UNIVERSITAT DE BARCELONA

La asociación plutónica tardi-herciniana del macizo del Montnegre, Catalánides septentrionales (Barcelona)

Pedro Enrique Gisbert

Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència ***Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 4.0. Espanya de Creative Commons***.

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia ***Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 4.0. España de Creative* Commons**.

This doctoral thesis is licensed under the ***Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 4.0. Spain License***.

LA ASOCIACION PLUTONICA TARDI-HERCINIANA DEL MACIZO DEL MONTNEGRE, CATALANIDES SEPTENTRIONALES (BARCELONA).

Memoria realizada en el Departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Barcelona por PEDRO ENRIQUE GISBERT, bajo la dirección del Dr. RAMON VAQUER NAVARRO para acceder al grado de Doctor.

Vº Bº del Director

Dr. R. Vaquer, Prof.
del Departamento de
Petrología y Geoquímica
de la Universidad de
Barcelona.

P. Enrique Gisbert.

R. 1976

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA
0700051675

INDICE

1. INTRODUCCION

1.1 Introducción..... 4

1.2.Objeto del trabajo..... 5

1.3.Antecedentes..... 6

1.4.Situación y Contexto Geográfico..... 7

1.5.Contexto Geológico..... 11

2. CARTOGRAFIA

2.1.Problemática General..... 16

2.1.1.Aspectos teóricos..... 16

2.1.2.Aspectos prácticos..... 23

2.2.Metodología..... 27

2.3.Definición de los tipos característicos cartografiados..... 37

2.4.Datos cartográficos.

2.5.Unidades Plutónicas cartografiadas..... 37

3. PETROLOGIA

3.1.Introducción..... 54

3.2.Las Rocas Plutónicas..... 54

1.Introducción..... 54

2.Clasificación de las Rocas Plutónicas y Filonianas..... 55

3.SECTOR-S DEL MONTNEGRE..... 61

3.1) MONZOGRANITOS (Tipo-M y Tipo-B)..... 61

3.2) GRANODIORITAS..... 81

3.2)-1 Granodioritas biotíticas de grano medio.Tipo-B..... 81

3.2)-2 Granodioritas biotíticas heterogranulares de grano fino a medio.Tipo-bB..... 88

3.2)-3 Granodioritas de Castellar d´Indies.Tipo-bb..... 89

3.2)-4 Muestras analizadas de las granodioritas..... 90

3.3) GRANODIORITAS TONALITICAS.Tipo-BH..... 91

3.4) TONALITAS..... 95

3.4)-1 Tonaliatas biotítico-hornbléndicas de Sant Mateu.Tipo-H.95

3.4)-2 Tonalitas biotitico-hornbléndicas de Pineda.Tipo-hh... 104

3.4)-3 Muestras analizadas de las tonalitas..... 104

3.5) MELATONALITAS heterogranulares.Tipo-QDH..... 105

3.6) GABRODIORITAS de Can Capa.Tipo-D..... 106

4.SECTOR-N DEL MONTNEGRE..... 106
4.1) MONZOGRANITOS.Tipo-Gb..... 106
4.2) GRANODIORITAS.Tipo-FK y Tipo-Gbm..... 110
Las Rocas Máficas y Ultramáficas..... 112
4.3) ROCAS ULTRAMAFICAS (CORTLANDTITAS)Tipo-Ctd..... 115
4.4) ROCAS MAFICAS (BOJITAS)Tipo-g..... 116
4.5) DIORITAS.Tipo-Dopx..... 118
4.6) Zona de mezcla intermedia-ácida.Tipo-DB..... 120
3.3. Las Rocas Filonianas 121
3.4. Las Rocas Encajantes 123
3.5. Los Enclaves..... 123
3.6. Los Contactos y el Modo de Emplazamiento..... 123
4. GEOQUIMICA..... 133
4.1.Introducción..... 134
4.2.Elementos mayores..... 135
4.3.Elementos traza..... 140
4.4.Diagramas Geoquímicos..... 152
4.5.Conclusiones Geoquímicas..... 235
5. PETROGENESIS..... 237
5.1.Introducción..... 238
5.2.Emplazamiento..... 238
5.3.Evolución de los Magmas..... 252
5.4.Origen de los Magmas..... 262
5.5.Conclusiones petrogenéticas..... 274
6.CONCLUSIONES..... 279
APENDICE 1 (FOTOGRAFIAS)..... 284
BIBLIOGRAFIA..... 330
TOMO-II
APENDICE 2 (DATOS GEOQUIMICOS)
APENDICE 3 (DATOS CARTOGRAFICOS.
APENDICE 4 (MAPAS).

AGRADECIMIENTOS.

Deseo expresar mi agradecimiento a todas las personas que directa o indirectamente han posibilitado o facilitado la realización de este trabajo.

En primer lugar a mi director de tesis Ramón Vaquer, al Dr Alfredo San Miguel, y a todos los miembros del Departamento de Petrología y Geoquímica por su ayuda y apoyo a todos los niveles siempre que ha sido necesaria.

A Juan José Pueyo por su desinteresada colaboración durante todo el desarrollo del trabajo en la resolución de problemas analíticos de diversa índole, así como por su constante apoyo moral en la realización del mismo.

Al personal del Servicio de Análisis de nuestra Facultad por las facilidades dadas en la utilización de sus instalaciones y por su ayuda en la resolución de diversos problemas técnicos.

Asimismo agradezco al Servei Geològic de la Generalitat de Catalunya la ayuda económica facilitada para la realización de los trabajos de cartografía, sin la cual se hubiera hecho difícil la consecución de la misma, y en particular a Cai Puigdefábregas, su director, por su interés demostrado en el tema del trabajo.

Por otra parte también querría agradecer a un buen número de personas, ajenas o no a nuestra Universidad, que se han ofrecido a resolverme problemas concretos o se han interesado especialmente en el desarrollo del trabajo,

A Manuel Viladevall, a Jordi Carreras, a Iñaki Gil Ibarguchi, a Paco Martínez, a Manuel Julivert, a Julio Saavedra, a Guillermo Corretgé, a José Pons, a Jacques Marre, y en fin, a todas aquellas personas que me han proporcionado sus ideas o sugerencias, de gran valor, o sus enseñanzas prácticas o teóricas sobre el terreno en diversas excursiones en otras áreas del Hercínico.

A Joan Martí y Carles Ayora por su ayuda en la obtención de los datos normativos de las muestras estudiadas.
A Pere Ramón Serra y a Lluis Domenech por su inestimable ayuda en la transcripción definitiva de los datos cartográficos a 1:10.000.

A Pep y Jaume Bibiloni, entre otras cosas, por el diseño y la encuadernación de los volúmenes de este trabajo.

Y por último aunque de modo muy especial, a María Antonia, Daniel y Marina, que quienes sin merecerlo han tenido que sufrir más de cerca las consecuencias de este interminable y agobiante trabajo.

1 INTRODUCCION

1.1. INTRODUCCION.

Una parte muy importante de la superficie ocupada por los materiales paleozoicos del NE de la Península Ibérica se halla representada por extensos afloramientos de rocas plutónicas ácidas, que aparecen en los mapas geológicos como grandes manchas coloreadas uniformes contra las que mueren todas las estructuras de las rocas metamórficas hercinianas, cuando entran en contacto con ellas.

Si consideramos la poca información de que disponemos sobre ellas hasta el momento podríamos concluir que debe tratarse de rocas poco problemáticas, a juzgar por el escaso interés que parecen haber despertado entre los geólogos.

No obstante plantean toda una serie de problemas elementales que necesariamente siguen quedando sin respuesta por el momento.

¿Donde está la continuación de las estructuras de los sedimentos interrumpidas bruscamente por los granitoides?.

Si se hallan "al otro lado"del cuerpo intrusivo resulta evidente que tienen que haber sufrido desplazamientos impresionantes, un tanto increíbles si consideramos que por encima del techo del plutón las estructuras deben de haber permanecido en continuidad.

¿Qué hay debajo de los granitoides?

Acaso hay rocas metamórficas precámbricas ¿o llegan hasta el Manto Terrestre?.

Todas estas preguntas, que podrían haberse hecho los geólogos de hace más de un siglo, por lo menos aquí,siguen sin una respuesta clara.

Quizás un primer paso para resolverlas sea el intentar conocer un poco más detenidamente cuáles son sus características en cada punto de sus afloramientos; ver si realmente son tan homogéneas como presentan los mapas actuales, y si no lo son, establecer lo más claramente posible en qué estriban sus diferencias, qué distribución tienen y qué ámbitos ocupan, y finalmente, qué similitudes podemos encontrar en otras áreas geográficas más claramente expuestas, o en última instancia, mejor conocidas.

La intención de contribuir modestamente a aumentar los escasos conocimientos sobre estas rocas, a la vez tan simples, tan desconocidas y tan fascinantes, es lo que me ha decidido a escogerlas como tema de la Tesis doctoral, con la esperanza de que puedan constituir una pieza más a encajar con los trabajos paralelos realizados sobre la problemática Cordillera Herciniana. Todo ello en la plena consciencia de que no se trata de un trabajo definitivo sino de una base que deberá ser desarrollada en el futuro.

1.2. OBJETO DEL TRABAJO.

Los objetivos fundamentales han sido los siguientes:

- -La investigación de las propiedades petrográficas de las rocas plutónicas y filonianas y su representación cartográfica detallada a las escalas 1:25.000 y 1:10.000.

- -El estudio de sus características geoquímicas más prominentes y su comparación con las de rocas similares en un contexto geológico mejor conocido.

- -La elaboración de una hipótesis de trabajo, basada en las observaciones y conclusiones anteriores, respecto a su génesis y emplazamiento.

1.3. ANTECEDENTES.

Los trabajos conocidos sobre el estudio de los granitoides de ls Catalánides se remontan a finales del siglo pasado, desde los primeros estudios petrográficos de ADAN DE YARZA (1898) hasta las primeras cartografías realizadas por ALMERA (1900 y 1914) que han servido de base a los mapas geológicos de que se dispone en la actualidad.

Un notable avance representaron los estudios petrográficos de SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1936) en su estudio de"las rocas eruptivas de España" y otros trabajos más localizados, en los que describe en Cataluña por primera vez numerosos tipos de rocas igneas, muy especialmente de rocas filonianas, muchas de las cuales pertenecen al área estudiada.

Otros trabajos cartográficos incluyen los mapas publicados por el IGME (1946) a escala 1: 50.000 que básicamente no aportan nada nuevo a la cartografía de Almera.
FONTBOTE Y JULIVERT (1952) en su trabajo "Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercinianos en Cataluña" se refieren a los granitoides de esta área, reconociendo por vez primera una tendencia relativamente básica de los mismos, de tipo tonalítico.

El trabajo moderno más destacable lo constituye la Tesis doctoral de MONTOTO, (1965) en la que se investigan los procesos petrogenéticos de los granitos de la Cordillera Litoral Catalana desde un planteamiento transformista.
Sin embargo, si bien se hace una descripción detallada de numerosas facies, se encuentra a faltar una representación cartográfica de las mismas.

Los trabajos cartográficos posteriores, a cargo del IGME, (Hoja 35, a escala 1:200.000 (1972), la Hoja 393,Magna, 1:50.000 (1976) no aportan novedades notables respecto al área estudiada, a no ser los debidos a la adaptación de la nomenclatura.
Finalmente en mi propia Tesis de licenciatura ENRIQUE(1978) se reinician bajo otros planteamientos los trabajos cartográficos a escala 1:25.000 de la parte sur-occidental de la zona actualmente estudiada, empezándose a reconocer una mayor complejidad de la supuesta hasta entonces.

1.4. SITUACION Y CONTEXTO GEOGRAFICO.

El área estudiada en este trabajo (Fig.1.1) representa un sector de la Cordillera Litoral Catalana, al NE de Barcelona, de unos 55 Km de longitud y de 550 Km^2 de extensión.

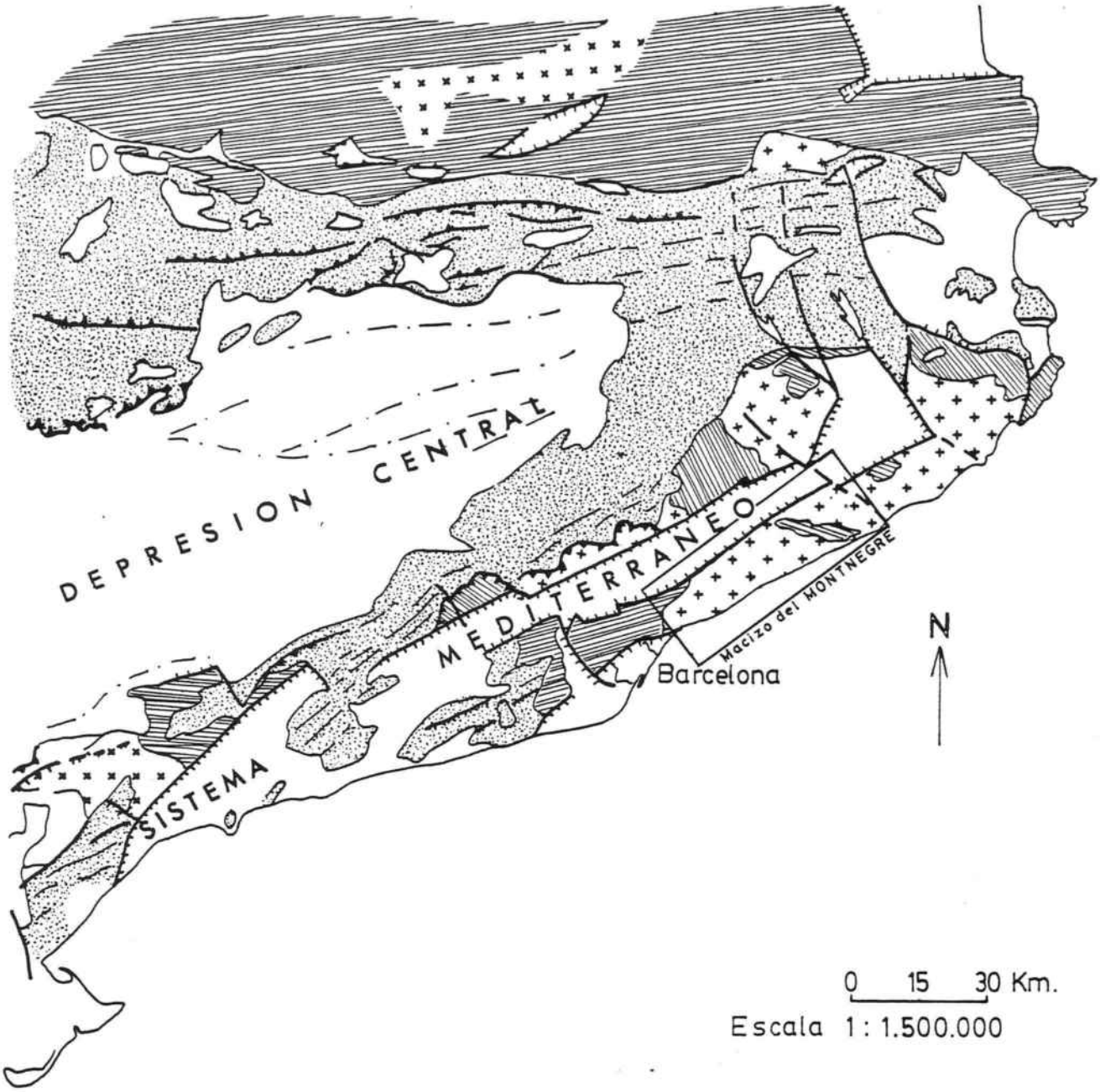
Topográficamente constituye una alineación montañosa contínua, poco elevada, orientada aproximadamente NE-SW y conocida generalmente con el nombre de Serra de Marina (RIBA et al, 1979), aunque este término se utiliza a veces en un sentido más amplio, extendiéndose más allá de los límites de esta área. Los trabajos más antiguos (SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1929, LLOPIS, 1948) se refieren a ella con el término de "Sierras de Levante", mientras que en los trabajos más recientes se empieza a denominar simplemente "Macizo del Montnegre" (JULIVERT y MARTINEZ, 1980 y 1981; ANADON et al 198).
Esta denominación parece bastante apropiada pues corresponde con el nombre de la montaña más elevada de la sierra (Montnegre, 757 m alt.), y tiene la ventaja de su simplicidad y no ambigüedad.

