a las propiedades intrínsecas de las rocas tales como su mineralogía, porosidad, textura y anisotropía tal y como se confirma través de los resultados de este trabajo, que inciden de modo similar sobre la velocidad de propagación de las ondas a través del medio rocoso.

Las relaciones entre los módulos elásticos y dinámicos calculados para rocas carbonatadas de edad carbonífera de la Cordillera Cantábrica (Rodríguez Bouzo, *op. cit.*), consideradas como medios isótropos, varían entre 0,85 y 1,86, mientras que las pizarras ordovícicas anisótropas objeto de estudio presentan variaciones entre módulos comprendidas entre 0,41 y 19 (Tabla 7. XVI) al existir una fuerte influencia de la distinta disposición del ángulo de inclinación de la anisotropía principal con los esfuerzos aplicados.

TABLA 7.XVI.- RELACIÓN ENTRE MÓDULOS DINÁMICOS Y ESTÁTICOS PARA LA PIZARRA FINA DE LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	b (°)	E _{din} x 10 ⁴ (MPa)	E _{din} (GPa)	E _{est*} (GPa)	E _{din} /E _{est*}
Casaio (C2)	0	2,61	26	63*	0,41
	25	4,12	41	8	5,1
	35	3,65	36	8	4,5
	45	4,31	43	6	7,1
	60	5,71	57	3	19
	90	7,49	74	40	1,85

(*) Valor calculado a partir de la ecuación de correlación para los datos experimentales

7.4.4. ROTURA A COMPRESIÓN SIMPLE

La rotura bajo esfuerzos compresivos uniaxiales en las pizarras investigadas, diverge también según la disposición del plano principal de debilidad que presente.

En las probetas con la foliación horizontal y dispuesta normalmente al esfuerzo compresivo principal la rotura más frecuentemente observada es la partición vertical compleja a través de la matriz siendo pura en unos casos mientras que en otros aparece la conoclástica afectando a la mitad de la probeta.

En general, es una rotura compleja con mezcla de varios tipos, no apreciándose influencia del plano de anisotropía en la misma.

Cuando se ensayan probetas con la foliación paralela al máximo esfuerzo compresivo aplicado uniaxialmente se aprecia una rotura multiplanar a lo largo de los planos de anisotropía variablemente distribuidos a lo largo de la sección cilíndrica de la probeta.

Cuando la disposición de la foliación forma ángulos comprendidos entre los 10 y 25° con la horizontal las fracturas observadas en este tipo de ensayo son mixtas entre la cizalla simple y la partición vertical a través de la matriz rocosa.

A mayores ángulos de la anisotropía con la horizontal, a 35, 45 y 60° se produce una rotura a favor de los planos de foliación que puede ser única o bien planos paralelos según la foliación y distribuidos con distinta separación a lo largo de la altura de la probeta, que es lo más frecuentemente observado.

La máxima disminución de la resistencia a compresión con el ángulo de anisotropía es para 60° con respecto a la horizontal y representa un 15 % del máximo de resistencia para cada litología ensayada (Fig. 7.38). Se obtiene un valor máximo de la resistencia para 0° en los términos limolíticos y la pizarra con laminaciones arenosas subverticales, a 10° para la pizarra fina, mientras que, anómalamente, en la pizarra con laminaciones arenosas subhorizontales se encuentra para una disposición de la anisotropía a 90°. Para los ángulos intermedios las variaciones de la resistencia también representa entre un 80 y 20-30% del valor máximo obtenido.

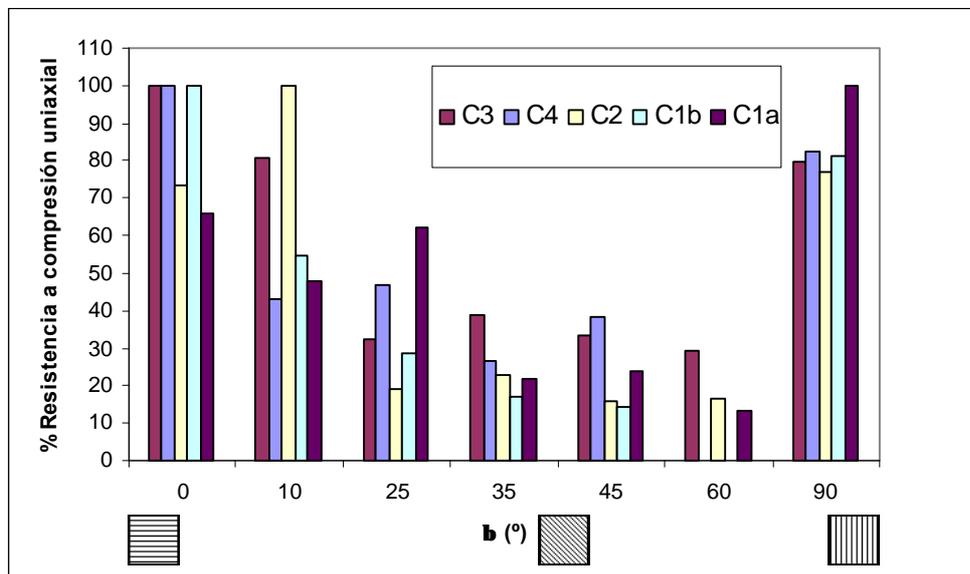


Fig. 7.38.- Variación del porcentaje de la resistencia a compresión uniaxial de las pizarras en relación al ángulo de inclinación de la anisotropía.

7.4.5. CORRELACIÓN CON OTROS PARÁMETROS

En las rocas isotópicas está bien contrastado que la correlación entre la resistencia a la compresión simple y la velocidad de propagación longitudinal es de tipo lineal, es decir, a medida que aumenta la resistencia uniaxial se produce un incremento en la velocidad de propagación de las ondas (González de Vallejo *et al.*, 2002). Pero en las rocas anisótropas existe un control de la anisotropía principal sobre ambos parámetros, por lo que la única correlación que se puede establecer es que a mayor ángulo de la anisotropía con la horizontal aumenta la velocidad de

propagación de las ondas elásticas, siendo independiente de las pequeñas variaciones litológicas que puedan presentar las pizarras.

En los gráficos de las Fig. 7.39, 7.40 y 7.41 se recoge la relación entre la resistencia a compresión simple con la velocidad de propagación de las ondas elásticas.

A partir de los mismos se determina que no existe, en general, una correlación clara entre ambos parámetros, habiendo una evidente influencia del ángulo de anisotropía sobre la velocidad de propagación de ondas “P”, mientras que la litología es un parámetro relegado a un segundo plano.

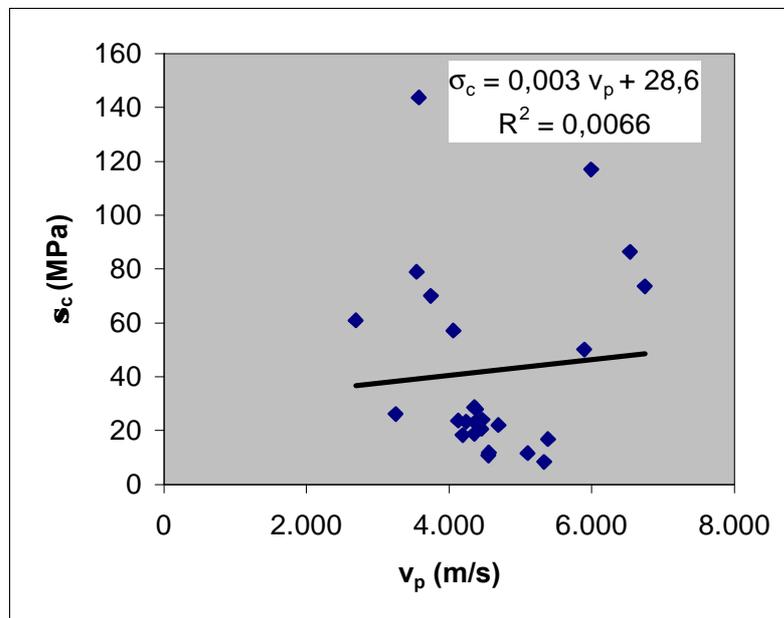


Figura 7.39.- Correlación de las V_p y resistencia a compresión uniaxial σ_c para las pizarras del Sinclinal de Truchas

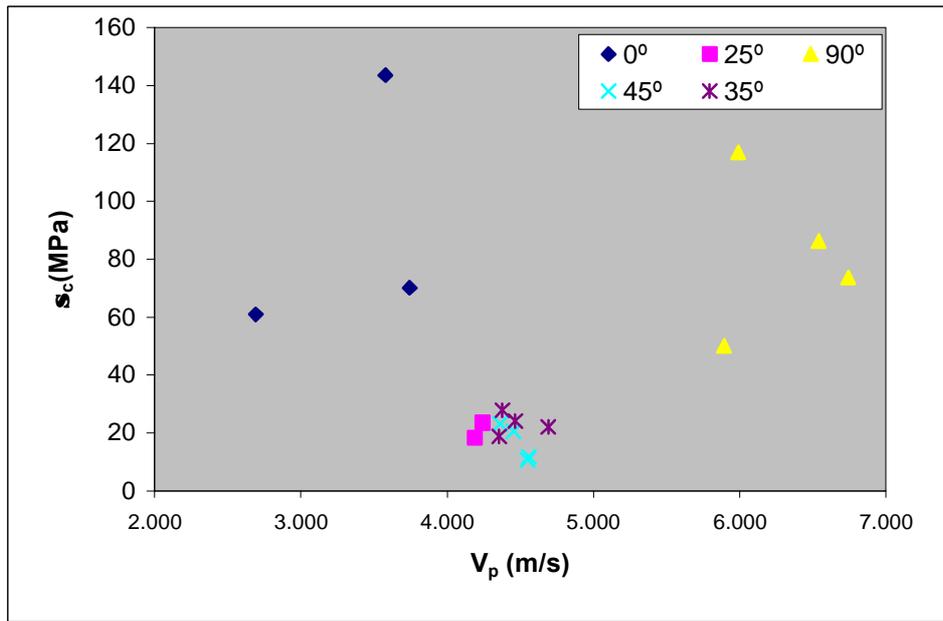


Figura 7.40.- Correlación V_p frente a σ_c para la distinta inclinación en las pizarras de Casaio

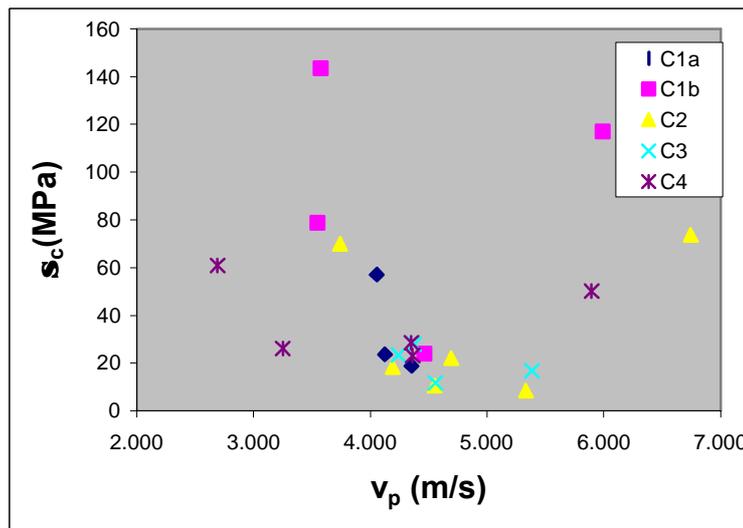


Figura 7.41.- Correlación V_p frente a σ_c para las distintas litologías en las pizarras de Casaio

Para las direcciones a 90° de la foliación con la horizontal, es decir la foliación paralela al principal esfuerzo compresivo, se ha correlacionado la resistencia a compresión simple con la resistencia a tracción (Tabla 7. XVII y Fig. 7.42), así como el índice de punzonamiento para los distintos litotipos definidos en el área estudiada (Tabla 7.XVIII y Fig. 7.43).

TABLA 7. XVII.- CORRELACIÓN ENTRE LA RESISTENCIA A COMPRESIÓN UNIAxIAL FRENTE A TRACCIÓN INDIRECTA

Formación	Litotipo	σ_c/σ_t
Rozadais	R1	2,60
	R2	7,20
	R5	10,21
Casaio	C1a	4,93
	C1b	11,93
	C2	3,92
	C3	3,47
	C4	2,90

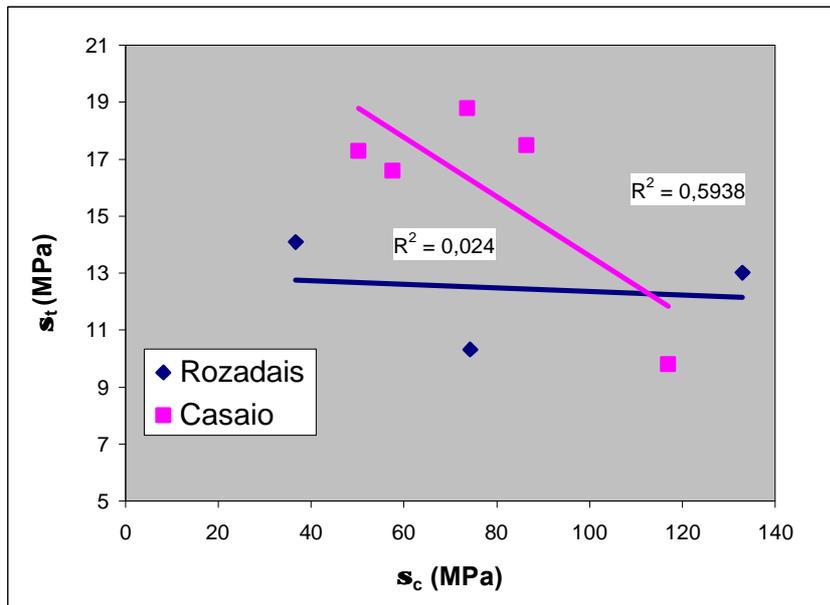


Figura 7.42.- Correlación de la resistencia a la compresión uniaxial frente a la resistencia a tracción cuando la foliación es paralela al máximo esfuerzo compresivo

TABLA 7.XVIII.- CORRELACIÓN ENTRE LA RESISTENCIA A COMPRESIÓN UNIAxIAL FRENTE AL ÍNDICE DE CARGA PUNTUAL

Formación	Litotipo	$s_c/Is (50)$
Rozadais	R1	27,16
	R2	95,22
	R5	32,41
Casaio	C1a	48,24
	C1b	94,31
	C2	43,57
	C3	33,08
	C4	34,37

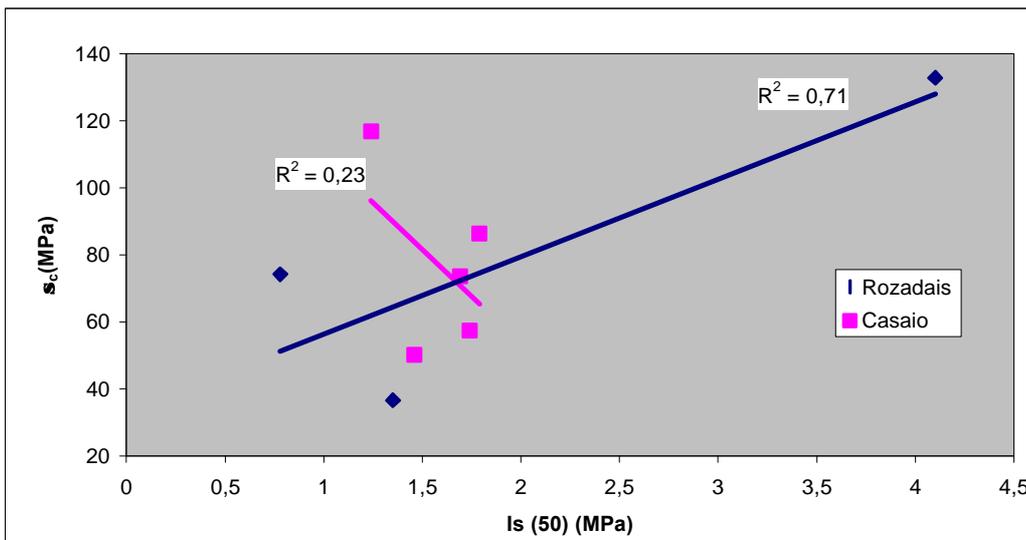


Figura 7.43- Correlación de la resistencia a la compresión uniaxial frente al índice de punzonamiento

El comportamiento geomecánico general de las pizarras estudiadas en el Sinclinal de Truchas se refleja en la Tabla 7.XIX.

TABLA 7.XIX.- RESUMEN DEL COMPORTAMIENTO GEOMECÁNICO DE LAS PIZARRAS DEL SINCLINAL DE TRUCHAS

Formación	Litotipo	Orientación		Resistencia al rebote		Resistencia tracción			Índice de carga puntual			Compresión uniaxial	
		b(°)	dirección medida	<i>s_c estimado Campo</i>	<i>s_c estimado Laboratorio</i>	<i>s, (ISRM, 1985)</i>		<i>s_c estimada Miller(1965)</i>	<i>s, estimado (1972)</i>	<i>s_c estimado ISRM (1985)</i>	<i>Is (50)</i>	<i>S_c</i>	
				<i>González de Vallejo et al. (2002)</i>	<i>González de Vallejo et al. (2002)</i>	<i>Fourmaintraux (1976)</i>	<i>Oteo (1978)</i>	<i>González de Vallejo et al. (2002)</i>	<i>Oteo (1978)</i>	<i>González de Vallejo, et al. (2002)</i>	<i>Bieniawski (1973)</i>	<i>González. de Vallejo et al. (2002)</i>	
Casaio	C2	0	Ra	Muy dura-Moderad. dura	Extremad. dura-Muy dura				Muy alta	Ext. dura	Muy alta	Dura	
		90	Rb			Muy alta/Alta	Muy alta	Muy dura	Débil	Moderad. dura	Baja	Dura	
		90	Rc		Muy dura							Blanda	
		45	Rd						Muy alta	Ext. dura	Muy alta	Dura	
		10							Muy alta	Muy dura	Alta	Blanda	
		25										Moderad. dura/Blanda	
		35								Blanda			
	60								Blanda				
	C1a	0	Ra	Muy dura-Moderad.dura	Extremad. dura-Muy dura				Alta	Muy dura	Alta	Dura	
		90	Rb			Muy alta/Alta	Muy alta	Muy dura	Débil	Moderad. dura	Baja	Dura	
		10							Muy alta	Muy dura	Alta	Moderad. dura	
		25							Media	Muy dura	Alta	Blanda	
		35											
		45											
	60												
	C1b	90				Muy alta/Alta	Muy alta	Dura	Débil	Moderad. dura	Baja	Muy dura	
		0							Alta	Muy dura	Alta	Muy dura	
		10							Alta	Muy dura	Alta	Dura	
		25							Media	dura	Media	Moderad. dura	
		35										Moderad. dura	
	45								Blanda				
	C3	90				Muy alta/Alta	Muy alta	Muy dura	Débil	Moderad. dura	Baja	Dura	
		0							Muy alta	Muy dura	Alta	Dura	
		10							Muy alta	Muy dura	Muy alta	Dura	
		25							Alta	Muy dura	Alta	Blanda	
	C4	90				Muy alta/Alta	Muy alta	Muy dura	Débil	Moderad. dura	Baja	Dura	
		0							Alta	Muy dura	Alta	Dura	
		10							Muy alta	Muy dura	Muy alta	Moderad. dura	
		25							Alta	Muy dura	Alta	Moderad. dura	
		35										Blanda	
	45												
	Cuarcita	0	Ra	Extremad. dura									
		90	Rb	Extremad.dura									
		90	Rc	Extremad. dura-Muy dura									
	Rozadais	R1	90				Muy alta/Alta	Muy alta	Muy dura	Débil	Moderadamente dura	Alta	Blanda
			0							Alta	Muy Dura	Baja	Muy dura
R2		90				Muy alta/Alta	Muy alta	dura	Muy débil	Blanda	Muy baja	dura	
		0							Alta	Muy Dura	Muy alta	Muy dura	
		45										Blanda	
R5		90				Muy alta/Alta	Muy alta	Muy dura	Media	Dura	Alta	Muy dura	
		0							Alta	Muy Dura	Alta	Muy dura	

7.5. RESISTENCIA A LA COMPRESIÓN TRIAXIAL

7.5.1. GENERALIDADES

Los ensayos de compresión triaxial son considerados como los más representativos de las tensiones en los macizos rocosos, ya que tienen en cuenta las presiones de componente horizontal a las que se ven confinadas los materiales en el interior del mismo. A parte de la principal presión que es la litostática, inducida por el peso de los materiales suprayacentes, aparecen otras menores de componente horizontal que son simuladas por la presión de confinamiento en esta prueba.

Este ensayo es fundamentalmente importante cuando se valoran los macizos rocosos con vistas a la realización de obras subterráneas de ingeniería, al tener en cuenta la interacción de tales presiones.

La respuesta de las rocas es diferente al aumentar la presión de confinamiento dado que está en función de la ductilidad de cada material. Por esto, como norma general en este ensayo, la carga de rotura axial se incrementa progresivamente a medida que lo hace la presión de confinamiento.

Para su ejecución se utiliza una célula triaxial, denominada de Hoek (Foto 93) sin medida de presiones intersticiales, que aplica presiones intermedias de igual magnitud en todas las direcciones laterales (presión de confinamiento), en una prensa estándar de carga axial o de rotura a compresión simple (Fig. 7.44).

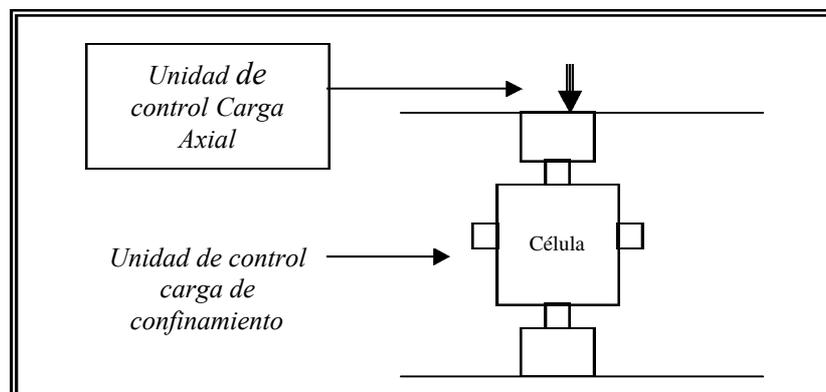


Figura 7.44.- Esquema general del ensayo triaxial (ISRM, 1983)



Foto 93.- Célula empleada para la compresión triaxial

Las roturas triaxiales se agrupan, según Vutukuri *et al.* (1974) y como recoge Taboada, (1993), en dos grandes categorías en función de la deformación sufrida por la muestra:

- Rotura frágil donde no se observa deformación plástica antes de la rotura y para la que se cumple la relación $\sigma_1 \leq 3,4 \sigma_3$.
- Rotura dúctil donde está presente la deformación plástica antes de la rotura.

En condiciones tensionales normales en superficie, las rocas se caracterizan por presentar un comportamiento frágil dentro del campo elástico de deformación y lo mantienen hasta los 300 m de profundidad como mínimo para los materiales pizarrosos de la región de Truchas (Taboada, *op. cit.*).

La rotura de las rocas se produce por la repentina pérdida de cohesión a lo largo de un plano que no ha sufrido deformación previa, y tiene lugar tanto a escala micro como macroscópica (Bell, *op. cit.*).

Coulomb, en la segunda mitad del siglo XVIII, estableció el primer criterio de rotura partiendo de la idea de que la fractura de la roca se produce a través de una superficie en la que se cumple que el esfuerzo de cizalla sobrepasa la resistencia a la

cohesión de la roca y la resistencia al movimiento. Esta relación se expresa mediante la ley de Coulomb:

$$\tau = C + \sigma_n \times \operatorname{tg} \phi$$

donde:

τ = esfuerzo de cizalla

C = cohesión

σ_n = esfuerzo normal

ϕ = ángulo de fricción interna

Para condiciones triaxiales esta ley se expresa como:

$$\sigma_n = 1/2 (\sigma_1 + \sigma_3) + 1/2 (\sigma_1 - \sigma_3) \times \cos 2\beta$$

y

$$\tau = 1/2 (\sigma_1 - \sigma_3) \times \operatorname{sen} 2\beta$$

σ_1 y σ_3 son los esfuerzos de rotura y la presión de confinamiento respectivamente.

β es el ángulo que forma la superficie de rotura con la horizontal.

Este criterio de fractura se cumple para los datos experimentales de las rocas cuando la relación entre el esfuerzo principal y la rotura es lineal, pero el principal inconveniente es que la experiencia demuestra que las envolventes de resistencia máxima no es lineal en general, principalmente debido a que la superficie de los granos en contacto friccional aumenta con el aumento de la presión normal (Bell, 1992).

Además esta valoración involucra una fractura de cizalla para la resistencia máxima o de pico, aunque esto no siempre se cumple. También implica una dirección de la rotura de cizalla que no siempre concuerda con los datos experimentales.

Posteriormente Mohr, a finales del siglo XIX, modifica este criterio de Coulomb estableciendo que cuando una roca se somete a un esfuerzo compresivo por cizalla la fractura se produce paralelamente a dos planos equivalentes para los cuales la resistencia a la cizalla es máxima mientras que el esfuerzo normal es el mínimo (Fig. 7.45).

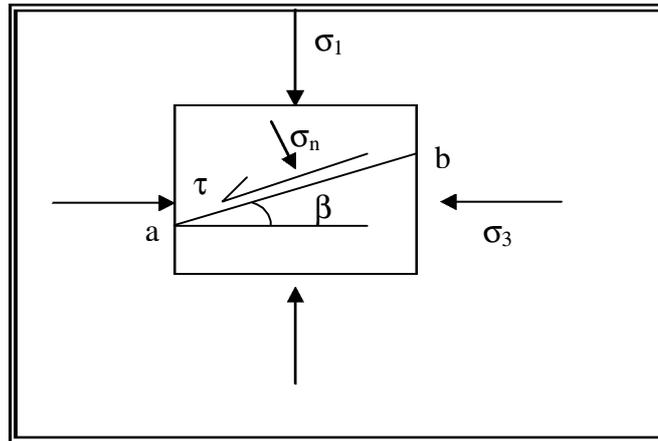


Figura 7.45.- Criterio de rotura de Mohr donde el plano ab es el plano de rotura por cizalla

Así surge el criterio de Mohr-Coulomb, siendo uno de los más fáciles de interpretar y de mayor aplicación. Determina de forma gráfica y sencilla los valores de la cohesión y el ángulo de rozamiento interno junto con los esfuerzos normales y de cizalla que se producirán en el laboratorio bajo determinados esfuerzos de confinamiento.

De esta manera se construye el denominado diagrama de Mohr, constituido por una representación gráfica de los círculos de rotura para cada uno de los pares de esfuerzos obtenidos en el laboratorio de compresión axial (σ_1) y compresión de confinamiento (σ_3), situándose en el eje de abscisas (σ_n) y en el eje de ordenadas los valores de resistencia al corte (τ).

Cada círculo de rotura para cada par de valores aplicados tendrán como origen y radio los siguientes:

$$\text{Origen} = (\sigma_1 + \sigma_3) / 2$$

$$\text{Radio} = (\sigma_1 - \sigma_3) / 2$$

La ecuación de la tangente a cada uno de los círculos obtenidos representa el momento de la rotura para cada estado de tensiones, definiendo un campo de no rotura para valores por debajo de dicha tangente o de rotura para los valores que se sitúan por encima. A esta tangente se la denomina ecuación de la envolvente y se define como:

$$\tau = C + \sigma_n \times \operatorname{tg} \phi$$

donde:

C = cohesión

ϕ = ángulo de rozamiento interno

τ = resistencia al corte o esfuerzo de cizalla

σ_n = esfuerzo normal

El desarrollo de esta envolvente es una curva, que refleja las variaciones del ángulo de rozamiento interno en función de la presión, si bien lo más común es establecer estos parámetros de cohesión y ángulo de rozamiento interno a partir de la línea recta de la envolvente deducida de la ecuación anterior.

Además,

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3)/2 \times \operatorname{sen} 2\theta$$

$$\sigma_n = (\sigma_1 + \sigma_3)/2 - (\sigma_1 - \sigma_3)/2 \times \operatorname{cos} 2\theta$$

Siendo θ el ángulo entre la superficie de rotura y el esfuerzo principal σ_1 y su conjugado como 2θ , y que puede calcularse según la expresión:

$$\theta = \pm 45^\circ \pm \phi/2$$

La *cohesión* está definida por el punto en el que la envolvente de los distintos círculos obtenidos en cada ensayo corta al eje de ordenadas, y representa la cantidad de deformación que la probeta puede asumir sin que se produzca la rotura.

El *ángulo de rozamiento interno* viene determinado por el ángulo que forma la envolvente de Mohr con la horizontal. A partir de este ángulo se define el coeficiente de rozamiento interno (μ) que refleja la pendiente de la curva de rotura y la relación entre ambos parámetros es:

$$\boxed{\mu = \tau_0/\sigma_0 \quad \longrightarrow \quad \mu = \text{tg } \phi}$$

El coeficiente de rozamiento interno es el parámetro que cuantifica la dificultad para que el material se desplace sobre una superficie de fractura originada bajo determinados esfuerzos compresivos y depende fundamentalmente de la rugosidad que ofrezca dicha superficie de fractura, ofreciendo mayor resistencia al deslizamiento cuanto más rugosa sea la misma.

Griffith modificó estas teorías, con la introducción del origen de la rotura a partir de la existencia de grietas a nivel microscópico donde se concentran los esfuerzos, producen su alargamiento y con el tiempo se propagan hasta alcanzar la fracturación de la roca. Existe una correlación entre los datos experimentales y los teóricos aunque no confirma de manera satisfactoria los mecanismos de rotura de las rocas. Posteriormente Hoek demostró este hecho, modificando las teorías de Griffith, hasta adaptarlas a la predicción de la iniciación de la rotura de las rocas, sin llegar a describir su propagación y fractura final.

A partir de este momento se aplican distintos modelos de resistencia empíricos bajo condiciones de esfuerzos compresivos, que reconocen que las envolventes para las rocas σ_1 frente a σ_3 y τ frente a σ_n no son lineales sino cóncavas hacia abajo.

Para asegurar que los parámetros utilizados en los diversos criterios de rotura son adimensionales se representan de forma normalizada, dividiendo los esfuerzos compresivos por la resistencia a la compresión uniaxial de la roca (González de Vallejo *et al.*, 2002).

Una de las leyes empíricas más recientes ha sido la desarrollada por Hoek y Brown (1980b), donde los esfuerzos compresivos triaxiales para materiales isotrópicos pueden describirse como:

$$\sigma_1 = \sigma_3 + (m \sigma_c \sigma_3 + s \sigma_c^2)^{1/2}$$

donde:

σ_1 = Esfuerzo mayor principal.

σ_3 = Esfuerzo menor principal (en compresión triaxial, presión de confinamiento).

σ_c = Resistencia a compresión uniaxial.

“m” y “s” son constantes adimensionales que se asemejan a la cohesión y fricción del convencional criterio de fractura de Mohr- Coulomb.

La rotura en las distintas rocas está en función de la composición mineralógica, tamaño de grano, forma y empaquetamiento, cantidad y relación cemento/matriz, contacto entre granos etc. Si estos factores son uniformes para una roca con una única curva sería suficiente para ajustar los datos normalizados. Al contrario cuando varían en un amplio rango, como suele ser lo más frecuentemente en materiales como calizas y areniscas, con una sola curva se obtendrá un coeficiente de correlación bajo. Por lo tanto la principal dificultad de esta teoría radica en encontrar valores aceptables para la cohesión y fricción de una masa rocosa determinada, hecho que aún hoy en día sigue sin resolver.

La principal ventaja del criterio empírico formulado por Hoek y Brown (1980b) es que permite realizar cálculos preliminares sin ensayos empleando valores aproximados de “m” para una roca particular y determinando un valor de resistencia compresiva uniaxial. Además este criterio original puede aplicarse para rocas fuertemente fracturadas. La envolvente de Mohr se obtiene mediante la curva de ajuste estadístico de pares de valores de los esfuerzos normales y de cizalla, calculada por el método de Balmer (1952).

Modificaciones posteriores realizadas por el propio autor (Hoek, 1983) establecen estimaciones para rocas intensamente fracturadas con una valoración entre roturas anisótropas y la envolvente de Mohr calculada según las teorías de Bray.

Hoek y Brown (1988) publican lo establecido anteriormente por Hoek aportando además las relaciones entre las constantes “m”, “s” y el índice de calidad RMR (“rock mass rating”), donde se tiene en cuenta el flujo del agua subterránea asignando un valor prefijado de 10 así como los ajustes para la orientación de discontinuidades con el establecimiento de un valor cero. También introducen la diferenciación para masas de rocas perturbadas por los explosivos o sin perturbar, a la vez que una estimación del módulo de deformación (E). Una nueva modificación de Hoek *et al.* (1992) sirvió para cuantificar el hecho de que las masas rocosas fuertemente diaclasadas tienen una resistencia a la tensión cero, con el empleo de la técnica de Balmer para calcular las resistencias normales y de cizalla.

Posteriormente se introduce una generalización del criterio de Hoek-Brown (Hoek, 1994; Hoek *et al.*, 1995), diferenciado tanto para masas rocosas de muy mala a mala calidad, como para otras de mejor calidad. Además se establece el índice geológico de resistencia (GSI) con el fin de salvar diferencias con el índice de calidad RMR de Bieniawski (1976), para los materiales muy deficientes. Se llevó a cabo una distinción entre rocas afectadas o no por la apertura de la excavación partiendo del hecho de que esta alteración ha sido introducida por las actividades ingenieriles, por lo cuál deberían quedar reflejadas mediante un valor gradacional del GSI (“geological strength index”) (Hoek y Brown, 1997 y Hoek *et al.*, 1998).

La última modificación de las estimaciones de Hoek-Brown es la propuesta por Hoek *et al.* (2002) en la que presentan un método exacto para el cálculo de la resistencia cohesiva y de fricción, proporcionando los rangos característicos para túneles y taludes. Además introducen una norma para evaluar el daño de la masa rocosa, cuantificar la reducción de la resistencia debida a la relajación, así como la influencia de la voladura en la estabilidad de los taludes y sobre las cimentaciones. En esta modificación se suprimen la cuantificación de los coeficientes “s” y “a” para un GSI = 25, lo que proporciona transiciones continuas más suaves para el rango total de valores de GSI. También aportan correcciones a las ecuaciones originales de Balmer.

Entre los parámetros que influyen en el ensayo cabe mencionar los siguientes:

Presión de confinamiento. Interviene por un lado en el aumento de la resistencia máxima de la roca y en el módulo de elasticidad. Por otro con mayores presiones totales se produce un incremento de la ductilidad o plasticidad de la muestra, hasta tal punto que cuando es alta la roca fluye. Otra influencia la ejerce sobre la anisotropía de las rocas, de manera que incrementos sucesivos de la presión de confinamiento provocan una reducción progresiva de la anisotropía en las rocas.

Temperatura. Influye de manera que a un aumento de la misma conlleva una disminución de la resistencia compresiva, siendo diferente para cada tipo de roca.

Velocidad de carga axial. Presenta una relación directamente proporcional con la carga de rotura.

La relación *altura/diámetro* y la *geometría* de las probetas, sin embargo, no constituyen parámetros con gran influencia en los resultados de estos ensayos.

En materiales porosos es muy importante tener en cuenta la determinación de los valores de la *presión de poro* en los resultados experimentales.

Para rocas que muestran una marcada anisotropía es también necesario tener en cuenta el ángulo con el que se dispone la anisotropía con respecto a la dirección de carga axial principal.

7.5.2. METODOLOGÍA

Se ha empleado una prensa estándar de marca comercial “Mecánica científica, S.A.”, con la que se llegan a alcanzar los 120 KN de carga uniaxial y a la que se ha adaptado un mantenedor de carga tipo Farnell, para conseguir la presión de confinamiento deseada, que permite alcanzar hasta los 700 kg/cm². Los datos finales se obtienen por la conexión de ambas prensas a un módulo de adquisición de datos de tipo Mercatest-16 de la misma casa comercial que la prensa de carga con el vuelco de los datos en un ordenador (Foto 94).