De SW a NE destacan entre las montañas más altas:

1) Entre el Río Besós y la Riera de Argentona.
Puig Castellar (300 m), Coscoiada (465), Tº del Galzeran (467), Sant Mateu (496), Céllcs (530), Burriac (400), Tº de Sant MIquel (413), Cirers (471), etc.

2) Entre la Riera de Argentona y la Riera de Arenys y la de Vallgorguina
El Corredor (637), Serra de Can Bruguera (407), Mont Alt (595), etc.

3) Entre las Rieras de Arenys y Vallgorguina y el Rio Tordera:
Montnegre (757), Mont Llorer (545), Serra de C. Carreras (418), Puig d´Orsavinyà (671), Serra de Roca Rossa (454), Montgrós (391), etc.



ESQUEMA TECTONICO DE CATALUNYA
Solé Sabaris, 1964.

Materiales post-eocénicos.

Mesozoico y Eoceno.

Granitoides tardi-hercinianos.

Paleozoico.

Situación del área estudiada.

Fig 1-1

Morfoestructuralmente forma parte del Sistema Mediterráneo o Catalánides (Fig.1-1) constituído por dos zonas topográficamente elevadas (Cordillera Litoral y Cordillera Prelitoral Catalanas), separadas por una zona deprimida (la Fosa o Depresión Prelitoral).

El Conjunto posee una alineación NE-SW, quedando interrumpido en su sector nor-oriental por la Depresión del Ampurdán, y enlazando, en parte, con la Cordillera Ibérica, por su parte sur-occidental

La estructura actual se debe a la tectónica de fractura y hundimiento posterior desarrollada durante la Orogenia Alpina al actuar sobre los materiales hercínicos que constituyen en la actualidad la parte NE de los Catalánides (Paleocatalánides de LLOPIS,1947) aproximadamente al NE del Rio Llobregat y sirven de zócalo a una cobertera mesozoica (Mesocatalánides) al SW de dicho Río.

Las alineaciones principales de fracturas van en la dirección aproximada NE-SW determinando la orientación del Sistema, pero son asimismo importantes las fallas de dirección NW-SE que provocan la división de la Cordillera en una serie de bloques (LLOPIS, 1947).
En la zona estudiada , según el mismo autor, se puede considerar la existencia de tres de estos bloques cuyos límites coinciden aproximadamente con los principales cursos fluviales.
Estos bloques son:

1) Bloque de Sant Mateu (entre el Rio Besós y la Rª de Argentona).
2) Bloque del Corredor (entre la Rª de Argentona y las de Arenys y Vallgorguina), y finalmente entre éstas y el Rio Tordera:
3) Bloque del Montnegre.

El bioclima de esta zona septentrional de la Cordillera Costera de los Catalánides es típicamente mediterráneo en sus modalidades marítimas (FOLCH et al, 1984) singularmente suaves y relativamente húmedas, con una precipitación total comprendida entre 500 y 600 mm anuales con el clásico minimo estival mediterráneo que instaura un periodo de aridez de 3 meses. Las temperaturas medias se mantienen siempre por encima de los 5°C.

La vegetación potencial es muy densa, aunque en la actualidad se halla fuertemente afectada por la actividad antrópica degradadora, perteneciendo la mayor parte del territorio a los dominios del Encinar (alzinar) Litoral típico (Quercetum ilicis galloprovinciale pistacietosum), y del Alcornocal (Sureda)(Quercetum ilicis galloprovinciale suberetosum) (FOLCH et al, 1984).
Las unidades forestales más difundidas en la actualidad en los terrenos graníticos del Sistema Litoral son los pinares de pino piñonero(Pi pinyer, Pinus pinea) y más subordinadamente los de pino de alepo (pi blanc, Pinus halepensis).

1.5. CONTEXTO GEOLOGICO.

El conjunto de afloramientos paleozoicos actuales revelan la geometría del Orogeno Herciniano, formado a finales de la Era Primaria (Fig. 1-3) y cuya finalización tuvo como consecuencia la formación de la Pangea que se desarrolló a finales del Carbonífero y que al parecer, prácticamente se mantuvo inalterada durante 100 millones de años, hasta el Jurásico inferior (WINDLEY, 1984)(Fig. 1.2)

Como ya se ha expuesto en el apartado anterior el Macizo del Montnegre forma una parte importante de las Cadenas Costeras Catalanas.

Los Catalánides junto a la Zona Axial Pirenaica constituyen los principales afloramientos hercinianos del NE de la Península Ibérica (Ver Figuras 1-3, 1-4, y 1-5).
Las Cadenas Costeras Catalanas están consideradas como un fragmento de la Rama Sur del Cinturón Orogénico Herciniano, el cual, junto a la Zona Axial Pirenaica y La Montagne Noire, parecen constituir una prolongación hacia el E de la Zona Astur Occidental Leonesa, aunque debe advertirse que presentan notables diferencias con ella (JULIVERT, 1979;JULIVERT y MARTINEZ, 1983).

La mayor parte de los afloramientos paleozoicos de las Cadenas Costeras Catalanas están formados por una importante serie de intrusiones plutónicas postectónicas, principalmente de composiciones granodioríticas, tonalíticas y monzograníticas (ENRIQUE,1978), aunque algunas dioritas, gabroides y rocas ultramáficas pueden hallarse como pequeñas masas dispersas.
Asimismo existe un importante enjambre de diques asociado a las rocas plutónicas constituído principalmente por pórfidos graníticos, granodioríticos y dioríticos. Hacia la Costa Brava (al NE de la zona estudiada) tienen gran importancia un conjunto de masas y diques felsíticos, a veces con apariencia riolítica.
Todas esas rocas muestran afinidades calcoalcalinas y los principales tipos rocosos son biotíticos o biotítico-hornblendicos, aunque en buena parte de los afloramientos de la provincia de Tarragona, (SERRA P.R., com pers) y algunos del Macizo del Montnegre contienen ortopiroxeno como mineral acce-soric

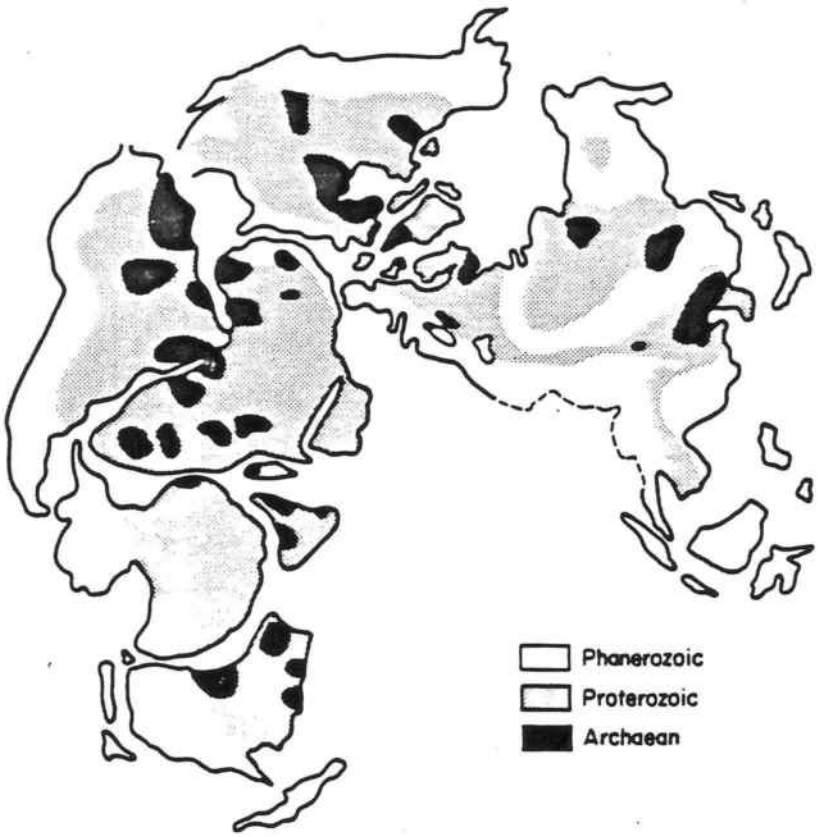


Figura 1-2 Mapa de los Continentes, anterior a la deriva, durante el Pérmico (WINDLEY,1984).

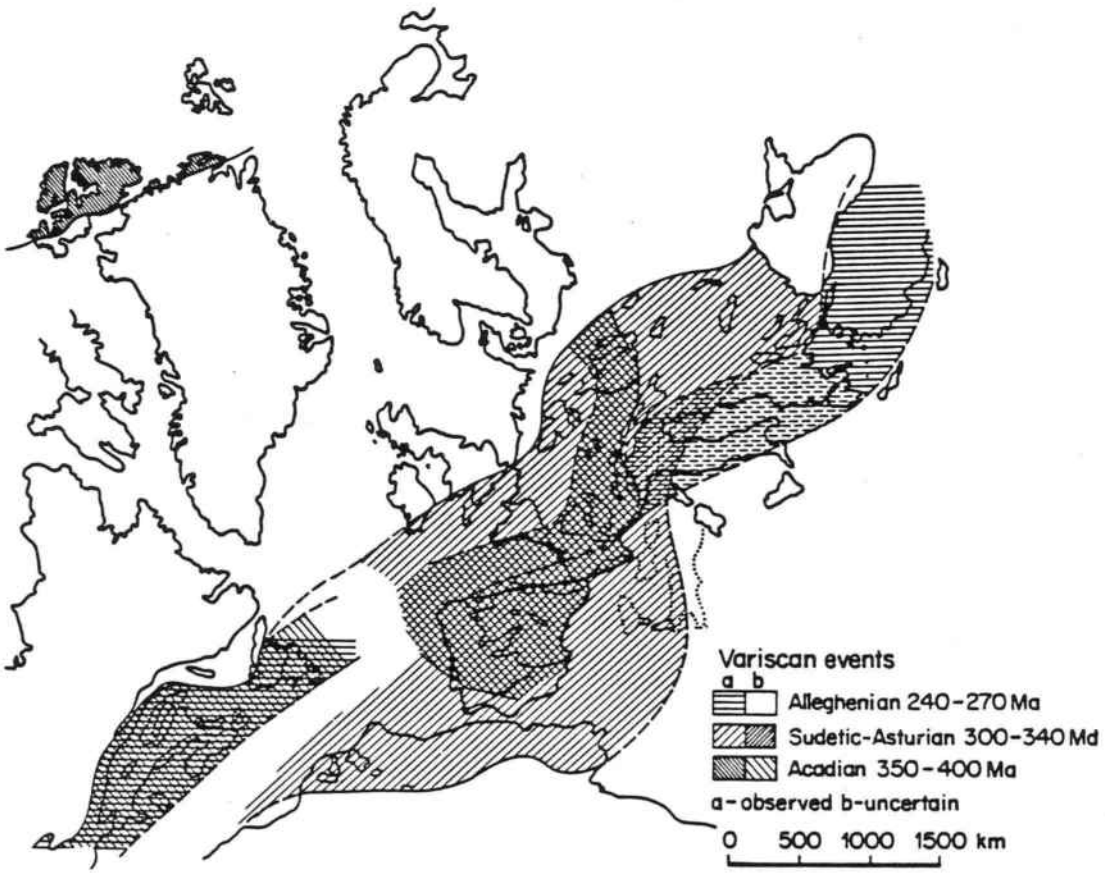


Figura 1-3 El Cinturón Orogénico Herciniano en Europa Occidental (WINDLEY,1984

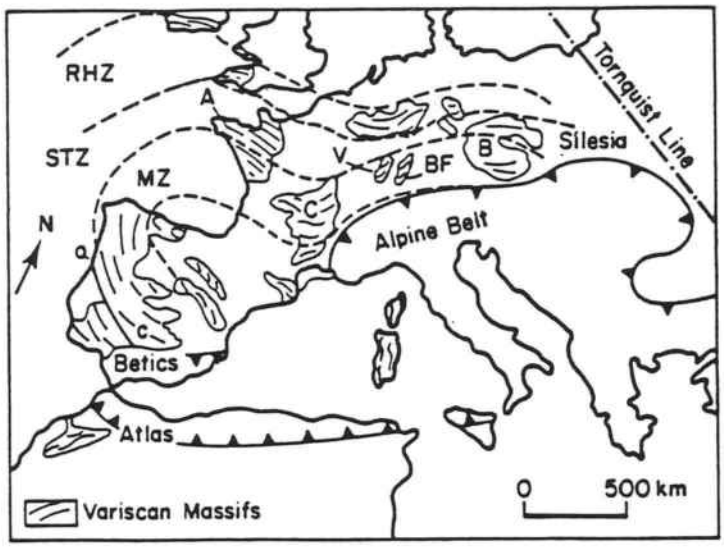


Fig. 1-4 Distribución de los principales afloramientos hercinianos en Europa Occidental. A: Macizo Armoricano. B: Macizo de Bohemia. BF: Selva Negra. Zonas: RHZ: Renohercínica. STZ: Saxoturíngica. MZ: Moldanúbica. (WINDLEY, 1984)

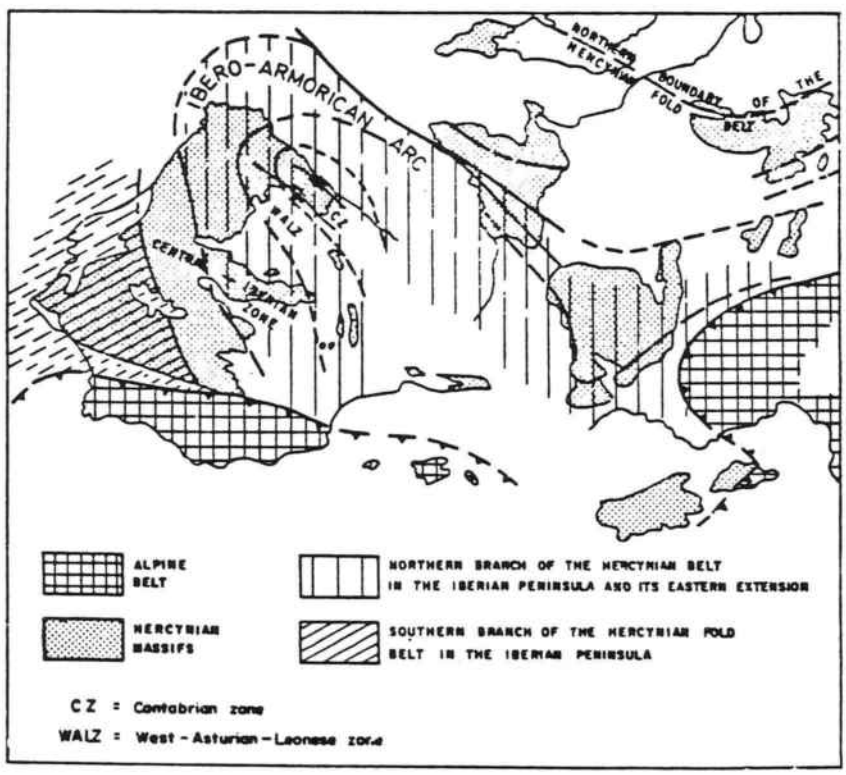


Fig. 1-5 Situación de los Catalánides respecto al Arco Ibero-Armoricano (JULIVERT, 1981).

Con respecto a la edad de las intrusiones de las Cadenas Costeras Catalanas las evidencias geológicas muestran que son post-viseenses (FONTBOTE y JULIVERT, 1952) y pre-triásicas.

Por otra parte cabe destacar, en los Prepirineos meridionales, la existencia de extensos afloramientos de rocas volcánicas calcoalcalinas de composiciones de andesita basáltica, andesita, dacita y riolita (éstas últimas a menudo de tipo ignimbrítico)(GISBERT, 1981; PUGA y FONTBOTE, 1979; MARTI,1982) Estas rocas podrían tener una relación petrogenética con los granitoides pirenaicos, de similar edad de emplazamiento (GISBERT, 1981).