Se ha efectuado el ensayo siguiendo el protocolo del tipo I, denominado “individual” y recogido por la Norma UNE 22-950-92 parte 4 (Aenor, 1999), sobre

tres probetas cilíndricas de diámetro medio de 54 mm y alturas medias de 120 mm condicionado por las dimensiones de la célula triaxial disponible.



Foto 94.- Equipo informático de procesamiento de datos durante los ensayos de compresión asociado a la prensa

Dichas pruebas se han repetido para cada litotipo pero talladas en distinta posición de la foliación principal con respecto a las direcciones de carga axial, según quedó reflejado en la Fig. 6.4.

Los ensayos se realizaron a temperatura ambiente de laboratorio con la muestra en condiciones de saturación en agua, y para los distintos ángulos de la anisotropía con respecto a la horizontal, según la disponibilidad de las muestras.

Además se han aplicado los criterios de rotura de Mohr-Coulomb y las de Hoek y Brown mediante la aplicación informática “rockdata” (Shah y Hoek, 1991).

7.5.3. RESULTADOS

Los valores obtenidos a partir del ensayo de compresión triaxial se recogen en las Tablas 7.XX y 7.XXI, para los que se ha aplicado el criterio de rotura de Coulomb para la obtención de la ecuación del plano de rotura.

Se ha intentado aplicar siempre la misma presión de confinamiento para cada muestra, aunque el resultado final es que las mencionadas presiones aplicadas están comprendidas entre 5 y 30 MPa, siendo muy variables de unos ensayos a otros como consecuencia del empleo de un aplicador manual de carga externo a la prensa principal.

Las presiones de confinamiento prefijadas en Casaio, como cabía esperar, no fueron idénticas para cada uno de los ensayos efectuados, variando normalmente entre 5 y 10 unidades en cada serie de cargas aplicadas (las series 5, 10, 20 y 10, 20, 30 son las más frecuentes siendo excepcionales los valores de presiones de confinamiento de 5, 10, 15 y excepcionalmente 5, 7,5 y 10).

Idénticamente las presiones de confinamiento prefijadas para cada ensayo de las probetas de la Formación Rozadais, oscilaron, variando normalmente entre 5, 9, 10 o excepcionalmente 19 unidades (las series 10, 20, 29 y 5, 10, 20 son las más frecuentes, aplicándose en contadas ocasiones los valores de presiones de confinamiento 10, 29 (30) y 39).

Las Figs. 7.46 a 7.50 recogen las correlaciones existentes entre los diferentes parámetros determinados experimentalmente.

La Fig. 7.46 refleja la variación de las presiones normales y de confinamiento aplicadas durante las pruebas de compresión triaxial, y la influencia del ángulo de anisotropía, apreciándose una disminución de la carga de rotura, σ_1 , a medida que aumenta la inclinación de dicho plano obteniéndose valores similares y agrupados para las disposiciones de 0 y 90° (σ_1 varía entre 180 y 360 MPa) y diferenciados para los ángulos de 10 y 25°, donde la σ_1 está comprendida entre 30 y 210 MPa.

TABLA 7.XX.- RESULTADOS PARA LAS COMPRESIÓN AXIAL Y DE CONFINAMIENTO EN LOS ENSAYOS TRIAXIALES DE LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Litología	Muestra	\bar{b} (°)	s_3 (MPa)	s_1 (MPa)	Ecuación de rotura Coulomb ($s_1 = ms_3 + c$)
Casaio	Pizarra Limolítica muro	C4	0	10	253	$\sigma_1 = 1,15\sigma_3 + 242$
				20	266	
				30	276	
		C4	90	5	189	$\sigma_1 = 5,7\sigma_3 + 164$
				10	228	
				15	246	
		C4	10	10	94	$\sigma_1 = 3,75\sigma_3 + 62,66$
				20	150	
				30	169	
	Pizarra Fina	C2	90	5	196	$\sigma_1 = 6,21\sigma_3 + 154,5$
	10	201				
	20	284				
	Pizarra limolítica	C3	0	5	190	$\sigma_1 = 3,1\sigma_3 + 179,5$
				10	218	
				20	239	
C3		90	10	209	$\sigma_1 = 4,6\sigma_3 + 159,33$	
			20	246		
			30	302		
C3	10	5	118	$\sigma_1 = 2,9\sigma_3 + 102$		
		10	129			
		20	161			
Pizarras con laminaciones arenosas subhorizontales	C1a	90	10	242	$\sigma_1 = 4,9\sigma_3 + 193$	
			20	291		
C1a	25	5	51	$\sigma_1 = 4,6\sigma_3 + 26,83$		
		7,5	59			
		10	74			
Pizarras con laminaciones arenosas subverticales	C1b	90	5	195	$\sigma_1 = 8,7\sigma_3 + 156$	
			10	252		
			20	329		
	C1b	10	10	139	$\sigma_1 = 2,85\sigma_3 + 108$	
			20	162		
			30	196		
C1b	25	5	52	$\sigma_1 = 4,11\sigma_3 + 40$		
		10	94			
			20	118		

Cuando se representan los valores normalizados la influencia de la disposición de la anisotropía disminuye y se observa un mayor control de las presiones de confinamiento sobre la rotura y determinada por la variación litológica de las muestras analizadas con diferente disposición de la anisotropía (Figs. 7.47, 7.48 y 7.49).

TABLA 7.XXI.- RESULTADOS PARA LAS COMPRESIÓN AXIAL Y DE CONFINAMIENTO EN LOS ENSAYOS TRIAXIALES DE LA FORMACIÓN ROZADAIS

Formación	Litología	Muestra	$b(\ell)$	s_3 (MPa)	s_1 (MPa)	Ecuación de rotura Coulomb ($s_1 = ms_3 + c$)	
Rozadais	Pizarra limolítica	R1	90	5 10 20	109 113 175	$\sigma_1=4,75\sigma_3+77,92$	
			0	10 20 29	163 211 260		
		Pizarra fina	R2	0	10 30 39	208 254 295	$\sigma_1=2,85\sigma_3+177,47$
				90	5 10 20	223 250 307	
	Pizarra limolítica	R5	90	10 29 39	207 273 306	$\sigma_1=3,36\sigma_3+174,07$	
			0	10 20 29	192 232 247		

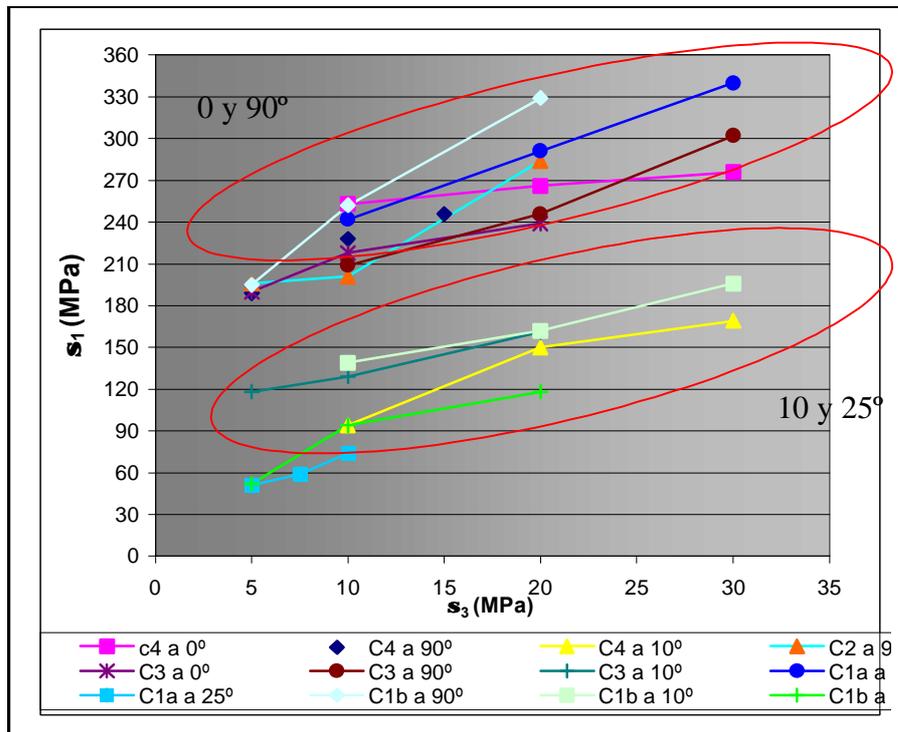


Figura 7.46.- Variación de las resistencias compresivas uniaxiales y de confinamiento para los distintos ángulos de la foliación en las pizarras de la formación Casaio

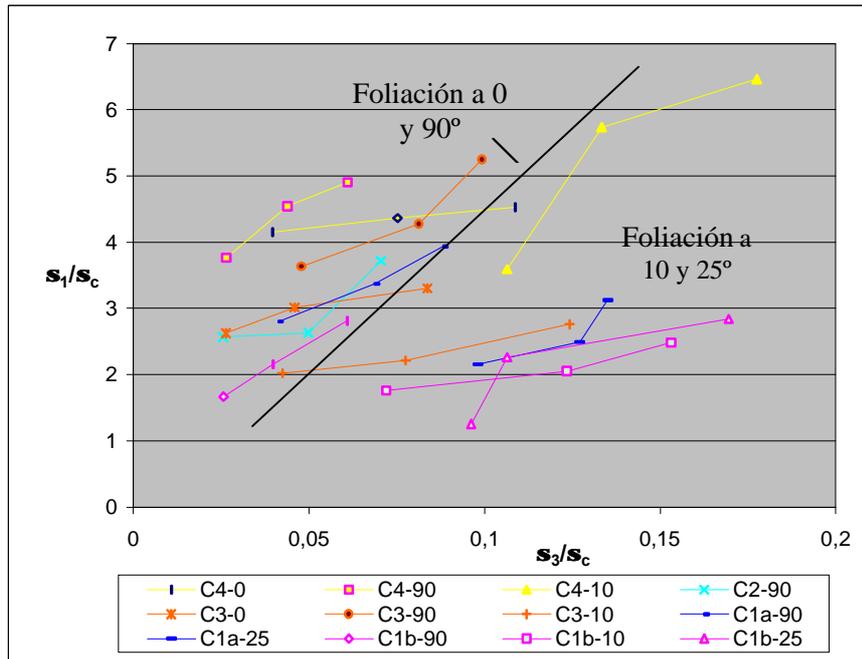


Figura 7.47.- Variación de las resistencias triaxiales normalizadas para los distintos ángulos de la foliación en las pizarras de la Formación Casaio

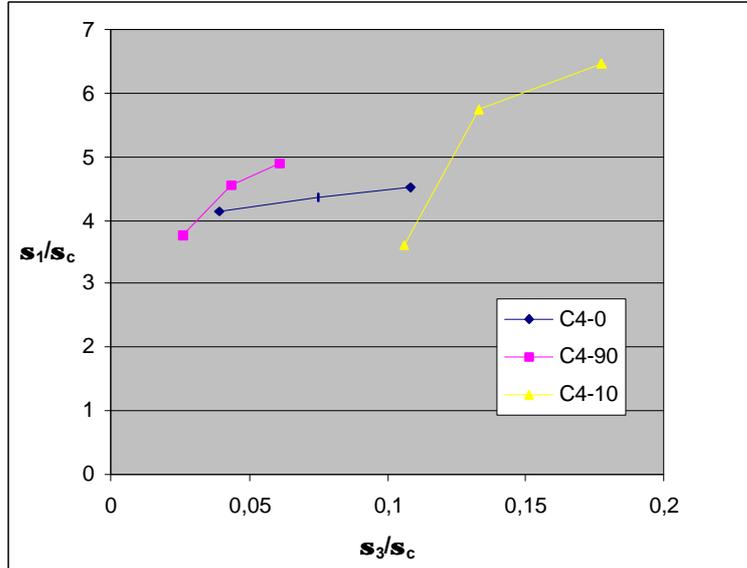


Figura 7.48.- Influencia del ángulo de anisotropía en las resistencias triaxiales normalizadas para la pizarra limolítica de muro de la Formación Casaio

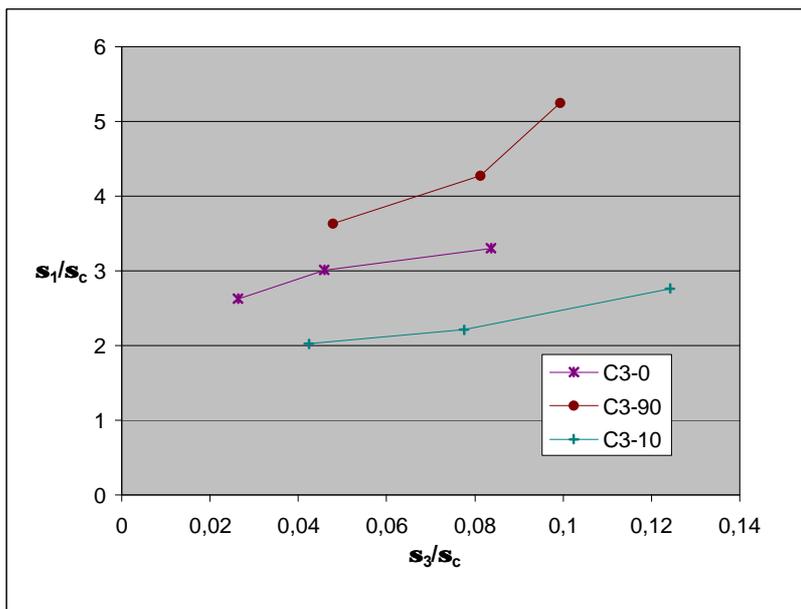


Figura.7.49.- Influencia del ángulo de anisotropía en las resistencias triaxiales normalizadas para la pizarra limolítica de techo de la Formación Casaio

A igual disposición de la foliación, para los términos más arenosos con foliación perpendicular a la estratificación (C1b) se obtienen los valores de σ_1 normalizados más bajos y próximos a los de la pizarra fina, registrándose las mayores resistencias en los términos pizarrosos limolíticos (Fig. 7.50).

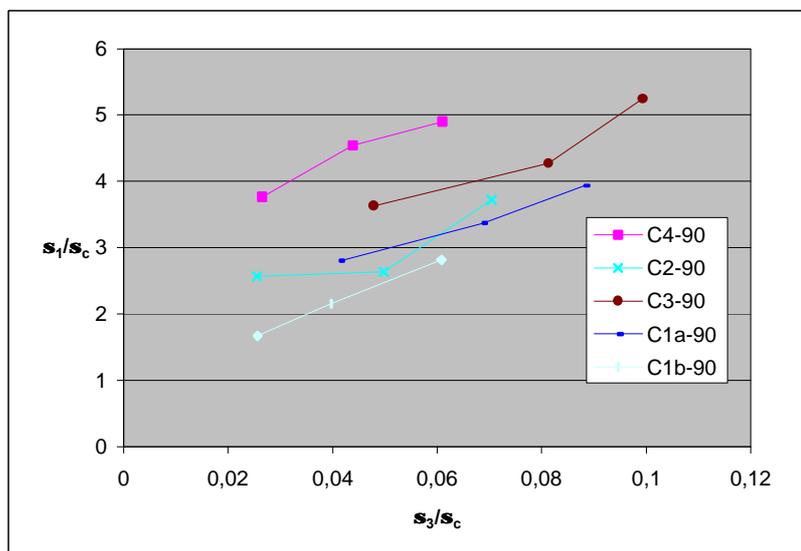


Figura 7.50.- Influencia de los distintos litotipos para una disposición de la foliación a 90° en las resistencias triaxiales normalizadas en las pizarras de la Formación Casaio

Para el promedio de los esfuerzos aplicados se obtienen correlaciones lineales muy buenas (0,96), así como para su correlación logarítmica (0,97) (Fig.7.51 y 7.52).

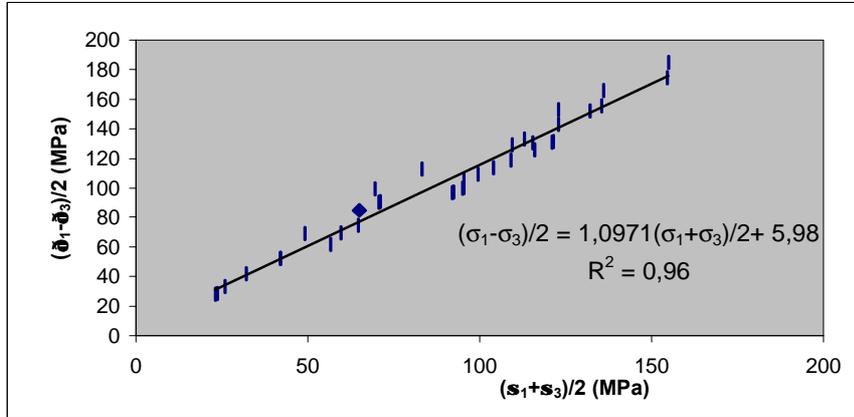


Figura 7.51.- Correlación entre esfuerzos medios para las pizarras de Casaio

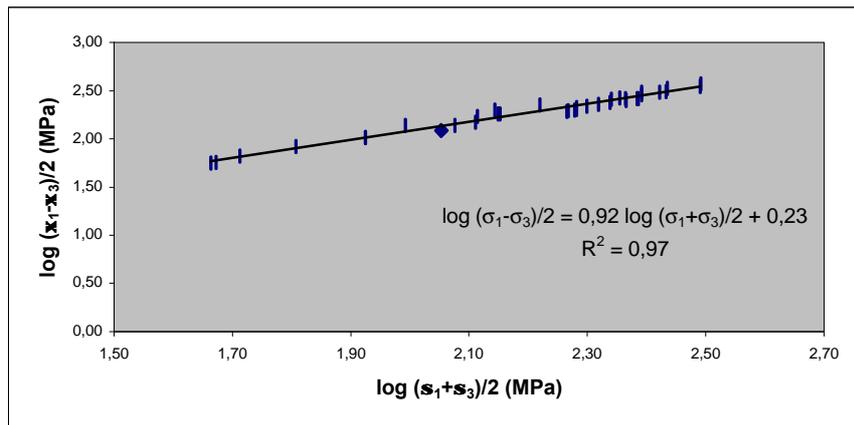


Figura 7.52.- Correlación logarítmica de los esfuerzos triaxiales para las pizarras de Casaio

Para los distintos ensayos triaxiales efectuados se han aplicado los criterios de rotura de Mohr-Coulomb, obteniéndose los parámetros fundamentales de la cohesión y fricción que definen las características geomecánicas de las muestras rocosas correspondientes a la formación Casaio (Figs. 7.53 a 7.64).

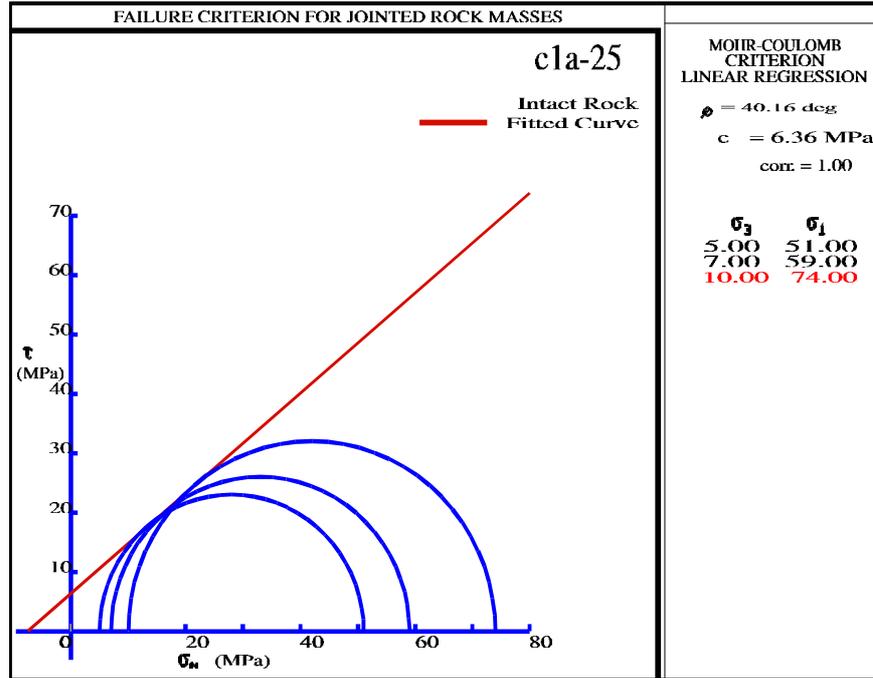


Figura 7.53.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C1a con $\beta = 25^\circ$ de la Formación Casaio

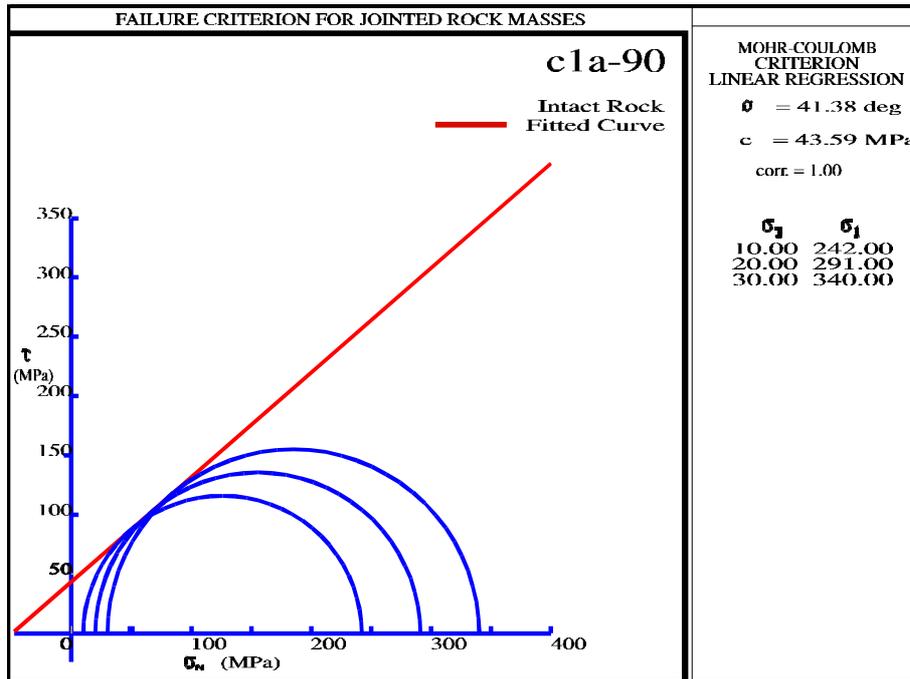


Figura 7.54.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C1a con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

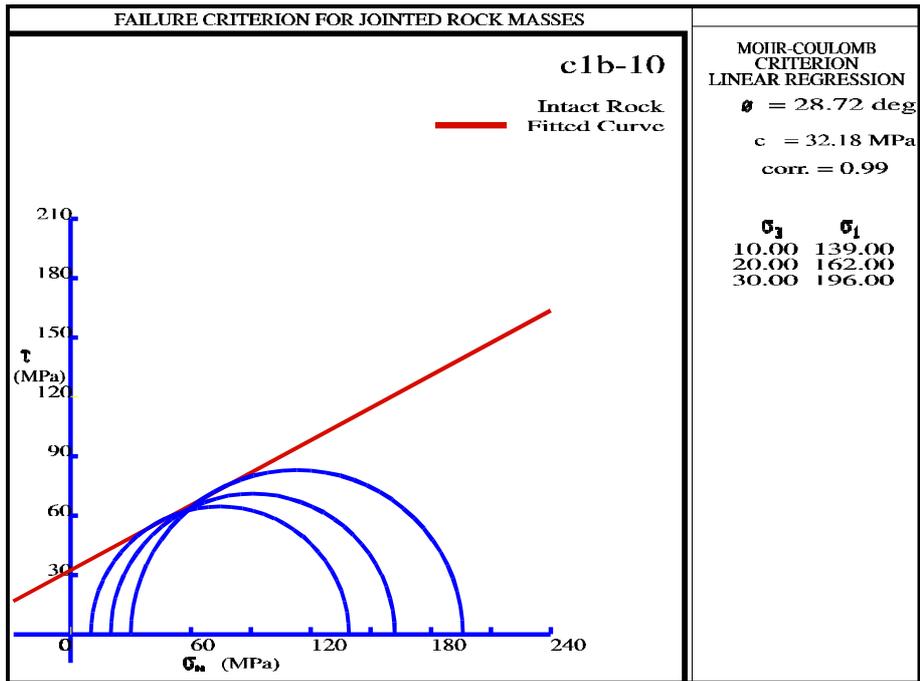


Figura 7.55.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C1b con $\beta = 10^\circ$ de la Formación Casaio

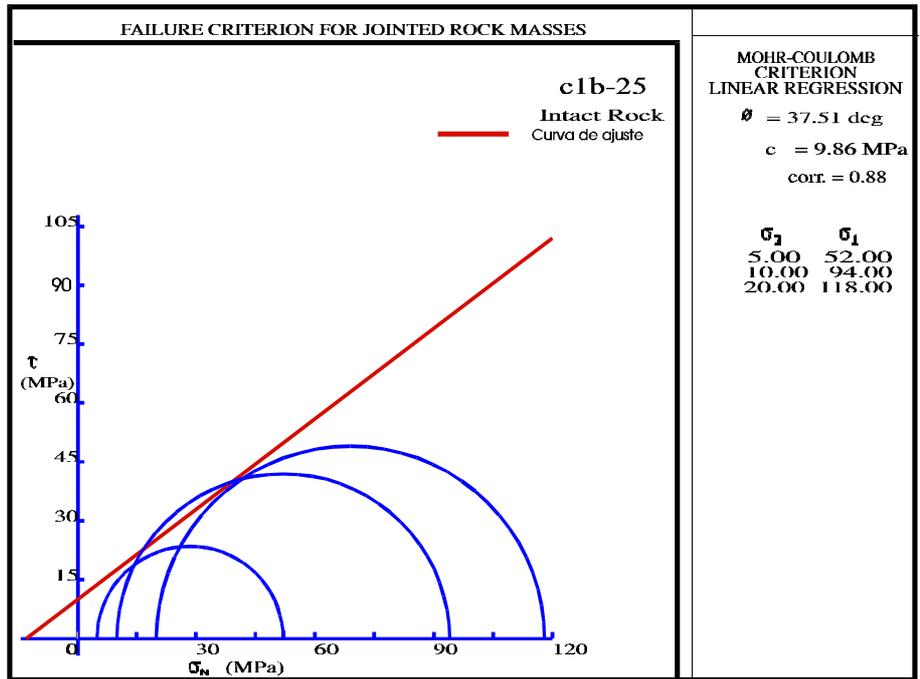


Figura 7.56.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C1b con $\beta = 25^\circ$ de la Formación Casaio

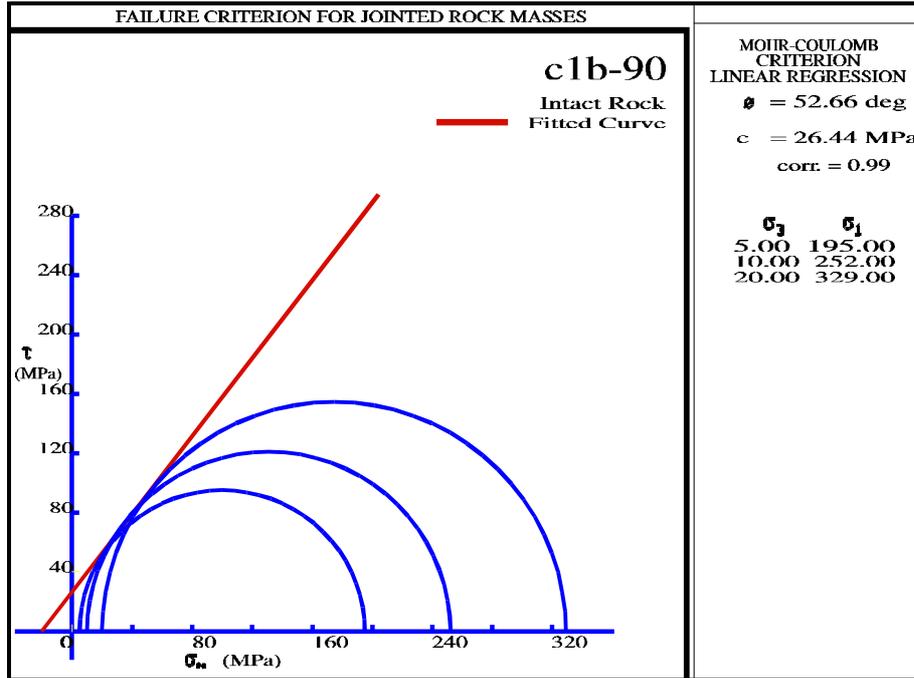


Figura 7.57.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C1b con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

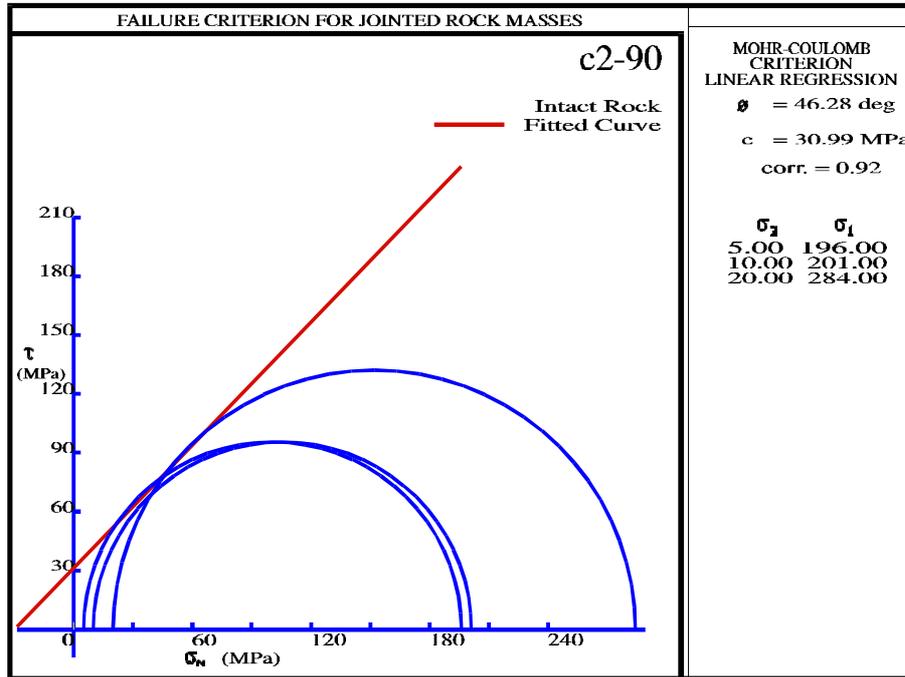


Figura 7.58.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C2 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

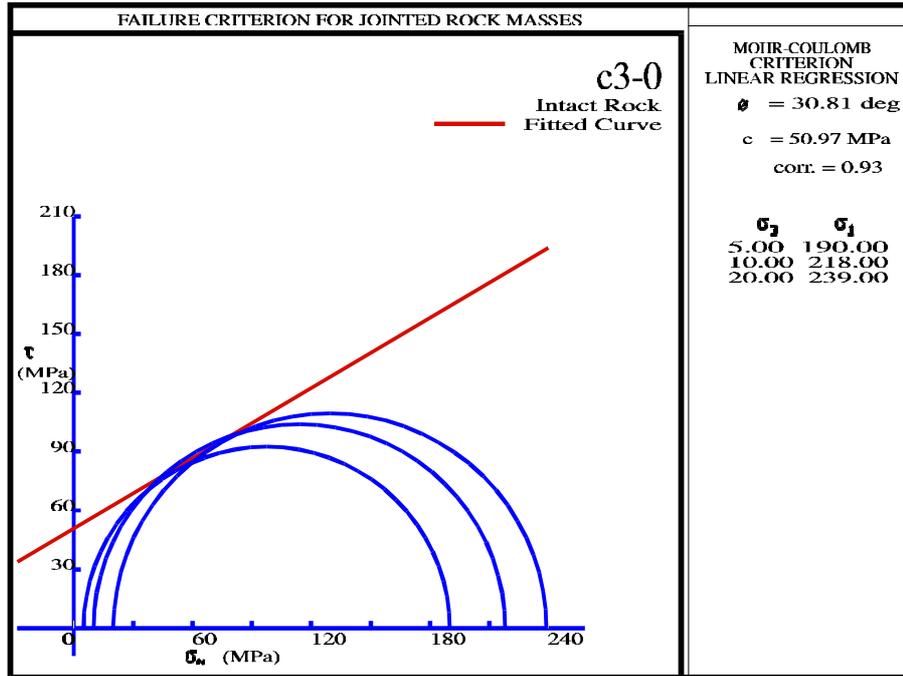


Figura 7.59.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C3 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Casaio

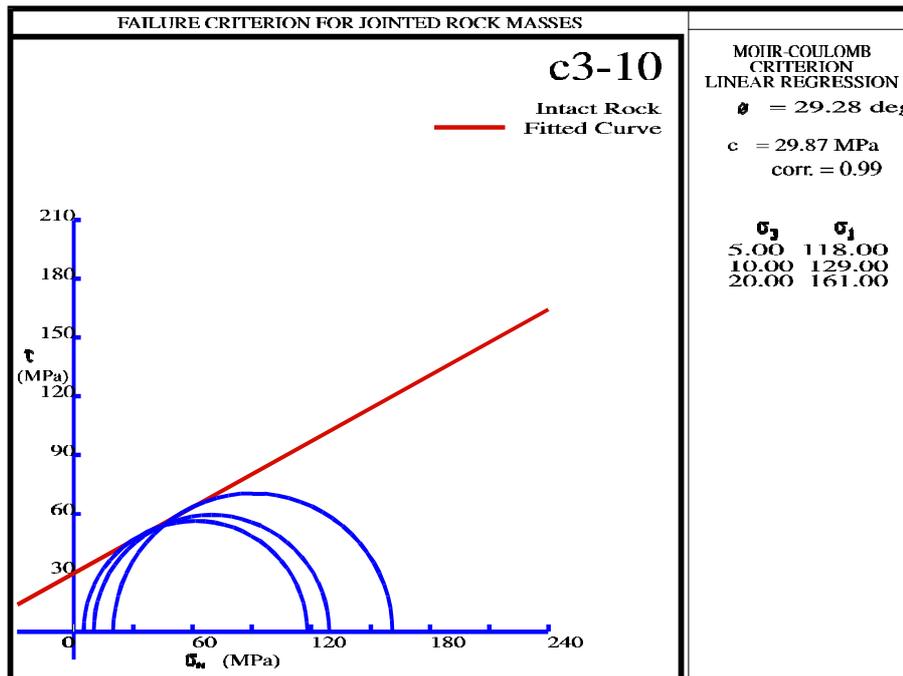


Figura 7.60.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C3 con $\beta = 10^\circ$ de la Formación Casaio

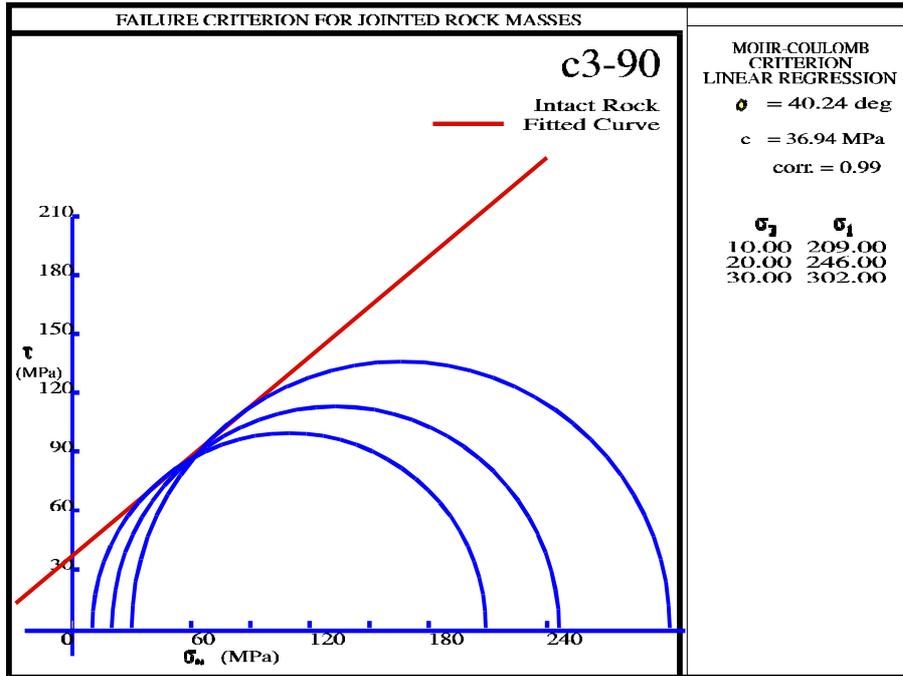


Figura 7.61.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C3 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