En las Cadenas Costeras Catalanas, sin embargo, no se conocen sedimentos paleozoicos posteriores al Viseense, y por lo tanto cualquier relación entre el plutonismo y un posible volcanismo es especulativa.

Casi todos los granitoides de los Catalánides intruyeron en materiales de muy bajo grado metamórfico a los que produjeron una intensa aureola de contacto. Además, la existencia de cavidades miarolíticas en algunos leucogranitos sugiere un emplazamiento somero de las rocas plutónicas, viniendo indicado también por las características del metamorfismo de contacto (VAQUER,1972; VILADEVALL, 1975).

De acuerdo con las características que se acaban de exponer estas rocas parecen comparables a los granitoides calco-alcalinos del Macizo Ibérico, considerados por CAPDEVILA el al (1973) como de origen híbrido infra-basicortical.

De igual modo son similares tanto a los granitoides de los Pirineos "En macizos superiores" (AUTRAN et al, 1970),como a los de los batolitos corso-sardos tardi-hercinianos (DI SIMPLICIO et al, 1974; BRALIA et al, 1981)

Finalmente puede destacarse que, de distinto modo a lo que ocurre en el Macizo Ibérico y en los Pirineos, los granitos autóctonos y para-autóctonos son prácticamente inexistentes, aunque no obstante, se conocen algunos pequeños stocks tales como el leucogranito moscovítico sintectónico de Osor (VAN DER SIJP, 1951; DURAN et al, 1981).

2 CARTOGRAFIA

2. CARTOGRAFIA.

2.1. PROBLEMATICA GENERAL.

2.1.1. Aspectos teóricos.

La realización de una cartografía sobre materiales plutónicos puede obedecer a planteamientos diversos. De modo análogo a lo que sucede con las formaciones sedimentarias existen dos aspectos que se consideran fundamentales y que en la medida de lo posible deben quedar reflejados en la cartografía. Por una parte se puede pretender que los límites entre las distintas unidades separen rocas de edades distintas, y por tanto puede hacerse una cartografía cronológica. Por otra parte es posible cartografiar unidades distintas según su composición mineralógica o textural, es decir, considerando diferencias de tipo litológico.

Dado que las rocas plutónicas intrusivas se han originado por la consolidación de porciones de magmas emplazados en el interior de otras rocas preexistentes, la cartografía cronológica podría obtenerse en principio simplemente siguiendo los límites de los materiales magmáticos con los de la roca encajante. Para poder llevar esto a la práctica se requiere sin embargo que:

a) conozcamos bien las características de la roca intrusiva;
b) que las características entre esta roca y las de su encajante sean distintas, y
c) que el emplazamiento de la roca magmática se haya realizado en un único pulso, es decir, que toda ella sea sincrónica.

El caso más simple será aquel en que la roca intrusiva sea litológicamente homogénea y la roca encajante sea no magmática (y por tanto de características esencialmente inconfundibles) (Fig. 2-1).

Sin embargo una roca intrusiva emplazada en una pulsación magmática única no tiene por qué ser homogénea y por tanto sus heterogeneidades potenciales constituyen un factor de complicación en la cartografía cronológica (Fig. 2-2). (Es el caso de algunos plutones zonados. Ver por ejemplo STEPHENS et al, 1979).

Otro elemento de confusión que puede darse entre una masa magmática y su encajante no magmático, y por tanto en una situación aparentemente simple, es que la intrusión se haya producido en dos pulsos sucesivos y por tanto en dos tiempos distintos, aunque manteniendo sus características petrográficas prácticamente idénticas (Fig. 2-3). En este caso se tenderá a considerar erróneamente a toda la masa magmática como a una única intrusión sincrónica.

Si ahora consideramos que la roca encajante de la intrusión es otra roca plutónica el problema puede hacerse bastante más complejo por la similitud de características entre ambas rocas.
En el caso de que los contactos sean netos y las intrusiones homogéneas podremos distinguir:

1) el caso en que su composición y textura sean claramente distintos (Fig. 2-4). (Se tratará de una situación parecida a la de la Fig. 2-1, aunque puede quedar enmascarada por procesos de alteración o recubrimiento que pueden dar la sensación de variaciones graduales de una misma intrusión).
2) el caso de que tanto la intrusión como la roca encajante tengan la misma composición y textura (Fig. 2-5). En este caso, en situaciones de enmascaramiento de los contactos puede llegar a ser imposible el reconocer la la segunda intrusión, la cual solo podría ponerse de manifiesto de forma casual, utilizando, por ejemplo, métodos radiométricos. En caso de que el recubrimiento de los contactos fuera solamente parcial, la intrusión podría reconocerse por modificaciones de la textura cerca de los mismos o por otros criterios estructurales.

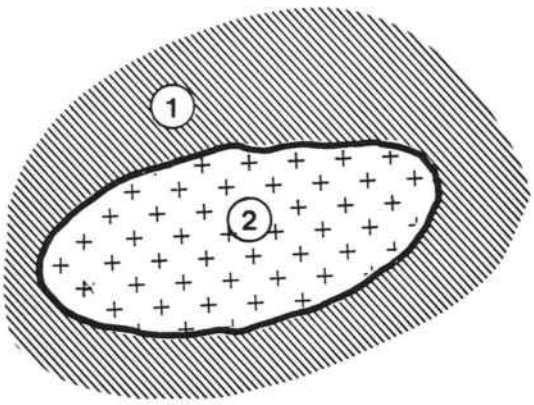


Fig. 2-1

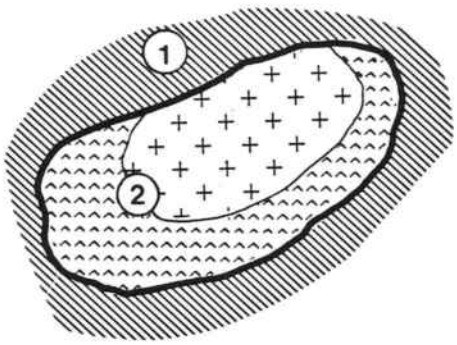


Fig. 2-2

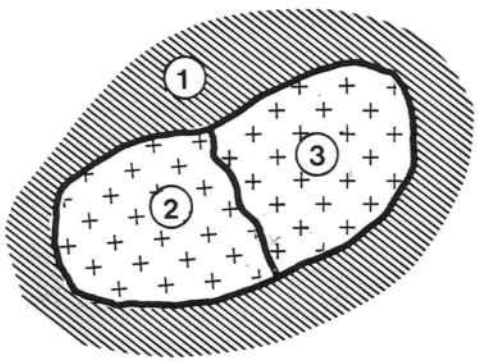


Fig. 2-3

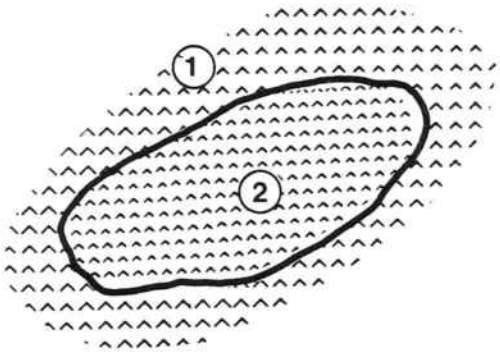


Fig. 2-4

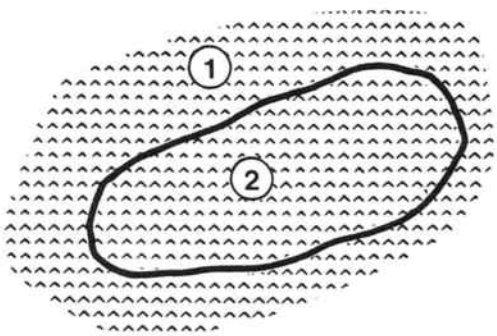


Fig. 2-5

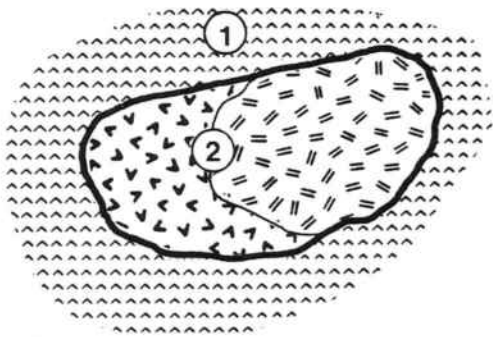


Fig. 2-6

Ver explicación en el texto.

límite cronológico.

contacto litológico brusco.

Si como se planteaba en la Fig. 2-2 la intrusión no fuera homogénea, podrían darse situaciones que llevaran a interpretaciones erróneas, por ejemplo las de las figuras 2-6 y 2-7.
En el caso de la Fig. 2-6 podría interpretarse que existen tres intrusiones en lugar de dos, mientras que en el de la Fig. 2-7 se podría suponer que el contacto pasa entre los tipos distintos y no por los límites cronológicos.

Hasta aquí hemos considerado situaciones relativamente simples ya que tanto los límites de la intrusión (cronológicos) como los de las diversas facies petrográficas son netas y tajantes. Sin embargo frecuentemente pueden darse situaciones en las que dichos contactos sean graduales. Así es verosímil suponer que una masa magmática heterogénea muy viscosa presente variaciones graduales de composición en el interior de la misma (Fig. 2-8).
De forma análoga puede suponerse que una masa intrusiva homogénea vaya intruyendo poco a poco en pulsos sucesivos dando contactos graduales y una importante diferencia de edad entre el primer pulso y el último (Fig. 2-9).
Evidentemente también podría darse el caso de diversos pulsos sucesivos con composiciones gradualmente distintas (Fig. 2-10).

Así pues, a título de ejemplo, podemos considerar algunas situaciones probables que pueden presentarse en el trabajo cartográfico, en relación a los límites cronológicos y litológicos de un complejo intrusivo:
Fig. 2-11 : Los límites litológicos y cronológicos coinciden. Se trata de un cuerpo plutónico compuesto por diversos plutones homogéneos, cada uno con una edad distinta

Fig. 2-12 : Los límites cronológicos y litológicos no coinciden:

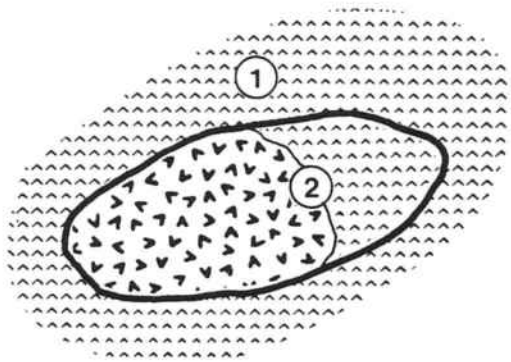


Fig. 2-7

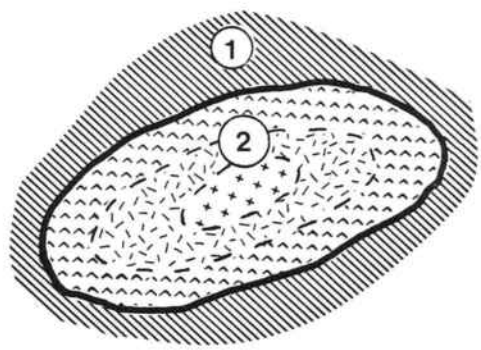


Fig. 2-8

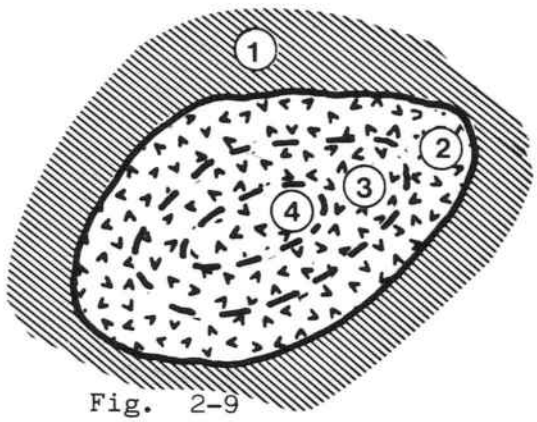


Fig. 2-9

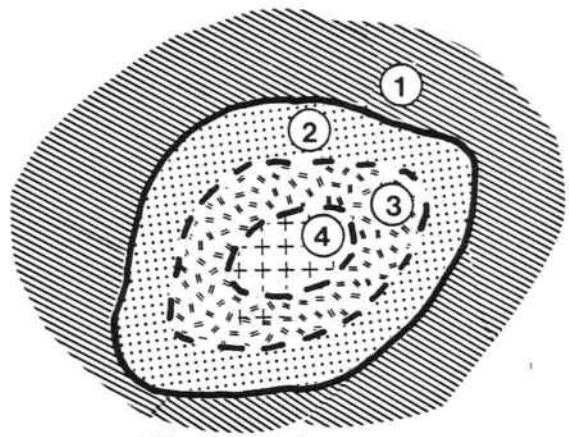


Fig. 2-10

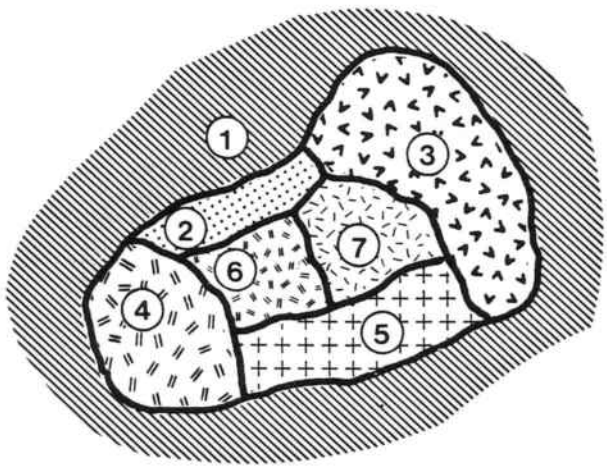


Fig. 2-11

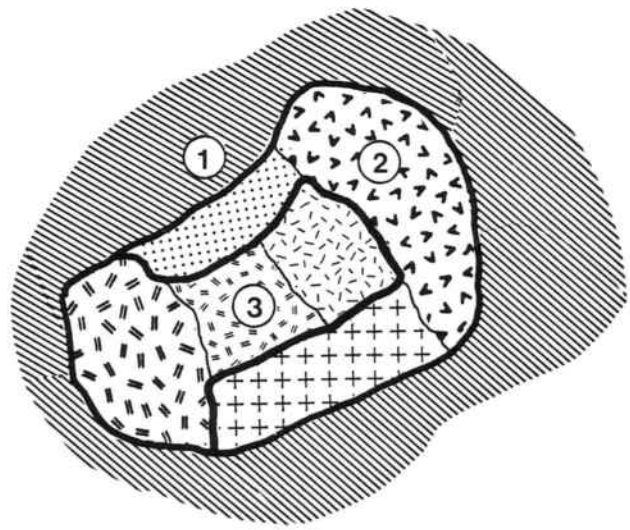


Fig. 2-12

Ver explicación en el texto.

límite cronológico coincidente con contacto litológico brusco o gradual, respectivamente.

contacto litológico brusco.

contacto litológico gradual.

Se trata de un cuerpo plutónico compuesto por dos plutones herogéneos cada uno con composiciones variables según la zona del plutón.

Fig. 2-13: Los límites litológicos y cronológicos no coinciden. Se trata de un cuerpo plutónico compuesto por dos plutones intrusivos petrográficamente iguales pero de edades distintas.

Fig. 2-14: Los límites litológicos y cronológicos no coinciden (o incluso podría decirse que están invertidos). Se trata de dos intrusiones diferenciadas gradualmente que están en contacto intrusivo por la zona de composición común.

Fig. 2-15: Un caso similar al anterior pero más complejo podría darse en un cuerpo plutónico compuesto por numerosas intrusiones zonadas gradualmente y con composiciones y diferenciaciones similares. En este caso podría dar el aspecto de una intrusión única, más o menos homogénea, con diversas diferenciaciones apicales ocupando el techo de la misma.

Con este planteamiento del problema en la cartografía de materiales ígneos intrusivos solo se ha querido advertir la posible complejidad teórica que debe tenerse en cuenta en el momento de estudiar un área determinada. Esta complejidad debe ser casi necesariamente una fuente de errores en áreas con un recubrimiento o meteorización importantes, o en zonas cuya cartografía se base en estudios de muestras recogidas con criterios estadísticos.