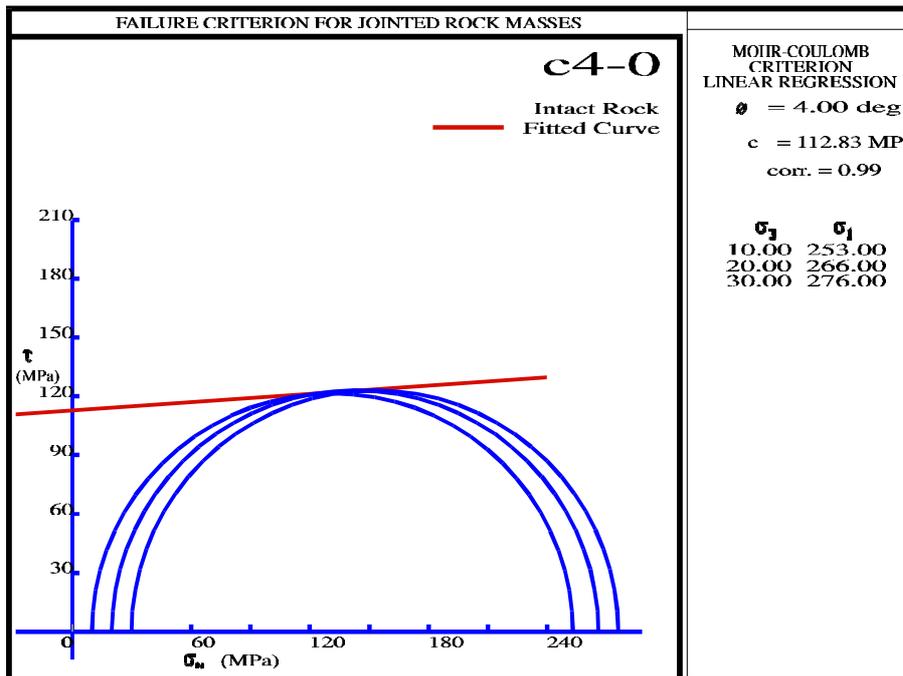


Figura 7.62.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C4 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Casaio

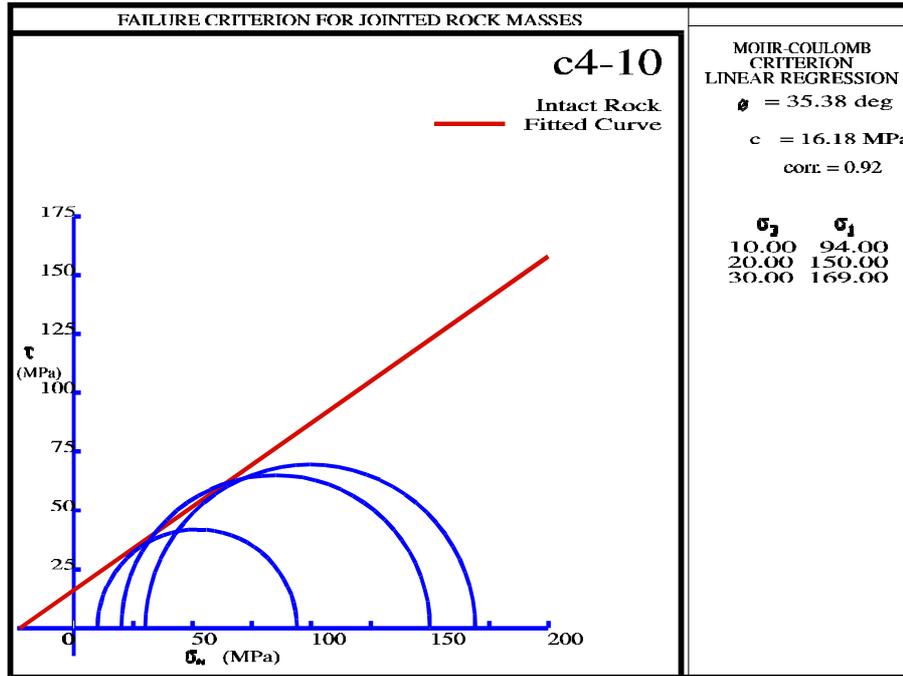


Figura 7.63.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C4 con $\beta = 10^\circ$ de la Formación Casaio

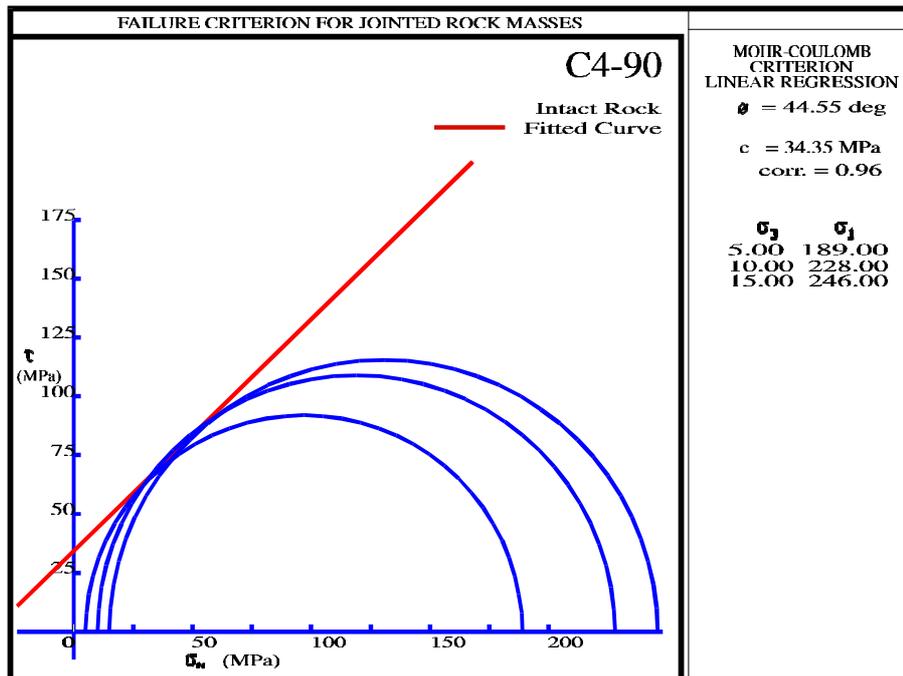


Figura 7.64.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra C4 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

Los rangos de variación principales para la Formación Casaio obtenidos a partir de los ensayos triaxiales con la foliación dispuesta a 0, 90, 10 y 25° están

comprendidos entre 112 y 6,3 MPa de cohesión y 4 y 52° de ángulo de rozamiento interno (Fig. 7.65).

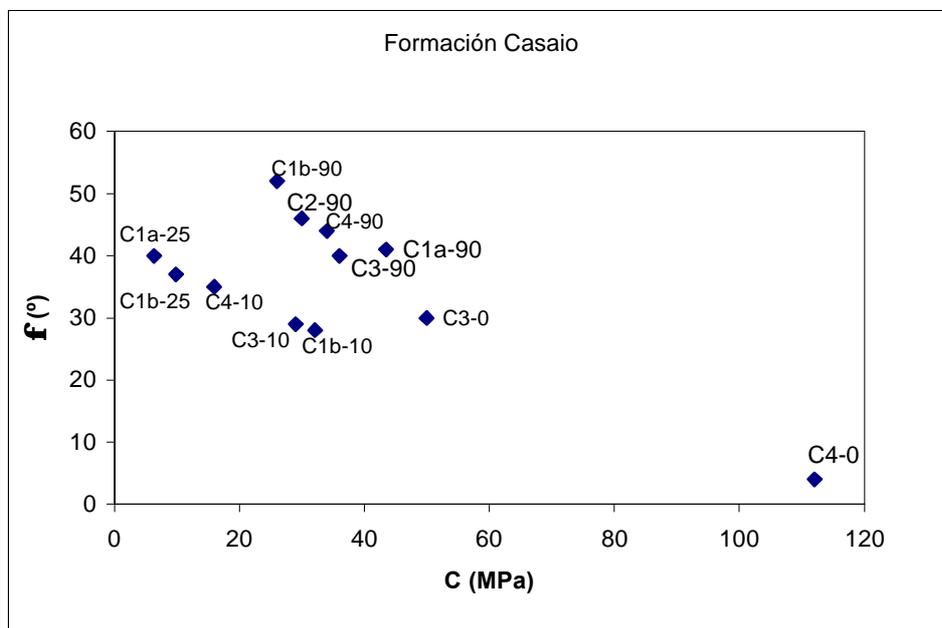


Figura 7.65.- Correlación entre la cohesión y fricción para las pizarras de la Formación Casaio

Para las pizarras pertenecientes a la formación Rozadais solamente se obtuvieron valores triaxiales según los ángulos de la foliación dispuestos a 0 y 90° (Fig. 7.66 y 7.67). Se aprecia una diferenciación según la litología, presentando los mayores valores de rotura para la pizarra fina y con la foliación dispuesta a 90° y menores para los términos limolíticos que se proyectan dentro del mismo campo de esfuerzos.

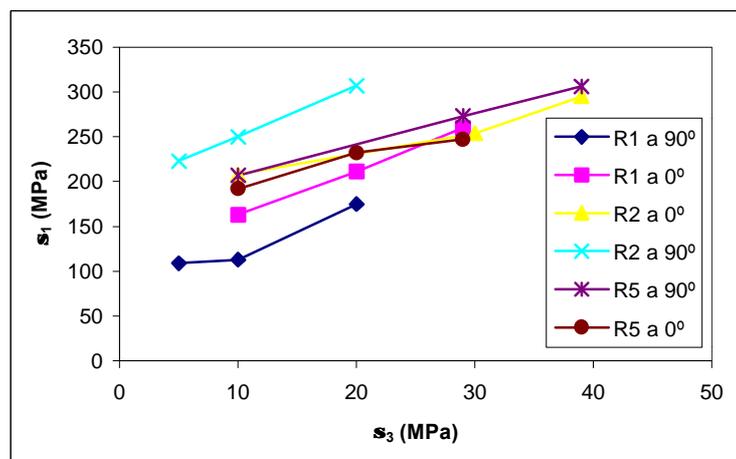


Figura 7.66.- Variación de las resistencias compresivas uniaxiales y de confinamiento para los distintos ángulos de la foliación en las pizarras de la Formación Rozadais

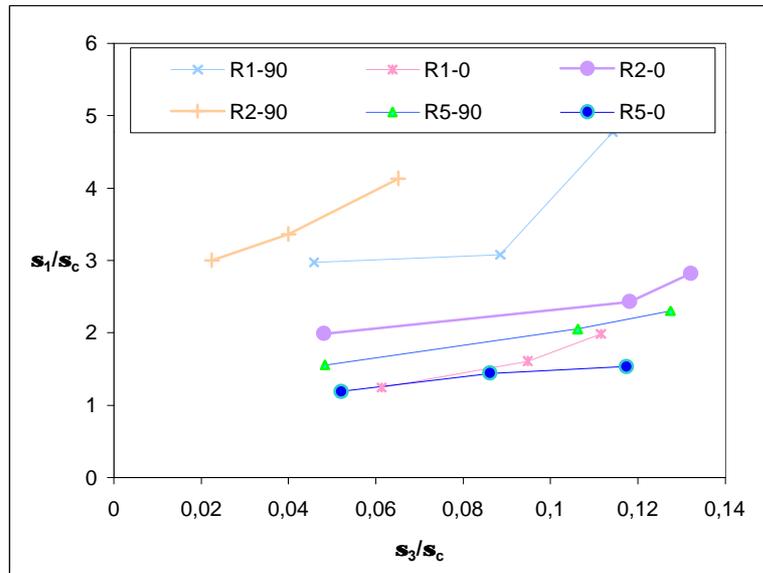


Figura 7.67.- Variación de las resistencias triaxiales normalizadas para los distintos ángulos de la foliación en las pizarras de la Formación Rozadais

La representación de los promedios de esfuerzos máximos y mínimos normales y logarítmicos presenta una elevada correlación lineal del orden de 0,93 y 0,95 respectivamente (Fig. 7.68 y 69).

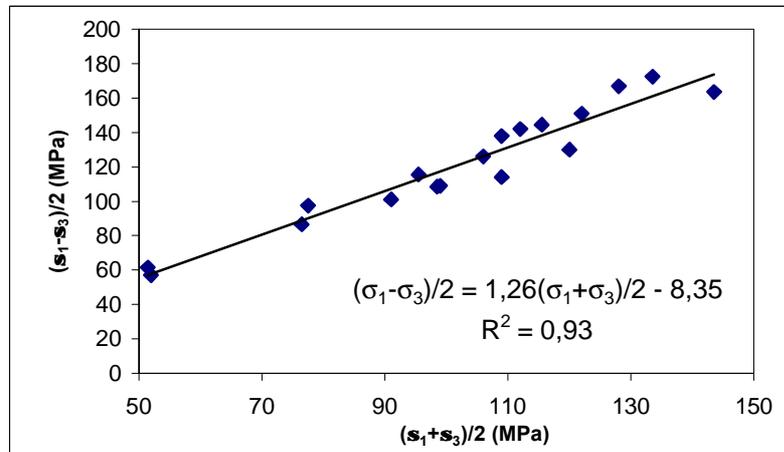


Figura 7.68.- Correlación entre esfuerzos medios para las pizarras de Rozadais

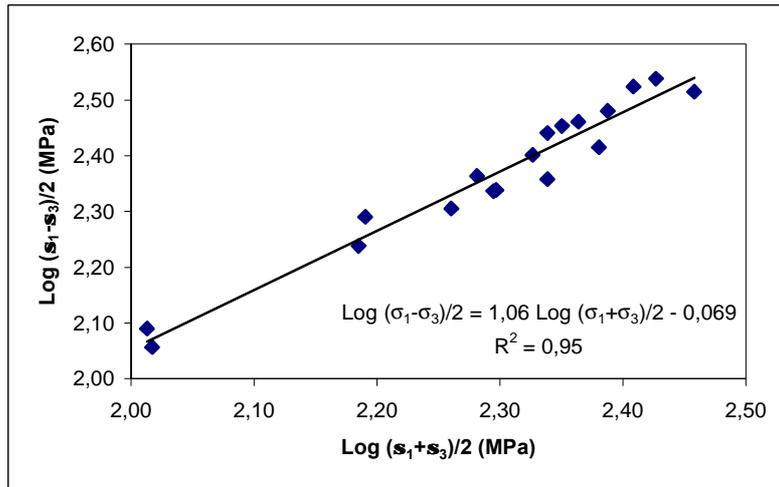


Fig. 7.69.- Correlación logarítmica de los esfuerzos triaxiales para las pizarras de Rozadais

En las Fig. 7.70 a 7.75 se recogen los círculos de rotura según el criterio de Mohr-Coulomb para las muestras ensayadas en compresión triaxial de la Formación Rozadais.

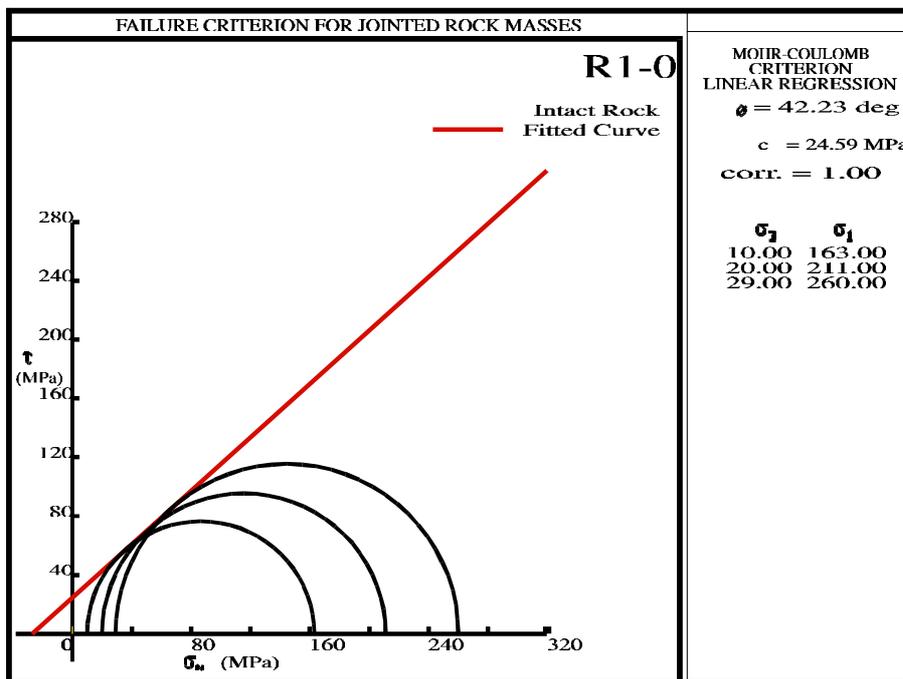


Figura 7.70.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra R1 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Rozadais

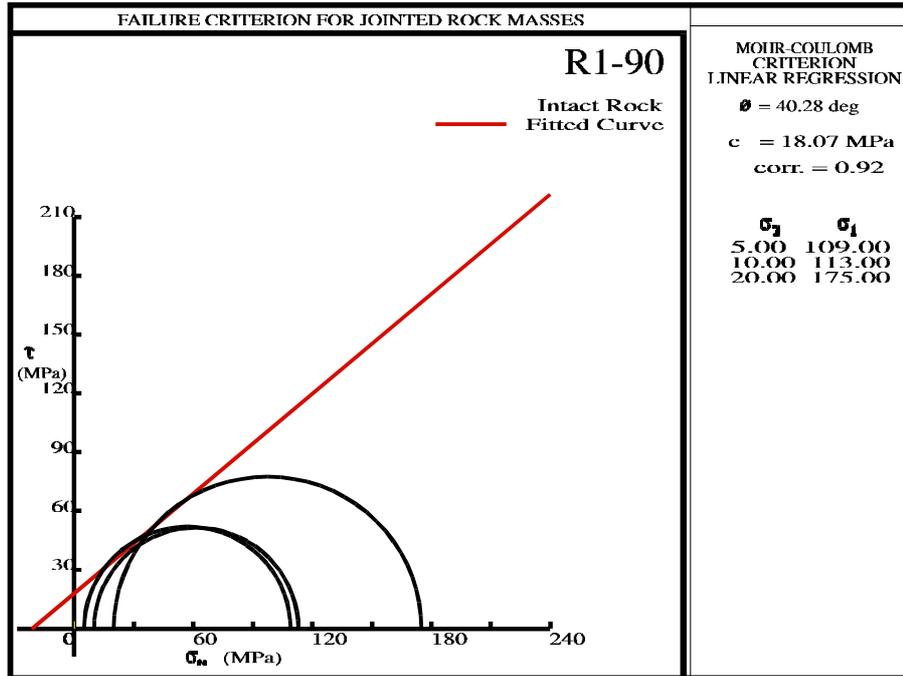


Figura 7.71.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra R1 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Rozadais

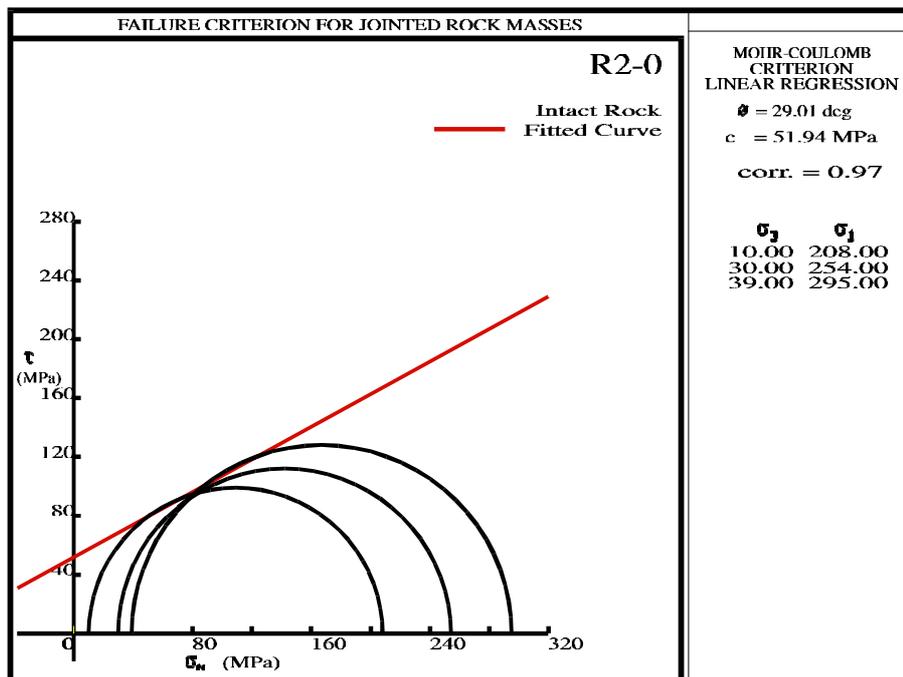


Figura 7.72.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra R2 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Rozadais

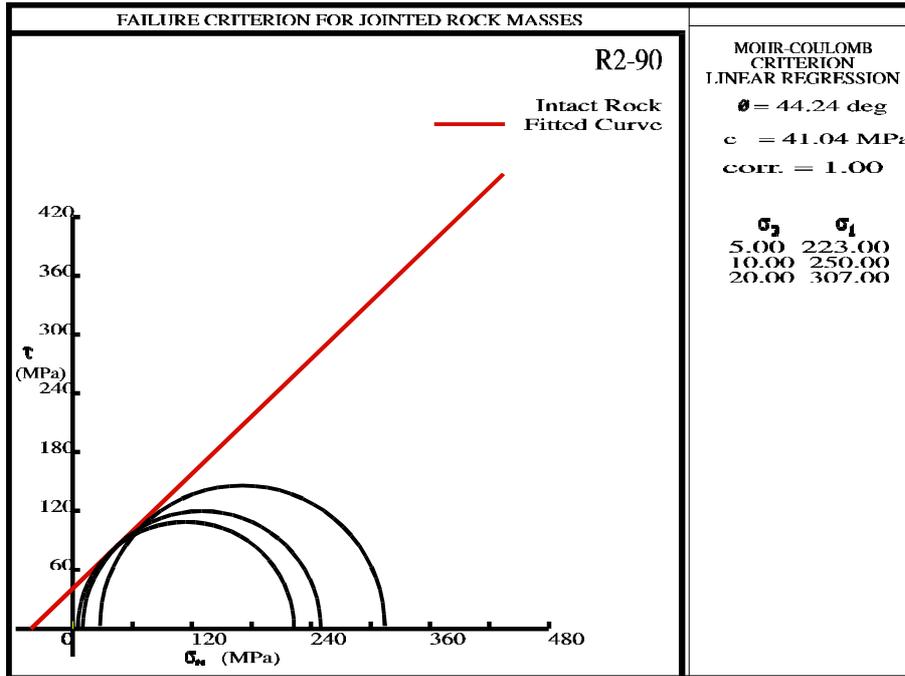


Figura 7.73.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra R2 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Rozadaís

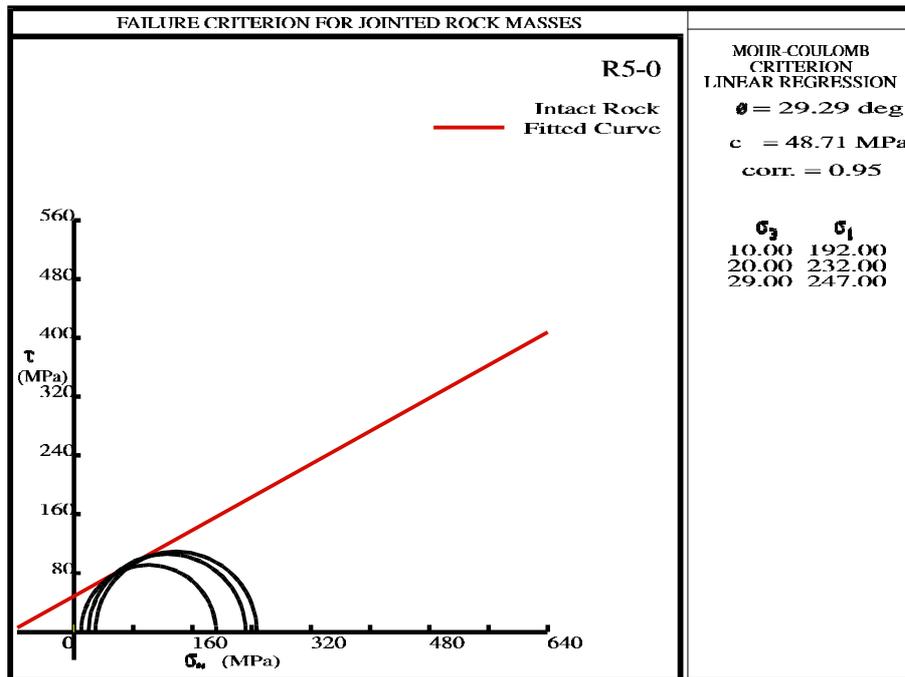


Figura 7.74.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra R5 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Rozadaís

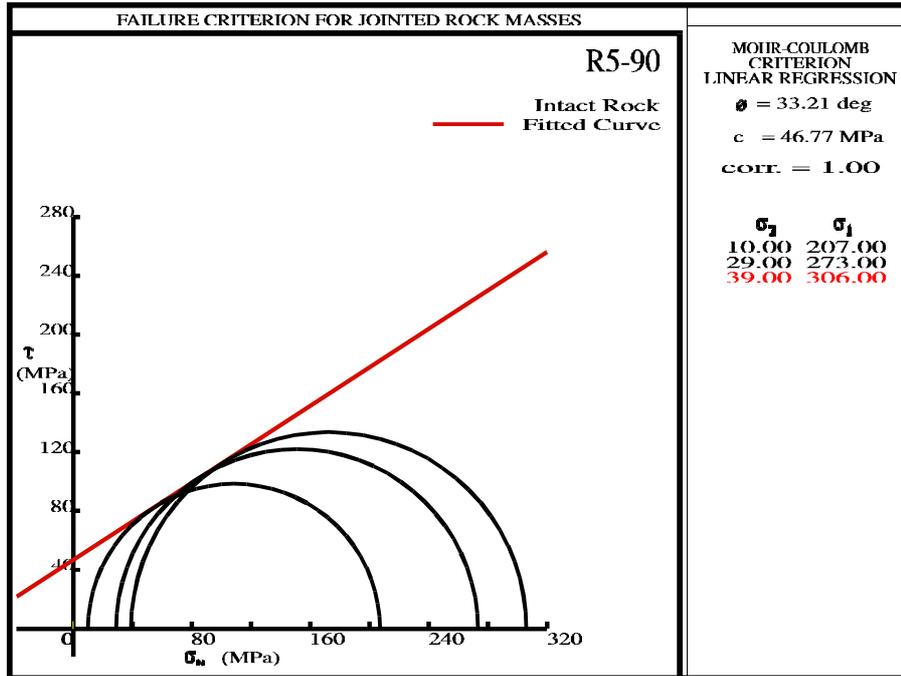


Figura 7.75.- Criterio de rotura triaxial Mohr-Coulomb para la muestra R5 con $\beta = 90^\circ$ de la formación Rozadais.

Los rangos de variación principales para la Formación Rozadais conseguidos a partir de los ensayos triaxiales con la foliación dispuesta a 0 y 90° , están comprendidos entre 51 y 18 MPa de cohesión y 44 y 29° de ángulo de rozamiento interno (Fig. 7.76).

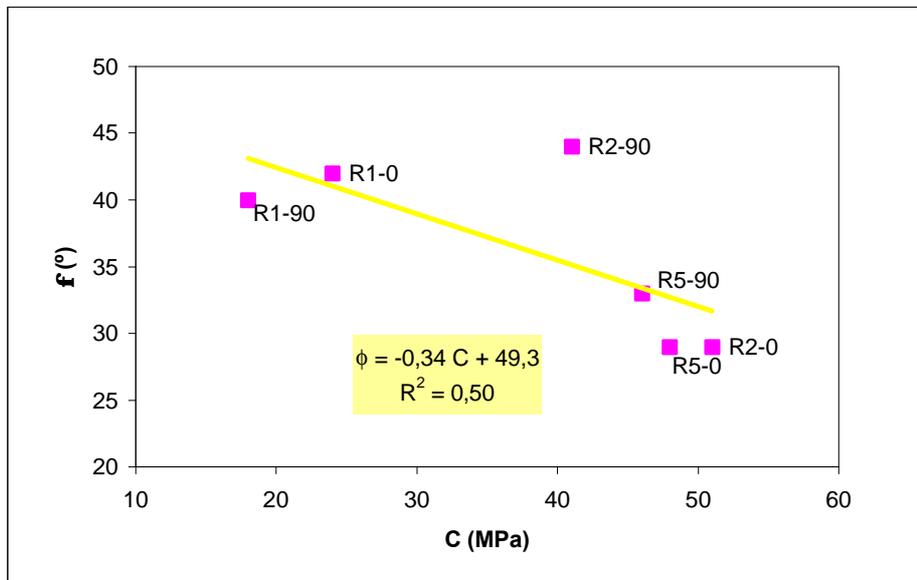


Figura 7.76.- Correlación entre cohesión y ángulo de rozamiento interno para las pizarras de la Formación Rozadais

Finalmente la Tabla 7.XXII incluye los principales parámetros calculados para los círculos de rotura de las muestras de pizarra obtenidos con los referidos análisis triaxiales, junto con las ecuaciones de la envolvente de rotura según el criterio de Mohr-Coulomb.

TABLA 7.XXII.- CÁLCULOS DE LOS PRINCIPALES PARÁMETROS A PARTIR DEL ENSAYO TRIAXIAL Y APLICACIÓN DEL CRITERIO DE ROTURA DE MOHR-COULOMB

Formación	Muestra	b (°)	C (MPa)	f (°)	m	q	2q	Ecuación curva envolvente Mohr-Coulomb $\tau = C + m \times s_n$
Casaio	C4	0	112,3	4	0,07	43	86	$\tau = 112,3 + 0,07 \times s_n$
		90	34,35	44,5	0,98	22,7	45,4	$\tau = 34,35 + 0,98 \times s_n$
		10	16,18	35,3	0,71	27,3	54,7	$\tau = 16,18 + 0,71 \times s_n$
	C2	90	30,99	46,2	1,05	21,9	43,8	$\tau = 30,99 + 1,05 \times s_n$
	C3	0	50,97	30,8	0,60	29,6	59,2	$\tau = 50,97 + 0,60 \times s_n$
		90	36,94	40,2	0,85	24,9	49,8	$\tau = 36,94 + 0,85 \times s_n$
		10	29,87	29,2	0,56	30,4	60,8	$\tau = 29,87 + 0,56 \times s_n$
	C1a	90	43,59	41,3	0,88	24,3	48,7	$\tau = 43,59 + 0,88 \times s_n$
		25	6,36	40	0,84	25	50	$\tau = 6,36 + 0,84 \times s_n$
	C1b	90	26,44	52,6	1,31	18,7	37,4	$\tau = 26,44 + 1,31 \times s_n$
		10	32,18	28,7	0,55	30,6	61,3	$\tau = 32,18 + 0,55 \times s_n$
		25	9,86	37,5	0,77	26,2	52,5	$\tau = 9,86 + 0,77 \times s_n$
Rozadais	R1	90	18,07	40	0,84	25	50	$\tau = 18,07 + 0,84 \times s_n$
		0	24,59	42	0,90	24	48	$\tau = 24,59 + 0,90 \times s_n$
	R2	0	51,94	29	0,55	30,5	61	$\tau = 51,94 + 0,55 \times s_n$
		90	41,04	44	0,97	23	46	$\tau = 41,04 + 0,97 \times s_n$
	R5	90	46,77	33	0,65	28,5	57	$\tau = 46,77 + 0,65 \times s_n$
		0	48,71	29	0,56	30,5	61	$\tau = 48,71 + 0,56 \times s_n$

Las Figs. 7.77 a 7.94 recogen las envolventes y los parámetros calculados aplicando el criterio de rotura de Hoek y Brown (1980b) para las formaciones pizarrosas incluidas en la tesis. En la Tabla 7.XXIII se resumen los principales parámetros establecidos con este criterio de rotura.

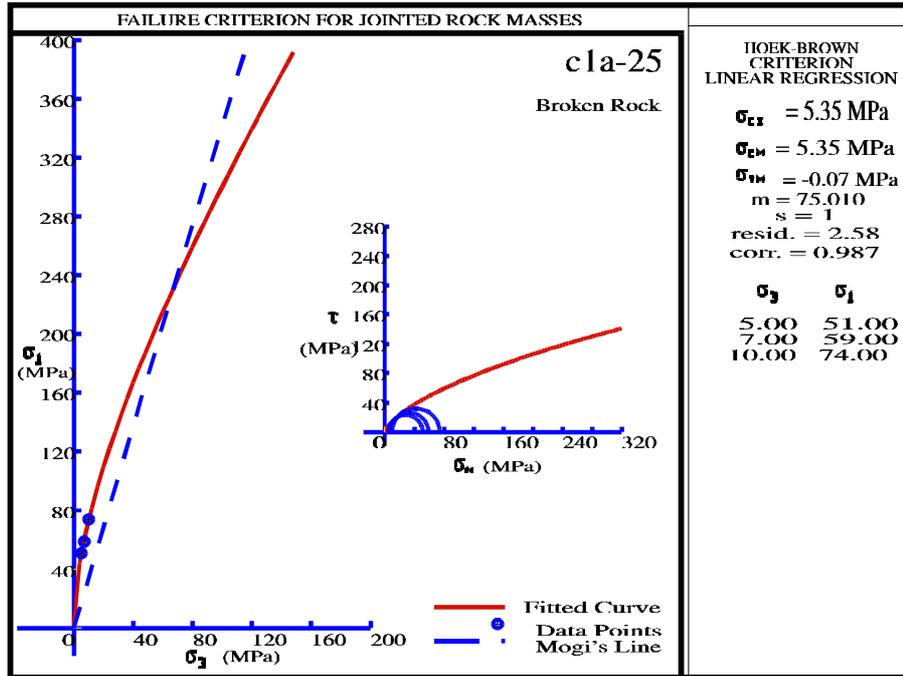


Figura. 7.77.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C1a con $\beta = 25^\circ$ de la Formación Casaio

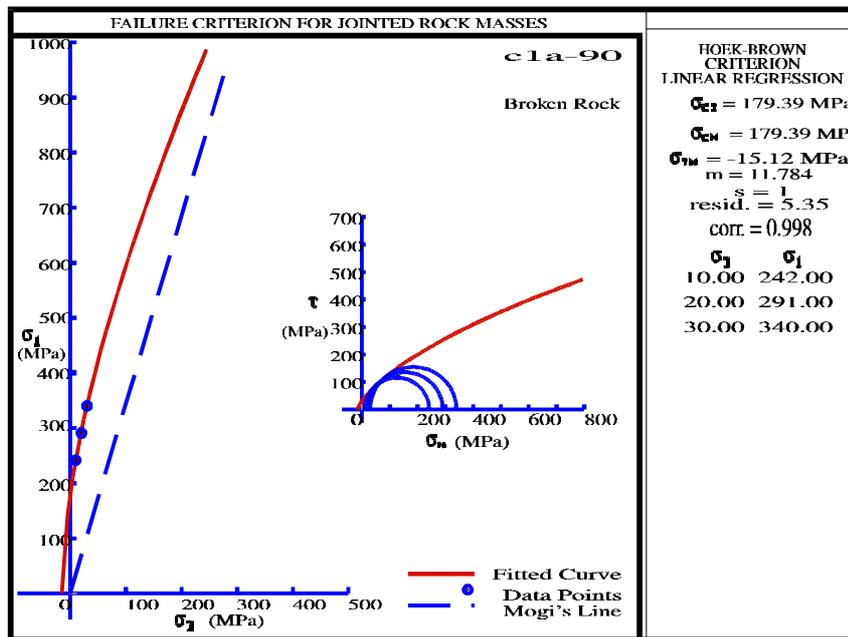


Figura 7.78.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C1a con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

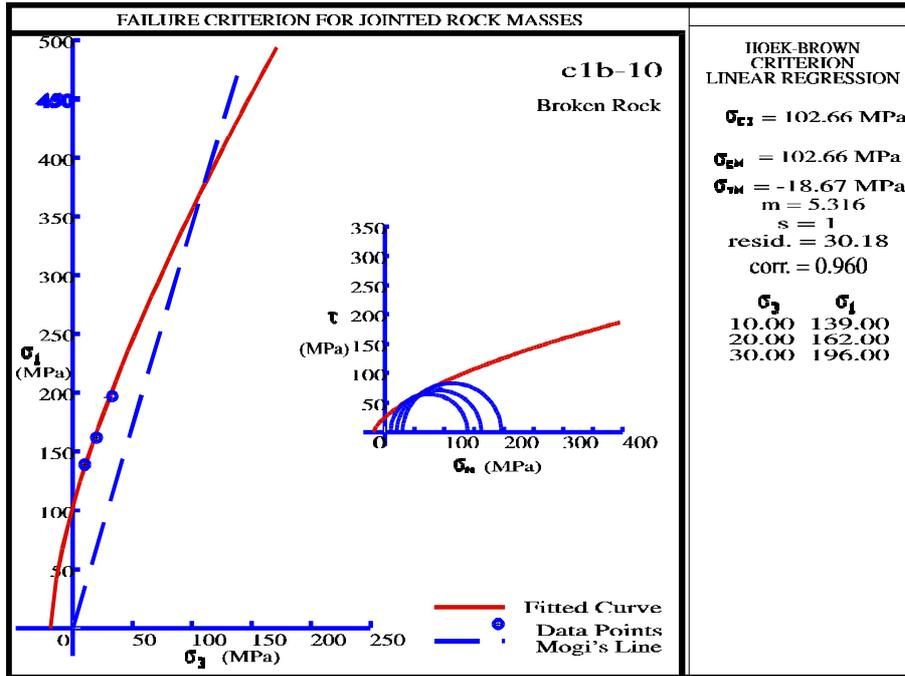


Figura 7.79.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C1b con $\beta = 10^\circ$ de la Formación Casaio

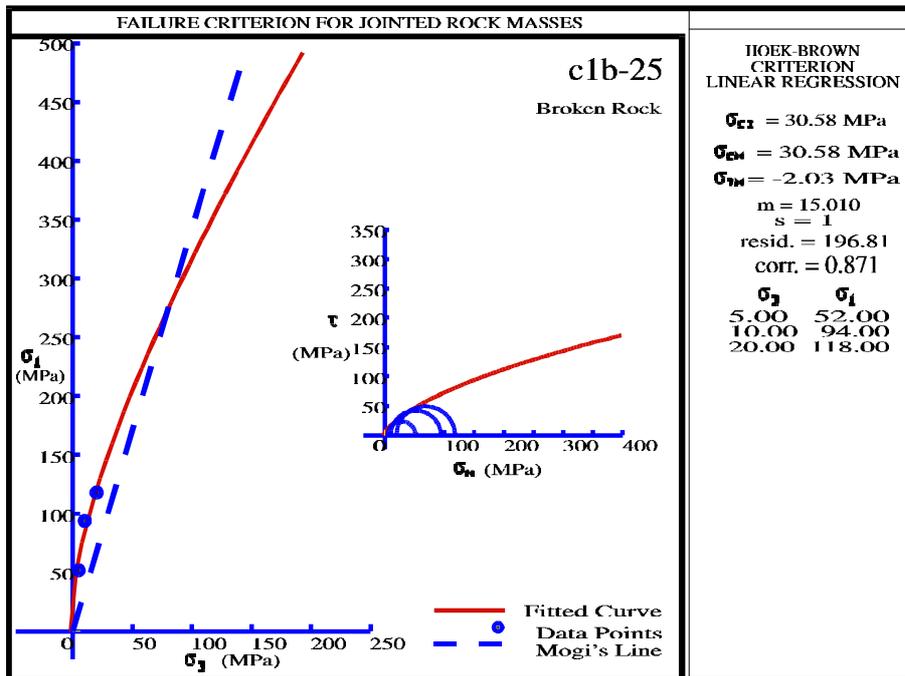


Figura 7.80.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C1b con $\beta = 25^\circ$ de la Formación Casaio

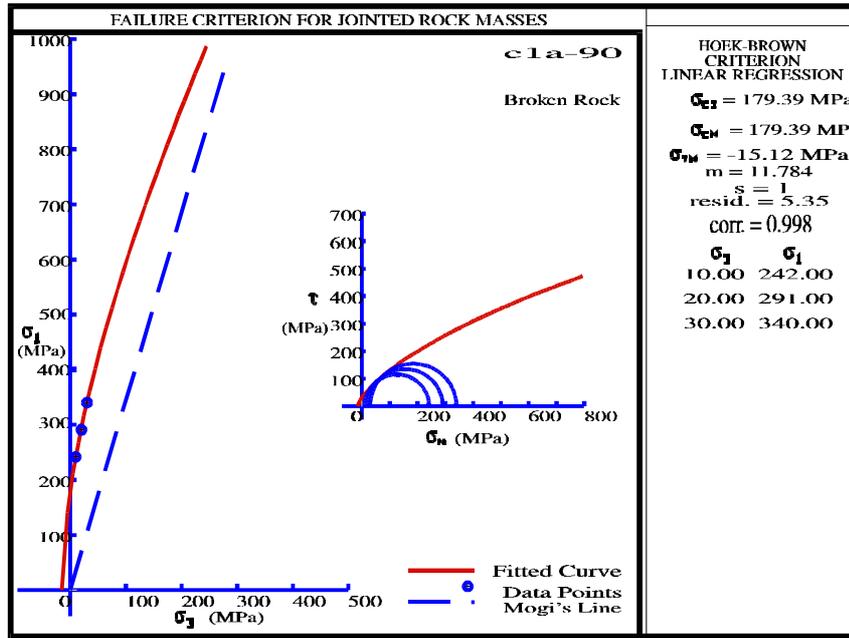


Figura 7.81.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C1a con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

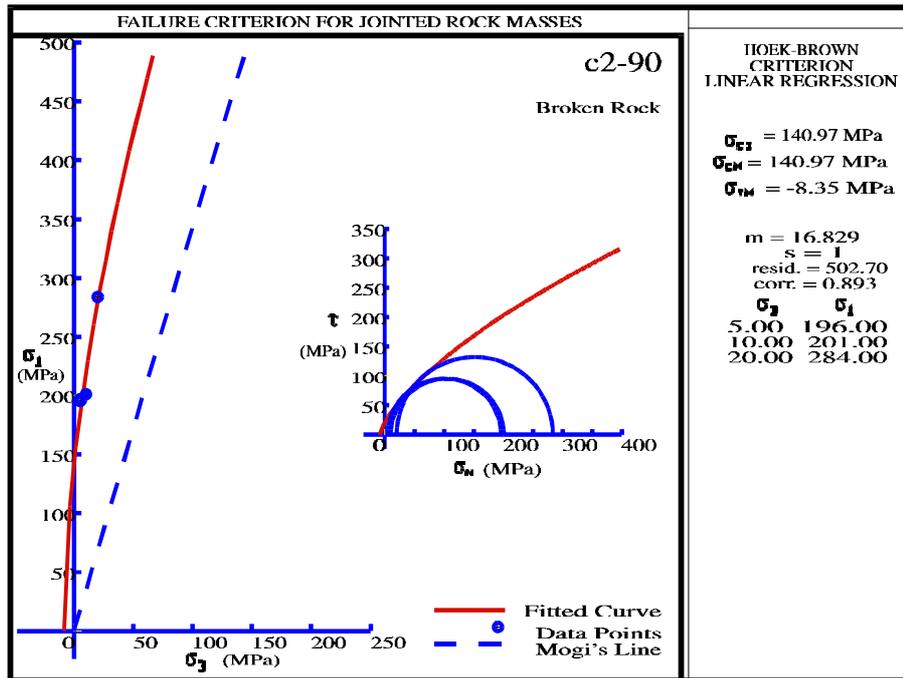


Figura 7.82.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C2 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

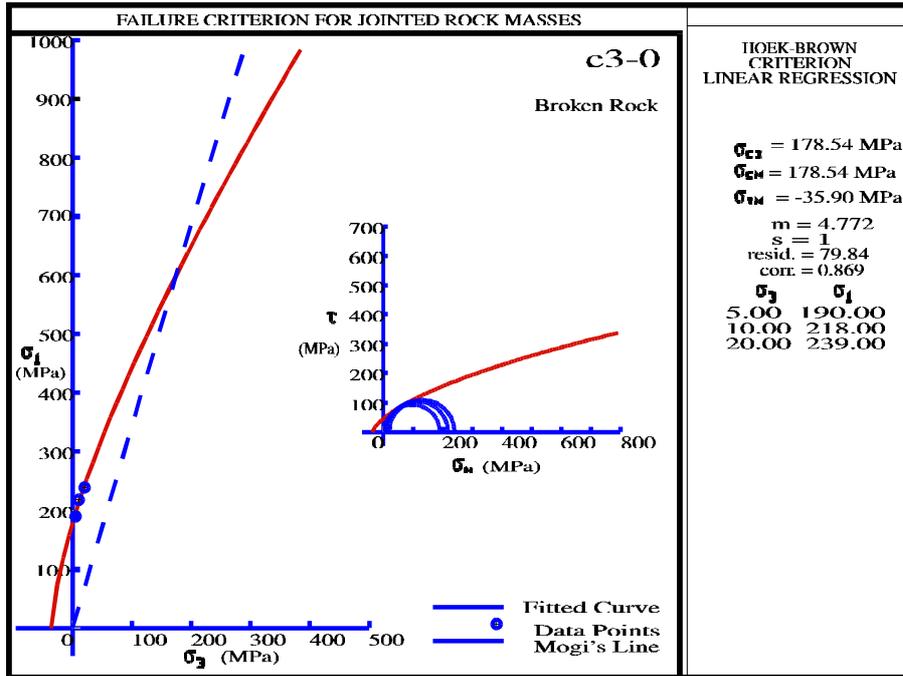


Figura 7.83.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C3 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Casaio

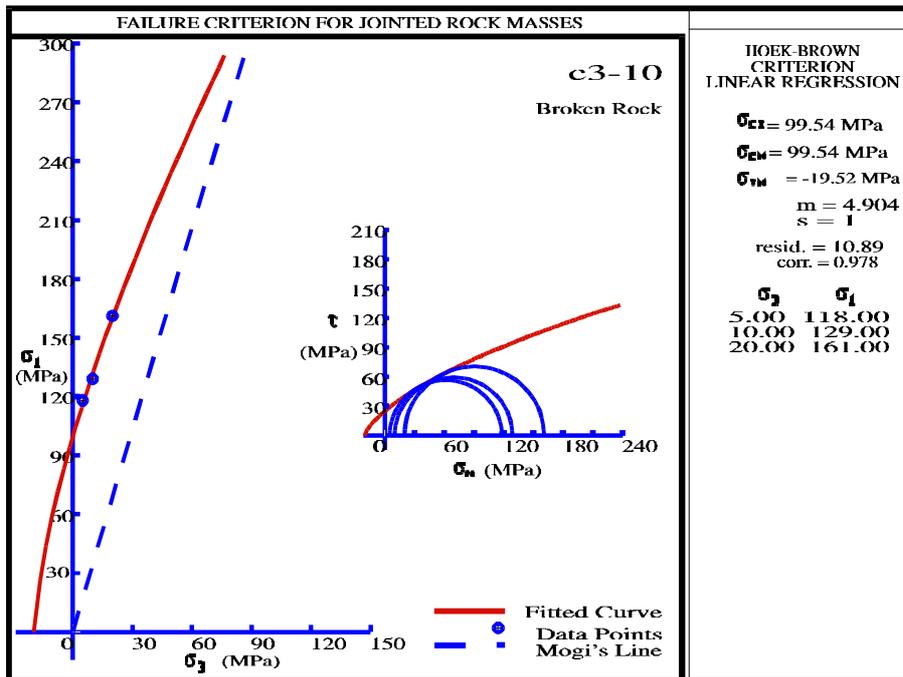


Figura 7.84.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C3 con $\beta = 10^\circ$ de la Formación Casaio

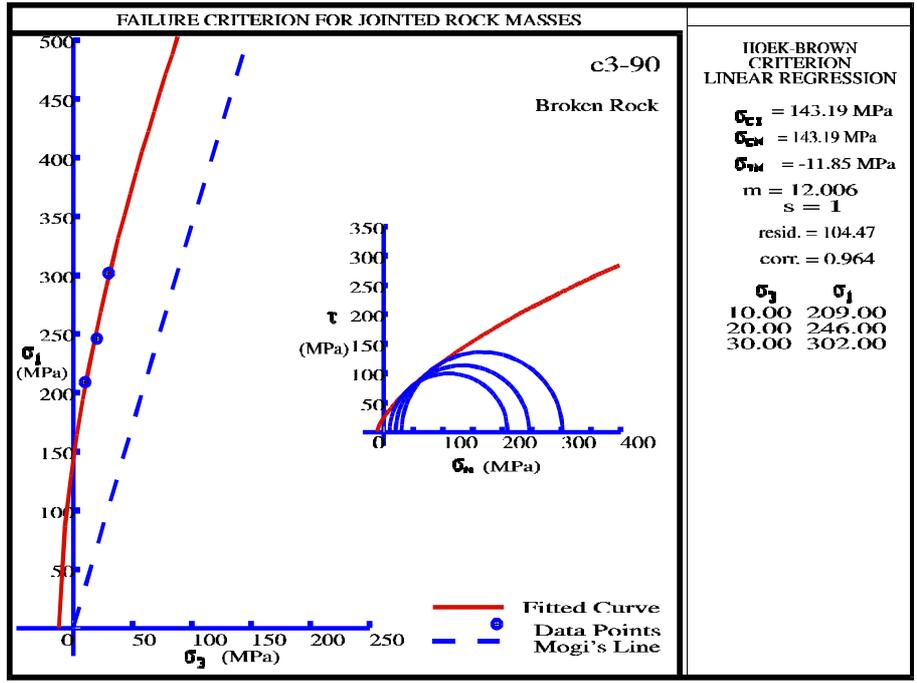


Fig. 7.85.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C3 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

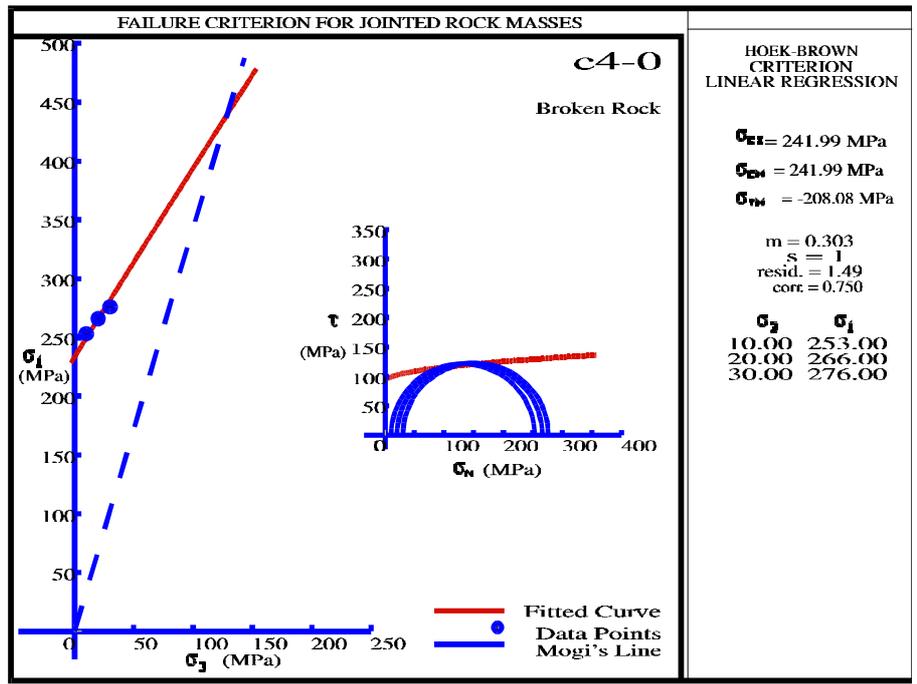


Figura 7.86.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C4 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Casaio

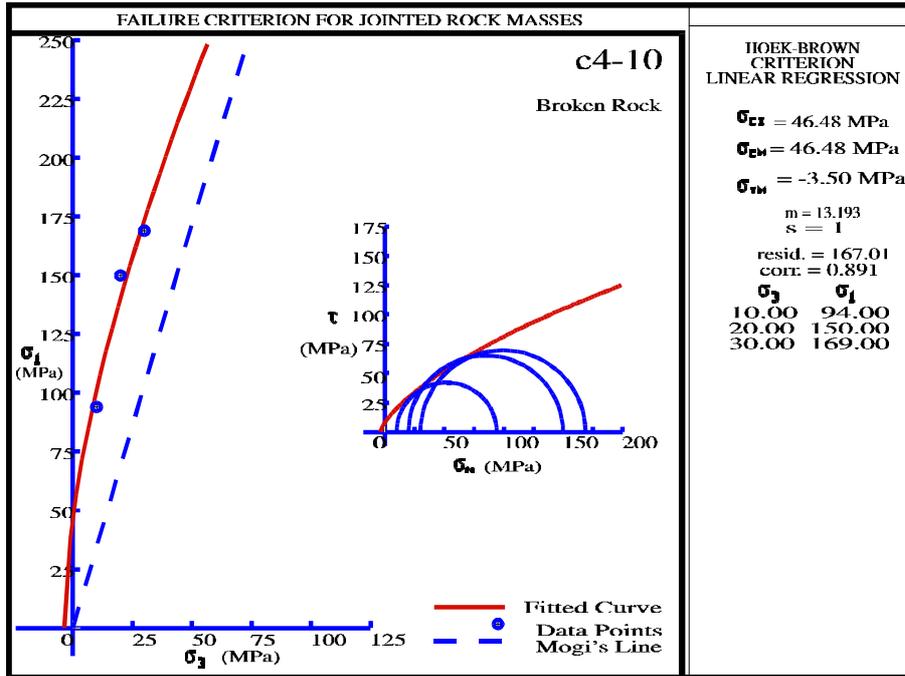


Figura 7.87- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C4 con $\beta = 10^\circ$ de la Formación Casaio

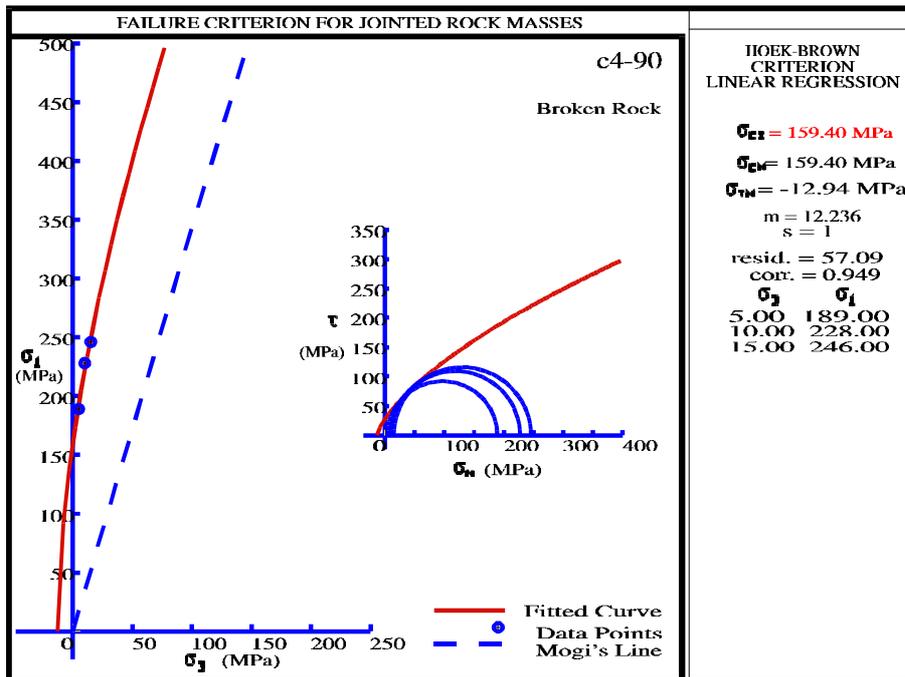


Figura 7.88- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra C4 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Casaio

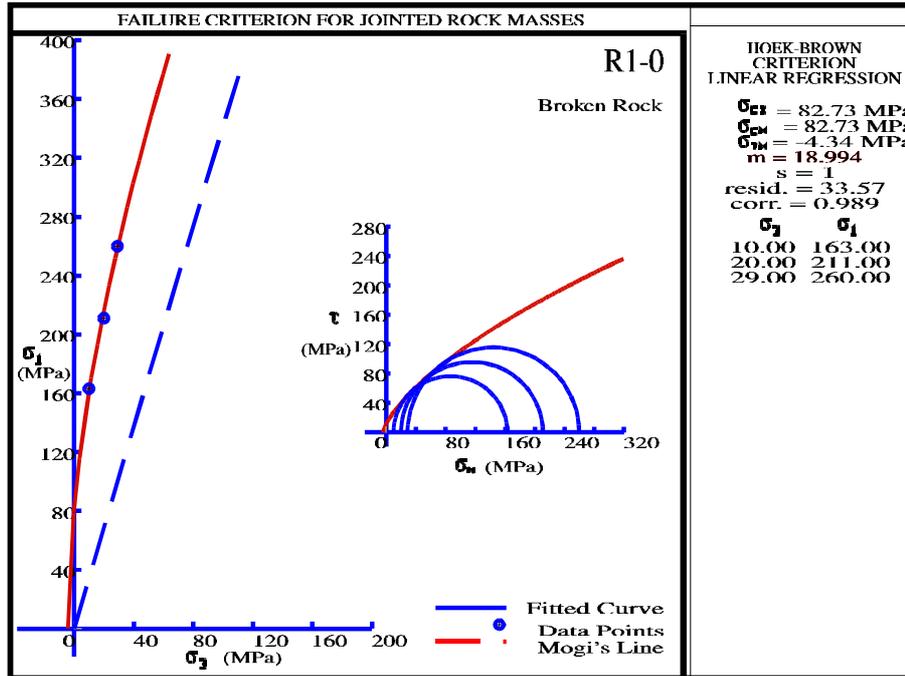


Figura 7.89.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra R1 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Rozadais

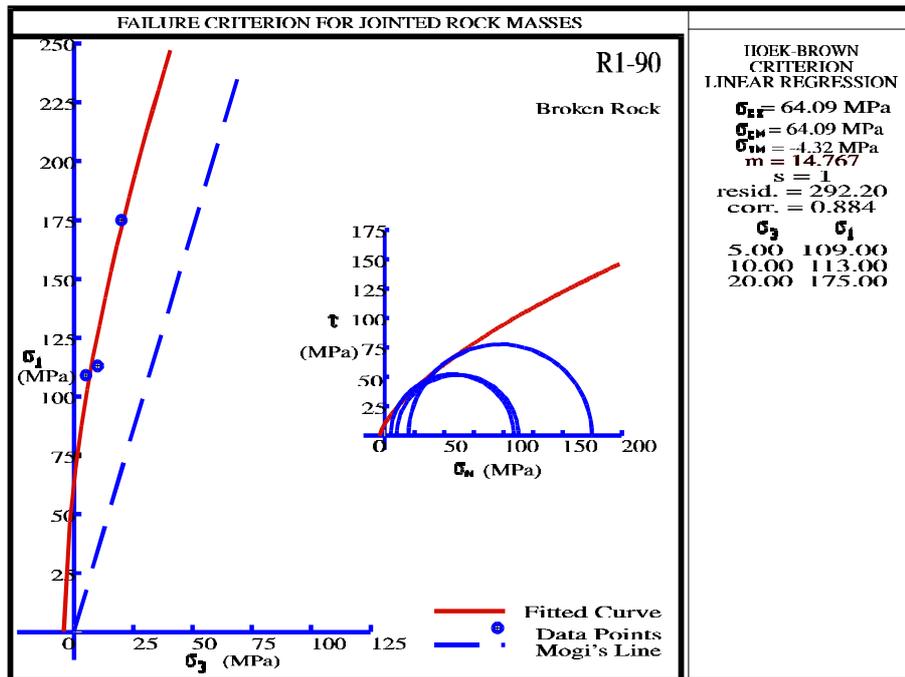


Figura 7.90- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra R1 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Rozadais

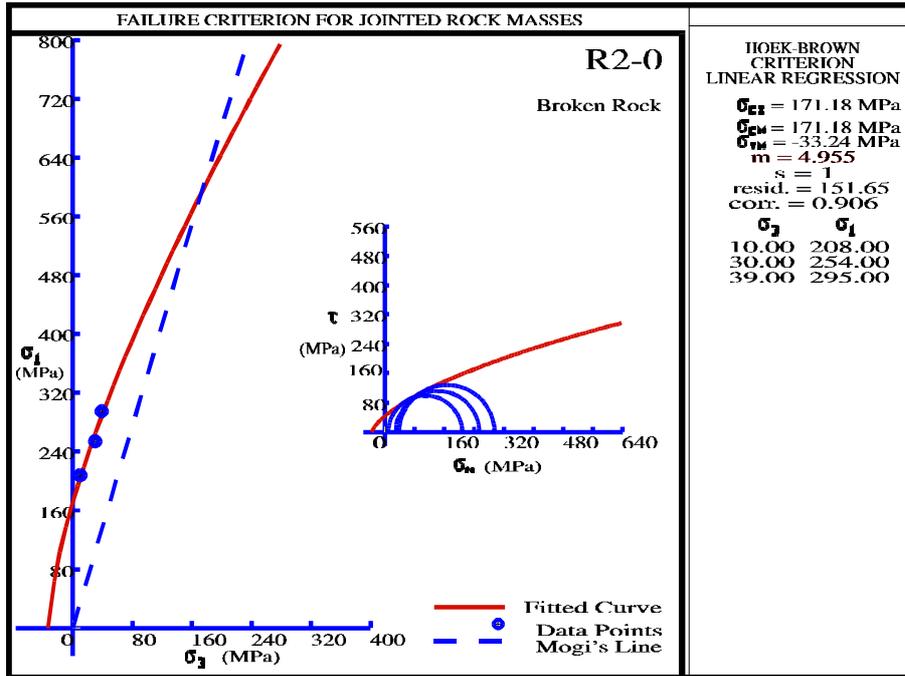


Figura 7.91.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra R2 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Rozadais

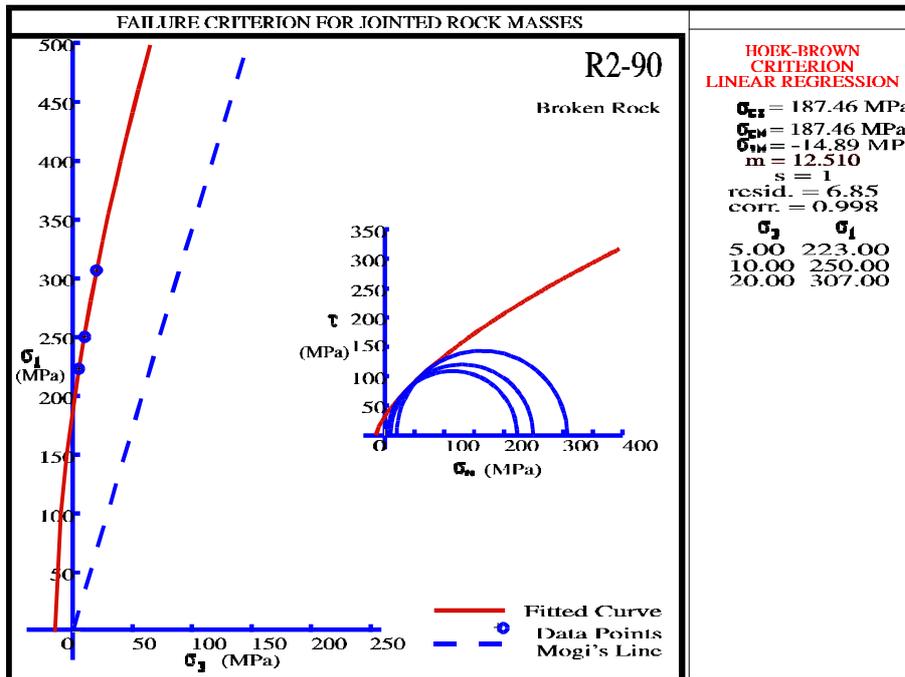


Figura 7.92.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra R2 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Rozadais

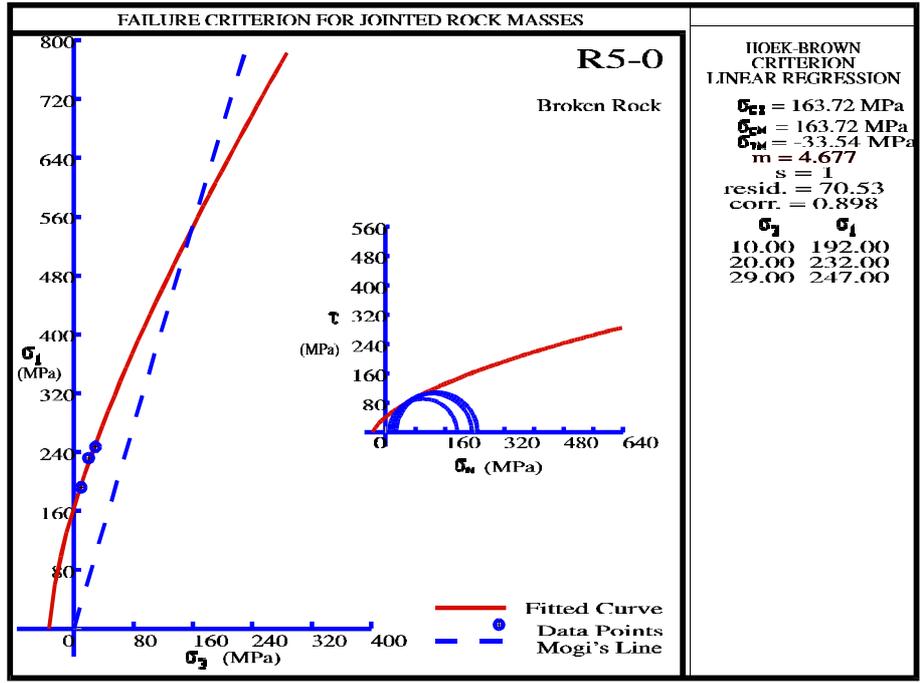


Figura 7.93.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra R5 con $\beta = 0^\circ$ de la Formación Rozadais

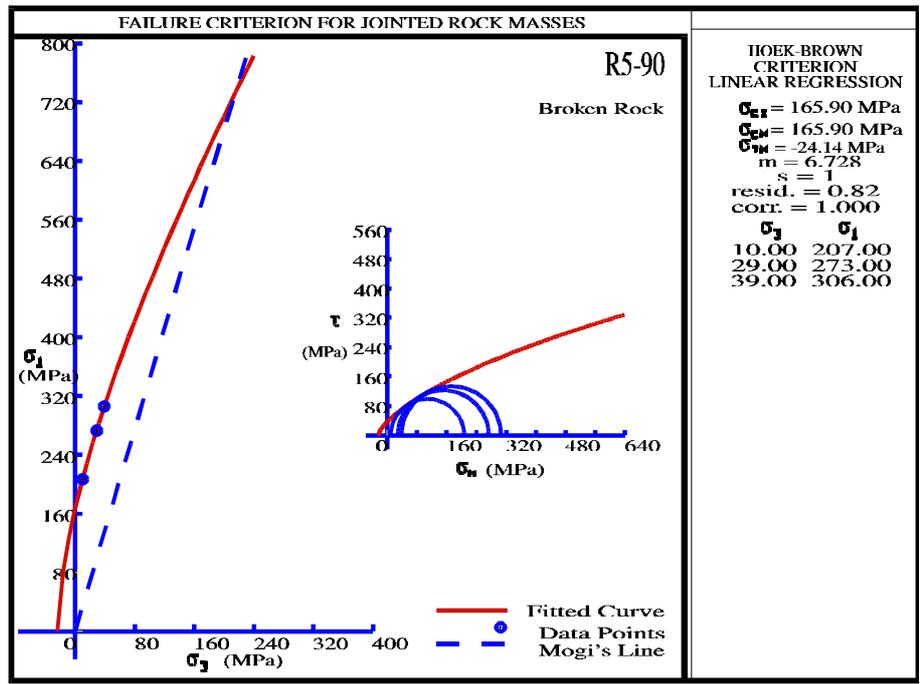


Figura 7.94.- Criterio de rotura triaxial Hoek y Brown para la muestra R5 con $\beta = 90^\circ$ de la Formación Rozadais

TABLA 7.XXIII.- PARÁMETROS OBTENIDOS A PARTIR DE LA APLICACIÓN DE ROTURAS DEL CRITERIO DE ROTURA PARA ROCAS DE ELEVADA ANISOTROPÍA DE HOEK-BROWN PARA ROCA INTACTA, $S = 1$

Muestra- α (°)	s_{ci} (MPa)	s_{cm} (MPa)	s_{tm} (MPa)	m
c4-10	46,48	46,48	-3,5	13,19
c4-90	159,4	159,4	-12,94	12,23
c4-0	241,9	241,9	-208,08	0,3
c3-90	143,19	143,19	-11,85	12
c3-10	99,54	99,54	-19,52	4,90
c3-0	178,54	178,54	-35,9	4,77
c2-90	140,97	140,97	-8,35	16,82
c1b-90	132,82	132,82	-4,49	29,51
c1b-25	30,58	30,58	-2,03	15,01
c1b-10	102,66	102,66	-18,67	5,31
c1a-90	179,39	179,39	-15,12	11,78
c1a-25	5,35	5,35	0,07	75,01
R1-0	82,73	82,73	-4,34	18,99
R1-90	64,09	64,09	-4,32	14,76
R2-0	171,18	171,18	-33,24	4,95
R2-90	187,46	187,46	-14,89	12,51
R5-0	163,72	163,72	-33,54	4,67
R5-90	165,90	165,90	-24,14	6,72

Utilizando el criterio de rotura de Hoek y Brown y la proyección de la línea de Mogi, se puede calcular la profundidad a partir de la cuál tiene lugar el cambio entre un comportamiento frágil y dúctil en los materiales rocosos. En la Tabla 7.XXIV se recogen las tensiones para el cambio de comportamiento entre los materiales pizarrosos.

La foliación influye en las cargas aplicadas sobre las pizarras según muestra la Fig. 7.95 pudiendo llegar a establecer una correlación no lineal.

TABLA 7.XXIV.- VARIACIÓN DEL CAMBIO EN EL COMPORTAMIENTO DE LAS PIZARRAS A PARTIR DEL CRITERIO DE HOEK Y BROWN Y LA LÍNEA DE MOGI.

Muestra	Transición frágil/dúctil σ_1 (MPa)
C1a-25	240
C1a-90	>1.000
C1a-10	375
C1b-25	275
C2-90	-
C3-0	600
C3-10	300
C3-90	-
C4-0	450
C4-10	300
C4-90	-
R1-0	-
R1-90	-
R2-0	600
R2-90	-
R5-0	550
R5-90	720

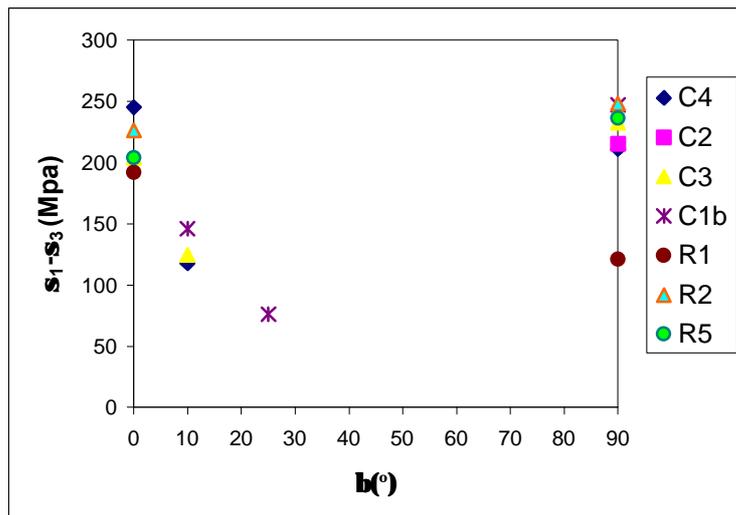


Figura 7.95.- Influencia del ángulo de anisotropía con los esfuerzos compresivos triaxiales

A partir de la representación del conjunto de datos de cohesiones y fricciones obtenidos para muestras del Sinclinal de Truchas se pueden observar las variaciones de estos valores con respecto a otros materiales de la Zona Cantábrica en estudios anteriores (Fig. 7.96).