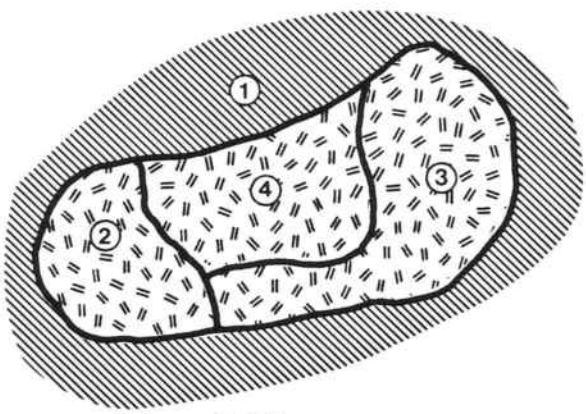


Fig. 2-13

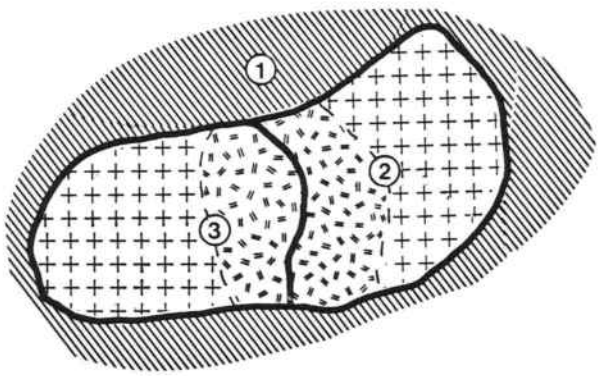


Fig. 2-14

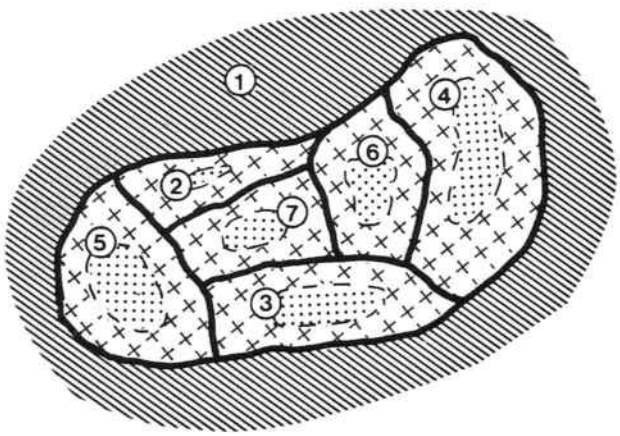


Fig. 2-15

Ver explicación de las figuras en el texto.

límite cronológico coincidente con contacto litológico brusco.

límite cronológico coincidente con contacto litológico gradual.

contacto litológico brusco.

contacto litológico gradual.

(1) roca encajante.

(2) (3) (4) etc: orden sucesivo de emplazamiento.

2.1.2. Aspectos prácticos.

El objetivo de conseguir una cartografía cronológica es de un interés petrogenético fundamental ya que intrusiones de aspecto semejante pueden estar separadas por un importante lapso de tiempo y por tanto ser consecuencia de procesos petrogenéticos muy distintos.
La utilización de datos temporalmente incongruentes puede hacer irresolubles los problemas concernientes a la génesis y emplazamiento de los magmas implicados.
Así pues la problemática en la cartografía de cuerpos intrusivos debe abordarse en dos aspectos principales:

I). Localización de los contactos intrusivos, es decir, de las superficies que en el momento de la intrusión representan la interfase entre la roca sólida preexistente y el magma que intruye.

II). Determinación de las zonas de cambio mineralógico o textural (sean graduales o bruscas), el significado de las cuales será distinto según coincidan o no con los límites de la intrusión.

I). Localización de los contactos intrusivos.- En la localización de las superficies de contacto intrusivo se pueden utilizar diversos criterios de campo de tipo textural o estructural, los cuales además suelen dar información sobre el orden cronológico de emplazamiento.
Algunos de los criterios utilizados se exponen a continuación:

a) Variaciones bruscas en el tipo petrográfico o en la textura

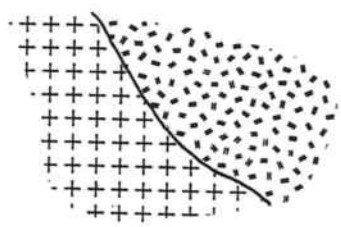


Fig. 2-16

(ver Fig. 2-16) suelen ser indicativas de un contacto de tipo intrusivo, aunque por sí solas no dan información sobre la cro-

nología relativa del emplazamiento. Existen excepciones a esta regla: por ejemplo, algunos enclaves o determinadas masas magmáticas pueden ser sincrónicos con la roca en contacto con ellos.

b) La emisión de apófisis o diques de un tipo petrográfico en otro, a partir de un contacto neto, generalmente nos indica un contacto intrusivo entre un magma y una roca consolidada, perteneciendo la apófisis al magma que intruye(ver Fig. 2-17). En este caso además queda resuelta la cronología relativa entre ambas rocas. Sin embargo pueden haber excepciones en el caso de enclaves o masas magmáticas sincrónicas con un elevado con - traste de viscosidades.

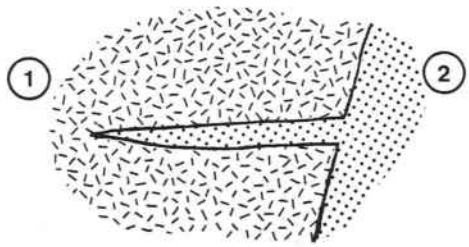


Fig. 2-17

c) La presencia de enclaves de una roca plutónica en el interior de otra, cerca de una superficie de cambio petrográfico brusco, igualmente suele indicar un contacto intrusivo con connotaciones cronológicas, siendo el enclave anterior (o sincrónico en algunos casos) a la roca que lo engloba (ver Fig.2-18).

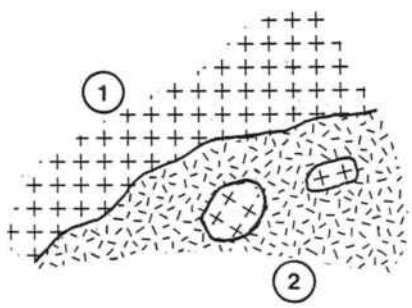


Fig. 2-18

d) El seccionamiento de las estructuras propias de de una roca magmática (bandeados litológicos, schlieren, enclaves, planos de fluidalidad, etc.) por un contacto en el que se produce un cambio brusco mineralógico-textural (sin signos de deformación tectónica) indica, en la mayoría de los casos, un contacto intrusivo con implicaciones cronológicas. (Ver Fig. 2-19).

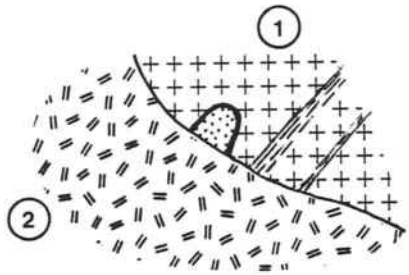


Fig. 2-19

e) La existencia de una superficie de discontinuidad petrográfica junto a la que se observan texturas de grano fino a muy fino (a veces porfídicas), generalmente indica el borde de una intrusión que se ha "congelado" al entrar en contacto con una superficie sólida a temperaturas inferiores a las de solidificación del magma. Este caso, por tanto, también tiene implicaciones de cronología relativa. (Ver Fig. 2-20).

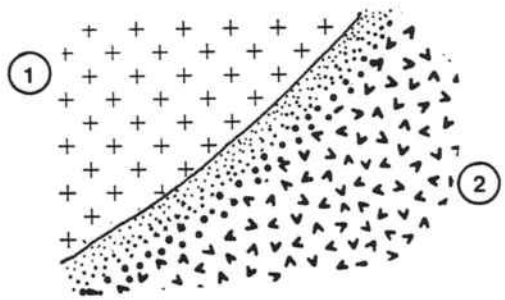


Fig. 2-20

f) La existencia de una superficie de discontinuidad petrográfica junto a la cual (a un lado de la misma) se observa una disposición,en planos paralelos a la discontinuidad,de los minerales con hábitos aplanados (micas, megacristales de feldespato potásico, etc), y una desorientación u orientación oblícua al otro lado de la superfície. Este caso también nos pone en evidencia la existencia de un contacto intrusivo con implicaciones cronológicas. (Ver Fig. 2-21).

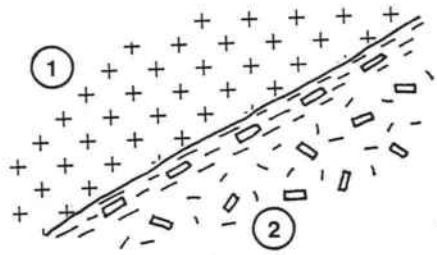


Fig. 2-21

g) La existencia de una superficie con "stockscheider" cuarzofeldespáticos, es decir con crecimientos en paralelo de esos minerales en una dirección perpendicular al contacto y hacia el interior de la masa en estado magmático, también nos definirá el contacto intrusivo y el orden de emplazamiento de las dos rocas plutónicas. (Ver Fig. 2-22).

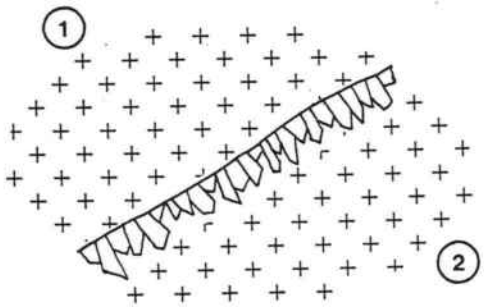


Fig. 2-22

2.2. METODOLOGIA Y MATERIAL.

A las complicaciones teóricas expuestas en el apartado anterior debemos añadir, en la zona estudiada, la dificultad adicional que representa el elevado porcentaje de recubrimiento edáfico y vegetal, así como el alto grado de meteorización que se observa en la casi totalidad de los afloramientos.

Partiendo de esta base el primer objetivo cartográfico ha sido el de establecer el mayor número posible de características macroscópicas de cada tipo rocoso que puedan ser identificables con facilidad, incluso en materiales en avanzado estado de meteorización.

Para ello, partiendo de un punto arbitrario del afloramiento, el procedimiento seguido en cada caso ha sido el siguiente:

1) Búsqueda de un afloramiento de la roca plutónica regional lo más inalterada posible.
2) Estudio detallado de sus características más manifiestas. Por ejemplo: mineralogía de la roca; forma o hábito, tamaño, cantidad, color y tipo de alteración de los minerales más prominentes; tamaño de grano y textura de la roca; presencia, tipo, cantidad y tamaño de enclaves; schlieren, bandeados u otras estructuras internas facilmente reconocibles; color general de la roca; aspecto general de la roca meteorizada; etc.
3) En un afloramiento apropiado (en el caso óptimo, en una cantera), estudio de las transformaciones progresivas de la roca, visibles a simple vista, debidas a la meteorización. A continuación, ya en la roca intensamente meteorizada, selección de la características que aún permiten la identificación de la roca original.
4) Elección de un símbolo simple capaz de transmitir la mayor información característica posible, para ser utilizado sobre el mapa topográfico en cada afloramiento elegido.

5) Programación de itinerarios con trayectorias de alejamiento desde el punto de la definición del tipo o facies petográfica. En cada nuevo buen afloramiento redefinición del tipo hallado y comparación con los precedentes.

Siguiendo este método ha podido constatarse que en unos casos tras una persistencia muy constante de la mayoría de las características se produce un cambio brusco en todas ellas, pasándose a un tipo rocoso totalmente distinto. Concentrando la atención en esas zonas límite, generalmente poco aptas para la observación petrológica por recubrimientos, ha podido verse que algunas veces corresponden claramente a contactos de tipo intrusivo.

En otros casos se observa el cambio más omenos brusco de alguna de las características principales pero manteniéndose casi invariables las demás (por ejemplo, la práctica desaparición de un mineral cuya presncia se utilizaba como guía).

Otras veces el conjunto de características sufre una variación más o menos gradual en una dirección. En estos casos el límite cartográfico es algo arbitrario y generalmente no debe corresponder con contactos intrusivos sino más bien a variaciones composicionales en el interior de una intrusión única.

También pueden hallarse otros casos en los cuales puede darse una gran variabilidad en la textura, o incluso en el porcentaje de ciertos minerales, aunque la composición global y el aspecto general de la roca se mantiene bastante uniforme. Generalmente en estas situaciones (por ejemplo en tipos leucograníticos), es practicamente imposible la cartografía de tales variaciones ya que suele ocurrir a muy pequeña escala. Normalmente estos tipos parecen constituir, no obstante, intrusiones únicas y se han cartografiado como un conjunto, o separando subunidades por predominancia de ciertas características sobre otras.

En lo que respecta a la cartografía de las rocas filonianas se ha presentado una problemática particular condicionada:

a) por la menor información petrográfica que puede obtenerse de su estudio macroscópico, a consecuencia de estar constituídas en parte por una matriz afanítica.
b) por su modo de yacimiento, generalmente en diques.
c) por sus relaciones geomorfológicas con la roca encajante.
d) por el recubrimiento de muchos afloramientos por una vegetación densa.

Debido a ello el método utilizado en la cartografía ha sido, en gran parte,distinto al utilizado en la cartografía de las rocas plutónicas. No obstante, inicialmente se han usado los mismos itinerarios en el campo, intersectando de forma casual las rocas filonianas. En cada afloramiento de dichas rocas se ha actuado del modo siguiente:

1) Descripción de sus características más manifiestas (microestructura, mineralogía de los fenocristales, color, meteorización, enclaves, etc.).
2) En los casos posibles determinación de su dirección y buzamiento aproximados.
3) Determinación aproximada de su espesor aparente (según la dirección en que el dique es intersectado por el camino seguido).
4) Elección de un símbolo simple, lo más descriptivo posible que caracterice a las rocas halladas, para utilizarlo en el mapa topográfico.

Usando este procedimiento en un gran número de afloramientos han podido observarse una serie de características, propias del área estudiada, y que se han tenido en cuenta al completar la cartografía de las rocas filonianas. Las más destacables son las siguientes:

A.- Los diques presentan una marcada orientación preferente, aunque su dirección puede variar facilmente hasta 30-40° en pequeñas distancias.

B.- La inclinación de los diques suele ser subvertical, pero es frecuente que un mismo dique presente buzamientos que varíen desde 90° hasta aproximadamente 60° (excepcionalmente hasta 45°).

C.- El espesor más frecuente de los diques principales se halla comprendido entre 10 y 20 m pero pueden variar desde algunos centímetros hasta más de 100 m , pudiendo ocurrir esto en un mismo dique en distancias relativamente pequeñas.

D.- Generalmente los diques principales se mantienen como unidades independientes a largo de centenares de metros o incluso en algunos kilómetros. Sin embargo, a veces pueden subdividirse en dos o en varios diques subparalelos (excepcionalmente también se han observado ramificaciones perpendiculares).

E.- Generalmente la composición de los diques es relativamente uniforme, pero en algunos casos puede cambiar lateral o verticalmente de modo importante.

D.- Las relaciones geomorfológicas de los diques con la roca plutónica encajante pueden variar en función de diversos factores. Principalmente se han observado los siguientes casos:

I. El dique produce un resalte (o una cresta) al erosionarse menos que la roca encajante. Es una situación común de los pórfidos graníticos en un encajante granodiorítico o tonalítico. (Ver Fig. 2-23).

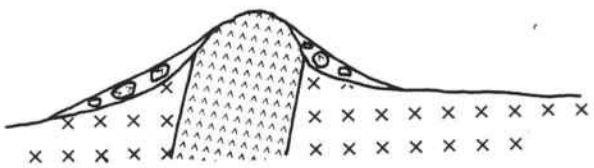


Fig. 2-23

En este caso, si el dique no es cortado transversalmente por un camino que permita ver la roca encajante, se tenderá a exagerar bastante su espesor ya que los bloques desprendidos por la erosión recubren el afloramiento a ambos lados del dique y pueden ser facilmente tomados por el mismo dique "in situ".