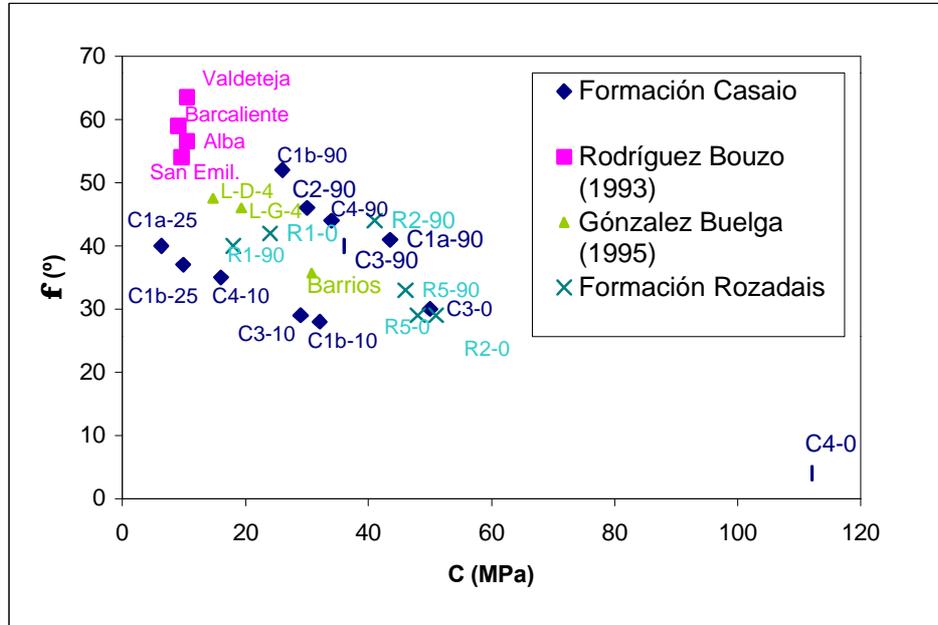


Figura 7.96.– Correlación entre la cohesión y fricción para las pizarras estudiadas y comparación con resultados de otros materiales de la Zona Cantábrica.

7.5.3.1. Modelos de rotura triaxiales en probetas de pizarra

La forma de rotura de las probetas en los diferentes ensayos, varía según la litología, pero principalmente está condicionada, como ya se indicó, por el ángulo que forma la principal anisotropía con los esfuerzos aplicados.

Normalmente no se produce un único modelo de rotura de las probetas para cada una de los litotipos diferenciados, sino que pueden producirse dos distintos, apareciendo combinados varios tipos en una misma probeta.

Para orientaciones a 90° de la anisotropía principal con la presión de confinamiento, la principal forma de rotura observada en todos los casos, independientemente del litotipo ensayado, es la partición vertical producida por cizalla a lo largo de los planos de anisotropía, resultando una probeta completamente triturada.

En las probetas que presentan 0° de buzamiento de la anisotropía principal con la presión de confinamiento se han observado roturas por cizalla a 45° de la carga axial en unos casos y en otras roturas a través de planos de foliación subhorizontales o paralelos a las bases de la probeta. Cuando están presentes en mayor o menor medida las laminaciones arenosas, existe interferencia de la rotura por cizalla simple con planos de rotura según la anisotropía principal o incluso formando conos en la parte inferior de la probeta.

Para mayores ángulos de inclinación de la anisotropía principal de las muestras ensayadas con respecto a la presión de confinamiento, es decir 10 y 25°, las roturas se producen a lo largo de planos subparalelos a la foliación, siendo a veces de componente dúctil y escalonadas, es decir comienzan en un plano de foliación a una determinada altura, para descender a través de la probeta y terminar en otro situado por debajo del inicial un par de centímetros. En este caso el tramo intermedio constituye una cizalla simple a 45° escalonada y que afecta sólo a la parte central de la probeta.

7.5.3.2. Influencia de la presión de confinamiento en la compresión triaxial

La relación σ_1/σ_3 para las pizarras, con igual ángulo de inclinación de la foliación principal, disminuye al aumentar la presión confinante para la pizarra limotítica, según refleja la Fig. 7.97.

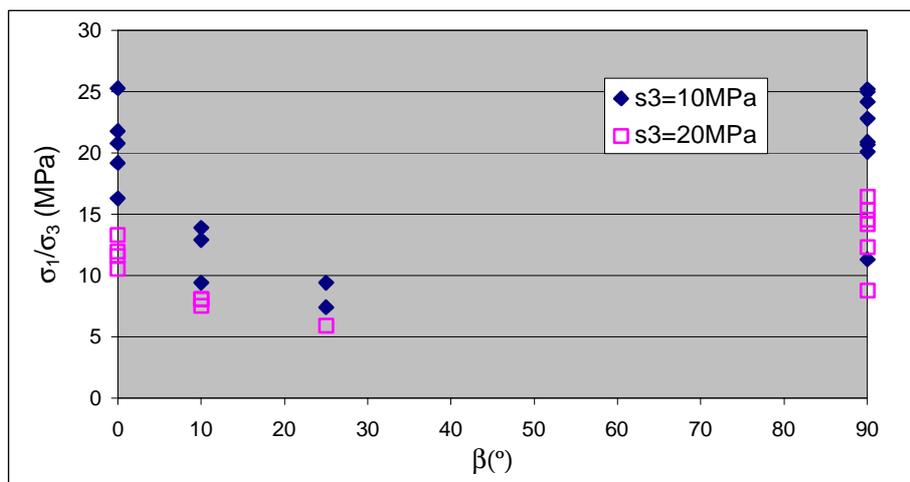


Figura 7.97.– Influencia de la presión de la relación entre esfuerzos principales con la inclinación de la anisotropía para distintas presiones de confinamiento

7.5.3.3. Envoltente de rotura para macizos pizarrosos a partir de los ensayos geomecánicos

Teniendo en cuenta la resistencia a tracción, compresión uniaxial y triaxial de los ensayos geomecánicos disponibles, se han calculado las envolventes de rotura que definen el campo de estabilidad de estas pizarras establecido por Hoek y Brown (1980a) (Fig. 7.98 y 7.99).

A partir de los parámetros geotécnicos calculados en muestras de sondeo desde pizarras a cuarcitas y con orientación de la foliación según distintas posiciones se puede calcular la envoltente de rotura del macizo rocoso (Tabla 7.XXV y Fig. 7.100). Se ha tenido en cuenta la distinta distribución estructural de las muestras tanto de flanco normal como inverso, debido a que en el primer caso la disposición de la foliación es subhorizontal con respecto a la horizontal, mientras que en el flanco inverso la foliación se dispone con un elevado buzamiento 50-70°.

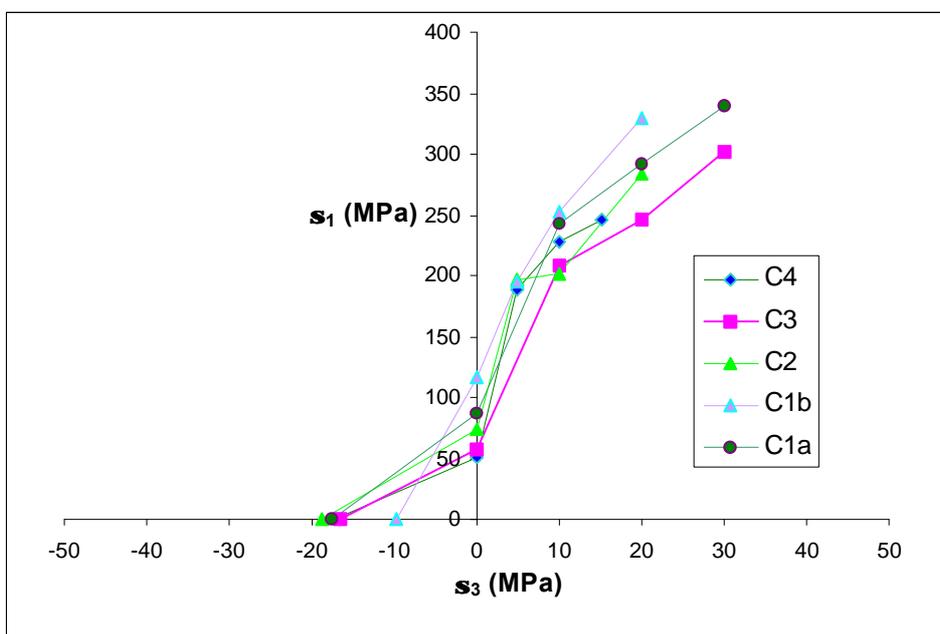


Figura 7.98- Envoltente de rotura según los esfuerzos principales (tracción, compresión y triaxiales) para las pizarras de la Formación Casaio cuando $\beta=90^\circ$

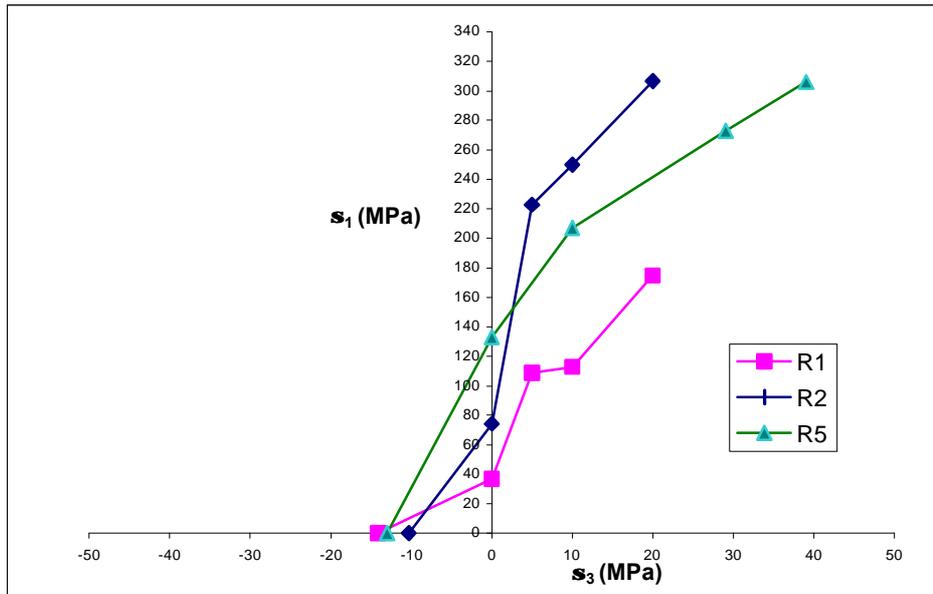


Fig. 7.99- Envolvente de rotura según los esfuerzos principales (tracción, compresivos y triaxiales) para las pizarras de la Formación Rozadais cuando $\beta = 90^\circ$

TABLA 7.XXV.- PARÁMETROS GEOTÉCNICOS OBTENIDOS A PARTIR DE LAS MUESTRAS DE SONDEOS

Formación	Muestra	b (°)	s_1 (MPa)	s_3 (MPa)	s_t (MPa)	s_c (MPa)
Casaio	FI	65-70	187,09	10	11,81	128,73
	FN	0-10	260,86	10	26,30	99,35
	L1	25-30	87,60	10	14,28	55,90
	L2	25-30	92,39	10	12,71	42,18
	L4	35-40	96,18	10	10,42	57,27
	L5	15	91,54	10	18,77	45,53

Nota: realizados en la E.T.S.I.M. de Vigo (Álvarez, en prensa)

La envolvente del macizo para las situaciones de flanco normal presenta resistencias mayores por lo que las condiciones del macizo son mejores que en el caso del flanco inverso donde la envolvente de rotura indica resistencia menor de las rocas.

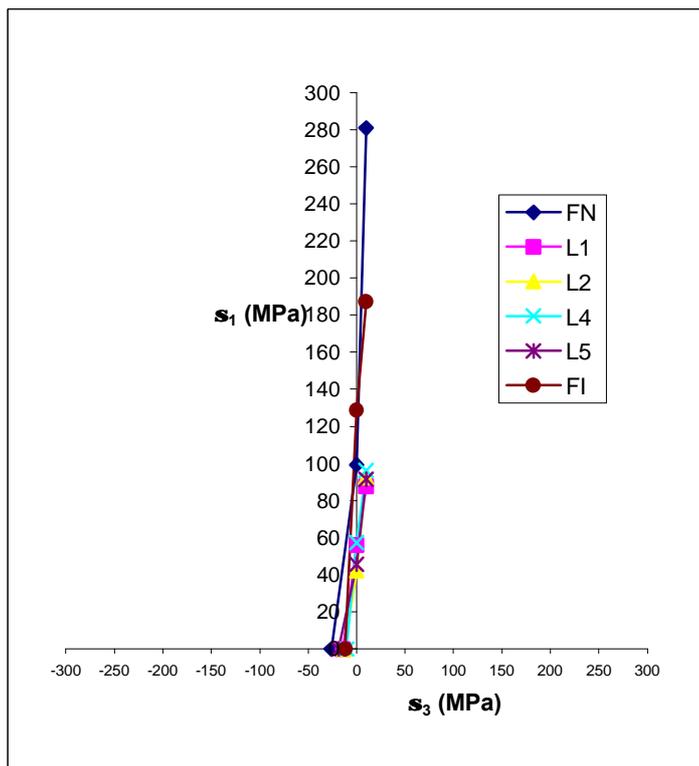


Figura 7.100- Envolvente de rotura según los esfuerzos principales (tracción, compresivos y triaxiales) para las cuarcitas a muro de la serie en la Formación Casaio cuando $\beta=15-70^\circ$ y FI = muestras del flanco inverso en cuarcita y FN = muestras en flanco normal de cuarcita

7.6. RESISTENCIA AL CORTE DIRECTO

7.6.1. GENERALIDADES

La resistencia al corte de discontinuidades en rocas puede medirse “in situ” o en el laboratorio mediante el empleo de aparatos de corte directo de tipo portátil. Proporciona este ensayo la resistencia tangencial que ofrecen las discontinuidades de las rocas en función de distintos esfuerzos normales aplicados sobre los planos de discontinuidad objeto de análisis, difiriendo las modalidades de los ensayos principalmente en el factor escala.

En teoría las discontinuidades sobre las que se aplica, salvando las limitaciones de los aparatos de corte, incluyen juntas o diaclasas, esquistosidades, fallas, superficies de estratificación, foliación y superficies de debilidad con rellenos de otros materiales, determinándose en último término los parámetros característicos: cohesión y fricción.

La cuantificación de la resistencia al corte en discontinuidades es particularmente importante en los medios anisótropos, en los que aparece al menos un plano de anisotropía, alta continuidad y elevada persistencia en los macizos rocosos a nivel regional (foliación).

Se cuantifica de este modo el comportamiento del plano de discontinuidad simulando las presiones de los componentes horizontal y vertical bajo las que pueden estar sometidos los materiales rocosos en el interior del macizo y en relación a las obras de ingeniería que se puedan acometer en el mismo.

En estos reconocimientos la principal presión vertical simula la litostática, proporcionada por el peso de los materiales suprayacentes, siendo las presiones de la componente horizontal inducidas con esfuerzos tangenciales sobre la caja de corte en la que se realiza esta prueba (Fig. 7.101).

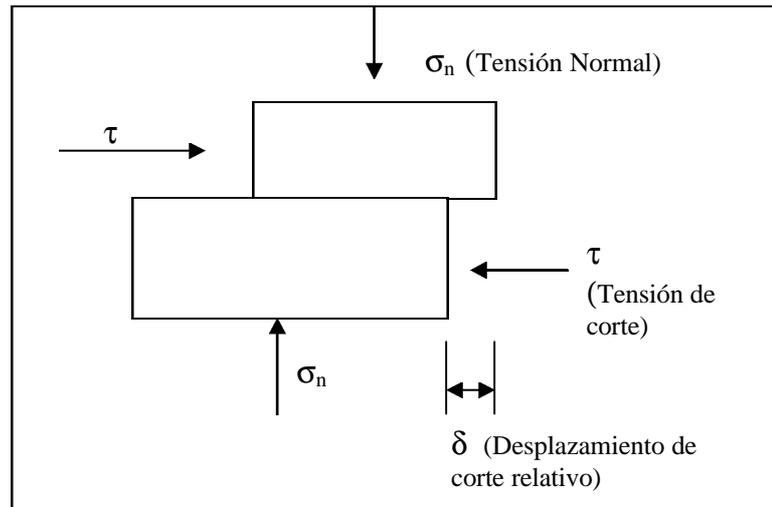


Figura 7.101- Discontinuidad bajo condiciones de corte directo (basado en Ayala *et al.*, 1987)

El equipo de ensayo consta de un aparato para el encapsulamiento y corte de la muestra que ha sido preparada previamente en un molde con mortero de cemento o resina, así como el equipo necesario para aplicar la carga normal al plano de discontinuidad.

La respuesta de las rocas es idéntica al aumentar la presión normal dado que está en función de las características propias de cada discontinuidad, principalmente de la rugosidad. Por esto, como norma general, el esfuerzo cortante se incrementa progresivamente a medida que lo hace el vertical cuando se realizan distintas determinaciones en idénticas muestras (Ayala *et al.*, 1987).

La resistencia que caracteriza una discontinuidad se representa matemáticamente mediante una ecuación lineal, según el criterio de rotura Mohr-Coulomb:

$$\tau = \sigma_n \operatorname{tg} \phi + C$$

7.6.2. METODOLOGÍA

Para su ejecución se utiliza una caja de corte directo (Foto 95) con los accesorios necesarios para aplicar las cargas normales y tangenciales mediante un sistema hidráulico. La caja de corte es de tipo convencional estándar, con un mantenedor de

carga, para conseguir la presión normal deseada, y otro para aplicar la fuerza tangencial necesaria para producir el deslizamiento a lo largo del plano de la discontinuidad.

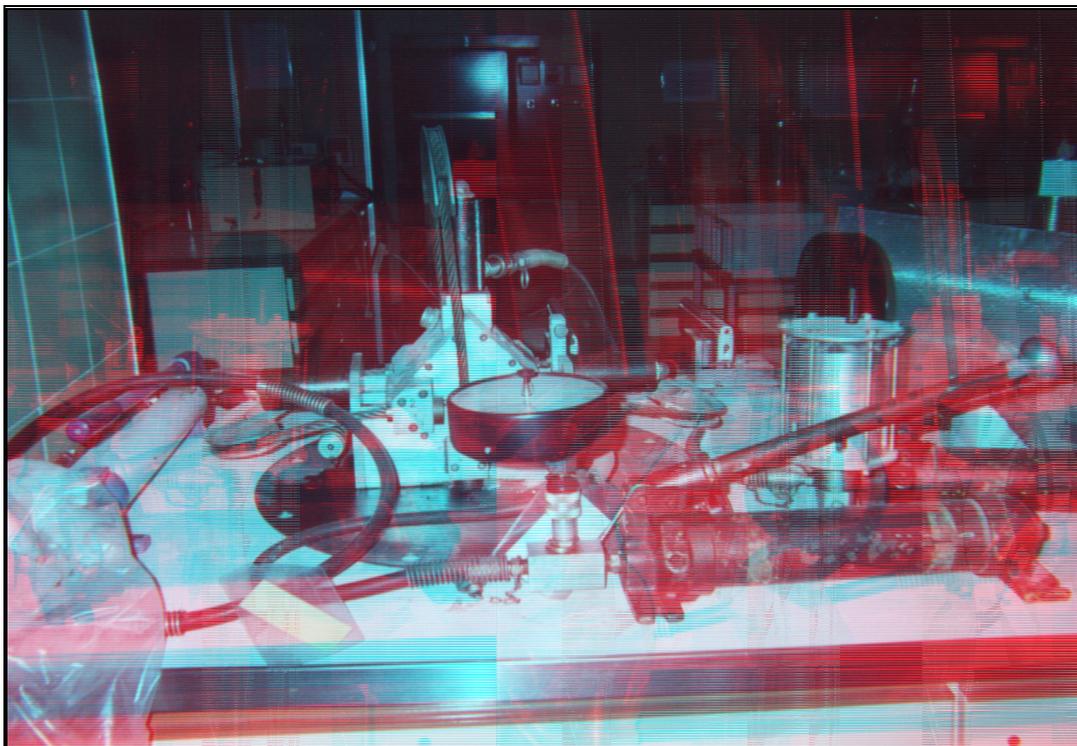


Foto 95.- Caja de corte para ensayos de laboratorio empleada para la resistencia al corte directo

Se ha efectuado el ensayo siguiendo el protocolo de la norma experimental del corte directo de roca (PNE 22950-6: Propiedades mecánicas de las rocas. Ensayos para la determinación de la resistencia, parte 6: Resistencia al corte), sobre tres probetas rectangulares en secciones de superficie media de 25 mm² y alturas medias de 150 mm, condicionado por las dimensiones de las cápsulas o moldes de preparación de la muestra.

La preparación y montaje de las muestras y el tiempo necesario para ello incrementan la dificultad de actuación del ensayo, así como su planificación. La Foto 96 a y b recoge el proceso de preparación de los moldes a los que posteriormente se aplicará el corte directo.

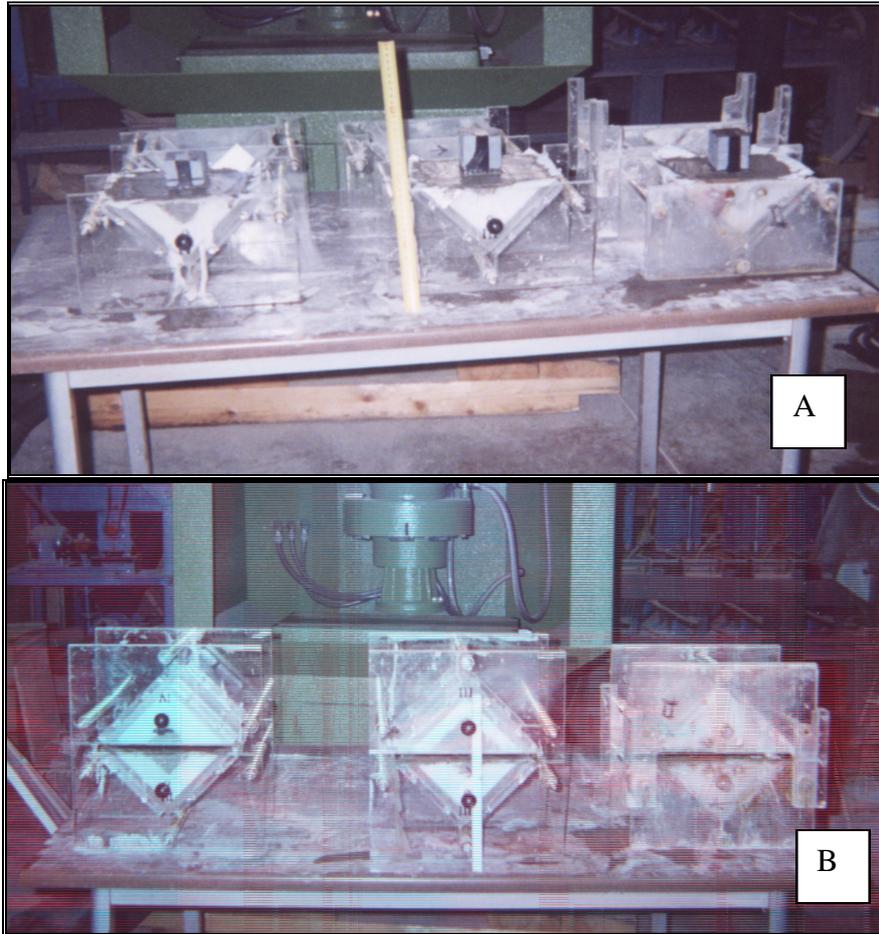


Foto 96.- Encapsulado de las muestras A: parcial y B: completo

Para las rocas objeto de estudio, las pizarras, se ha examinado el plano de debilidad que constituye la foliación principal, haciendo coincidir el plano de corte de la máquina con aquel.

Después de preparados los moldes con las muestras e iniciado el análisis se produce la medida de la consolidación que tiene por objeto permitir que se disipe la presión del agua contenida en los poros de la roca y del material de relleno de la misma antes de aplicar la carga tangencial.

Una vez que se ha alcanzado la consolidación para la carga normal establecida se aplica la carga tangencial iniciando el corte, controlando la tensión aplicada y el desplazamiento conseguido a lo largo del ensayo.

7.6.3. RESULTADOS

Los resultados obtenidos a partir del ensayo de resistencia al corte realizado sobre planos de foliación se recogen en la Tabla 7.XXVI, habiéndose conseguido tan solo una determinación completa de la resistencia al corte en los planos de foliación de las pizarras. Su representación gráfica se recoge en las Figs. 7.102 y 7.103.

TABLA 7.XXVI.- ESFUERZOS OBTENIDOS A PARTIR DEL ENSAYO DE CORTE DIRECTO SOBRE PLANOS DE FOLIACIÓN EN PIZARRA

Formación	Muestra	Esfuerzo normal (MPa)	Esfuerzo cortante máximo (MPa)	Ecuación de correlación	Correlación Lineal
Casaio	C3	0,5	0,98	$\tau = 1,31\sigma_n \times 0,32$	0,99
		1,0	1,65		
		1,2	1,89		
Casaio	C2	0,5	1,06	$\tau = 0,54\sigma_n \times 0,79$	1
		1,0	1,33		
Rozadais	R2	0,6	0,68	$\tau = 0,8 \sigma_n \times 0,2$	1
		1,0	1,0		

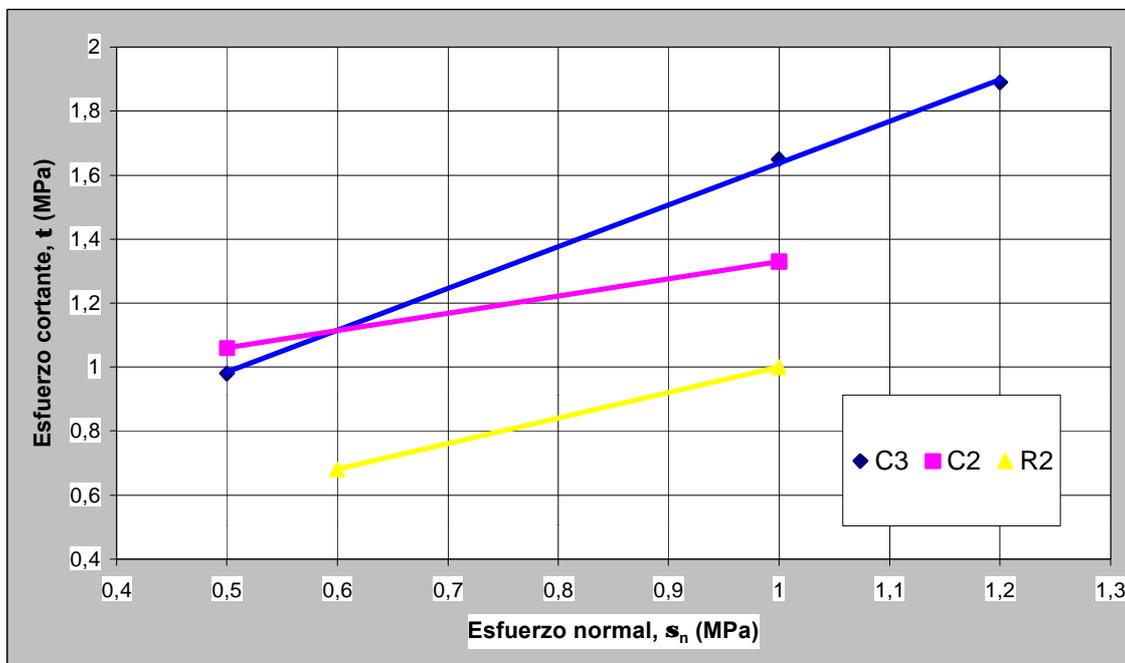


Figura 7.102.- Resistencia la corte de los planos de debilidad para distintos litotipos de pizarras

En la Tabla 7.XXVII se resumen las cohesiones y el ángulo de fricción interna logrados para la superficie de foliación en la pizarra.

TABLA 7. XXVII.- VALORES DE COHESIÓN Y FRICCIÓN CALCULADOS PARA LAS SUPERFICIES DE FOLIACIÓN EN PIZARRAS DEL SINCLINAL DE TRUCHAS

Muestra	Cohesión (MPa)	Fricción (°)
C3	0,33	52,64
C2	0,79	28,36
R2	0,20	38,65

Las cohesiones que presentan los planos de foliación, principal plano de debilidad de estas rocas, son muy bajas y próximas a 0 MPa, mientras que los ángulos de fricción varían entre 28 y 52°, siendo los valores más bajos (entre 28 y 38°) los correspondientes a las pizarras finas objeto de explotación y los más elevados se vinculan a la pizarra limolítica (52°).

A la vista de estos resultados se puede establecer que la fricción constituye el principal parámetro relacionado con la fisibilidad de la roca. Por la experiencia de campo la R2 presenta mayor facilidad al labrado que C2, por lo que se determina que para bajos valores de la fricción este parámetro es mayor cuanto menor cohesión presente el plano de foliación.

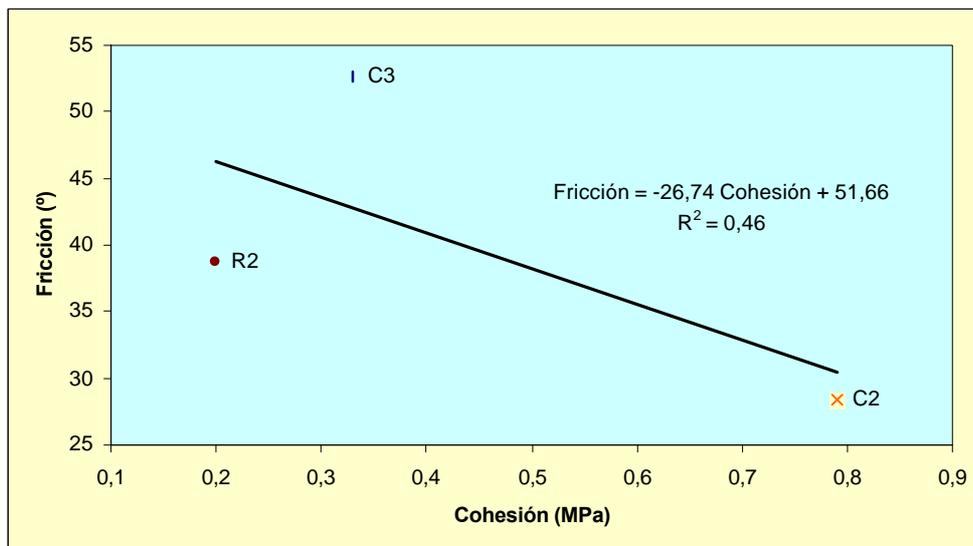


Figura 7.103- Correlación cohesión y fricción de los valores obtenidos en el corte directo de los planos de foliación de distintos litotipos de pizarras

A la vista de estos resultados, se propone establecer una correlación directa entre la fricción y los parámetros de control de la producción de fisibilidad y calidad de las pizarras, con el fin de rentabilizar y controlar el precio de las pizarras de techar. Esto sería posible con la consecución de una serie de ensayos sobre los distintos tipos de pizarras y calidades.

8. CLASIFICACIÓN GEOMECÁNICA DEL MACIZO PIZARROSO

8.1. INTRODUCCIÓN

La aplicación más importante de las clasificaciones geomecánicas viene fundamentada en el hecho de que permiten obtener parámetros de resistencia y deformación global del macizo rocoso y la estimación de su calidad, además de precisar el sostenimiento de un posible túnel ubicado en dicho macizo.

Para la definición de la matriz rocosa y las discontinuidades, así como la aplicación de las clasificaciones de los macizos rocosos, se emplean los valores de la resistencia a compresión simple y/o carga puntual. Además los materiales rocosos se personalizan por los parámetros de cohesión y fricción, que son más laboriosos de obtener y no siempre se pueden realizar a escala representativa. Todo ello justifica el empleo de las clasificaciones geomecánicas y de los métodos empíricos para estimar de manera general los parámetros resistentes de cada macizo.

La principal ventaja de estas últimas es que proporcionan una valoración inicial de las características mecánicas del macizo a bajo coste y de forma sencilla. No obstante, hay que tener cuidado con la excesiva simplificación que suponen a la hora de trabajar con macizos rocosos “blandos”, muy tectonizados o alterados, para los que, en general, se sobreestiman las propiedades mecánicas y resistentes, sin tener en cuenta aspectos importantes como su deformabilidad. Estas limitaciones deben ser consideradas al aplicar las clasificaciones, debiendo interpretar los resultados con criterio y siempre en base al conocimiento de las propiedades y comportamiento de los diferentes tipos de macizos rocosos (González de Vallejo *et al.*, 2002).

También existen desventajas como consecuencia del funcionamiento independiente de la investigación sobre la medida de discontinuidades y su análisis en los últimos años, y esto se traduce en que las clasificaciones geomecánicas no se han diseñado para incorporar la información estadística sobre la red de

discontinuidades y relegan en gran medida su interpretación a la observación y juicio personal del técnico. Algunos autores además cuestionan las desventajas de aplicación del RQD sin indicación de la orientación y diámetro de los sondeos, así como la difícil valoración y cuantificación de las orientaciones y espaciados de las discontinuidades sin tener en cuenta su distribución espacial según las distintas secciones en los afloramientos de estudio.

En función de la profundidad a la que se encuentre el emplazamiento de las labores extractivas que se pretenda acometer, las propiedades del macizo rocoso a controlar serán diferentes. Para un entorno competente y resistente, son las distintas familias de discontinuidades las que controlan su resistencia y comportamiento a niveles más superficiales, mientras que a mayores profundidades son las propiedades cohesivas y friccionales de las rocas las que rigen su comportamiento.

8.2. CLASIFICACIONES GEOMECÁNICAS

Las clasificaciones más utilizadas son la RMR y Q, aunque existen otras como son la SRC, que se incluye en este estudio.

8.2.1. CLASIFICACIÓN RMR (BIENIAWSKI, 1979)

Esta clasificación permite relacionar índices de calidad con parámetros de diseño y de sostenimiento de túneles (Tabla 8.I y 8.II), con las oportunas correcciones de orientación de las discontinuidades, de acuerdo con las puntuaciones establecidas de antemano por los distintos autores para cada propiedad de la roca involucrada. Consiste en calcular un índice, denominado RMR (“rock mass rating”) directamente relacionado con la calidad de los macizos a partir de las observaciones de campo (Tabla 8.III).

Finalmente la puntuación obtenida para el macizo rocoso queda enmarcada en una clasificación según la calidad el macizo (Tabla 8.IV), a las que les corresponde unas propiedades determinadas y para las que se propone un determinado tipo de condiciones de excavación en tiempo y longitud de actuación (Tabla 8.V), así como una corrección según la orientación de la excavación con las discontinuidades (Tabla 8.VI).