II. El dique es menos resistente a la erosión que la roca encajante y por tanto su superficie queda en una posición deprimida y generalmente oculta por derrubios (ver Fig.2-24).

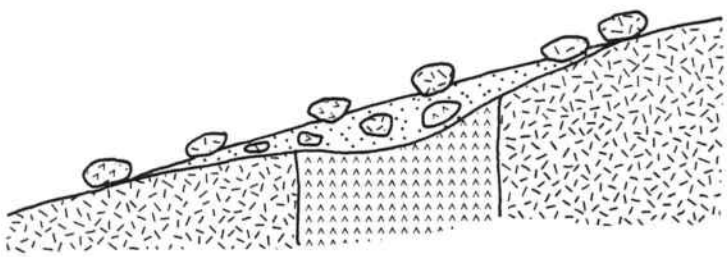


Fig. 2-24

En este caso si el dique no es cortado en profundidad por una pista o por otro seccionamiento importante del terreno, puede pasar facilmente desapercibido. No obstante, en general hay una cierta abundancia de bloques sueltos en los alrededores del dique que pueden ponerlo de manifiesto.

III. El dique (relativamente ancho) presenta junto a la roca encajante unas facies de matriz muy fina, más resistentes a la erosión que ésta, mientras que las facies centrales del dique son facilmente disgregables. En este caso un dique puede producir dos crestas paralelas que pueden ser tomados por dos diques estrechos (sobre todo en un estudio preliminar basado en foto aérea).(Ver Fig. 2-25).

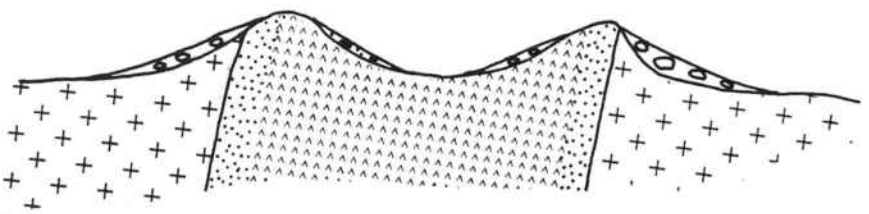


Fig. 2-25

Es una situación común en diques de pórfido granítico bastante potentes, intruídos en granodioritas o tonalitas.

IV. Un dique muy ancho con matriz relativamente gruesa, facilmente meteorizable, con facies de borde de grano fino poco desarrolladas. El comportamiento frente a la erosión es muy similar al de la roca encajante y no se produce ningún resalte. Es un caso común de diques potentes de pórfido granítico o granodiorítico intruídos en granodioritas o tonalitas. (Ver Fig. 2-26).

En estas situaciones, cuando la roca está muy meteorizada, los diques pueden pasar muy facilmente desapercibidos a pesar de ser los de mayores dimensiones.

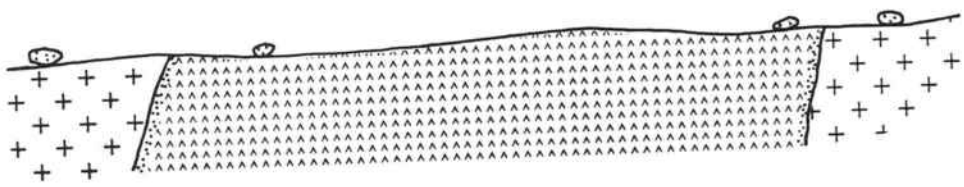


Fig 2-26

V. Una serie de potentes diques paralelos producen un resalte común. Este caso puede ser una fuente de errores importantes de no existir afloramientos apropiados (tales como carreteras o pistas a distintos niveles) que permitan ver la roca encajante, pues la existencia de abundantes derrubios procedentes de los diversos diques puede hacer suponer que se trata de una masa única (ver Fig. 2-27).
Por tanto, en ese caso, en función de las condiciones de afloramiento podrían darse dos interpretaciones completamente distintas tales como las de las figuras 2-28a y 2-28 b.
A modo de ejemplo podemos ver dos interpretaciones cartográficas distintas de la Montaña de Sant Mateu (Maresme):

a) Según Almera (1914). (Fig. 2-29).

b) Según este trabajo. (Fig. 2-30).

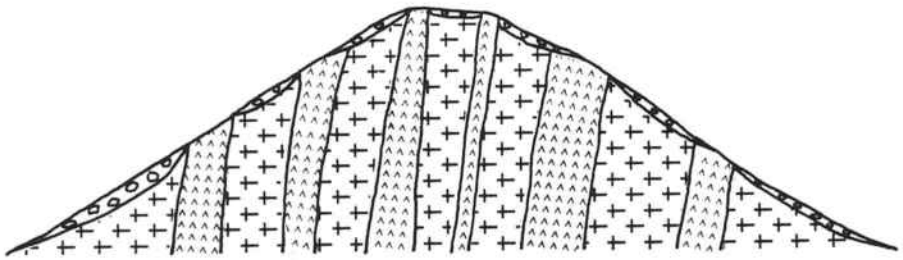


Fig. 2-27

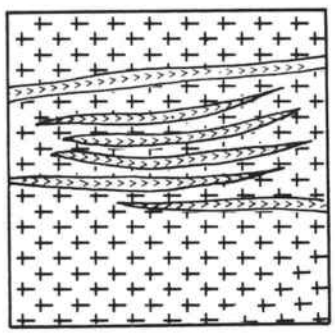


Fig. 2-28 a

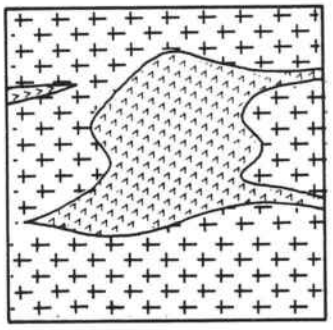


Fig. 2-28 b

2.2.1. Material utilizado.

En la realización de la cartografía geológica a escala 1:25.000 se ha partido de los planos topográficos del Area Metropolitana de Barcelona a escala 1:25.000 con equidistancia de las curvas de nivel de 25 m , para la presentación de la síntesis del trabajo definitivo.

En el trabajo de campo, para la recogida de datos, se han utilizado los planos topográficos del Area Metropolitana de Barcelona a escala 1:10.000 con equidistancia de las curvas de 5 m.

Como elementos auxiliares en el estudio de los afloramientos, acceso a los mismos, delimitación de los recubrimientos cuaternarios, seguimiento de algunos diques y contactos, etc, se han usado las fotografías aéreas para visión estereoscópica a escala aproximada 1:15.000 y 1:20.000 de la Diputación Provincial de Barcelona.

Dada la buena calidad de los planos topográficos, la situación de los afloramientos ha podido realizarse en la mayoría de los casos con bastante precisión mediante la utilización de brújula y altímetro (altímetro Thommen 5000, precisión ~10 m), a pesar de la escasa visibilidad de conjunto en muchas zonas de bosque.

Para mayor comodidad en la representación y localización de los datos, los mapas 1:10.000 se han subdividido en recuadros de 0,25 Km^2 (0,5 Km X 0,5 Km) siguiendo líneas de proyección UTM.

Partiendo de esta base se ha intentado obtener una información mínima por recuadro de 0,25 Km^2 para toda la extensión del afloramiento objeto del estudio (aprox. 500 Km^2).

Sin embargo la gran complicación hallada en determinadas zonas y la homogeneidad aparente en otras, ha obligado a invertir gran parte del tiempo en obtener el máximo de información en las áreas complejas, reduciendo al mínimo la información en áreas más simples.

2.2.2. Realización práctica de la cartografía.

El modo práctico de operar en la obtención de los datos cartográficos ha seguido los siguientes pasos:

1.- Delimitación del afloramiento de las rocas hercinianas. Debido a que estas rocas limitan en la casi totalidad del área estudiada con depósitos cuaternarios que rellenan los fondos de los valles o las depresiones costera o prelitoral,

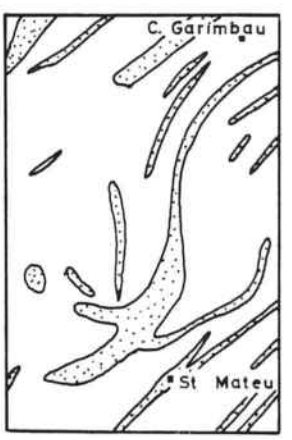


Fig. 2-29

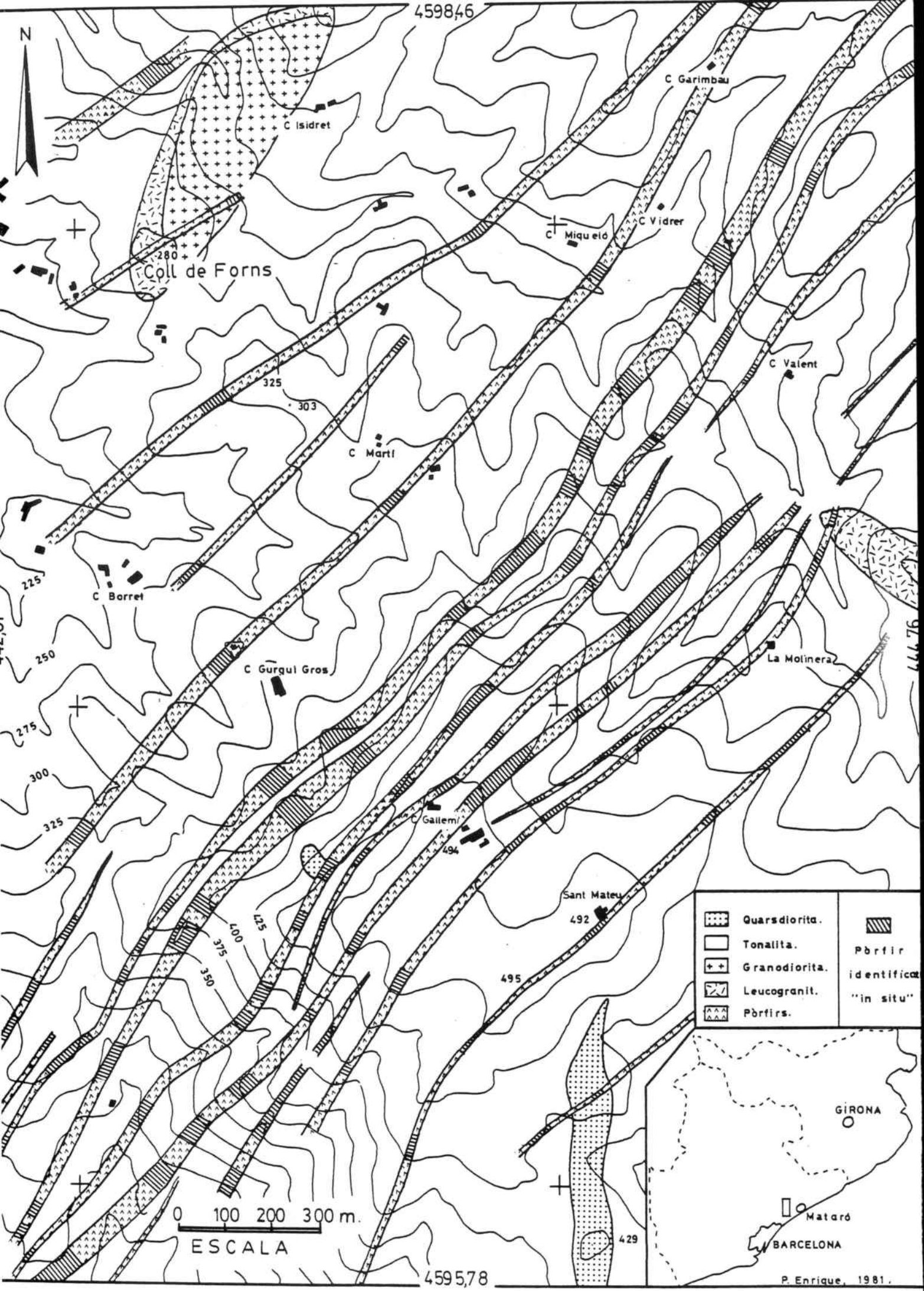

459846
N
C Garimbau
C Isidret
C Vidrer
C Miquelo
280
Coll de Forns
325
303
C Valent
C Martí
225
C Borrell
250
C Gurgui Gros
La Molinera
275
300
325
Gallemí
494
Sant Mateu
492
400
375
350
425
495
Quarsdiorita.
Tonalita.
Granodiorita.
Leucogranit.
Pòrfirs.
Pòrfir identificat "in situ"
GIRONA
Mataró
BARCELONA
0 100 200 300 m.
ESCALA
429
459578
P. Enrique, 1981.

Fig 2-30

los contactos han podido determinarse generalmente con una precisión aceptable mediante el estudio estereoscópico de los cambios de pendiente, con las fotos aéreas, trasladándose simultáneamente sobre el mapa 1:10.000.

2.- Mediante la utilización de la foto aérea, programación de itinerarios accesibles (basados en el reconocimiento de caminos, pistas recientes, etc.) con una superposición mínima, es decir, cubriendo una superficie máxima en una distancia mínima recorrida. Estos itinerarios, por tanto, deben seguir preferentemente trayectorias cerradas con punto de origen y final coincidentes. La realización de travesías disminuye mucho la relación entre la superficie nueva estudiada y la distancia recorrida pues generalmente existe una gran superposición de los itinerarios en los accesos a las mismas.

3.- Realización de los itinerarios previstos con descripción del mayor número posible de afloramientos, situando en el plano el símbolo correspondiente, y localizando los datos de mayor interés en los recuadros base (0,5 Km X 0,5 Km) con sus coordenadas UTM.

4.- A partir del mayor número posible de datos, interpolación de las líneas de discontinuidad elegidas en cada caso (contactos intrusivos, diferencias mineralógicas o texturales, diques, etc). En casos de discontinuidades con direcciones muy constantes se ha extrapolado en cierta medida, aunque este modo de operar ha preferido evitarse en lo posible.

2.3. DEFINICION DE LOS TIPOS CARACTERISTICOS CARTOGRAFIADOS.

A pesar de que simultáneamente a la cartografía se ha ido llevando un control de composición petrográfica (análisis modales) y químico (análisis de elementos mayores) los criterios fundamentales en la delimitación de las unidades se han basado en el reconocimiento de propiedades características y constantes de cada tipo perceptibles a simple vista y reconocibles en casi cualquier tipo de afloramientos.

Una descripción completa se los símbolos utilizados en la cartografía 1:10.000 se da en la tabla 2-1. Con ellos se ha tratado de transmitir el máximo de información esencial del tipo de roca de cada afloramiento, con la máxima simplicidad del símbolo.

Así pues el mapa"simbológico" a 1:10.000 recoge mucha mayor información que la cartografía 1:25.000, la cual se ha realizado mediante una simplificación de algunos de los tipos representados a 1:10.000.

Muchas de las simplificaciones me ha parecido que no comportaban ningún cambio esencial en el tipo petrográfico, sino que más bien deben representar variaciones o heterogeneidades locales, dificilmente cartografiables, dentro de una misma intrusión (o dentro de un determinado tipo relativamente homogéneo). Así, algunas representan diferentes contenidos en máficos (dentro de unos intérvalos normales para la roca), o diferencias texturales graduales.

Finalmente los tipos resultantes han sido objeto de muestreo en los afloramientos más inalterados hallados, y se han determinado sus composiciones químicas y mineralógicas, las cuales han permitido contrastar y verificar la homogeneidad química de los tipos cartografiados, que ha resultado ser bastante notable (Ver capítulo de Geoquímica).

2.4. DATOS CARTOGRAFICOS.

Los datos puntuales referentes a los afloramientos de las rocas plutónicas, filonianas y metamórficas, mediante la simbología explicada en el apartado anterior, se ha relizado sobre los planos topográficos a escala 1:10.000. Estos planos se han dividido en recuadros contiguos de 1.5 x 2.5 Km (3.75 Km^2) según las coordenadas de proyección U.T.M.

Los recuadros, numerados del 1 al 176, se hallan situados en un mapa director a escala 1:100.000 (Apéndice-4, tomo-II).

2. 5. UNIDADES PLUTONICAS CARTOGRAFIADAS.

Desde un punto de vista cartográfico se han distinguido entre "tipos plutónicos" y "unidades plutónicas"

Se han considerado del mismo tipo plutónico a todas las rocas con unas mismas características macroscópicas (tales como las que han sido definidas en la tabla 2-1.

En cambio, se han considerado como unidades plutónicas a todas las rocas de un mismo tipo plutónico que presentan un afloramiento cartográfico contínuo (exceptuando las interrupciones debidas a pequeños recubrimientos cuaternarios).

Asimismo, en base a observaciones de tipo petrográfico se ha considerado posible asociar los distintos tipos y unidades plutónicas, en unidades de orden superior o gropos. Sin embargo, con los conocimientos actuales del área estudiada y de las adyacentes, no parece posible saber hasta qué punto estos grupos podrían corresponder con las "superunidades" de COBBING & PITCHER, (1972), en el sentido de representar tipos rocosos consanguíneos.

En relación con este último punto se han hecho las siguientes observaciones:

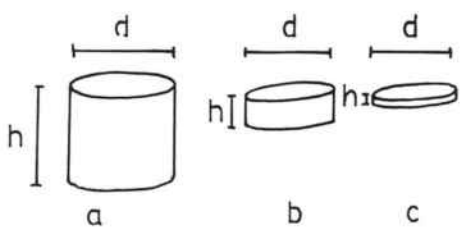
1) Prácticamente todos los tipos rocosos plutónicos (excepto los gabroides, en gran parte) contienen biotita, es decir, ésta se halla presente en el 99.9 % de los afloramientos.

2) Por otra parte, si imaginamos los cristales de biotita inscritos en un cilindro de diámetro d y altura h se pueden considerar 3 hábitos principales del mineral:

a) $h \geqslant d$:hábito prismático.

b) $h < d$:hábito tabular.

c) $h \ll d$:hábito laminar o escamoso.



Pues bien, ha podido constatarse que la mayoría de los tipos plutónicos del SW del área estudiada contienen biotita prismática en cristales de longitud considerable (hasta de 1 cm, o más), mientras que las del NE son únicamente de hábito tabular o escamoso.

Concretando más, se puede establecer una línea que nos marca el límite hacia el N de los tipos con biotita prismática (línea-B), y que aproximadamente coincide con la banda de materiales paleozoicos del Montnegre.

ESta línea permite dividir las rocas plutónicas en dos grupos cartográficos (que como se verá en el capítulo de Geoquímica, no coincide exactamente con la división definitiva):

- El grupo del Sector S del Montnegre ("Sector-S") con gran predominio de afloramientos con biotita prismática (excluyendo la mayoría de las facies leucograníticas,el área ocupada por la biotita prismática en este sector representa aproximadamente el 96% de su superficie total)

- El grupo del sector N del Montnegre ("Sector-N"), sin biotita prismática.

Otras diferencias que pueden facilmente observarse y que apoyan la división realizada son las siguientes:

- En el sector-S del Montnegre abundan los granitoides con hornblenda, en grandes cristales prismáticos idiomorfos, mientras que en el sector-N son inexistentes.

-En el sector-S son muy abundantes las rocas hipabisales (Ver Mapa-2,apéndice-4)(aunque no tienen una distribución homogénea),mientras que en el sector N son muy escasas.

- La proporción del afloramiento ocupados por las rocas graníticas y leucograníticas frente al resto de rocas plutónicas,es muy distinta en el SEctor-N y en el Sector-S :

  * Sector-N : 61%
  * Sector-S : 4%

(Ver la tabla 3-1 y las figuras 3-5,a,b y c)

Los tipos plutónicos y las áreas ocupadas por sus afloramientos respectivos pueden verse en la tabla 3-1.

Estos tipos se han subdividido en las siguientes unidades cartográficas:
SECTOR-S:

* Tipo-D
- Unidad de Can Capa (Dosrius).
* Tipo-QDH
- Unidad de Teià.
- Unidad (W de Sant Mateu) de Can Gallemí.
- Unidad de Can Masuet (El Far).
* Tipo-H
- Unidad de Sant Mateu-Dosrius-Canyamars.
- Unidad de Pineda-Calella (Tipos- hh y H).
* Tipo-BH
- Unidad de Tiana-Montornés-La Conrería.
- Unidad de Llavaneres-Mataró-Arenys.
- Unidad de Vallgorguina-Rupit.
- Unidad de Tapioles-Sant Celoni.
* Tipo-B
- Unidad de Vallensana-Montornés.
- Unidad de Cabrera.
- Unidad de Orrius-Llinars-Vilalba-Olzinelles-Mont Alt-Vallalta-Sant Pol.
* Tipo-bB
- Unidad de Serra Ameia (Orrius).
- Unidad de Can Cosí-El Trull (Corredor)
* Tipo-M
- Unidad de Céllecs.
- Unidad del Puig Calvell.
- Unidad del Mont Cabrer.
- Unidad del Castell de Burriac-Roques d´en Vivó.
- Unidad del Puig Rodó (Vilalba Sasserra).
- Otras diversas unidades de pequeño tamaño (Parent Rost, La Roca, etc.).

SECTOR-N:

* Tipo-Ctd (o Pdt)
- Unidad W-Can Caselles (Orsavinyà).
- Unidad W-de la Mina de Can Montsant (orsavinyà)
* Tipo-g
- Unidad de Can Rec (Orsavinyà)(Tipo-gA)
- Unidad de Can Caselles.
- Unidad de la Mina de Can Montsant.
* Tipo-Dopx
- Unidad de Can Camps (Orsavinyà).
* Tipo-Dh
- Unidad de Can Vilà (Orsavinyà).
- Unidad de Can Fontrodona.
* Tipo-FK
- Unidad de Tordera-Palafolls.
* Tipo-Gbm
- Unidad de Roca Miralles.
* Tipo-Gb°
- Unidad de La Batllòria-Raminyó-Fogars (o del Montnegre Septentrional).
* Tipo-Gb·
- Unidad de Roca Rossa-Can Riera-Can Xifrè (o del Montnegre Central).

Como comentario final de este apartado cabe señalar que las unidades cartografiadas y los tipos plutónicos definidos tienen manifiestas similitudes a las "unidades litodémicas" propuestas por la "North American Commission on Stratigraphic Nomenclature" en el "North American Stratigraphic Code" (1983).

Sin embargo, ajustar estrictamente la definición de Litodema a los "Tipos

plutónicos" o a las "Unidades plutónicas cartográficas" utilizados en este trabajo, es problemático ya que más que simplificar podría complicar la problemática relativa a la cartografía de estas rocas.

Por una parte si se hace equivaler la definición de"Litodema" a la de "Tipo plutónico", se observa una coincidencia en todos los requisitos fundamentales pedidos por dicha definición (homogeneidad interna, características litológicas distintivas, posibilidad de ser cartografiado, etc), pero, en la práctica nos obliga a considerar como a un conjunto único a todas las rocas de ese mismo tipo con afloramientos separados, los cuales podrían representar intrusiones distintas, y por tanto no es conveniente considerarlos idénticos.

Por otra parte, si se hace coincidir el término "Litodema" con el de "Unidad plutónica cartográfica", considerado en este trabajo, también se obtiene cierta equivalencia, pero en este caso todas las rocas del mismo tipo (aunque de intrusiones posiblemente distintas) quedan sin posibilidad de ser considerados como una unidad de rango superior, ya que el término de orden inmediatamente superior de "serie" ("suite") debería abarcar rocas de tipos distintos.

En consecuencia, en mi opinión, aunque las características requeridas en la definición de litodema son las fundamentales en la cartografía, la problemática de las rocas plutónicas en áreas distintas es bastante diversa y la aplicación de unidades rigidamente definidas, no parece ser por el momento, de una utilidad generalizada.

En cualquier caso, en este trabajo, he preferido utilizar la terminología que me ha resultado más simple y menos ambigua, teniendo en cuenta las particularidades de esta zona concreta.

TABLA 2-1

DESCRIPCION DE LOS SIMBOLOS UTILIZADOS EN LA CARTOGRAFIA 1 : 10.000

A	Aplitas. Diques mayores de 0,3 m de espesor (aprox).
a	" " menores " " " " .
Ab	Facies aplítica del granito del Montnegre (con biotita escamosa).
B	Roca granuda de apariencia granodiorítica caracterizada por la presencia de prismas hipidiomorfos de biotita, muchos de ellos con una longitud superior á su anchura. No contienen otro máfico esencial.
BB	Roca similar al tipo anterior en el que se destaca una mayor abundancia en biotita, aunque por su aspecto general suele presentar mayor afinidad hacia el tipo BH.
b	Roca granuda de apariencia granítica o granodiorítica caracterizada por la presencia de biotita con hábito laminar; rara vez contiene algún prisma.
bb	Roca similar al tipo anterior aunque claramente más rica en biotita laminar, más grisácea y más rica en enclaves microgranudos.
Bb ó bB	Roca de aspecto granodiorítico o granítico con una apariencia heterogranular producida principalmente por la existencia de biotita en dos hábitos distintos: gruesos prismas , y pequeñas pero abundantes láminas.
BH	Roca similar al tipo H pero con una proporción muy pequeña de cristales hipidiomórficos de hornblenda.
B(H)	Roca de aspecto granodiorítico que presenta algunos antiguos cristales de hornblenda que han sido pseudomórficamente reemplazados por biotita. Por lo demás es similar al tipo B.
ba	Baritina.
C	Afloramiento cubierto por materiales cuaternarios o actuales.
C( )	Derrubios cuaternarios con bloques de un cierto tipo de roca, por ejemplo: C(P), en este caso con fragmentos de pórfido.

ca Calcita, generalmente en filones.

ca Calcita espática.

Cao Zonas arcillosas, blanquecinas, ricas en $CaCO_3$, generalmente asociadas a brechas de falla.

cd Cordierita.

cl Clorita.

Cu Minerales de cobre.

D Rocas plutónicas gris oscuras, de grano medio a fino, de aspecto diorítico y generalmente ricas en biotita y/o hornblenda.

d Rocas con afloramiento filoniano (en diques) de aspecto diorítico o diabásico, de grano fino a medio y de color gris oscuro a negro.

Db
Dh
D_{opx} Rocas del tipo-D con algún mineral muy manifiesto o característico (biotita, hornblenda, ortopiroxeno, etc).

di Diópsido.

E Enclave de tamaño considerable de tipo microgranudo. Generalmente se refiere a los enclaves del"granito del Montnegre".

e Enclave de tamaño considerado normal según el tipo de roca en el que se halle.

emi Enclave microgranudo.

emet Enclave metamórfico.

emig Enclave migmatítico.

EE ó ee Enclaves muy numerosos.

$\underline{E}$ ó $\underline{e}$ Enclave de gran tamaño, considerado superior al normal.

Eh; EH; eh; eH Enclaves con un contenido apreciable en hornblenda.

F Felsita (sin estructuras fluidales observadas).

FR Felsita riolítica (con estructuras fluidales).

Fa Falla (observación del plano de falla, o más frecuentemente de los materiales brechificados asociados).

Fe Minerales de hierro.

Fl Fluorita (filones).

flog Flogopita.

FK Roca de aspecto granodiorítico o granítico, de grano medio a grueso, con biotitas laminares y cuarzos globulares, que presenta megacristales de feldespato potásico relativamente abundantes de unos 2 a 4 cm aproximadamente.

G Granitoide indiferenciado.

GA Granito aplítico.

Gb Granito tipo del Montnegre, con escasa biotita en láminas y abundante feldespato potásico, generalmente rosado.

Gb Granito del Montnegre de grano fino.

Gb " " " " " medio.

Gb " " " " " grueso.

Gb-P " " " (tránsito a pórfido).

Gd Granodiorita indiferenciada.

Gf Granófido.

GfR Roca de color rojizo, cloritizada, y en parte con microestructura micrográfica en la matriz.

Gre Greisen. Roca de alteración compuesta básicamente por moscovita y cuarzo, de color verdoso (frecuentemente contiene pirita).

g Gabroide indiferenciado. Rocas generalmente constituídas por plagioclasa y anfíboles.

gA Gabroide con grandes anfíboles poikilíticos.

gra Granate.

graf Material grafitoso.

H Roca de apariencia tonalítica o granodiorítica de grano medio-grueso caracterizada por su abundancia en grandes prismas de biotita (como los del tipo-B), y por la presencia relativamente abundante de grandes cristales idiomorfos prismáticos de hornblenda negra. La hornblenda es facilmente distinguible en la mayoría de afloramientos hasta elevados estados de meteorización, volviéndose entonces de un color verde más o menos oscuro.

< H	Roca del tipo anterior que presenta una proporción apreciablemente menor de cristales de hornblenda.
h	(detrás del símbolo de un tipo rocoso determinado): indica una roca con pequeños cristales de hornblenda, generalmente en pequeños prismas alargados.
hh	Roca de aspecto granodiorítico o tonalítico, rica en hornblenda, la cual se presenta en cristales generalmente pequeños y poco prominentes.
hyd	Zonas de alteración hidrotermal.
id	Idocrasa.
lim	Limonita (en general, hiróxidos de hierro)
La	Roca de aspecto lamprofídico o porfirítico indeterminado.
M	Roca de apariencia granítica o leucogranítica relativamente pobre a muy pobre en biotita, a veces con algo de moscovita. Tiene tamaño de grano variable y frecuentes núcleos o pequeños diques pegmatíticos.
MA	Leucogranito aplítico relacionado con rocas del tipo anterior.
M_B	Roca del tipo-M relativamente rica en biotita, la cual tiene tendencia a presentarse con hábito prismático.
M_b	Roca del tipo-M con biotita escamosa o laminar.
M_b^m	Roca del tipo-M con biotita escamosa y cantidades subordinadas de moscovita.
M_o	Roca del tipo-M muy leucocrática, practicamente sin micas.
m = $\dot{M}$	Roca del tipo-M de grano fino a medio, generalmente muy pobre en biotita y a veces con algo de moscovita
m	(detrás del símbolo de un tipo rocoso determinado): moscovita.
mo	Molibdenita.
P	Roca porfídica rica en cuarzo y relativamente pobre en biotita que forma los diques más importantes. Generalmente tiene composición de pórfido granítico aunque algunas veces grada hasta pórfido granodiorítico.
⟐ P	Pórfido con abundantes fenocristales bipiramidales de cuarzo.

PB Roca porfídica relativamente rica en biotita, la cual se presenta frecuentemente en hábito prismático (como en los tipos B y H). Generalmente tiene composición granodiorítica.

PD Roca porfídica negra o gris con abundante matriz de grano muy fino. Suele presentar numerosos fenocristales de plagioclasa zonada, algunos de cuarzo, y a veces hornblenda y biotita. Generalmente es de composición diorítica o cuarzodiorítica.

PF Roca porfídica ácida de colores claros, con escasos fenocristales. Pórfido felsítico.

PGd Roca porfídica de colores grisáceos, relativamente rica en biotita y en cuarzo y de composición claramente granodiorítica.

PH Roca porfídica gris con cuarzo relativamente abundante y biotita con hábito prismático,en la que se destacan grandes fenocristales de hornblenda prismática. Generalmente tiene composición granodiorítico-tonalítica a tonalítica.

PL Roca porfídica de colores muy claros, practicamente sin biotita. Pórfido leucogranítico.

PN Roca porfídica rica en cuarzo de color negro. Generalmente se trata de facies de enfriamiento brusco en los bordes de diques importantes, con composiciones casi equivalentes al tipo-P.

PS Conjunto de rocas porfídicas de aspecto variado, casi siempre con síntomas de alteración hidrotermal, de colores entre grisáceos verdosos hasta rojizos. No presentan fenocristales de cuarzo o son escasos. Tienen composición monzonítica, monzodiorítica, y hasta diorítica.

PSR Igual al tipo anterior pero de color rojizo.

PTH Roca similar al tipo-PH pero de composición claramente tonalítica.

Pdt Roca ultramáfica de afinidades cortlandtíticas. Negra, muy rica en anfíbol de grano muy grueso y con flogopita.

Pfk Roca porfídica rica en fenocristales de cuarzo y con abundantes megacristales de feldespato potásico. Generalmente tiene composición granodiorítica o granítica.

Pg Pegmatitas.

Pg Pegmatitas gráficas.