TABLA 8.I.- CLASIFICACIÓN GEOMECÁNICA DE BIENIAWSKI (1979)

1	Resistencia matriz rocosa (MPa)	Ensayo carga puntual	>10	10-4	4-2	2-1	Compresión Simple (MPa)			
		Compresión simple	>250	250-100	100-50	50-25	25-5	5-1	<1	
Puntuación			15	12	7	4	2	1	0	
2	RQD (%)		90-100	75-90	50-75	25-50	<25			
	Puntuación			20	17	13	6	3		
3	Separación entre diaclasas (m)		>2	0,6-2	0,2-0,6	0,06-0,2	<0,06			
	Puntuación			20	15	10	8	5		
4	Estado de las discontinuidades	Longitud de la discontinuidad (m)	<1	1-3	3-10	10-20	>20			
		Puntuación		6	4	2	1	0		
		Abertura (mm)	Nula	<0,1	0,1-1,0	1-5	>5			
		Puntuación		6	5	3	1	0		
		Rugosidad	Muy rugosa	Rugosa	Ligeramente rugosa	Ondulada	Suave			
		Puntuación		6	5	3	1	0		
		Relleno	Nulo	Duro <5mm	Duro >5mm	Blando <5mm	Blando >5mm			
		Puntuación		6	4	2	2	0		
		Alteración	Inalterada	Ligeramente alterada	Moderadamente alterada	Muy alterada	Descompuesta			
Puntuación		6	5	3	1	0				
5	Agua freática	Caudal por 10m de túnel (litros/min)	seco	<10	10-25	25-125	>125			
		Relación: Presión de agua/Tensión principal mayor	0	0-0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	>0,5			
		Estado general	seco	Ligeramente húmedo	Húmedo	Goteando	Agua fluyendo			
	Puntuación			15	10	7	4	0		

TABLA 8.II.- CORRECCIÓN POR LA ORIENTACIÓN DE LAS DISCONTINUIDADES

Dirección y Buzamiento		Muy favorables	Favorables	Medias	Desfavorables	Muy desfavorables
Puntuación	Túneles	0	-2	-5	-10	-12
	Cimentaciones	0	-2	-7	-15	-25
	Taludes	0	-5	-25	-50	-60

TABLA 8.III.- CLASIFICACIÓN DEL MACIZO SEGÚN EL ÍNDICE RMR

Clase	I	II	III	IV	V
Calidad	Muy buena	Buena	Media	Mala	Muy mala
Puntuación	100-81	81-61	60-41	40-21	<20

TABLA 8.IV.- VALORACIÓN DEL ÍNDICE RMR

Clase	Calidad	Índice RMR	Cohesión (Kg/ cm ²)	Ángulo de rozamiento (°)
I	Muy buena	100-81	>4	>45
II	Buena	80-61	3-4	35-45
III	Media	60-41	2-3	25-35
IV	Mala	40-21	1-2	15-25
V	Muy Mala	<20	<1	<15

TABLA 8. V.- CARACTERÍSTICAS GEOTÉCNICAS PARA EL ÍNDICE RMR

Clase	I	II	III	IV	V
Tiempo de mantenimiento y longitud	10 años con 15 m de vano	6 meses con 8 m de vano	1 semana con 5m de vano	10 horas con 2,5 m de vano	30 minutos con 1m de vano
Cohesión (kp/cm ²)	>4	3-4	2-3	1-2	<1
Ángulo de rozamiento(°)	>45	35-45	25-35	15-25	<15

TABLA 8.VI.- ORIENTACIÓN DE LAS DISCONTINUIDADES EN EL TÚNEL

Dirección perpendicular al eje del túnel				Dirección paralela al eje del túnel		Buzamiento 0-20° con cualquier dirección
Excavación con buzamiento		Excavación contra buzamiento				
Buz. 45-90°	Buz. 20-45°	Buz. 45-90°	Buz. 20-45°	Buz. 45-90°	Buz. 20-45°	
Muy favorable	Favorable	Media	Desfavorable	Muy desfavorable	Media	Desfavorable

Para aplicar esta clasificación se divide el macizo rocoso en zonas o tramos que presenten características geológicas más o menos uniformes en base a las observaciones de campo y a partir de las medidas de las propiedades y condiciones de la matriz rocosa en cada litotipo así como de las discontinuidades.

8.2.2. CLASIFICACIÓN Q (BARTON, LIEN Y LUNDE, 1974)

Este sistema de clasificación de macizos rocosos permite establecer criterios sobre los sostenimientos para túneles y cavernas. Se basa en la evaluación numérica de seis parámetros que intervienen en la expresión de cálculo del índice Q (“Quality”):

$$Q = RQD/J_n \times J_r/J_a \times J_w/SFR$$

donde:

J_n = Índice de diaclasado que cuantifica el grado de fracturación del macizo rocoso (rango de variación entre 0,5 y 20)

J_r = Índice de rugosidad de las discontinuidades o juntas (rango de variación entre 0,5 y 4)

J_a = Índice de alteración de las discontinuidades (rango de variación entre 0,75 y 20)

J_w = Coeficiente reductor por la presencia de agua (rango de variación entre 0,05 y 1)

SRF = Coeficiente índice del estado tensional del macizo rocoso (rango de variación entre 0,5 y 20)

Estos índices y coeficientes se agrupan en parámetros relacionados con las características de los bloques que delimitan la roca intacta y conforman dicho macizo:

RQD/J_n : determina el tamaño de los bloques.

J_r/J_a : cuantifica la resistencia al corte entre los bloques.

J_w/SRF : indica la influencia del estado tensional.

En la Tabla 8.VII se recogen las valoraciones del índice Q según la calidad que presente el ámbito geológico objeto de estudio.

TABLA 8.VII.- VALORACIÓN DE LA CALIDAD DE MACIZOS ROCOSOS SEGÚN EL ÍNDICE Q.

Q	Valoración calidad
0,001 y 0,01	Excepcionalmente mala
0,1 y 1	Muy mala
1 y 4	Mala
4 y 10	Media
10 y 40	Buena
40 y 100	Muy buena
100 y 400	Extremadamente buena
400 y 1000	Excepcionalmente buena

Los valores de los parámetros característicos del índice Q se agrupan en la Tabla 8.VIII, asignando una puntuación para cada propiedad medida sobre el afloramiento.

TABLA 8.VIII.- CRITERIOS DE VALORACIÓN DE LOS PARÁMETROS UTILIZADOS EN LA DETERMINACIÓN DEL ÍNDICE Q

1. Calidad del testigo RQD		RQD (%)	
A	Muy mala	0-25	
B	Mala	25-50	
C	Media	50-75	
D	Buena	75-90	
E	Excelente	90-100	
Notas:			
i) Cuando se obtienen valores del RQD inferiores o iguales a 10, se toma un valor 10 para calcular el índice Q.			
ii) Los intervalos de 5 unidades para el RQD, es decir, 100, 95, 90 etc.. tienen suficiente precisión.			
2. Índice de diaclasado		Jn	
A	Roca masiva, sin diaclarar o con fisuración escasa	0,5-1,0	
B	Una familia de diaclasas	5	
C	Una familia y algunas diaclasas aleatorias	3	
D	Dos familias de diaclasas	4	
E	Dos familias y algunas diaclasas aleatorias	6	
F	Tres familias de diaclasas	9	
G	Tres familias y algunas diaclasas aleatorias	12	
H	Cuatro o más familias, diaclasas aleatorias, roca muy fracturada, roca en terrones, etc.	15	
J	Roca triturada, terrosa	20	
Notas:			
i) En intersecciones de túneles se utiliza la expresión (3Jn).			
ii) En las bocas de los túneles se utiliza la expresión (2Jn).			
3. Índice de rugosidad de las discontinuidades		Jr	
a) Contacto entre las dos caras de la discontinuidad.			
b) Contacto entre las dos caras de la discontinuidad ante un desplazamiento cortante inferior a 10 cm.			
A	Diaclasas discontinuas	4	
B	Diaclasas onduladas, rugosas o irregulares	3	
C	Diaclasas onduladas, lisas	2	
D	Diaclasas onduladas, perfectamente lisas	1,5	
E	Diaclasas planas, rugosas o irregulares	1,5	
F	Diaclasas planas, lisas	1,0	
G	Diaclasas planas, perfectamente lisas	0,5	
Nota:			
i) Las descripciones se refieren a caracterizaciones a pequeña escala y escala intermedia, por este orden.			
c) No existe contacto entre las caras de la discontinuidad ante un desplazamiento cortante.			
H	Zona que contiene minerales arcillosos con un espesor suficiente para impedir el contacto de las caras de la discontinuidad	1,0	
J	Zona arenosas, de gravas o triturada con un espesor suficiente para impedir el contacto entre las dos caras de la discontinuidad	1,0	
Notas:			
i) Si el espaciado de la principal familia de discontinuidades es superior a 3 m, se debe aumentar el índice Jr en una unidad.			
ii) En el caso de diaclasas planas perfectamente lisas que presenten lineaciones, y que dichas lineaciones estén orientadas según la dirección de mínima resistencia, se puede utilizar el valor Jr= 0,5.			
4. Índice de alteración de las discontinuidades		ϕ_r (°)	Ja
a) Contacto entre los planos de discontinuidad (sin minerales de relleno intermedios)			
A	Discontinuidad cerrada, dura, sin reblandecimientos, impermeable, cuarzo	---	0,75
B	Planos de discontinuidad inalterados, superficies ligeramente manchadas	25-35	1,0
C	Planos de discontinuidades ligeramente alterados. Presentan minerales no reblandecibles, partículas arenosas, rocas desintegrada libre de arcillas, etc.	25-30	2,0
D	Recubrimientos de arcillas limosas o arenosas. Fracción pequeña de arcilla (no blanda)	20-25	3,0
E	Recubrimientos de arcillas blandas o de baja fricción, es decir, caolinita o mica. También clorita, talco, yeso, grafito, etc. y pequeñas cantidades de arcillas expansivas	8-16	4,0

b) Contacto entre los planos de la discontinuidad ante un desplazamiento cortante inferior a 10 cm (minerales de relleno en pequeños espesores)			
F	Partículas arenosas, roca desintegrada libre de arcilla, etc	25-30	4,0
G	Fuertemente sobreconsolidados, con rellenos de minerales arcillosos no blandos (continuos, pero con espesores inferiores a 5 mm)	16-24	6,0
H	Sobreconsolidación media a baja, con reblandecimiento, rellenos de minerales arcillosos (continuos, pero de espesores inferiores a 5 mm)	12-16	8,0
J	Rellenos de arcillas expansivas, es decir, montmorillonita (continuos, pero con espesores inferiores a 5 mm). El valor de Ja depende del porcentaje de partículas con tamaños similares a los de las arcillas expansivas.	6-12	8-12
c) no se produce contacto entre los planos de la discontinuidad ante un desplazamiento cortante (rellenos de mineral de gran espesor)			
K L M	Zonas o bandas de roca desintegrada o triturada y arcillas (ver G, H y J para la descripción de las condiciones de las arcillas)	6-24	6,8 ó 8-12
N	Zonas o bandas de arcillas limosas o arenosas, con pequeñas fracciones de arcillas no reblandecibles.	---	5,0
O P R	Zonas o bandas continuas de arcilla, de espesor grueso (ver clases G, H y J, para la descripción de las condiciones de las arcillas)	6-24	10,13 ó 13-20
Nota: Los valores expresados para los parámetros Jr y Ja se aplican a las familias de diaclasas o discontinuidades que son menos favorables con relación a la estabilidad, tanto por la orientación de las mismas como por su resistencia al corte (esta resistencia puede evaluarse mediante la expresión: $T = \sigma_n \operatorname{tg}^{-1} (Jr/Ja)$)			
5. Factor de reducción por la presencia de agua		Presión de agua (Kg/cm ²)	Jw
A	Excavaciones secas o pequeñas afluencias, inferiores a 5 l/min, de forma localizada	<1	1,0
B	Afluencia a presión media, con lavado ocasional de los rellenos de las discontinuidades	1-2,5	0,66
C	Afluencia importante o presión alta en rocas competentes con discontinuidades sin relleno	2,5-10	0,5
D	Afluencia importante o presión alta, produciéndose un lavado considerable de los rellenos de las diaclasas	2,5-10	0,33
E	Afluencia excepcionalmente alta o presión elevada en el momento de realizar las voladuras, decreciendo con el tiempo	>10	0,2-0,1
F	Afluencia excepcionalmente alta, o presión elevada de carácter persistente, sin disminución apreciable	>10	0,1-0,05
Notas:			
i) Los valores de las clases C,D E y F son meramente estimativos. Si se acometen medidas de drenaje, puede incrementarse el valor Jw.			
ii) No se han considerado los problemas especiales derivados de la formación de hielo.			
6. Condiciones tensionales de la roca		SRF	
a) Las zonas débiles intersectan a la excavación, pudiendo producirse desprendimientos de roca a medida que la excavación del túnel va avanzando			
A	Múltiples zonas débiles, conteniendo arcilla o roca desintegrada químicamente, roca de contorno muy suelta (a cualquier profundidad)	10	
B	Zonas débiles aisladas, conteniendo arcilla o roca desintegrada químicamente (profundidad de la excavación ≤50m)	5	
C	Zonas débiles aisladas, conteniendo arcilla roca desintegrada químicamente (profundidad de la excavación >50m)	2,5	
D	Múltiples zonas de fracturas en roca competente (libres de arcillas), roca de contorno suelta (a cualquier profundidad)	7,5	
E	Zonas de fractura aisladas en roca competente (libre de arcilla) (profundidad de excavación ≤50 m)	5,0	
F	Zonas de fractura aisladas en roca competente (libre de arcillas) (profundidad de la excavación >50m)	2,5	
G	Terreno suelto, diaclasas abiertas, fuertemente fracturado, en terrones, etc. (a cualquier profundidad)	5,0	
Nota:			

i) Se reducen los valores expresados del SRF entre un 20-50% si las zonas de fracturas sólo ejercen cierta influencia pero no intersectan a la excavación.				
b) Rocas competentes, problemas tensionales en las rocas		σ_f/σ_1	σ_f/σ_c	SRF
H	Tensiones pequeñas cerca de la superficie, diaclasas abiertas	>200	<0,01	2,5
J	Tensiones medias, condiciones tensionales favorables	200-10	0,01-0,3	1
K	Tensiones elevadas, estructura muy compacta. Normalmente favorable para la estabilidad, puede ser desfavorable para la estabilidad de los hastiales	10-5	0,3-0,4	0,5-2
L	Lajamiento moderado de la roca después de 1 hora en rocas masivas	5-3	0,5-0,65	5-50
M	Lajamiento y estallido de la roca después de alguno minutos en rocas masivas	3-2	0,65-1	50-200
N	Estallidos violentos de la roca (deformación explosiva) y deformaciones dinámicas inmediatas en rocas masivas	<2	>1	200-400
Notas: Si se comprueba la existencia de campos tensionales fuertemente anisotrópicos: cuando $5 \leq \sigma_1/\sigma_3 \leq 10$, se disminuye el parámetro σ_c hasta 0,75; si $\sigma_1/\sigma_3 > 10$, se tomará el valor 0,5 σ_c . σ_c es resistencia a compresión simple, σ_1 y σ_3 son las tensiones principales mayor y menor y σ_f es la tensión tangencial máxima, estimada a partir de a teoría de la elasticidad). En los casos en que la profundidad de la clave del túnel es menor que la anchura de la excavación, se sugiere aumentar el valor del factor SRF entre 2,5 y 5 unidades (veáse clase H).				
c) Rocas deformables: flujo plástico de roca incompetente sometida a altas presiones litostáticas		σ_f/σ_c	SRF	
O	Presión de deformación baja	1-5	5-10	
P	Presión de deformación alta	>5	10-20	
Nota: Los fenómenos de deformación o fluencia de rocas suelen ocurrir a profundidades :H> 350 Q ^{1/3} (Shing et al., 1992). La resistencia a compresión de macizo rocoso puede estimarse mediante la expresión; q (MPa)= 7 x γ x Q ^{1/3} , donde γ es la densidad de la roca en g/cm ³ (Singh, 1993).				
d) Rocas expansivas: actividad expansiva química dependiendo de la presencia de agua		SRF		
R	Presión de expansión baja		5-10	
S	Presión de expansión alta		10-15	
Q = RQD/Jn x Jr/Ja x Jw/SRF				

8.2.3. CLASIFICACIÓN SRC (GONZÁLEZ DE VALLEJO, 1998)

La clasificación SRC (“Surface Rock mass Classification”) se basa en la RMR, pero incluye la consideración del estado tensional más explícito del macizo rocoso definido por los factores de competencia y relajación tensional, los accidentes tectónicos y la actividad neotectónica a diferencia de las anteriores clasificaciones. Además incluye las correcciones por las influencias constructivas y por la extrapolación de los datos de superficie a niveles más profundos. Su determinación se expone en la Tabla 8.IX junto con las correcciones introducidas (Tablas 8.X y 8.XI). La valoración del índice obtenido a partir de esta clasificación se recoge en la Tabla 8.XII.

TABLA 8.IX.- CLASIFICACIÓN SRC

Parámetros	Puntuaciones				
1. Resistencia matriz rocosa Carga puntual (MPa) Ensayos compresión simple (MPa) Puntuación	>8 >250 20	8 a 4 250 a 100 15	4 a 2 100 a 50 7	2 a 1 50 a 25 4	25 a 5 5 a 1 <1 2 1 0
2. Espaciado o RQD Espaciado (m) RQD (%) Puntuación	>2 100 a 90 25	2 a 0,6 90 a 75 20	0,6 a 0,2 75 a 50 15	0,2 a 0,06 50 a 25 8	<0,06 <25 5
3. Discontinuidades Condiciones Puntuación	Muy rugosa, Discontinuas. Sin separación. Bordes poco alterados y duros. 30	Algo rugosas. Discontinuas. Separación menor 1 mm. Bordes duros y poco alterados. 25	Algo rugosas. Discontinuas. Separación 1 mm. Bordes blandos y alterados. 20	Lisas o con slickensides. Continuas Abiertas. 1 a 5 mm. Con rellenos. 10	Lisas o con slickensides. Continuas. Abiertas más de 5 mm. Con rellenos. 0
4. Filtraciones Caudal por 10 m de túnel (l/min) Condiciones Puntuación	Inapreciable Seco 15	<10 Algo húmedo 10	10-25 Algunas filtraciones 7	25-125 Frecuentes filtraciones 4	>125 Abundantes filtraciones 0
5. Estado tensional Factor de competencia Puntuación	>10 10	10 a 5 5	5 a 3 -5	<3 -10	----
Accidentes tectónicos Puntuación	Fallas de alcance regional -5		Tectónica Compresiva -2	Tectónica distensiva 0	
Factores de relajación tensional (2) Puntuación	>200 0	200 a 80 -5	80 a 10 -8	<10 -10	Zonas afectadas por laderas o taludes 200 a 80 -10 79 a 10 13 <10 -15
Actividad sísmica Puntuación	Desestimada o baja 0		Moderada -5		Alta -10
CLASES DE ROCA					
Clase SRC Calidad de Roca Puntuación (3)	I Muy Buena 100 a 81	II Buena 80 a 61	III Media 60 a 41	IV Mala 40 a 21	V Muy mala <=20
Notas: (1) Factor de competencia: resistencia uniaxial de la matriz rocosa dividida por la tensión máxima vertical debida al peso del recubrimiento. (2) Factor de relajación tensional: edad geológica de la deformación tectónica principal (en años $\times 10^{-3}$) dividida el máximo espesor de recubrimientos, en metros. (3) Una vez obtenida la puntuación SRC, se utiliza este valor en lugar del RMR para el cálculo de las propiedades del macizo y los sostenimientos.					

Con ánimo de cuantificar el estado tensional en el que se encuentra el macizo objeto de estudio, se aplican los factores de corrección según la Tabla 8.X.

TABLA 8.X.- FACTORES DE CORRECCIÓN POR DATOS DE AFLORAMIENTOS. CLASIFICACIÓN SRC

Espaciado o RQD. Corregir la puntuación obtenida del espaciado o RQD multiplicando por THCF x WCF sin superar los 25 puntos.	
THCF	-Fracturas de compresión = 1,30 -Fracturas de distensión = 0,8 -Para profundidades <50m=1,0
WFC	-Grado de meteorización >=IV=0,8 -Grado de meteorización III=0,9 -Grado de meteorización I y II=1,0
Condiciones de las discontinuidades. La puntuación obtenida se ajusta para:	
-Fracturas de compresión: (+5) sin superar la puntuación total de 30 puntos.	
-Fracturas distensión: (0) puntos.	
- No aplicable para profundidades menores de 50 m.	
THCF = Factor de corrección de historia tectónica.	
WCF = Factor de corrección de meteorización.	

Una de las novedades de estas clasificación es que permite establecer correcciones de los índices calculados para cada macizo rocoso por efecto del laboreo que se pueda desarrollar en los mismos (Tabla 8.XI).

TABLA 8.XI.- FACTORES DE CORRECCIÓN POR EFECTOS CONSTRUCTIVOS. CLASIFICACIÓN SRC

Durabilidad de las rocas (1)						Puntos
-Rocas de alta durabilidad, o sin contenido en arcilla						0
-Rocas de baja durabilidad, o con alto contenido de arcilla						-5
-Rocas de muy baja durabilidad, o con un contenido de arcilla muy alto						-10
Orientación de las discontinuidades con respecto al eje del túnel (Bieniawski, 1979)						
Dirección perpendicular al eje del túnel				Dirección paralela al eje del túnel		Buzamiento
Avance con buzamiento		Avance contra buzamiento				
Buzamiento 45 a 90°	Buzamiento 20 a 45°	Buzamiento 45 a 90°	Buzamiento 20 a 45°	Buzamiento 45 a 90°	Buzamiento 20 a 45°	0 a 20° en cualquier dirección
Muy favorable 0	Favorable -2	Aceptable -5	Desfavorable -10	Muy desfavorable -12	Aceptable -5	Desfavorable -10
Métodos de excavación						Puntos
Excavación mecanizada						+5
Voladuras controladas, precorte, etc.						0
Voladuras de mala calidad						-10
Sostenimientos (2)						
Clase I						0
Clase II						

<10 días	0
>10 días < 20 días	-5
>20 días	-10
Clase III	
<2 días	0
>2 días < 5 días	-5
>5 días <10 días	-10
>10 días	-20
Clase IV y V	
<8 horas	0
>8 horas < 24 horas	-10
>24 horas	-20
Excavaciones adyacentes (3)	
AEF < 2,5	-10
Emboquilles y zonas de escaso recubrimiento (4)	
PF < 3	-10
Notas:	
(1) Se calcula con el ensayo de durabilidad (slake durability test) o indirectamente estimando la proporción de arcilla en la roca.	
(2) Tiempos referidos al plazo de instalación de los sostenimientos de acuerdo con la relación entre la estabilidad del frente y longitudes de pase, Bieniawski (1979).	
(3) AEF se define como el coeficiente entre la distancia a la excavación adyacente y el diámetro de la sección del túnel.	
(4) PF se define por el cociente entre el espesor de recubrimientos en la boquilla y la altura del túnel.	

Aplicando la valoración de esta clasificación se obtiene un índice SRC, que según sea su valor integrará el macizo rocoso en una clase determinada con un rango de I a V, fluctuando entre una valoración como muy buena a muy mala (Tabla 8.XII).

TABLA 8.XII.- VALORACIÓN DEL ÍNDICE SRC

SRC	Valoración Macizo
I	Muy buena
II	Buena
III	Media
IV	Mala
V	Muy Mala

8.3. RESULTADOS

Se ha realizado la caracterización del macizo rocoso constituido por la Formación Casaio, teniendo en cuenta que la foliación buza hacia el sur 25° al igual que los planos de estratificación, tomando en consideración los parámetros calculados a partir de los ensayos geotécnicos (Tabla 8.XIII), las medidas de reconocimiento en los afloramientos, así como que la perforación y el avance de las labores mineras que se ejecutan a lo largo de la misma litología.

Se ha supuesto la construcción de una galería o cámara de 25 m de diámetro a 200 m de profundidad, para estimar los sostenimientos y demás índices de caracterización del material rocoso frente a las actividades extractivas.

La clasificación RMR (Bieniawski, 1979) permite estimar a estos terrenos como de Tipo III, esto es de calidad media, con índices de puntuación del orden de 53. Se ha considerado una puntuación de 4 para la compresión simple, 13 para el RQD, 8 en la separación entre diaclasas, una longitud de discontinuidad >20 m, rugosidad suave y relleno nulo, además de una roca inalterada. Para el nivel de agua freática se contempla un caudal nulo y se ha aplicado una corrección por la orientación de las discontinuidades medias para túneles.

TABLA 8.XIII.- PARÁMETROS GEOTÉCNICOS DEL MACIZO PIZARROSO DE LA FORMACIÓN CASAIO

Ensayo	Taboada (1993)		Estudio actual
Resistencia a tracción media (MPa) ($b = 90^\circ$)	16,04		17,06
	Paralelo (90°)?	Perpendicular (0°)?	rango $b = 10-25^\circ$
Resistencia a compresión uniaxial media (MPa)	66,52	117,97	43,57
Compresión triaxial	C = 13,25 MPa $\phi = 50^\circ$ $\sigma_1 = 12,07\text{MPa}$	C = 23,56 MPa $\phi = 48^\circ$ $\sigma_1 = 29,03\text{MPa}$	C = 28,1 MPa $\phi = 34,14^\circ$ $\mu = 0,68$
Carga puntual Is50(MPa)			6,76
Modulo de Young (MPa)	58800 (long.)	389400(Transv.)	14250 (MD)
Coefficiente de Poisson (ν)	0,17		
$E_{din} \times 10^4$ (MPa)	--		2,96
ν_{din}	--		0,31
$G_{din} \times 10^4$ (MPa)	--		1,17
$K_{din} \times 10^4$ (MPa)	--		2,84
$\lambda_{din} \times 10^7$ (MPa)	--		3,23
Corte directo pizarra fina C2, plano de foliación	--		C= 0,33 MPa $\phi = 28^\circ$
Criterio rotura Hoek & Brown (1980a)	--		$\sigma_{cm} = 56,9\text{MPa}$ $\sigma_{tm} = 8,75\text{MPa}$ s=1 m = 22,6

En función de las características geotécnicas definidas en esta clasificación cabe establecer que durante una semana la excavación se mantendría estable con 5 m de vano, y asimismo se asigna para este tipo de rocas una cohesión comprendida ente 2 y 3 Kp/cm² y ángulos de rozamiento comprendidos entre los 25 y 35°.

Dada la disposición de la anisotropía principal con un buzamiento en torno a 20°, esta clasificación considera como desfavorable esta orientación de las discontinuidades a lo largo del túnel. Por ello una posibilidad sería seguirse el criterio de diferentes autores los cuales, para rocas anisótropas, proponen realizar los cálculos con los valores de la resistencia más desfavorables en el cómputo de los parámetros.

Aplicando la clasificación Q se obtiene, con las mismas características del macizo rocoso, un índice Q de 0,429 que permite valorarlo como muy malo. Se ha considerado el RQD medio obtenido a partir de las testificaciones disponibles, el índice de diaclasado J_n se ha estimado en torno a 12, el índice de rugosidad de tipo E con valores J_r de 1,5 junto con un índice de alteración de las discontinuidades J_a de 0,75. El factor de reducción por la presencia de agua, J_w se ha cifrado como 1,0. Además esta clasificación contempla el problema de tensiones en las rocas, se ha considerado SRF del orden de 7,5 en las zonas débiles con intersección de la excavación.

A partir de las clasificación SRC (González de Vallejo *et al.*, 2002) este macizo rocoso se enmarca dentro de la clase IV estimándose la calidad de la roca como mala. Según esta clasificación geomecánica se ha obtenido esta calidad del terreno a partir de una resistencia de la matriz puntuada como 4, y el RQD valorado como 8.

Se ha apreciado que las condiciones de las discontinuidades son lisas, continuas, abiertas y con rellenos milimétricos, valoradas como 10 y contemplado la posibilidad de filtraciones escasas con caudales por cada 10m de túnel inferiores a 10 l/min.

El factor de competencia para el diseño de un túnel de 25 m, densidades de roca $2,8 \text{ t/m}^3$ y resistencia a compresión simple de 43,6 MPa cuando la foliación se dispone a 20° de la horizontal, de 5. La existencia de fallas de alcance regional puntúan como -5 y los factores de relajación tensional calculados para la deformación Varisca que ha afectado a estos materiales de 300×10^6 años, calculando un espesor máximo estimado de 400 m se adjudica una puntuación de 0 para este parámetro y el de la actividad sísmica ha de estimarse como baja. El estado tensional calculado para el macizo rocoso en su conjunto se ha valorado como 0.

El índice SRC obtenido para el macizo con las características determinadas es del orden de 0,32.

8.3.1. ESTIMACIÓN DEL SOSTENIMIENTO POR MÉTODOS EMPÍRICOS

8.3.1.2. Índice RMR

A partir del índice RMR se pueden estimar los sostenimientos recomendables para efectuar una excavación en este macizo rocoso como se muestra en la Tabla 8.XIV. La aplicación de los parámetros obtenidos en este estudio para el índice RMR permite establecer que el avance es posible mediante destroza de 1,5 a 3 m complementando el sostenimiento a 20 m del frente.

Para el sostenimiento se propone un bulonaje sistemático de 3-4 m con separaciones de 1,5 a 2 m en clave y hastiales además de mallazo en la clave, considerando el empleo de gunita con espesores de 5 a 10 cm en la clave y de 3 cm en los hastiales.

A partir del índice RMR puede estimarse la longitud de pase mediante la Fig. 8.1, obteniéndose una longitud de excavación autoportante (longitud de pase) de 1,8 m y una luz máxima de 9 m, para un tiempo de permanencia sin soporte de 24 días y 20 horas aproximadamente.

Además se propone la ecuación para estimar la carga de roca o presión sobre el sostenimiento, P, siguiente:

$$P = (100 - \text{RMR}/100) \gamma B$$

siendo γ el peso específico de la roca y B el ancho del túnel.

TABLA 8.XIV.- ESTIMACIÓN DEL SOSTENIMIENTO Y TIPO DE EXCAVACIÓN SEGÚN EL ÍNDICE RMR

Clase RMR	Excavación	Sostenimiento		
		Bulones	Gunita	Cerchas
I 100-81	Sección completa Avances de 3 m.	Innecesario, salvo algún bulón ocasional.	No.	No.
II 80-60	Sección completa Avances de 1-1,5m.	Bulonado local en clave, con longitudes de 2-3 m y separación de 2-2,5m, eventualmente con mallazo.	5 cm enclave con impermeabilización.	No.
III 60-41	Avance y destroza. Avances de 1,5 a 3m. Completar sostenimiento a 20 m del frente.	Bulonado sistemático de 3-4m con separaciones de 1,5 a 2m en clave y hastiales. Mallazo en clave.	5 a 10 cm en clave y 3 cm en hastiales.	No.
IV 40-21	Avance y destroza. Avances de 1 a 1,5 m. Sostenimiento inmediato del frente. Completar sostenimiento a menos de 10 m del frente.	Bulonado sistemático de 4-5 m con separaciones de 1-1,5 m en clave y hastiales con mallazo.	10-15 cm en clave y 10 cm en hastiales. Aplicación según avanza la excavación.	Cerchas ligeras espaciadas 1,5 m cuando se requieran.
V 20	Fases múltiples. Avances de 0,5-1 m. Gunitar inmediatamente el frente después de cada avance.	Bulonado sistemático de 5-6m, con separaciones de 1-1,5 m en clave y hastiales con mallazo. Bulonado en solera.	15-20 cm en clave, 15 cm en hastiales y 5 cm en el frente. Aplicación inmediata después de cada avance.	Cerchas pesadas separadas 0,75 m con blindaje de chapas y cerradas en solera.

Túneles de sección en herradura, máxima anchura 10 m, máxima tensión vertical 250 kp/cm².

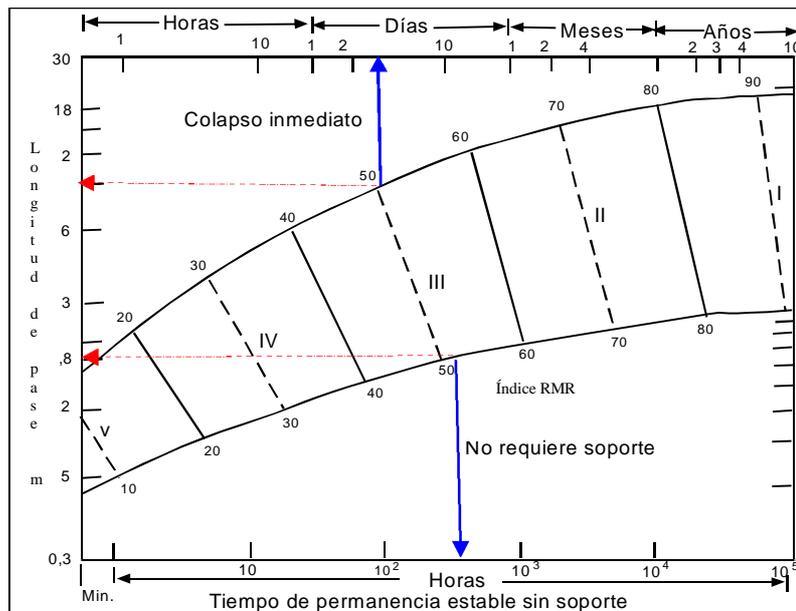


Figura 8.1.- Estabilidad frente al tiempo y según longitud de pase (González de Vallejo *et al.*, 2002)

8.3.1.2. Índice Q

El sostenimiento a partir de este índice se calcula a partir de los siguientes parámetros, aplicados posteriormente en la Fig. 8.2:

- a. Diámetro equivalente del túnel = (anchura, diámetro o altura, m)/ESR
- b. ESR (“excavation support ratio”) establecido según los criterios expuestos en la Tabla 8 XV.

TABLA 8 XV.- VALORES DEL ÍNDICE ESR EN LA CLASIFICACIÓN Q SEGÚN BARTON

Tipo	Tipo de excavación	ESR
A	Labores mineras de carácter temporal, etc.	2-5
B	Galerías mineras permanentes, túneles de centrales hidroeléctricas (excluyendo las galerías de alta presión), túneles piloto, galerías de avance en grandes excavaciones, cámaras de compensación hidroeléctrica.	1,6-2,0
C	Cavernas de almacenamiento, plantas de tratamiento de aguas, túneles de carreteras secundarias y de ferrocarril, túneles de acceso.	1,2-1,3
D	Centrales eléctricas subterráneas, túneles de carreteras primarias y de ferrocarril, refugios subterráneos para defensa civil. Emboquilles e intersecciones de túneles.	0,9-1,1
E	Centrales nucleares subterráneas, estaciones de ferrocarril instalaciones públicas y deportivas, fábricas, túneles para tuberías principales de gas	0,5-0,8

Aplicando este criterio para una cámara de 25 m de altura y una galería permanente con ESR = 2, a partir de la Figura 8.2 se obtiene que la calidad de la clase de roca que constituye el macizo rocoso objeto de estudio es mala para lo que se recomienda un sostenimiento con hormigón armado con fibras de 90–120 mm de espesor y bulonado sistemático de 4 m de longitud de los bulones con separaciones entre 2,1 y 2,3 m.