Pt Rocas filonianas intrusivas de grano muy fino grisáceas o verdosas, ricas en plagioclasa microlítica. Porfiritas (ver SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1936).

P-Gb Facies porfídica (aspecto similar a un pórfido granítico o leucogranítico) del granito del Montnegre. Tránsitos graduales hacia el tipo-Gb.

Q Filones de cuarzo.

q Quiastolita.

R Riolita.

S Sienitoides. Rocas granudas de colores blancos o rosados sin cuarzo cuya composición varía entre sienitas, albititas, monzonitas y monzodioritas. Son relativamente pobres en máficos los cuales son típicamente cloritas, epidotas y anfíboles. Por lo menos la mayoría (sino todas) tienen un origen metasomático hidrotermal.

S_{co} Una "S" con subíndice apropiado indica algún tipo de roca sedimentaria (en este ejemplo: conglomerado; ver simbología de las rocas metamórficas).

sid Siderita.

Sch Schlieren.

tu Turmalina.

wo Wollastonita.

X Xenolito.

$X_{(\ )}$ Xenolito en el que se indica el tipo de roca de que está compuesto.

Z Roca metamórfica indeterminada.

Z_A Pizarras a cornubianitas, negras, ricas en materia carbonosa o grafitosa. Generalmente contienen sulfuros de Fe.

Z_{Aq} Cornubianitas del tipo anterior que contienen quiastolita.

Z_{ar} Metaareniscas (sensu lato).

Z_c Cornubianitas.

$Z\dot{c}$ Cornubianitas moteadas.

Zcs Corneanas calcosilicadadas, generalmente heterogéneas, bandeadas, y de bajo grado metamórfico, con cuarzo y calcita.

Zgra Corneanas calcosilicatadas de metamorfismo de contacto elevado, generalmente granatitas. Otros minerales presentes se hallan indicados como superíndices como los ejemplos dados a continuación:

Z^{di}_{gra} Granatita con diópsido.

Z^{wo}_{gra} Granatita con wollastonita.

Z^{id}_{gra} Granatita con idocrasa.

Z_{Di} C. Calcosilicatada del tipo diopsidita.

Z_{M} Mármoles.

$Z_{M(n)}$ Mármoles negros.

$Z_{M(bl)}$ Mármoles blancos.

$Z_{c\beta}$ Cornubianitas bandeadas.

Z_{co} Conglomerados metamorfizados por contacto.

Z_{w} Metagrauwacas.

Z_{ar} Metaareniscas (sensu lato)

Z_{Q} Cuarcitas.

Z_{L} Liditas.

Z_{E} Cornubianitas con esquistosidad relíctica o mimética.

Z_{Gn} Gneis.

$c\text{-}o_Z$, s_Z, D_Z, ca_Z, : Rocas metamórficas de edades estimadas, respectivamente: cambro-ordovícico, silúrico, devónico, carbonífero.

Otros símbolos

_	Subrayando a un símbolo de roca: Tipo determinado con gran seguridad.
( )	Roca no in situ, aunque presumiblemente de una procedencia próxima. P. ej: (P) bloque de pórfido suelto.
[ ]	Mineral presente en una proporción muy escasa, necesitándose revisar más de un afloramiento con atención . P.ej. B H Tipo como el B con hornblenda prismática accesoria.
▭	Este símbolo indica la presencia de megacristales de feldespato.
+	Con.
⟶	Tiende a.
⟋ ⟍	Buzamientos.
60/50 S	Indicación numérica del rumbo y buzamiento de un plano.
60 / 50	Dirección de buzamiento e inclinación.
·830	Número de muestra.
A-15	Número de muestra analizada químicamente.
◎	Indicio de minerales metálicos o filonianos.
⚒	Mina.
·	Símbolo superior, indicativo del tamaño de grano: grano fino.
°	Id: grano grueso.
	Ejemplo: G°b Granito tipo del Montnegre, de grano grueso.
⋇	Zona brechoide, por actividad de fallas próximas
P´ etc	Tipo de roca con alteraciones hidrotermales
▯	Cantera
▯	Muestras de explotación de bolas aisladas.
□	Afloramiento apto para muestreo destinado a análisis.
○	Afloramiento de bolas aisladas por la erosión, de roca inalterada pero de difícil extracción, con métodos habituales, por sus contornos redondeados

	Bolas con claros signos de meteorización
*	Manantial o fuente.
12 m	Espesor aparente según la dirección del afloramiento, de un dique.
⊕	Pozo del que se han extraído muestras.
—·—·—	Límite paleozoico-postpaleozoico (generalmente paleozoico-cuaternario)
	Dique estrecho no cartografiable y dirección estimada.
	Cantera o desmonte.
	Explotación de sauló.
	Bandeado.
	Brechas de falla.

Símbolos descuidados en esta tabla, a intercalar:

BA	Basaltos terciarios.
Ep	Epidotitas.
QDH	Melatonalitas heterogranulares biotítico-hornbléndicas.

3 PETROLOGIA

3. PETROLOGIA

3.1. INTRODUCCION

En este capítulo serán considerados los siguientes aspectos:

-Las Rocas Plutónicas.

-Las Rocas Filonianas.

-Las Rocas Encajantes.

-Los Enclaves.

-Los Contactos y Modo de Emlazamiento.

3.2. LAS ROCAS PLUTONICAS=

1. Introducción.

Las rocas plutónicas representan la mayor parte del afloramiento del Macizo del Montnegre con una extensión de unos 473 Km^2 frente a un total de 525 Km^2, lo que supone aproximadamente un 90% del mismo.

Su afloramiento es contínuo a lo largo de los 52 Km que separan Santa Coloma de Gramanet de Fogars de Tordera. Sin embargo, en su tercio septentrional una franja de materiales paleozoicos (representando una parte del encajante de las rocas plutónicas) orientada WNW-ESE, divide casi totalmente a los granitoides en dos conjuntos que en este trabajo se han denominado como "el Sector-S" y "el Sector-N" del Montnegre.

Esta división corresponde no solo a su diferente posición geográfica respecto al encajante paleozoico sino que principalmente se debe a las diferencias observadas en relación a algunas de sus principales características (mineralógicas, químicas, enclaves, meteorización, abundancia de diques,etc).

Los dos sectores plutónicos presentan un afloramiento desigual, teniendo el Sector-S 351 Km^2 frente a los 122 Km^2 del Sector-N. (74% y 26% respectivamente respecto al total de rocas plutónicas).

Esta diferencia de extensión, sin embargo no tiene ninguna influencia más allá de la puramente descriptiva, ya que su extensión real, así como su forma son totalmente desconocidas, debido principalmente a que sus límites actuales están determinados por recubrimientos de materiales terciario-cuaternarios, y además a que el conocimiento de los mismos está limitado por el momento al área estudiada.
La descripción de las rocas plutónicas seguirá pues el esquema geográfico mencionado, estudiándose separadamente las rocas plutónicas del Sector-S de las del Sector-N. (Ver la Figura 3-1).
En cada caso se empezará por los términos más ácidos para terminar con los más básicos reconocidos en cada sector.

2. Clasificación de las rocas plutónicas y filonianas.
Uno de los objetivos que se han perseguido en este trabajo ha sido el de poder comparar las rocas plutónicas con las filonianas.
Este hecho ha limitado el uso de la clasificación modal, la cual es perfectamente apropiada para el estudio de las rocas plutónicas (dada su simplicidad, su gran poder de discriminación y su fundamento en los minerales reales existentes en la roca),pero es de una utilización difícil o imposible en las rocas filonianas. Por tanto se ha hecho imprescindible la utilización de una clasificación basada en otros criterios (en la composición química de las rocas) y que a la vez se ajustara al máximo a la nomenclatura normalmente en uso, representada actualmente por la clasificación de STRECKEISEN (1976).(ver Figuras 3-2, 3- , y 3-).
La clasificación química más ajustada a la de Streckeisen que se hallado ha sido la clasificación de LA ROCHE (1980) (Ver el capitulo de Geoquímica, apartado 4.4.1., y la Figura 4-1), la cual aunque presenta ciertas diferencias (como se trata en el apartado que se acaba de mencionar),éstas no son muy significativas en los términos más abundantes.

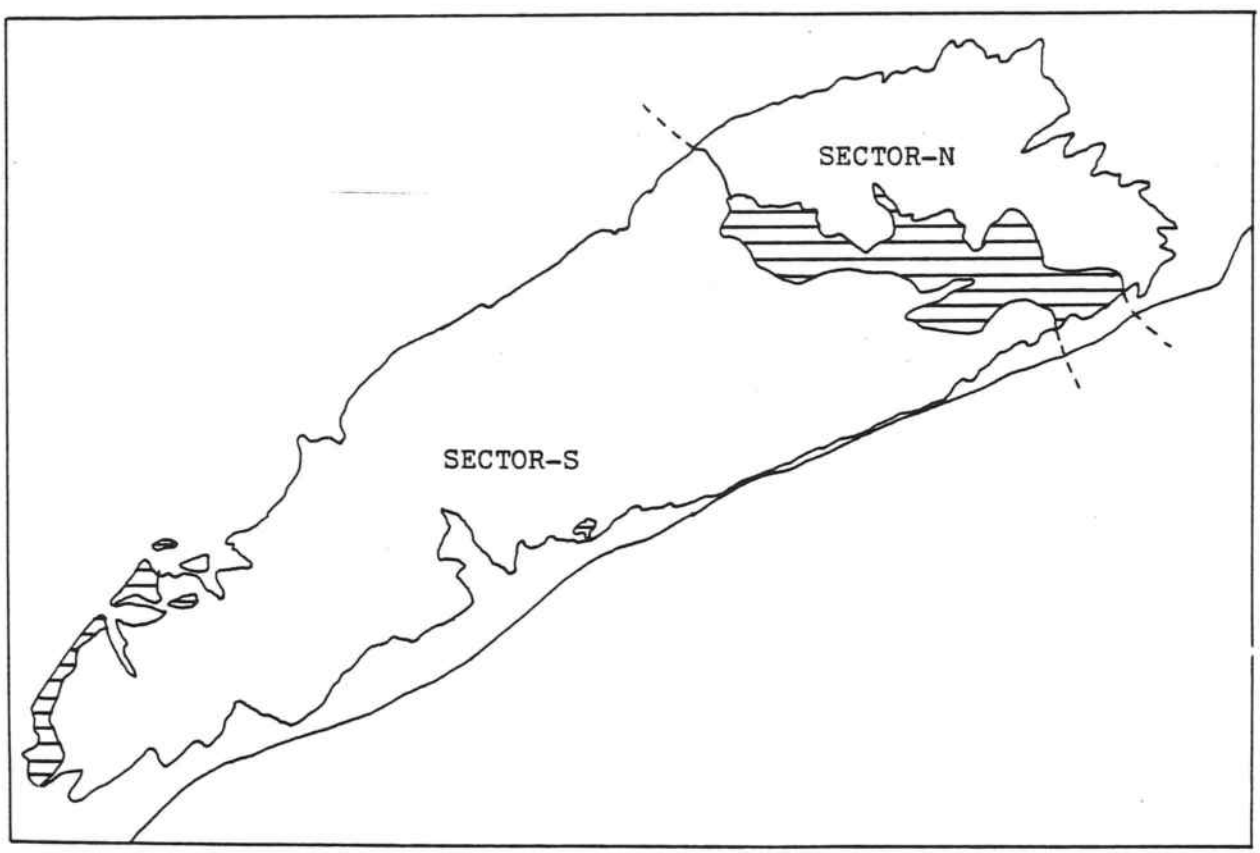


Figura 3-1

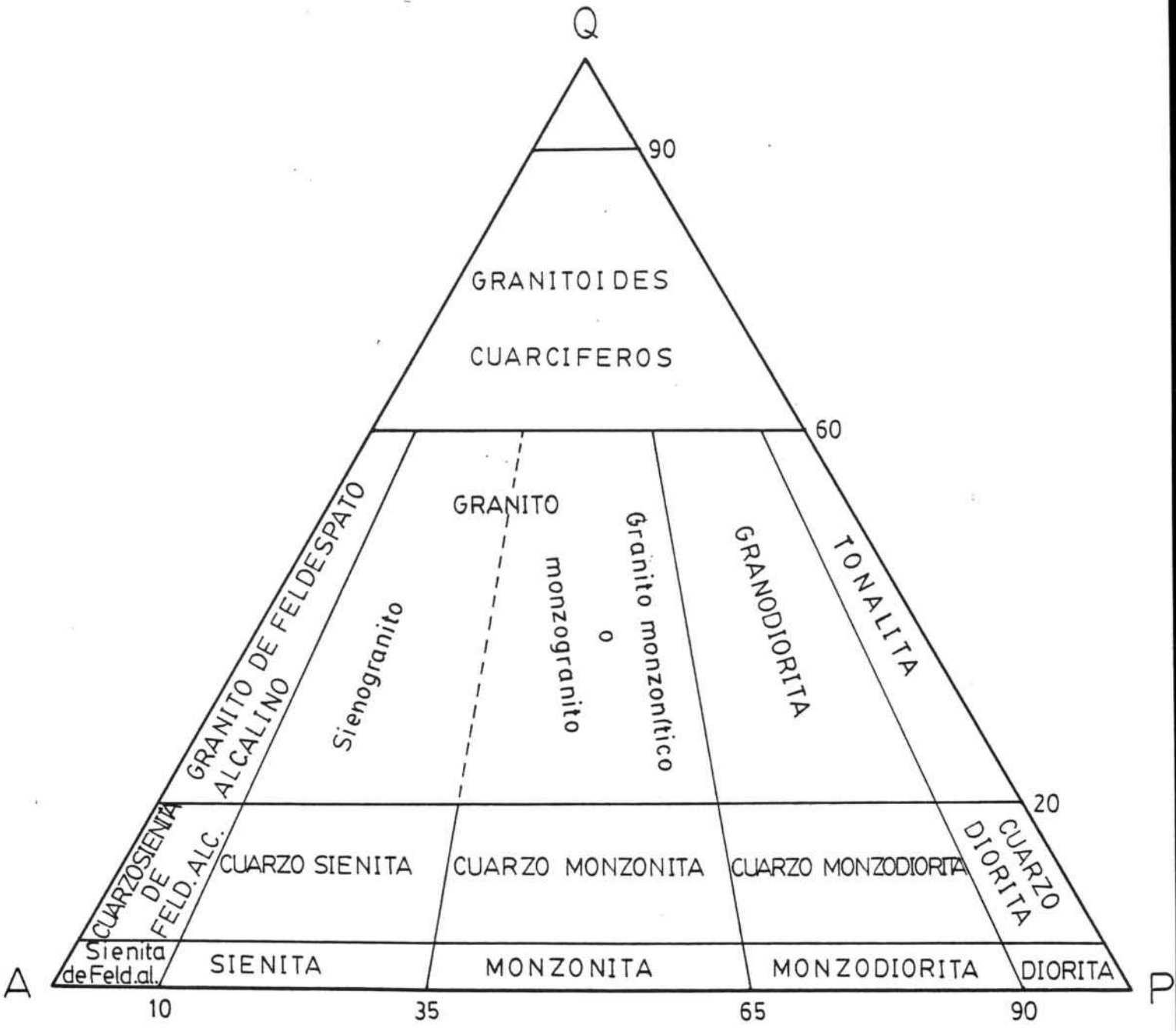


Fig. 3-2

Clasificación mineralógica de las rocas plutónicas ácidas e intermedias. STRECKEISEN. 1976.