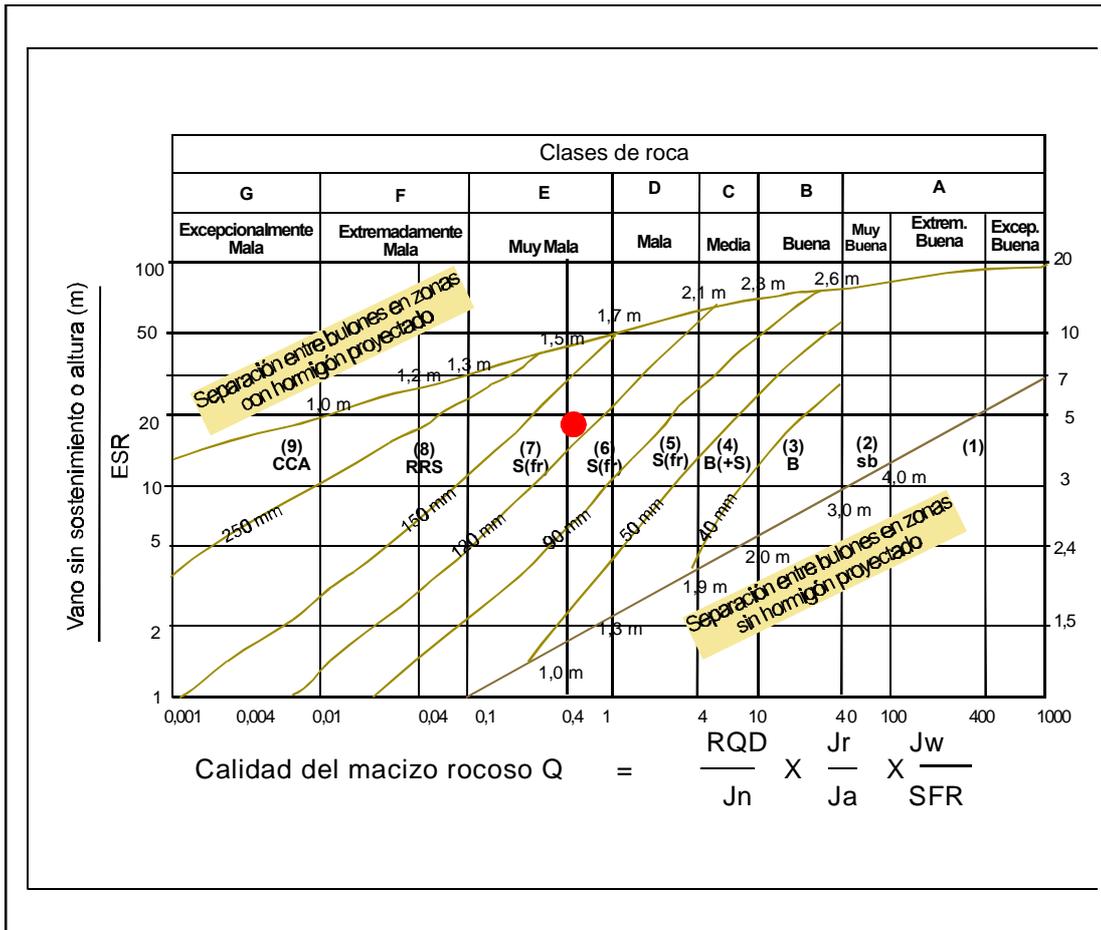


Figura 8.2.- Sostenimiento según el índice Q de Barton según González de Vallejo *et al.* (2002).
 Leyenda: 1. Sin sostenimiento. 2. Bulonado puntual, sb. 3. Bulonado sistemático, B. 4. Bulonado sistemático con hormigón proyectado, 40-100 mm, B+S. 5. Hormigón proyectado con fibras, 50-90 mm y bulonado S (fr)+B. 6. Hormigón proyectado con fibras, 90-120mm y bulonado, S (fr)+B. 7. Hormigón proyectado con fibras, 120-150 mm y bulonado, S (fr) +B. 8. Hormigón proyectado con fibras, >150 mm con bulonado y arcos armados reforzados con hormigón proyectado, S (fr)+RS+B

A partir del índice Q se pueden estimar los siguientes parámetros:

1. *Máximo vano sin sostenimiento* (longitud de pase) = $2ESR \times Q^{0,4}$

En el macizo rocoso objeto de estudio el índice Q es 0,42 por lo que la longitud máxima de labor minera sin sostener será, de 2,8 a 7 m cuando ESR varía entre 2 y 5, lo que implica un rango demasiado amplio.

2. *Carga de roca sobre clave* (Pr) :

a. Para macizos con menos de 3 familias de discontinuidades, donde

$$Pr = 2J_n^{1/2} / 3J_r Q^{1/3}$$

b. Para macizos con 3 o más familias de discontinuidades, se aplica la fórmula:

$$Pr = 2 / J_r Q^{1/3}$$

La carga de roca sobre la clave calculada (P_r) será del orden de 1,7 para nuestro macizo rocoso con más de tres familias de discontinuidades

3. Carga de roca en hastiales (P_h)

- Cuando $Q > 10$ $P_h = 5Q$
- Cuando $0,1 < Q < 10$ $P_h = 2,5Q$
- Cuando $Q < 0,1$ $P_h = Q$

La carga de la roca en hastiales estimada es de 1,05.

8.3.2. CRITERIOS DE EXCAVABILIDAD

8.3.2.1. En función de la resistencia

A partir de la Fig. 8.3 representando la resistencia a la compresión y el espaciado de discontinuidades estimado, se ubica el campo donde se enmarcan las pizarras de este estudio.

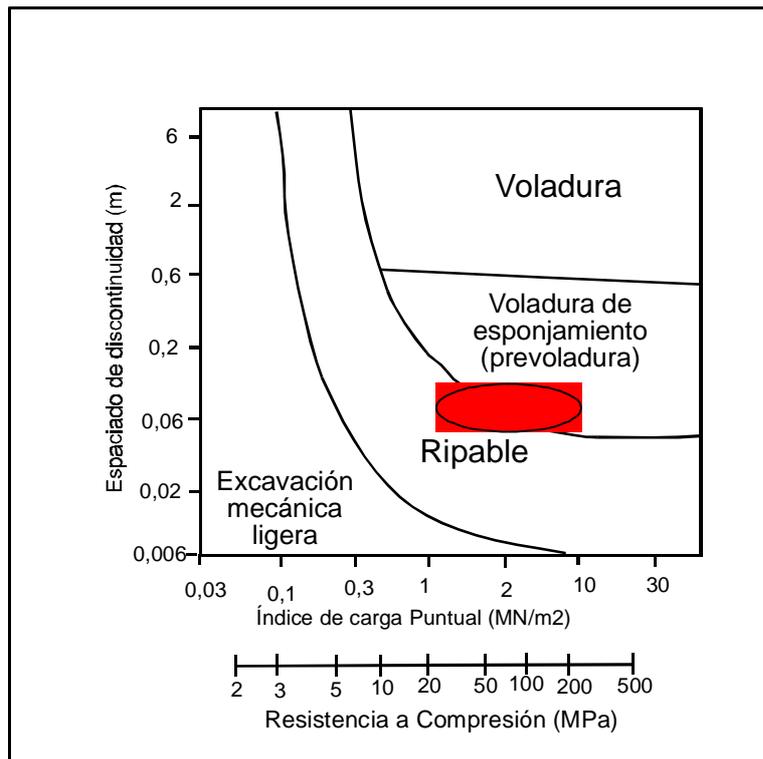


Figura 8.3.- Clasificación de la excavabilidad (Fuente: González de Vallejo *et al.*, 2002)

Para las direcciones a 90° de la foliación con la horizontal, es decir la foliación paralela al principal esfuerzo compresivo, se ha correlacionado la resistencia a compresión simple con la resistencia a tracción determinándose de esta

manera la excavabilidad de las rocas según esta dirección de anisotropía en función de la resistencia establecida por González de Vallejo *et al.* (2002) según el criterio de la Tabla 8 XVI.

TABLA 8.XVI.- CRITERIO DE EXCAVABILIDAD DE LAS ROCAS

Excavabilidad	Relación σ_t/σ_c
Rocas fácilmente rozables.	<0,1
Rocas difícilmente rozables.	<0,1

(Según: González de Vallejo *et al.*, 2002)

En la Tabla 8.XVII se muestra que la mayor parte de estas rocas son difícilmente rozables en general, destacando la pizarra limolítica de muro de la Formación Rozadais y la pizarra con laminaciones arenosas subverticales de la Formación Casaio como fácilmente rozables.

TABLA 8.XVII.- VALORACIÓN DE LA EXCAVABILIDAD PARA LAS PIZARRAS DEL SINCLINAL DE TRUCHAS

Formación	Litotipo	s_t/s_c	Valoración excavabilidad
Rozadais	R1	0,38	Difícilmente rozables
	R2	0,13	Difícilmente rozables
	R5	0,09	Fácilmente rozables
Casaio	C1a	0,20	Difícilmente rozables
	C1b	0,08	Fácilmente rozables
	C2	0,25	Difícilmente rozables
	C3	0,28	Difícilmente rozables
	C4	0,34	Difícilmente rozables

8.3.2.2. En función de la abrasividad

a) Índice de Schimazek

Se expresa mediante el índice definido a partir de la expresión:

$$F = (Q d_{50} \sigma_t)/100$$

donde:

F = Coeficiente de abrasividad (N/mm)

Q = Contenido en cuarzo equivalente en minerales abrasivos (%)

d_{50} = Diámetro medio del cuarzo (mm)

σ_t = Resistencia a tracción (N/ mm²)

A partir de la observación de la roca en lámina delgada se obtiene el diámetro medio aproximado del cuarzo presente en la misma, como componente de referencia, por ser el responsable de generar una elevada abrasividad, en función del tamaño de grano del mismo. Además este índice está relacionado con la rozabilidad, según González de Vallejo *et al.* (*op. cit.*), tal como se refleja en la Tabla 8.XVIII. Los resultados obtenidos a partir del estudio de láminas delgada de la Formación Casaio se muestran en la Tabla 8.XIX.

TABLA 8 XVIII.- CLASIFICACIÓN DE LA ROZABILIDAD DE LAS ROCAS EN FUNCIÓN DEL ÍNDICE DE SCHIMAZEK

Abrasividad F (Kp/cm)	Rozabilidad
0,2-0,3	Muy buena
0,3-0,4	Buena
0,4-0,5	Moderada
0,5-0,6	Regular
0,6-0,8	Mala
0,8-1,0	Muy mala

(En: González. de Vallejo *et al.*, 2002)

Se ha calculado el índice de Schimazek teniendo en cuenta sólo el porcentaje del contenido en cuarzo, al considerarse que es el mineral que presenta un tamaño de grano más representativo dentro de la matriz rocosa. Los resultados obtenidos se muestran en la Tabla 8. XIX.

La valoración de la rozabilidad según el índice de Schimazek para las pizarras de las formaciones de Casaio y Rozadais objeto de estudio es de *buena* a *muy buena*, exceptuando la pizarra limolítica de techo (C3) que resulta valorada como “mala”, siendo esta la que presenta el mayor tamaño de grano medio observado.

TABLA 8.XIX. - ÍNDICE DE SCHIMAZEK CALCULADO PARA LOS LITOTIPOS DE LA FORMACIÓN CASAIO

Formación	Muestra	Q (%)	D (mm)	D (cm)	s_t (MPa)	s_t (kp/cm ²)	F (Kp/cm)
Casaio	C4	40	0,2-0,04	0,002	17,3	176,9	0,14
	C3	35-40	0,1-1,3	0,013	16,6	169,4	0,88
	C2	40-42	0,3-0,2	0,003	18,8-22,4	228,5	0,28
	C1a	40	0,07	0,0007	17,5	178,6	0,05
	C1b	45	0,7	0,007	9,8	100	0,31
Rozadais	R1	30-35	0,1	0,001	14,1	143,8	0,05
	R2	25-45	0,91	0,001	10,3	105,1	0,04
	R5	20-25	0,2-0,35	0,0035	13,0	132,6	0,11

b) Índice Cerchar

Según datos bibliográficos, Tabla 8.XIXbis, las rocas analizadas se enmarcarían dentro de las abrasivas pudiéndoles asignar un índice Cerchar comprendido entre 4 y 4,25, dato que se contrapone a las observaciones en la práctica, donde no parece producirse este hecho debido al tamaño de grano muy fino que presentan estas rocas.

TABLA 8 XIXbis.- ABRASIVIDAD DE ROCAS A PARTIR DEL ÍNDICE CERCHAR

Índice Cerchar	Clasificación	Tipo de roca
>4,5	Extremadamente abrasiva	Gneis, pegmatita, granito
4,25-4,5	Altamente abrasiva	Anfibolita, granito
4,0-4,25	Abrasiva	Granito, gneis, esquistos, piroxenita, arenisca
3,5-4,0	Moderadamente abrasiva	Arenisca
2,5-3,5	Abrasividad media	Gneis, granito, dolerita
1,2-2,5	Poco abrasiva	Arenisca
<1,2	Muy poco abrasiva	Caliza

(Según: Díaz Méndez en González de Vallejo *et al.*, 2002)

8.3.3. ÍNDICE DE FRAGILIDAD

Como índice de fragilidad se entiende la relación entre la resistencia a compresión y la tracción de las rocas. Su valoración se recoge en la Tabla 8.XX.

Dado que los valores disponibles para la resistencia a tracción, en este estudio, sólo se han definido para un ángulo de la anisotropía con la horizontal de 90° los cálculos se han efectuado para dicho ángulo.

TABLA 8.XX. VALORACIÓN DE LA FRAGILIDAD DE LAS ROCAS

s_c/s_t	Fragilidad de las rocas
>7	Poco resistentes
7-12	Tipo medio
12-19	Resistentes
>19	Muy resistentes

(Según Dudek y Galzynski (1984), en Rodríguez Bouzo, 1993)

Aplicando el criterio de esta tabla se observa que en el área de estudio predominan las litologías poco resistentes, aunque los valores medios para la fragilidad se obtienen para la R2, R5 y C1b, por lo que, en general, la Formación Rozadais se presenta como rocas menos frágiles que las de Casaio, comprendidas entre 2,60 y 11,93. A igual litología para la C2 (3,92) se obtiene una valoración como poco resistente y para R2 (7,20) se establece una fragilidad media. Para las limolitas los índices de fragilidad son aproximadamente iguales (3-45 - 2,90) (Tabla 8.XXI).

TABLA 8.XXI.- ÍNDICE DE FRAGILIDAD PARA LAS ROCAS CON LA ANISOTROPÍA A 90° DE LA HORIZONTAL

Formación	Litotipo	s_c/s_t	Valoración fragilidad
Rozadais	R1	2,60	Poco resistente
	R2	7,20	Media
	R5	10,21	Media
Casaio	C1a	4,93	Poco resistente
	C1b	11,93	Medio
	C2	3,92	Poco resistente
	C3	3,47	Poco resistente
	C4	2,90	Poco resistente

Los índices de fragilidad obtenidos, según la clasificación de Rodríguez Bouzo (1993) en materiales carboníferos de la Cordillera Cantábrica, varían entre rocas poco resistentes a resistentes, incluyendo las de tipo medio (5,32–18,28), y en

general representan valores comparativamente superiores a los registrados para las formaciones ordovícicas objeto de esta investigación.

8.3.4. ESTIMACIÓN DE LOS EFECTOS DE LAS TENSIONES ELEVADAS POR MÉTODOS EMPÍRICOS

El comportamiento de las rocas cuando se sitúan a elevadas profundidades, a partir de 1.000 m, se considera isótropo al producirse que las presiones verticales se igualan a las de componente horizontal como consecuencia de la actuación de las tensiones tectónicas y gravitacionales.

La medida de las tensiones en los macizos rocosos se efectúa *in situ*, solamente para rocas sedimentarias poco deformadas, rocas de tipo evaporítico, bioclástico o volcánico, además de las rocas blandas, tipo margas, arcillas, etc. Existe una relación empírica para la estimación de las tensiones naturales:

$$\sigma_h / \sigma_v = \nu (1 - \nu)$$

donde:

σ_h es la tensión horizontal del terreno

σ_v es la tensión vertical del terreno

ν es el módulo de Poisson del terreno

Las tensiones verticales estimadas para las rocas objeto de esta investigación con densidad 2,8 t/m³ y resistencia a compresión uniaxial 4.272,8 t/m² correspondiente a una disposición de la foliación subhorizontal en torno a 20°, para una cobertera de material superficial de 200 m, son del orden de 560 t/m².

Para el caso de rocas con *riesgo de explosión*, Hoek y Brown (1980a) establecen un parámetro que permite la valoración de este riesgo σ_v / σ_{ci} (σ_{ci} representa la resistencia a compresión media) (Tabla 8.XXII).

TABLA 8.XXII.- VALORACIÓN DE LA EXPLOSIVIDAD DE LAS ROCAS

σ_v / σ_{ci}	Valoración de la explosividad de las rocas
0,1	Excavación estable
0,2-0,3	Riesgo de lajamiento
>0,5	Riesgo de explosión de rocas

El índice calculado para las rocas objeto de estudio es de 0,13, por lo que la valoración de las mismas es que no existe peligro de explosión, determinando por ello una excavación estable en este tipo de materiales rocosos.

Asociado a un elevado estado tensional de las rocas se ha definido el riesgo de fluencia a partir de la profundidad de la excavación definido por Sing *et al.*, 1992 en González de Vallejo *et al.* (*op. cit.*):

$$H > 350 Q^{1/3}$$

Siendo:

H la profundidad del túnel en metros

Q el índice de calidad de Barton

Partiendo de un el índice Q de 0,42 se obtiene que a partir de los 262 m de profundidad existe riesgo de fluencia de las rocas que constituyen los macizos rocosos pizarrosos de estas características.

9. APLICACIONES DE LA PIZARRA Y VALORACIÓN GEOTÉCNICA

La principal salida comercial de la pizarra elaborada es la confección de losetas para cubiertas de techar y en muy pequeña proporción se destinan a pavimentos, revestimientos (tanto exteriores como de interior), peldaños y otros usos que son de menor importancia para el sector. Con fines ornamentales también se han dedicado a la realización de bóvedas, columnas, chimeneas etc.

Otra aplicación menor es la utilización como grava de pizarra para la mezcla con asfaltos o la fabricación de hormigones arquitectónicos a base de pizarra para la fabricación de terrazas, marmolinas y ladrillos o la obtención de telas aislantes impermeables.

Por último el polvo de pizarra finamente triturado puede emplearse como carga de pinturas, pasta de cierre, aislamientos eléctricos, compuestos bituminosos, plásticos, gomas, cauchos, etc., e incluso en destinos para material eléctrico, instalaciones sanitarias, cubas de lavadero y útiles de laboratorio, entre otros (Barettino y Alberruche, 1995).

Desde el punto de vista de las obras de ingeniería civil el comportamiento de estas rocas como áridos es malo (Jonson y Degraff, 1994), debido a que presentan una baja resistencia e índices C.B.R. (“*California Bearing Ratio*”) inferiores a 5 (Pérez, *comunicación verbal*), que indican que estos materiales no son apropiados para su utilización como explanada mejorada, según las prescripciones técnicas PG3 para la construcción de pavimentos y carreteras.

Como materiales de relleno sobre los que cimentar tampoco ofrece un buen comportamiento, relacionado con la baja y diferente resistencia con la que responden a las cargas derivadas de las estructuras superpuestas con el riesgo de que se puedan producir asentamientos generalizados por su morfología mayoritaria en forma de lajas.

Las últimas tendencias se inclinan en la aplicación de los estériles de pizarra en productos de un elevado valor añadido en el mercado como puede ser los cerámicos (Lombardero, *comunicación verbal*), siendo hacia este campo donde se dirigen las investigaciones tecnológicas en la actualidad.

Otras propuestas para la utilización del importante volumen de escombreras de pizarras existentes en la región es la fabricación de hormigones arquitectónicos como ocurre con el sector de los granitos, sector hacia donde van encaminados los estudios en algunos centros de investigación científico-técnicos.

En relación a la valoración geotécnica de las pizarras, la anisotropía condiciona la estabilidad de cualquier actividad ingenieril extractiva que se pretenda acometer en los macizos pizarrosos, pudiéndose establecer los principales problemas geotécnicos predecibles, según la orientación de la foliación y su disposición con respecto a los frentes de excavación. Además existen otros condicionantes que afectan a la estabilidad de los macizos rocosos, tal como se recoge en la Tabla 9.I.

TABLA 9.I.– INFLUENCIA DE LAS CONDICIONES GEOLÓGICAS EN LA ESTABILIDAD DE MACIZOS ROCOSOS

Influencia de las condiciones geológicas		
Condiciones naturales	Problemas de estabilidad	-Orientación desfavorables de discontinuidades. -Orientación desfavorable de las tensiones con respecto al eje del túnel. -Flujo de agua hacia el interior del túnel.
Acciones inducidas		-Pérdida de resistencia del macizo rocoso por descompresión. -Reorientación de los campos tensionales. -Otros: subsidencias en superficie, movimientos de laderas, cambios en los acuíferos, etc.

(Basado en González De Vallejo *et al.*, 2002)

Otro hecho a tener en cuenta en los materiales pizarrosos objeto de estudio por su frecuencia es la presencia de fallas que generan zonas asociadas de trituración del material o cataclasitas, ya que pueden ser seccionadas por una excavación determinada. En este caso si comprende toda la sección y además corta las discontinuidades de modo sistemático se producirán cuñas o inestabilidades de gran

tamaño, al tiempo de intervenir también en la redistribución del campo tensional del macizo.

9.1. LA PROBLEMÁTICA GEOTÉCNICA EN EXCAVACIONES SUBTERRÁNEAS

Respecto a la influencia de las discontinuidades en la estabilidad de los túneles siguiendo los criterios de González de Vallejo *et al.* (*op. cit.*), cabe la posibilidad de diferenciar 3 casos según la distinta disposición de la foliación con la dirección de la excavación (Figs. 9.1 a 9.3).

a) Intersección de la foliación (dispuesta subhorizontalmente de 0 a 20°) con la excavación.

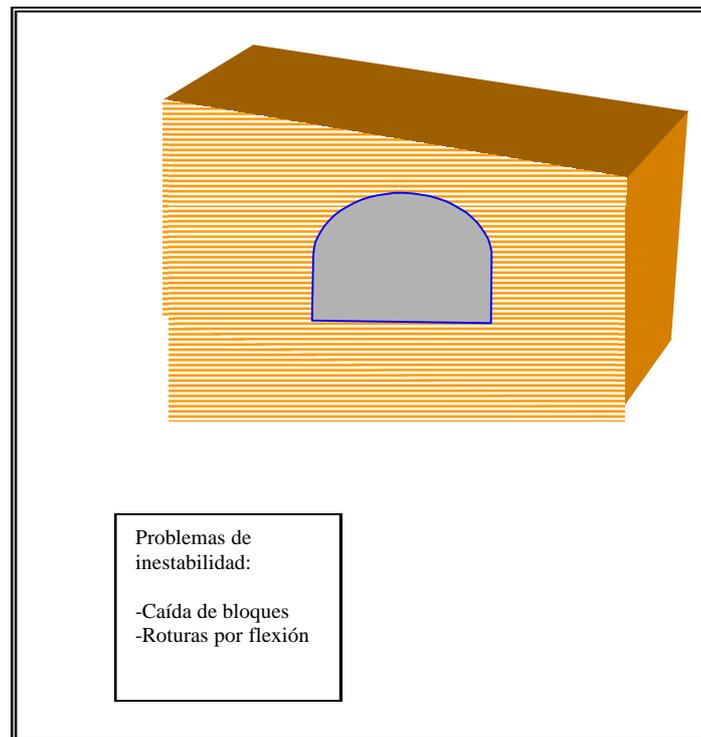


Figura 9.1.- Disposición de la anisotropía subhorizontalmente y problemas de inestabilidad asociados

Dichas inestabilidades se pueden minimizar mediante un tratamiento de consolidación, a base de la inserción de una malla de anclajes en el dominio de la clave o bóveda, complementada con labores de inyección y quitado superficial, si presenta señales de trituración en las pizarras.

b) Intersección de la foliación (dispuesta subverticalmente de 60 a 90°) con la excavación.

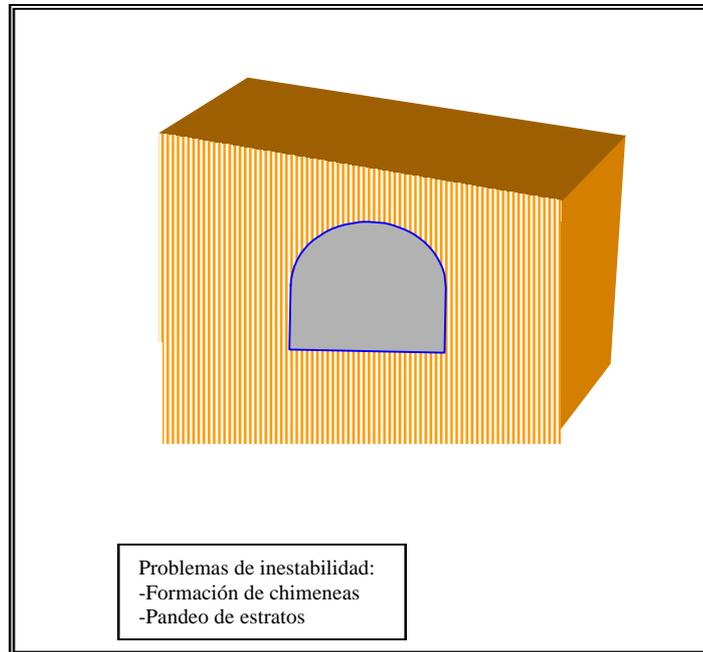


Figura 9.2.- Disposición de la anisotropía subverticalmente y problemas de inestabilidad asociados

En este caso la mejora se puede abordar mediante anclajes extendidos al dominio de los hastiales.

c) Intersección de la foliación (dispuesta con respecto a la horizontal de 20 a 60°) con la excavación.

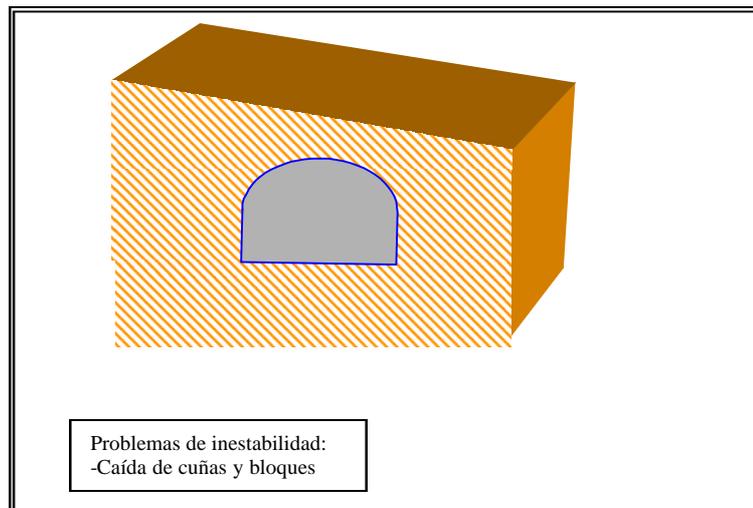


Figura 9.3.- Disposición de la anisotropía con inclinaciones en torno a 45° y problemas de inestabilidad asociados

La estabilidad es mejorable con la técnica de anclajes ejecutados perpendicularmente a la foliación, tanto a nivel de la clave como en los hastiales.

9.2. LA PROBLEMÁTICA GEOTÉCNICA EN EXCAVACIONES SUPERFICIALES (TALUDES)

La estabilidad de los taludes está en función de la disposición de la foliación con respecto al frente de excavación.

En relación con la estabilidad en taludes,

está en función de la disposición de la foliación y se pueden considerar tres casos (Figs. 9.4 a 9.6), pudiendo darse:

- a) Condiciones estables con caída de pequeños fragmentos por gravedad como consecuencia de la meteorización en el borde del talud e intersección con las discontinuidades, pudiendo ser paliadas con medidas de consolidación (gutinado) y de contención (malla metálica) para el tratamiento de los taludes definitivos.

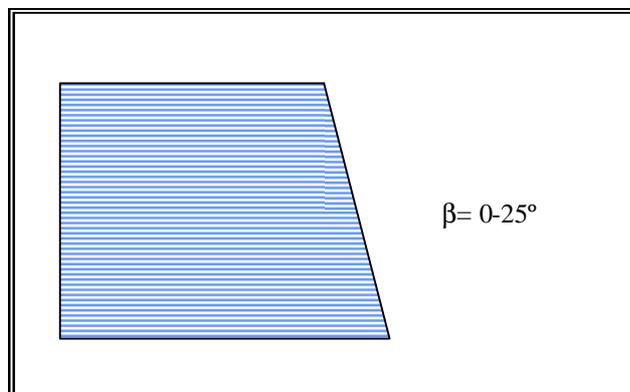


Figura 9.4.- Disposición de la anisotropía subhorizontalmente en talud

- b) Inestables, con dos situaciones:

I.- Rotura por deslizamiento a lo largo de planos de discontinuidad cuando la foliación presenta la línea de máxima pendiente en igual sentido que el talud y el valor β es superior al ángulo de rozamiento interno del material. En estos casos la estabilidad del talud definitivo se puede consolidar mediante labores de anclaje perpendiculares a la foliación.

II.- Rotura por pandeo a lo largo de planos de discontinuidad cuando la foliación presenta la línea de máxima pendiente en sentido contrario al talud. La mejora de la estabilidad del talud se puede abordar con la creación de bermas y el tendido relativo de la superficie de excavación.

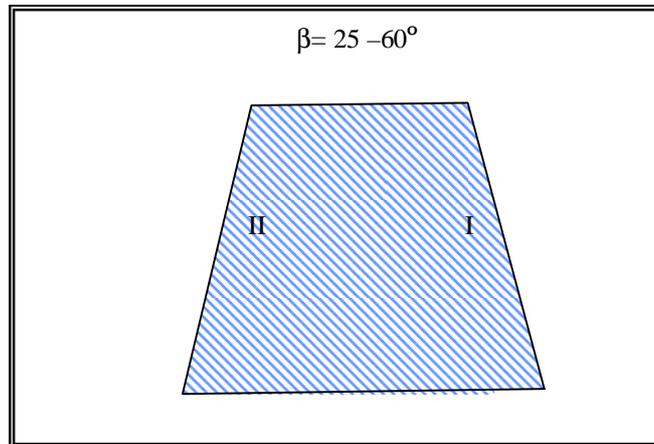


Figura 9.5.- Disposición de la anisotropía inclinada en talud

c) Inestable con rotura por vuelco de bloques.

Su minimización se puede abordar con la creación de bermas intercaladas, complementadas con la creación de anclajes fijados sobre vigas de hormigón prefabricadas en taludes permanentes.

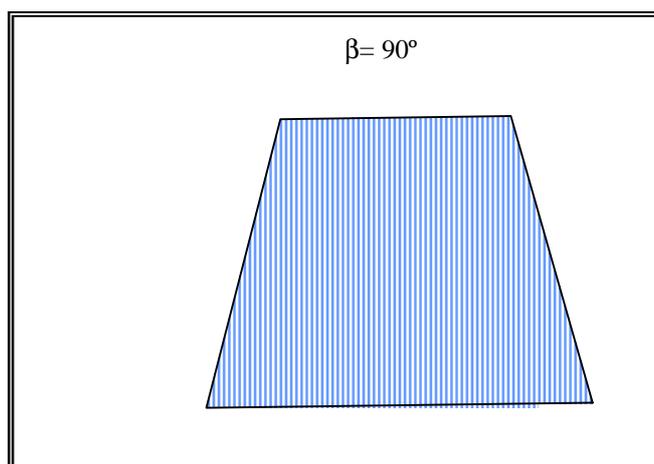


Figura 9.6.- Disposición de la anisotropía subvertical en talud

10. CONCLUSIONES

A partir de los estudios realizados para la valoración geomecánica de las pizarras del Ordovícico Superior del Sinclinal de Truchas, pertenecientes a las Formaciones de Casaio y Rozadais, se establecen las siguientes conclusiones:

- En los macizos rocosos que constituyen los materiales pizarrosos del Sinclinal de Truchas se han diferenciado los niveles productivos de pizarra definidos como “pizarra fina” y términos “limolíticos”, del principal nivel beneficiado en las explotaciones de estudio.

- Estas rocas presentan una anisotropía inherente ligada a su formación, que es la estratificación, y otra superpuesta asociada a los fenómenos de plegamiento a los que se vieron sometidas, dando lugar a una foliación que constituye una anisotropía con planos penetrativos de elevada continuidad tipo clivaje-pizarroso (“*slaty cleavage*”).

- Existe una sustancial diferenciación en la mineralogía y principalmente en la **composición química** de los dos niveles productivos de pizarras, que responde a variaciones en relación con el medio sedimentario de la cuenca donde se depositaron estos materiales.

- En cuanto a las propiedades físicas que presentan estos materiales destaca la escasa capacidad de **absorción de agua** y los bajos **índices de vacíos** que implican una baja permeabilidad. Se ha observado la influencia de la disposición de la anisotropía en las probetas frente al contenido en agua que presentan, siendo bajos en disposiciones a 0° de la foliación y máximos a 90°. Se comprueba que a menor variación litológica en la muestra existe menos influencia en los parámetros físicos de la disposición de la anisotropía.

- El macizo rocoso presenta una fracturación elevada definiéndose hasta 5 familias de **discontinuidades**, predominando las de tendencia con buzamientos subvertical y subhorizontal. A partir de los sondeos estudiados la valoración del

índice RQD es de “regular” a “muy malo”, con valoración del espaciado de la fracturación de “moderadamente ancho” a “muy cerrado”.

- El comportamiento geomecánico de las pizarras, a partir de las medidas *in situ*, está definido por una **resistencia** “muy alta” obtenida a partir del índice de rebote del martillo Schmith, no observando variaciones con respecto al ángulo de la anisotropía. En el laboratorio, los índices de esta resistencia, para una disposición de la foliación paralela al eje de carga, es “muy alta” para la roca sana, por lo que cabe esperar una buena respuesta geotécnica de la roca ante estos esfuerzos.

- Tal comportamiento, para cada uno de los ensayos de caracterización en roca sana, varía en función del ángulo de la anisotropía con los esfuerzos aplicados. Siendo de tipo lineal para las resistencias a la **carga puntual** y a **tracción indirecta** (máximos a 0° y mínimo a 90°), mientras que en los ensayos de **compresión uniaxial** y **triaxial** la curva de ajuste es de tipo polinómica, presentando las máximas resistencias a 0 o 90° y mínimas en torno a 60°. La valoración de la resistencia que ofrecen estos materiales fluctúa ampliamente en función de la disposición de la foliación, hecho muy a tener en cuenta a la hora de proyectar cualquier obra ingenieril, ya que un mismo material rocoso de estar en una disposición u otra puede presentar respuestas muy diferentes.

- Las **constantes elásticas** de estos materiales está condicionada por la anisotropía principal, variando en relación con la disposición de las ondas o esfuerzos para todos los parámetros calculados, a excepción del coeficiente de Poisson.

- A partir de las medidas a **compresión triaxial** de las pizarras, se observa que con el aumento del ángulo “ β ” se produce una disminución de los esfuerzos aplicados hasta rotura de la roca, coincidiendo los valores máximos con las disposiciones extremas de 0 y 90°, regidas por correlaciones de tipo polinómica. En la Formación Casaio para ángulos de 90° y entre 0 y 25° la cohesión fluctúa entre 6,3 y 112 MPa, con un ángulo de rozamiento interno comprendido entre 4 y 52°. En la de Casaio se analizaron estos parámetros para 0 y 90°, obteniéndose cohesiones entre 18 y 51 MPa y ángulos comprendidos entre 29 y 44°.

- Los planos de foliación se caracterizan por presentar cohesiones de resistencia al **corte directo** de 0 MPa, así como ángulos de rozamiento interno variables en función de los litotipos (entre 28 y 38° para las pizarras y de 52° para los términos limolíticos).

- Respecto al comportamiento geotécnico de estos materiales frente a la **actividad extractiva** se ha evaluado que las pizarras son difícilmente excavables con medios mecánicos, mientras que la rozabilidad es “muy buena” para ambos tipos de formaciones (excepto litotipo C3 en la que se han observado los mayores tamaños de grano en el cuarzo). Se evalúan como rocas de “baja abrasividad” y con un índice de fragilidad de tipo “medio” a “poco resistente”. En general definen excavaciones de tipo estable.

- La **valoración del macizo rocoso** mediante los índices RMR lo consideran de calidad “media” tipo III, si bien el índice Q lo enmarca dentro del tipo “malo”. El SRC obtenido engloba este tipo de macizo pizarroso dentro de la roca “muy mala” de clase V. En caso de excavaciones subterráneas se propone sostenimiento con bulonado sistemático, mallazo en clave y gunitado en clave y hastiales.

Los problemas geotécnicos de las pizarras ante los distintos tipos de explotaciones (a cielo abierto o subterráneas) están notablemente condicionadas por la disposición de la anisotropía principal con respecto al eje de las obras, requiriendo la utilización de distintas medidas correctoras de consolidación y sostenimiento.

- De cuanto antecede, cabe resaltar el papel predominante que la anisotropía de la foliación, expresada por el ángulo β , juega en el comportamiento geomecánico de los macizos pizarrosos.

11. BIBLIOGRAFÍA

A

- AENOR (1999).- *Geotecnia. Ensayos de campo y de laboratorio*. Ed. AENOR, 385 pp.
- ALONSO, F. J. (1986).- *Caracterización petrofísica y alterabilidad de calizas y dolomías*. Dpto de Petrología, Univ. de Oviedo, Tesis doctoral (inédita), 309 pp.
- ALVAREZ, C. (en prensa).- *Estudio Geotécnico de una cantera de pizarra para su explotación subterránea*. Proyecto fin de Carrera, (inédita en preparación). E. T. S. I. M. de Vigo.
- ANON (1979).- “Classification of rocks and soils for engineering geological mapping” *Bull. Int. Assoc. Engg. Geol.*, nº 19, pp. 364-371.
- APALATEGUI, O. Y ABRIL, J., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (1979).- *Memoria explicativa del Mapa geológico de España 1:50.000 nº 190 (O Barco de Valdeorras)*. IGME, Madrid, 44 pp.
- APARICIO, A., BRELL, J. M., GARCÍA, R., TENA, J. y GÓMEZ, J. (1991).- “El metamorfismo de bajo grado en el Paleozoico del sector central de la Cordillera Ibérica”. *Boletín Geológico y Minero*, 102(5): pp. 735-747(121-133).
- ARIAS, D.; BELLIDO, F., DÍAZ GARCÍA, F., DIEZ MONTES, A., FARIAS, P., FERNÁNDEZ, F. J., HEREDIA, N., LOMBARDEO, M., MARCOS, A., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. (2002).- *Mapa 1:200.000, Estudio geológico aplicado a la investigación de recursos mineros y de materias primas en El Bierzo, La Cabrera, Sanabria y Valdeorras*. Informe inédito (Proyecto FEDER 1FD97-0959-C03). (Coordinador Nemesio Heredia).
- ARIAS, D.; FARIAS, P. y MARCOS, A. (en prensa).- “Estratigrafía y estructura del Antiforme del Olo de Sapo en el área de Viana do Bolo-A Gudiña (Provincia de Orense, NO de España. Nuevos datos sobre la posición estratigráfica de la Formación Porfiroide Olo de Sapo”. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo nº 23.
- ARRIBAS, A., ARRIBAS A. JR., GUMIEL P., MARTÍN, A. y REGUILLÓN R. (1987).- “Caracteres metalogénicos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del macizo Hespérico” En libro homenaje a L. C. García de Figuerola: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico*, Ed. Rueda, pp. 233-263.

- ARTEAGA RODRÍGUEZ, R. (1992).- *Pizarras de España*. Ministerio de Industria y Energía. Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales, Madrid, Ed. ITGE, 61 pp.
- ATTEWELL, P.B. y FARMER, I.W. (1976).- *Principles of Engineering Geology*. Ed. Chapman and Hall, 1.045 pp.
- AYALA CARCEDO, F. J., ANDREU POSSE, F. J., FE MARQUÉS, M., FERRER GIJÓN, M, DE SIMÓN GIL, A., FERNÁNDEZ LLANA, I., OLALLA MARAÑÓN, C., GÓMEZ ÑPUYUELO, J., SANPEDRO QUIJANO, J. y CIENFUEGOS RUIZ-MOROTE, F. J. (1987).- *Manual de Taludes*. Ed. IGME, 456 pp.

B

- BALMER, G. (1952).- “A general analytical solution for Mohr’s envelope” *Am. Soc. Test. Mat.* 52, 1260-1271 pp.
- BALTUILLE, J. M., GÓMEZ MORENO, G., y VALERO, N. (1998).- “La situación actual de la industria española de la piedra natural. Problemática y previsión futura”. *X congreso internacional de Minería y metalurgia* vol. 3, pp. 389-414.
- BANK, C. (1994).- “Ultraschallseismische Messungen an Gneisen”. *Summary, Ludwig-Maximilians- Universität, München, Germany*, 6 pp.
- BARBA, P., HEREDIA, N, RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y SUÁREZ A. (1994).- “Estratigrafía”. En *Memoria explicativa del Mapa Geológico de la provincia de León 1:200.000*. Ed. ITGE, pp. 13-90.
- BARD, J.P. (1978).- “Metamorphic belts and the types of metamorphism of the iberian meseta”. En *Metamorphic Map of Europe 1:2.500.000* ed. C.G.M.W. subcomission for the cartography of the Metamorphic Belts of the World, Unesco, pp. 122-129.
- BARD, J. P. (1989).- *Microtexturas de Rocas magmáticas y Metamórficas*. Masson S.A. Barcelona, 181 pp.
- BARETTINO FRAILE, D., MARTÍNEZ PLÉDEL, B., ARRÁNZ GONZÁLEZ, J.C., GALERA FERNÁNDEZ, J. M., RODRÍGUEZ SOTO, A., VELASCO TRIVIÑO, E., VELASCO POSADA, P., DIEGUEZ DE LA BARRERA, R. y BARROS LORENZO, J.C. (1993).- *Modelización minero-ambiental de explotaciones de pizarra en La Cabrera (León)*. Informe inédito, Ed. ITGE, 241 pp.
- BARETTINO FRAILE, D. y ALBERRUCHE DEL CAMPO, E. (1995).- *Ordenación Minero-Ambiental de Yacimientos de Pizarras Ornamentales de La Cabrera (León)*. Informe Inédito. Documento III: Diagnóstico Territorial y ordenación minero ambiental, Tomo II planos. M. de Ind. y Energía, Madrid, Ed. ITGE, 33 pp.
- BARROS, J.C., CASTAÑO, M., HACAR, M., LOMBARDERO, M. y OLMO SANZ, A. (1985).- “Metodología de investigación de los yacimientos de pizarras para cubiertas”. *Cuaderno Laboratorio Xeológico de Laxe, Coruña*, vol. 10, pp. 429-444.
- BARROS LORENZO, J.C. (1989).- “Nuevos datos geológicos y cartográficos sobre el

- flanco Sur del Sinclinorio de Truchas (Ourense-León, NW Spain)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 14, pp. 93-116.
- BARROS LORENZO J.C., CERRATO MOSQUERA M. y RUÍZ GARCÍA M. T. (1992).- *Mapa de rocas y minerales industriales a escala: 1:200.000 de la provincia de León*. Informe Inédito, Ed. ITGE, 208 pp.
- BARROS, J.C. (1999).- "Yacimientos de pizarra en el Noroeste peninsular" *Roc Maquina*, Mayo, pp.146-153.
- BARTON, N., LIEN, R., y LUNDE, J. (1974).- "Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support". *Rock Mechanics*, vol. 6, pp. 189-236.
- BARTON, N. y CHOUBEY, V. (1977).- "The shear strength of rock joints in theory and practice" *Rock Mechanics*, vol. 10, nº1, pp. 1-54.
- BASTIDA, F., MARQUÍNEZ, J., PÉREZ-ESTAÚN, A. y PULGAR, J. A. (1984).- "Ciclo de Seminarios de Geología Estructural". Ed. IGME (Inédito), 96 pp.
- BASTIDA, F., ALLER, J. y PULGAR, J. A. (1990).- "Desarrollo y significado de las foliaciones tectónicas en el Macizo Herciniano del NW de España". *Cuaderno Lab. Xeolóxico de Laxe*, vol. 15, pp. 135-156.
- BELL, F.G. (1992).- *Engineering properties of Soils and Rocks*. 3rd Edition Ed. Butterworth Heinemann, 345 pp.
- BENITO, A., BUSTILLO, M., DINIS, C., ECHEVARRÍA, M., GARCÍA, P., GARCÍA, J. I., GARCÍA, M.A., GÓMEZ, J., HERRERA J., LÓPEZ, C., LÓPEZ, E., LLOPIS, G., MATAIX, CC., ORDÓÑEZ, S., ORCHE, E., PINZARI, M., ROMERO, T., SANTIAGO, J.C., SANTIAGO, V. y ZUAZO, P. (1996).- *Manual de Rocas ornamentales: prospección, explotación elaboración y colocación*. Ed. Entorno Gráfico, S.L. Madrid, 696 pp.
- BIENIAWSKI, Z. T. (1973).- *Engineering classification of jointed rock masses*. Trans. S. Alv. Inst. Civil Engineer, T. 4, pp. 312-320.
- BIENIAWSKI, Z. T. (1976).- "Rock mass classification in rock engineering" In *exploration for Rock Engineering, Proc. Of the Symp.*, (ed. Z.T. Bieniawski), 1, Ed Balkema, 97-106 pp.
- BLANCO, M., TABOADA CASTRO, J. y MARTÍNEZ-ALEGRÍA LÓPEZ, R. (1989).- "Incidencia de las características mineralógicas y textuales en algunas propiedades de las pizarras de techar". *Cuad. Lab. Xeolóxico de Laxe*, Coruña. vol. 14, pp. 247-254.
- BUCHER, K. y FREY, M. (1994).- *Petrology of Metamorphic Rocks*. 6Th Ed. Ed. Springer-Verlag, 318 pp.

C

- CALLEJA, L. (1985).- *Variación de propiedades físicas en rocas cristalinas sometidas a gradientes térmicos*. Dpto de Petrología, Univ. de Oviedo. Tesis Doctoral (inédita), 252 pp.
- CALVET F. y TRAVÉ A. (1999).- “Geofluidos y fracturas”. En “*Dinámica de las interacciones entre agua y minerales en medios de baja temperatura (meteorización, diagénesis y metasomatismo)*”. Reunión científica y curso extraordinario Dpto Geología, Univ. de Salamanca, pp. 209-218.
- CARR, D. (1994).- *Industrial minerals and rocks*. 6th Edition Ed. Society for Mining, Metallurgy and Exploration, Inc. Colorado, 1196 pp.
- CARLSON, A. y OLSSON, T. (1981).- “Determination of compressive strength of rock using compression test”. *Bulletin of the geological Institutions of the University of Uppsala, NAS*. vol. 9, pp. 33-42.
- CÁRDENES, V., LOMBARDEO, M., GARCÍA, J. y BARROS, J. C. (2001).-“Factores de calidad en la elaboración de placas de pizarra para cubiertas en Galicia y León”. *Roc Maquina*, nº 67, Mayo, pp. 90-98.
- CÁRDENES VAN DEN EYNDE, V., LOMBARDEO BARCELÓ, M., GARCÍA GUINEA, J., y PAIS DIZ, V. (2002).- “Determinación de sulfuros de hierro en placas de pizarra para cubiertas”. *Roc Maquina*, Nov., pp. 34-40.
- CASTRO, A. (1989).- *Petrografía básica*. Paraninfo. Madrid, 143 pp.
- CATALÁN, J. R. M., RODRIGUEZ, M. P. H., ALONSO, P. V., PÉREZ-ESTAÚN, A. y LODEIRO F. G. (1992).- “Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain”. *Sonderdruck aus Geologische Rundschau 81/2*. Ed. Geologische Vereinigung, Mendig. Stuttgart, pp. 545-560.
- CEDEX (1998).- *Resultados de los ensayos realizados con muestras de pizarras procedentes de Puente Domingo Flórez (León)*. Informe técnico inédito para pizarras Expiz, S.A., 18 pp.
- CHEN, C. S. y HSU, S. C. (2001).- “Measurement of Indirect tensile strength of Anisotropic Rocks by the Ring Test”. *Rock Mechanics y Rock Engineering* 34 (4), pp. 293-321.
- CONSEJO SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS (1996).- *La Minería en España, situación actual y posibilidades de desarrollo*. tomo I, 266 pp. y tomo II, 513 pp.
- COSGROVE, J. W. y AMEEN, M. S. (2000).- “A comparison of the geometry, spatial organization and fracture patterns associated with forced folds and buckle folds” *Forced Folds and Fractures*. From: Cosgrove, J.W. & Ameen, M.S. (eds). The Geological Society of London, Special Publication, nº 169, 721 pp.

CUDEIRO, O. (1993).- *Diseño de una explotación a cielo abierto de Capimor, S.A.* Proyecto fin de carrera inédito Memoria, Departamento de Explotación y Prospección de Minas, Univ. de Oviedo, 141 pp.

D

DAVENPORT, G. C., MALDONADO ZAMORA, A. y NEGRILLO MARTINEZ, R. (1978).- “Técnicas geofísicas para la determinación de las propiedades elásticas”. *Tecniterrae*, año IV, N° 22, febrero-marzo, pp. 50-72.

DAVIS, G. H., (1984).- *Structural Geology of Rocks and Regions*. John Wiley sons, Inc. New York, 492 pp.

DEER, D. U. y MILLER, R. P. (1966).- *Engineering classification and index properties for intact rock*. Tech. Report n° AFWL-TR-65-116, Air force weapons lab., Kirtland Air Force Base, Nuevo Méjico.

DÍAZ, M. (1999).- “Evolución y aplicación del diamante para la Piedra Natural”. *Roc Maquina* mayo, pp. 87-89.

DÍAZ, M. A., VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1990).- “Structure of Central Iberian Zone”. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (R.D. Dallmeyer y E. Martínez García eds.), Springer Verlag, pp. 172-188.

DIÉGUEZ, R. (1999).- “Aspectos geológico-mineros de las pizarras ornamentales gallegas”. *Roc Maquina*, Mayo, pp. 138-144.

DOBRIN, B.M. y SAVIT, C.H. (1988).- *Introduction to geophysical prospecting*. 4th Edition, Ed. McGraw-Hill, 867 pp.

DUYSTER, J. (2000).- *Stereonet versión 2.46*, Institut für Geologie Ruhr-Universität-Bochum, Germany.

F

FERNÁNDEZ GURRIMÁN, C., REGUERA LÓPEZ, A. y GIL DÍEZUSANDIZAGA, C. (1981).- *Atlas de Galicia*. Volumen 1, Ed. Sálvora, 175 pp.

FARIAS, P., GALLASTEGUI, G., GONZÁLEZ, F., MARQUÍNEZ, J., MARTÍN L. M., MARTÍNEZ, J. R., PABLO, J. G. y RODRÍGUEZ L. R. (1987).- “Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central”. *Memórias Facultade de Ciencias Universidade Porto*, 1, pp. 411-431.

FEDERACIÓN ESPAÑOLA DE LA PIEDRA NATURAL (1994).- *Piedra Natural*. Ed. Federación Española de la Piedra Natural, 75 pp.

FERNÁNDEZ, F. J., ARBIZU, M. A., MENÉNDEZ, R., ARIAS, D., MÉNDEZ-BEDIA, I. y RÁBANO I. (1998).- “Los protoarticulados de la caliza de Vegadeo y la influencia del contraste reológico matriz/fósil para su conservación en rocas muy deformadas”. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, n° 21, pp. 111-120.

- FERNÁNDEZ, F. J., ARIAS D. y MENÉNDEZ, R. (1999).- “Inversión of a synsedimentary extensional fault during the Variscan orogenesis (NW Spain)”. En: *Journal of Conference Abstracts Vol.4 N° 1, European Union of Geosciences*, Strasbourg, France, 100 pp.
- FERNÁNDEZ, F.J. (2000).- “Meso and microstructural análisis of the Villavieja fault and their kinematic interpretation”. En: *Galicia 2000 Basement tectonics, 15 “Variscan-Appalachian dynamics: the building of the upper paleozoic basement” 15th International conference on basement tectonics* A Coruña, Spain, pp. 221-225.
- FERNÁNDEZ, F. J. (2001).- “Características estratigráficas y estructurales del margen noroccidental del sinclinorio de truchas: geología aplicada a la prospección y explotación de pizarras para techar” *Rev. Soc. Geol. España*, 14 (3-4), pp. 161-173.
- FERNÁNDEZ, F. J. (2003).- “Réplica a la discusión del artículo “Características estratigráficas y estructurales del margen noroccidental del Sinclinorio de Truchas: geología aplicada a la prospección y explotación de pizarras para techar” por F. J. Fernández (Rev. Soc. Geol. España 14, 161-173; 2001)”, *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (1-2), pp. 117-121.
- FERNÁNDEZ SAN ELÍAS, F., FERNÁNDEZ OREJAS, J. J. y ALGOM SUÁREZ, E. (1992).- “Sistemas de explotación de rocas ornamentales con hilo diamantado”. En: *1º Congreso Nacional de Ingeniería Técnica Minera*. Ed. Consejo Superior de Colegios, pp. 319-328.
- FERRER, M. y GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. (1999).- *Manual de campo para la descripción y caracterización de macizos rocosos en afloramientos*. Ed. IGME, 109 pp.
- FOURMAINTRAUX, D. (1976).-“Caracterisation des roches:essais de laboratoiro” *Cap.II de “Cours pratique de Mecahnique des roches” Asociation des anciènnnes élèves de L’ecole de Ponts et Chaussées*.
- FRANKLIN, J.A. y CHANDRA R. (1972).- ”The slake durability test”. *Instul. J. Rock Mechanics and Mining Science. (Reunión Internacional de Mecánicas de Rocas y Ciencias de la Minería)*, vol. 9, pp. 325-341.
- FRANKLIN, J.A. y DUSSEAULT, M.B. (1989).- *Rock Engineering*. McGraw-Hill Publishing Company, 600 pp.
- FRY, N. (1984).- *The field description of metamorphic rocks*. Geological Society of London Handbook. Ed. John Wiley y Sons, 110 pp.

G

- GALLASTEGUI, G. y HEREDIA, N. (1994).- “Magmatismo” en *Memoria explicativa del Mapa Geológico de la provincia de León 1:200.000*, Ed. ITGE, pp. 133-139.
- GARCÍA DE LOS RÍOS COBOS, J. I. (1999).- “Piedras Naturales de Castilla y León”. *Roc Maquina*, Julio, pp. 150-158.
- GARCÍA DE LOS RÍOS COBOS, J. I. y BÁEZ MEZQUITA, J. M. (2001).- *La Piedra en Castilla y León*. Ed. Junta de Castilla y León, 346 pp.
- GONZÁLEZ BUELGA, M. T. (1995).- *Caracterización geomecánica y valoración geotécnica de materiales rocosos del Paleozoico inferior en la cuenca alta del Río Bernesga (León, Noroeste de España)*. Dpto de Geología, Univ. de Oviedo, Tesis (inédita). 445 pp.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. I. (1998).- “Las clasificaciones geomecánicas para túneles” en *Ingeotúneles*, vol.1, cap.1, pp. 25-68.
- GONZÁLEZ DE VALLEJO, L. I., FERRER, M., ORTUÑO, L. y OTEO, C. (2002).- *Ingeniería Geológica*. Ed. Pearson Education, 744 pp.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M., GONZÁLEZ BUELGA, M. y RODRÍGUEZ BOUZO, L. (1991).- “Validación del método de Davis para el análisis de la diaclasación de macizos rocosos” *Ingeniería Civil*, nº 80 pp.
- GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. y LUQUE CABAL, C. (1993).- *Recursos del subsuelo de Asturias*. 2ª ed. Ed. Universidad de Oviedo, 392 pp.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C., ARAMBURU, C., ARBIZU, M., BERNÁRDEZ, E., HACAR, M. P., MÉNDEZ-BEDIA, I., MONTESINOS, R., RÁBANO, I., TRUYOLS, J. y VILLAS, E. (1999).- “Revisión bioestratigráfica de las pizarras del Ordovícico Medio en el noroeste de España (zonas Cantábrica, Asturoccidental-leonesa y Centroibérica septentrional)”. *Acta geológica hispánica*, vol. 34, nº 1, pp. 3-87.
- GUTIÉRREZ-MARCO, J. C., SARMIENTO, N. C., ROBARDET, M., RÁBANO, I. y VANEK, J. (2000).- “New silurian fossils from Galicia (NW Spain) and their paleogeographical interest”. En: *Galicia 2000 Basement tectonics, 15 “Variscan-Appalachian dynamics: the building of the upper paleozoic basement”*. 15th international conference on basement tectonics A Coruña, España, pp.236-238.

H

- HACAR RODRÍGUEZ M. P., LOMBARDEO BARCELÓ M., RUBIO UBEDA V. A. y BARROS LORENZO J. C. (1984).- *Estudio geológico minero de los niveles de pizarras para cubiertas en el sinclinal de Truchas (Orense-León)*. Informe Inédito, Ed. ITGE, 73 pp.

- HACAR RODRÍGUEZ, M. P. y GUTIÉRREZ-MARCO J. C. (2003).- “Discusión del artículo “Características estratigráficas y estructurales del margen noroccidental del Sinclinal de Truchas: geología aplicada a la prospección y explotación de pizarras para techar” por F.J. Fernández (Rev. Soc. Geol. España 14, 161-173; 2001)”, *Rev. Soc. Geol. España*, 16 (1-2), pp. 111-116.
- HASSANI, P. P., SADRI, A. y MOMAYEZ, M. (1997).- “A miniature seismic reflection system for evaluation of concrete Linings”. *Pure and Applied geophysics*, 150, Ed. Birkhäuser Verlag, pp. 677-691.
- HEREDIA, N., RODRÍGUEZ FERNÁNDEZ, L. R. y SUÁREZ A. (1994).- “Tectónica”. En *Memoria explicativa del Mapa Geológico de la provincia de León 1:200.000*, Ed. ITGE, pp. 91-131.
- HOEK, E. y BROWN. E. T., (1980a).- *Underground excavations in rock*: Institution of Mining and Metallurgy, London, 527 pp.
- HOEK, E. y BROWN, E. T., (1980b).- “Empirical strength criterion for rock masses”. *J. Geotech. Engng Div. ASCE* 106 (GT9), pp. 1.013-1.035.
- HOEK, E. (1983).- “Strength of jointed rock masses”. *23rd Rankine Lecture. Géotechnique* 33 (3), pp. 187-223.
- HOEK, E. (1985).- *Excavaciones subterráneas en roca*. Ed. McGraw-Hill Book Co. Méjico, 629 pp.
- HOEK, E. y BROWN, E. T. (1988).- “The Hoek-Brown failure criterion- a 1988 update” *Proc. 15 th Canadian Rock Mech. Symp.* (ed. J.H. Curran), Civil Engineering Dept., University of Toronto, pp.31-38.
- HOEK, E. (1990).-“Estimating Mohr-Coulomb friction and cohesion values from the Hoek-Brown failure criterion” *Int. J. Rock Mech. y Minin Sci. y Geomechanics Abstracts*. 12 (3), pp.227-229.
- HOEK, E., WOOD, D. y SHAH, S. (1992).- “A modified Hoek-Brown criterion for jointed rock masses” *Proc. Rock characterizations, symp. Int. Soc. Rock Mech.*:Eurorock 92 ed. J Hudson, pp.209-213.
- HOEK, E. (1994).- “Strength of rock and rock masses”, *ISRM News Journal*, 2 (2), pp. 4-16 .
- HOEK, E., KAISER, P.K. y BAWDEN. W.F. (1995).- “Support of underground excavations in hard rock” Ed. Balkema.
- HOEK, E. Y BROWN, E.T. (1997).- “Practical estimates of rock mass strength” *ENT. J. Rock Mech. y Mining Sci. y Geomechanics Abstracts*. 34 (8), pp. 1165-1186.
- HOEK, E., MARINOS, P. y BESSINI, M. (1998).- “Applicability of the Geological Strength Index (GSI) classification for very weak and sheared rock masses. The case of the Athens Schist Formation” *Bull. Eng. Geol. Env.* 57(2), pp. 151-160.

HOEK, E., CARRAZA-TORRES, C. T. y CORKUM, B. (2002).- “Hoek-Brown failure criterion- 2002 edition” *Proc. North American Rock Mechanics Society meeting in Toronto July*.

I

ISRM SUGGESTED METHODS (1978a).- “Determining hardness and abrasiveness of rocks” *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 15, pp. 89-97.

ISRM SUGGESTED METHODS (1978b).- “Determining Tensile Strength of Rock Materials. Part 2: Determining Indirect Tensile Strength by Brazil test” *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press. vol. 15, nº 3, pp. 99-103.

ISRM SUGGESTED METHODS (1978c).- “Quantitative description of discontinuities in rock masses”. *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 15, pp. 319-368.

ISRM SUGGESTED METHODS (1979a).- “Determining the Uniaxial Compressive Strength and Deformability of Rock Materials”. *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 16, nº2, pp. 135-140.

ISRM SUGGESTED METHODS (1979b).- “Determining Water content, Porosity, Density, Absorption and Related properties and Swelling and Slake-Durability Index Properties” *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 16, nº2, pp. 141-146.

ISRM SUGGESTED METHODS (1981).- “Description of Rock Masses” *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 18, nº 1, pp. 85-110.

ISRM SUGGESTED METHODS (1983).- “Determining the Strength of Rock Materials in Triaxial Compression: Revised version”. *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 20, nº6, pp. 283-290.

ISRM SUGGESTED METHODS (1985).- “Determining Point Load Strength”. *Int. Jour Rock Mech. And Min. Sci. y Geomech. Abst.* Pergamon Press, vol. 22, nº 2, pp. 51-60.

J

JIMÉNEZ SALAS, J. A. y JUSTO ALPAÑES, J. L. (1975).- *Geotecnia y cimientos I. Propiedades de los suelos y de las rocas*. 2ª ed, Ed. Rueda, Madrid, 466 pp.

JIMÉNEZ S. y GARCÍA DE LOS RIOS COBOS, J.L. (1997).- *Mapa Geológico y Minero de Castilla y León E: 1:400.000*. Ed. Junta de Castilla y León.

JONSON, R. B., DEGRAFF, J. V. (1994).- *Engineering Geology*. Ed. Macmillan, 190 pp.

JULIVERT, M., FONTBOTE, J. M., RIBEIRO, A. y NABAIS, L. E. (1972).- *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E: 1:1.000.000*. IGME, Madrid.

L

LI, X., RUPERT, G., SUMMERS, D. A. y SANTI, P. (2000).- “Analysis of impact hammer Rebound to estimate rock drillability”. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, vol. 33, nº1, pp. 1-13.

LOMBARDERO, M. (1988).- “Las pizarras ornamentales”. *Roc Maquina* nº 3, pp.14-26.

LOMBARDERO, M. y QUEREDA RODRÍGUEZ-NAVARRO, J. M. (1992).- “La Piedra Natural para la construcción”. En: *Recursos minerales de España*, Ed. J. García Guinea y J. Martínez Frías, CSIC, pp. 1115-1150.

LÓPEZ, G. y MESONES, F. (1999).- “La pizarra española en Europa”. *Roc Maquina*, Mayo. pp. 165-166.

LÓPEZ, J. M. (2000).- *Geología aplicada a la Ingeniería Civil*. Ed. Cie Dossat 2000, 556 pp.

LOTZE, F. (1945).- “Zurgliederung der Varisziden der Iberischen Meseta”. *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. Trad. Por J. M. Ríos: “Observaciones respecto a la división de las Variscides de la Meseta Ibérica”. *Publ. Extr. Geol. España*, 5, pp. 149-166.

M

MARCOS, A. (1973).- “Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del Occidente de Asturias (NW de España)”. *Trabajos de Geología, Univ. de Oviedo*, nº 6, 111 pp.

MAYORAL M. T. y VEGA, B. (2000).- *Atlas de León*. Ed. Santiago García, 399 pp.

MCCLAY, K. (1987).- *The mapping of geological structures*. Geological Society of London Handbook, 161 pp.

MCCANN, D. M. y FENNING, P. J. (1995).- “Estimation of rippability and excavation conditions from seismic velocity measurements” in *Engineering Geology of Construction, Geological Society Engineering Geology*, Special Publication Nº 10, Ed. The Geological Society, pp. 335-343.

MILLER, R. P. (1965).- *Engineering classification and index properties for intact rock*. Thesis, Univ. Of Illinois.

MIRANTES, M. B. y LLAMAS, B. (1998).- “Estudio de la Pizarra: sistema de calidad”. *X Congreso internacional de Minería y metalurgia*, vol. 3, pp. 415-445.

MIYASHIRO, A. (1994).- *Metamorphic Petrology*. Ed. UCL Press, 404 pp.

MUTSCHLER, TH. y NATAU, O. (1991).- “Further developments for the determination of the stress-strain behaviour of jointed rock mass by large scale tests”. *Proc. 7th Int. Congr. ISRM*. Ed. Aachen, vol. 3, pp. 1557-1560.

N

NATAU, O., BÜHLER, M., KELLER, S. y MUSTCHLER, TH. (1995).- “Large scale triaxial tests in combination with a FEM analysis for the determination of the properties of a transversal isotropic rock mass”. *Proc. 8th Int. Congr. ISRM*, Tokio, pp. 635-643.

NOZAL, F. y HERRERO A. (1994).- “Cuaternario y geomorfología”. En *Memoria explicativa del Mapa Geológico de la provincia de León 1:200.000*. Ed. ITGE, pp. 79-90.

O

OTEO MAZO, C. (1978).-“Ensayos de laboratorio de Mecánica de rocas”. *Revista del laboratorio de transporte*, nº 127, Madrid, pp. 3-24.

P

PASSCHIER, C.W. y TROUW, R.A.J. (1996).- *Micro-tectonics*. Ed. Springer, 289 pp.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1974).- “Algunas precisiones sobre la sucesión Ordovícica y Silúrica de la región de Truchas” *Breviora Geológica Astúrica*, 18, pp. 23-25.

PÉREZ-ESTAÚN, A. (1978).- “Estratigrafía y estructura de la rama S de la Zona Asturoccidental-leonesa”. *Mem. Inst. Geol. Min.*, Madrid, España. tomo 92, 149 pp.

PÉREZ-ESTAÚN, A., MARQUÍNEZ J. y ORTEGA E. (1980).- “La sucesión ordovícica y la estructura de la región de Silván (La Cabrera, León)”. *Brev. Geol. Astúrica*, 24: pp. 17-32.

PÉREZ-ESTAÚN, A., BASTIDA, F., MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., GUTIÉRREZ MARCO, J.C., MARCOS, A. y PULGAR, J. A. (1990).- “West Asturian-Leonese Zone: Stratigraphy”. En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García Eds.) Springer-Verlag, pp. 92-102.

PERNIA, J. M., FRESNO, F., MENA J. M., LUCENA, A. y LECHOSA, R. (1986).-*Registro de datos en sondeos de reconocimiento*. Ed. IGME, 144 pp.

PRIEST, D. S. (1993).- *Discontinuity analysis for rock engineering*. Ed. Chapman and Hall, 473 pp.

Q

QUIRALTE, F. (1988).- “Investigaciones in situ”. En *Ingeotúneles*, capítulo 2 tomo I, 459 pp.

R

- RAMAMURTHY, T. (1993).- “Strength and Modulus Responses of Anisotropic Rocks”. En *Comprehensive Rock Engineering, Principles, Practice and Projects*. Volumen 3, Ed. Pergamon Press, pp. 313-329.
- RAMÍREZ OYANGÜREN, P.; DE LA CUADRA IRIZAR, L.; LAÍN HUERTA R. y GRIJALBO OBESO, E. (1984).- *Mecánica de rocas aplicada a la minería metálica subterránea*. Ed. IGME, 362 pp.
- ROC MAQUINA (1996).- “La piedra natural en el mundo: Fuerte aumento de la producción”, 3º trimestre, pp. 27-32.
- ROC MAQUINA (1998a).- “Pizarras”, *Piedra 98*, mayo, Madrid, pp. 114-116.
- ROC MAQUINA (1998b).- “La maquinaria para el sector de la Piedra Natural”, febrero, pp. 107-125.
- ROC MAQUINA (1999).- “El comercio Exterior de la Piedra Natural en España”, septiembre, pp. 73-81.
- RODRÍGUEZ BOUZO, L. F. (1993).- *Caracterización geomecánica de materiales carbonatados del carbonífero en la zona de Pajares-Villamanín*. Dpto de Explotación y Prospección de Minas, Univ. de Oviedo, Tesis doctoral (inédita), 416 pp.
- RODRÍGUEZ BOUZO, L., GUTIÉRREZ CLAVEROL, M. y TORRES ALONSO M. (2000).- “Importancia del diámetro de la muestra en los valores de la resistencia al rebote determinados con el martillo Schmidt” *Vol. I (1), V Congreso Geológico de España*, Alicante, pp. 249-251.
- RODRÍGUEZ-REY, A., SUÁREZ DEL RÍO, L., CALLEJA, L. y RUIZ DE ARGANDOÑA, V. G. (1999).- “Influencia de las características petrográficas en el corte de las rocas ornamentales con discos diamantados”. *Roc Maquina*, febrero, pp. 158-164.
- RODRÍGUEZ SASTRE, M. A.; PALERO FERNÁNDEZ, F. J. y MARTÍN IZARD, A. (2000).- “Caracteres geoquímicos del filón El Cobre, Linares-La Carolina (Jaén, España)” *Sociedad Española de Mineralogía* nº 23, pp. 1-13.
- RUANO, A. O. (1988).- “Aspectos generales del comportamiento mecánico de sólidos” en *Propiedades mecánicas de sólidos*. Univ. de Sevilla, 464 pp.
- RUIZ, C. (1977).- “Aplicaciones del microscopio en relación con la calidad de las pizarras de techar”. *Boletín Geológico y Minero* T.LXXXVIII-I, pp. 72-77.

S

- SARMIENTO, G. N., GUTIÉRREZ-MARCO, J. C. y RODABERT, M. (1999).- “Conodontos ordovícicos del noroeste de España. Aplicación al modelo de sedimentación de la región limítrofe entre las zonas Asturoccidental- Leonesa y

Centroibérica durante el Ordovícico superior”. *Rev. Soc. Geol. España*, 12 (3-4), pp. 477-500.

SERRANO, A. (2001).- *Mecánica de las rocas*. Volumen I y II Ed. E.T.S. de Ingenieros de Caminos, Canales y Puertos, 5ª Edición, vol. I, 315 pp. y vol. II, 537 pp.

SHAH, S. y HOEK E. (1991).- *Rockdata v. 2.0*. Manual, Univ. of Toronto, 21 pp.

SHARMA, P. V. (1986).- *Geophysical Methods in geology*. 2nd Edition Ed. Elsevier, 442 pp.

STAGG, K. S. y ZIENKIEWICZ, O. Z. (1968).- *Mecánica de rocas en la ingeniería práctica*. Ed. Blume, 398 pp.

SHEOREY, P.R. (1997).- *Empirical Rock Failure Criteria*. Ed. A. A. Balkema, Rotterdam. 176 pp.

SINGH, M., RAO, K. S. y RAMAMURTHY T. (2002).- “Strength and Deformational Behaviour of a Jointed Rock Mass”. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, nº35 (1), pp. 45-64.

SOLAZ, I. (1996).- “Las rocas ornamentales de Extremadura” *Roc Maquina* 2º trimestre. pp. 149-159.

SUÁREZ, O., CORRETEGÉ, L. G. y MARTÍNEZ, F. J. (1990).- “The West Asturian-leonese Zone: Distribution and characteristics of the hercynian metamorphism” En: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*. (R. D. Dallmeyer y E. Martínez-García Eds.). Springer-Verlag, pp. 129-133.

I

TABOADA, J. (1993).- *Diseño de minas subterráneas de pizarra*. Dpto de Explotación y Prospección de Minas, Univ. de Oviedo, Tesis doctoral (inédita) 173 pp.

TORRES ALONSO, M. (1984).- “Influencia de la estratificación en el ensayo de “corte directo” sobre rocas semicoherentes”. *Bol. de Ciencias Naturales I.D.E.A.*, Oviedo nº 34, pp. 161-172.

TURCOTTE, D.L. y SCHUBERT, G. (2002).- *Geodynamics*. 2nd Edition, Ed. Cambridge, 456 pp.

U

UGIDOS, J. M., VALLADARES, M. I. Y BARBA, P. (2001).- “Geoquímica de la serie precámbrica-cámbrica de la Zona Centroibérica: estado actual de su conocimiento e implicaciones geológicas”, *III^{er} congreso Ibérico de Geoquímica, VIIIº Congreso de España, Zaragoza, M. Lago, Earranz y C. Galé (Eds)*, pp. 175-182.

UGIDOS, J. M. (2002).-“La evolución geoquímica de la sucesión Precámbrica-cámbrica en Extremadura”. *Reunión científica homenaje a Luis Carlos García de Figuerola, Mérida*, pp. 21-31.

V

VUTUKURI, V. S., LAMA, R. D. y SLAUSA, S.S. (1974).- *Handbook on mechanical properties of rocks*. Vol I. Trnas. Tech. Publications Clausthal, Germany.

W

WINKLER, W. G. H. (1978).- *Petrogénesis de rocas metamórficas*. Ed. Blumes, 346 pp.

Z

ZAPPONE, A., FERNÁNDEZ, M.; GARCÍA-DUEÑAS, V., y BURLINE, L. (2000).-“Laboratory measurements of seismic P-wave velocities on rocks from the Betic Chain (Southern Iberian Peninsula” *Tectonophysics* 317, Ed. Elsevier, pp. 259-272.