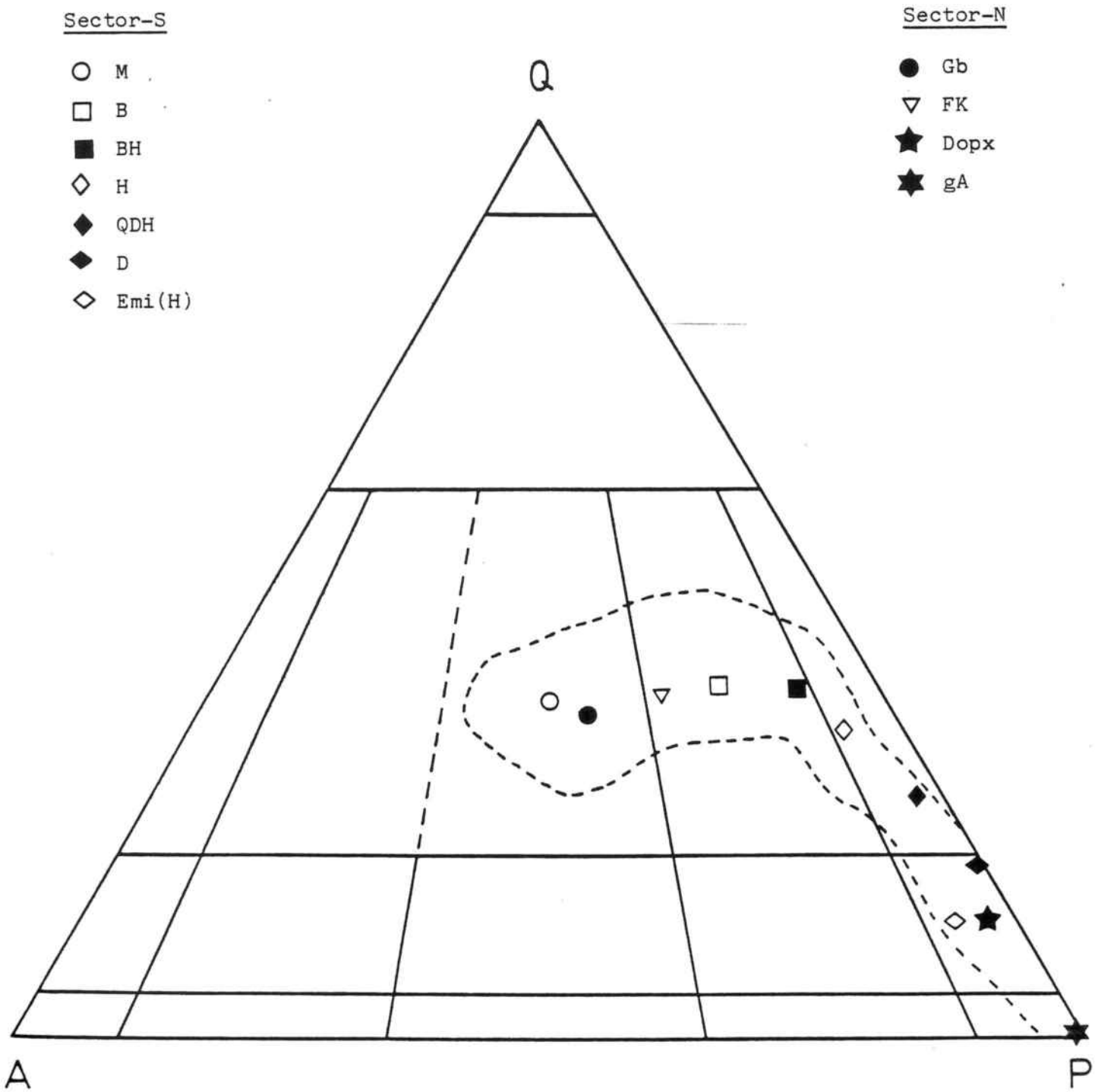


Fig. 3-4

En los términos que el diagrama de Streckeisen no discrimina, por concentrarse en las mismas áreas del triángulo (cerca del vértice P, gabros y dioritas) se han utilizado preferentemente los nombres de la clasificación de La Roche, mientras que en los términos ultramáficos, en los que el diagrama de la Roche presenta problemas, se ha utilizado el de Streckeisen. En las composiciones intermedias (rocas de tipos dioríticos) en los que las dos clasificaciones dan nombres distintos, se han utilizado los dos términos, especificando a que diagrama corresponden (Por ejemplo, algunas cuarzodioritas de Streckeisen = gabrodioritas de La Roche).
Así pues la proyección en el diagrama de La Roche de las rocas filonianas ha prmitido compararlas directamente con las rocas plutónicas (fig. 4-2).

Considerando las rocas plutónicas en conjunto, se han hallado los siguientes tipos petrográficos (representados geográficamente en la Figura 3-3 = = MAPA-1, del Apéndice-4):

a.-Monzogranitos.

b.-Granodioritas.

c.-Granodioritas tonalíticas (Granodioritas ricas en plagioclasa, próximas al límite con las tonalitas).

d.-Tonalitas.

e.-Dioritas (Cuarzodioritas a gabrodioritas).

f.-Gabroides (Bojitas).

g.-Rocas Ultramáficas (Cortlandtitas).

En las Figuras 3-4 , 3- , y 3- , pueden verse los promedios de los principales tipos representados en el diagrama de STRECKEISEN (1976).

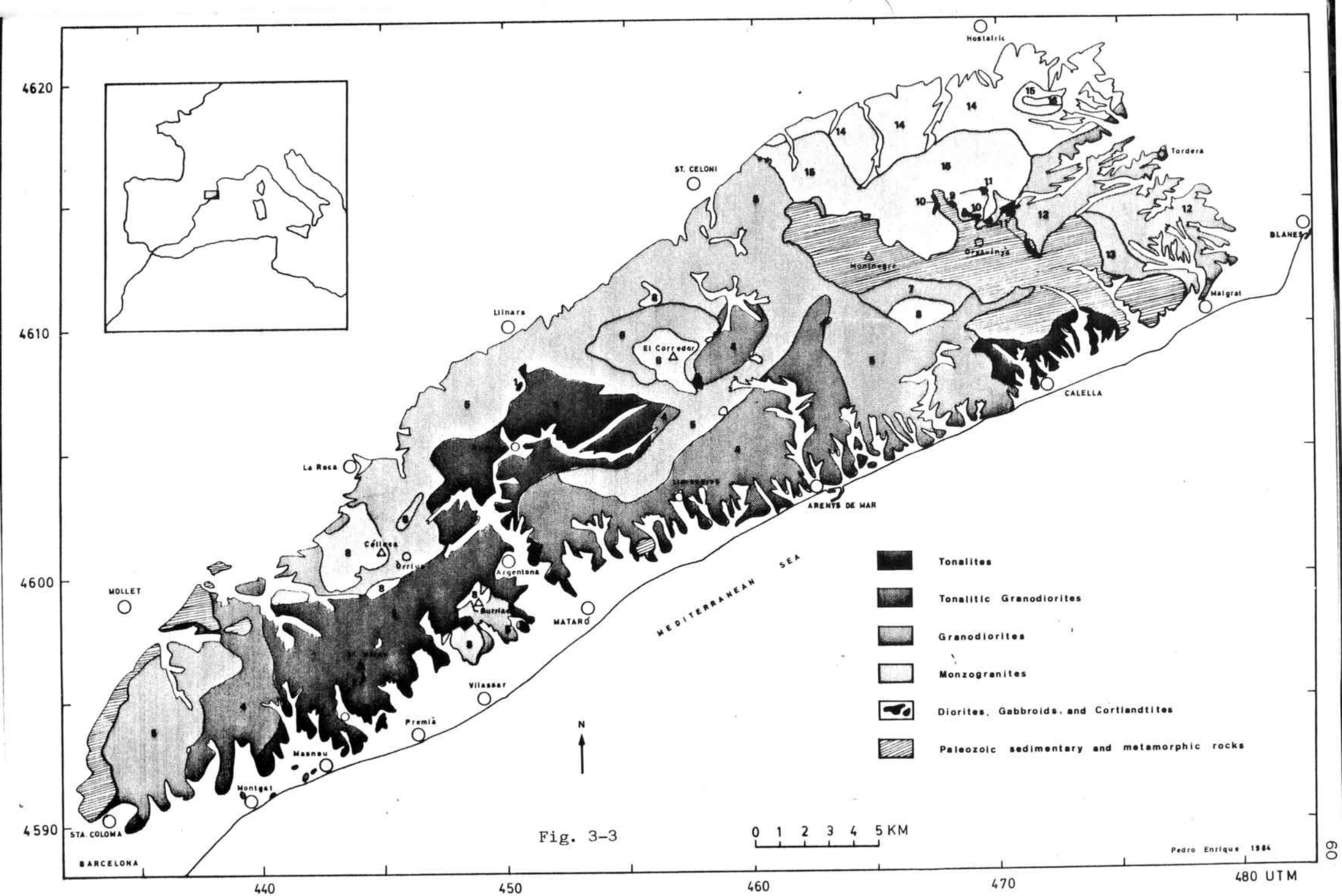

Hostalric
Tordera
ST. CELONI
BLANES
Montnegre
Organyà
Malgrat
Llinars
El Corredor
CALELLA
La Roca
Cèllecs
Arenys
Argentona
AREMYS DE MAR
MOLLET
Burriac
MATARO
MEDITERRANEAN SEA
Vilassar
Premià
Masnou
Montgat
STA. COLOMA
BARCELONA
N
Tonalites
Tonalitic Granodiorites
Granodiorites
Monzogranites
Diorites, Gabbroids, and Cortlandtites
Paleozoic sedimentary and metamorphic rocks
0 1 2 3 4 5 KM
Pedro Enrique 1984
4620
4610
4600
4590
440
450
460
470
480 UTM

Fig. 3-3

3. Sector-S del Montnegre.

El Sector-S del Montnegre se halla constituído predominantemente por granitoides relativamente pobres en SiO_2, siendo los tipos principales de composición granodiorítica, tonalítica, y muy subordinadamente monzogranítica(Ver Tabla 3-1 y Fig. 3-5).

3.1) MONZOGRANITOS.

El promedio de las composiciones modales de las rocas ácidas del Sector-S se ha representado en la Fig 3-4 (circunferencia, Tipo-M). Como puede verse ocupan prácticamente la parte central del triángulo, y por tanto se clasifican claramente como monzogranitos. En la tabla 3-2 se dan los valores de los análisis modales de los monzogranitos de los plutones de Céllecs y de Mont Cabrer-Burriac. Puede verse que su índice de coloración (100-(Q+F)) (DIDIER, 1973) oscila generalmente entre 1.5 y 5% (solo excepcionalmente, en puntos más profundos del plutón se han hallado muestras algo más máficas, de hasta 8.5% de I.C.). Se trata por tanto, claramente de tipos leucocráticos en el sentido de Streckeisen(1976) ($M < 5\%$). Así pues, estrictamente según su clasificación deben denominarse leucomonzogranitos.

Los minerales esenciales que no entran en el diagrama de clasificación son casi exclusivamente biotita, y por tanto se trata de leucomonzogranitos biotíticos.

En adelante nos referiremos a estos leucomonzogranitos biotíticos (a veces con moscovita y/o granate accesorios) simplemente con el nombre de "leucogranitos".

Estas rocas corresponden, en parte, con las que en trabajos anteriores, ADAN DE YARZA (1898) y ALMERA (1914) definieron como "granulito" y "granito granulítico", y posteriormente SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1946) y MONTOTO (1965) como "granitos aplíticos". En trabajos más recientes (IGME, 1976) parte de ellos están cartografiados ya con la terminología actual de "leucogranitos".

SECTOR-S	Km^2		Km^2
Tipo-M:	14.8	Tipo-bB:	9.1
Céllecs	6.5	S. Ameia	0.7
Mont Cabrer	1.8	C. Cosí	8.5
Burriac	0.8	Tipo-B:	149.6
Puig Calvell	0.6	Vallensana	25.2
La Roca	0.4	Cabrera	3.1
Vilalba	0.6	Orrius	121.3
Corredor	4.1	Tipo-H:	92.2
Tipo-BH:	85.4	Sant Mateu	82.3
Llavaneres	56.7	Pineda	9.7
Montornés	18.0	Rupit	0.2
Vallgorguina	6.3	Tipo-D:	0.1
St. Celoni	4.3	C. Capa	0.1
		Tipo-QDH:	0.1
SECTOR-N		Tipo-bb:	4.2
Tipo-Gb	72.0	Tipo-b:	2.7
Tipo Gb·	33.6		
Tipo Gb°	37.8		
Tipo P-Gb	0.7		
Tipo-FK:	34.2	Tipo-Gbm:	6.1
Tipo-BD:	1.4	Tipo-Dopx:	0.5
Tipo-g:	0.5		
ROCAS METAMORFICAS		Tipo-Z	52.2
Z-Montnegre:	44.6	Z-Sta Coloma:	5.5
		Z-Martorelles:	2.3
TOTAL	525.0 Km^2		

TABLA 3-1

Fig. 3-5 a.

SECTOR - S

(Sant Mateu, Céllecs, Corredor, S-Montnegre)

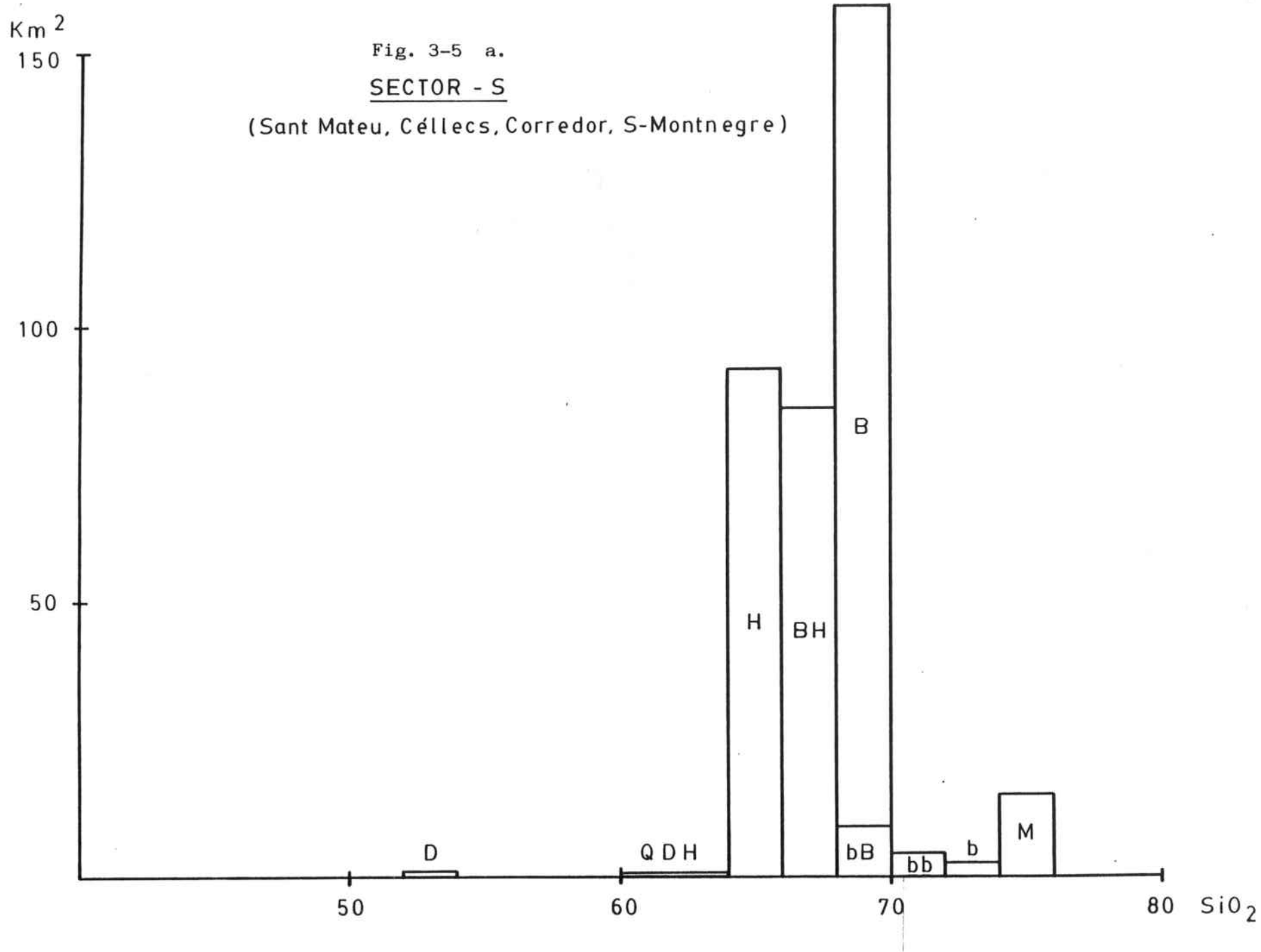
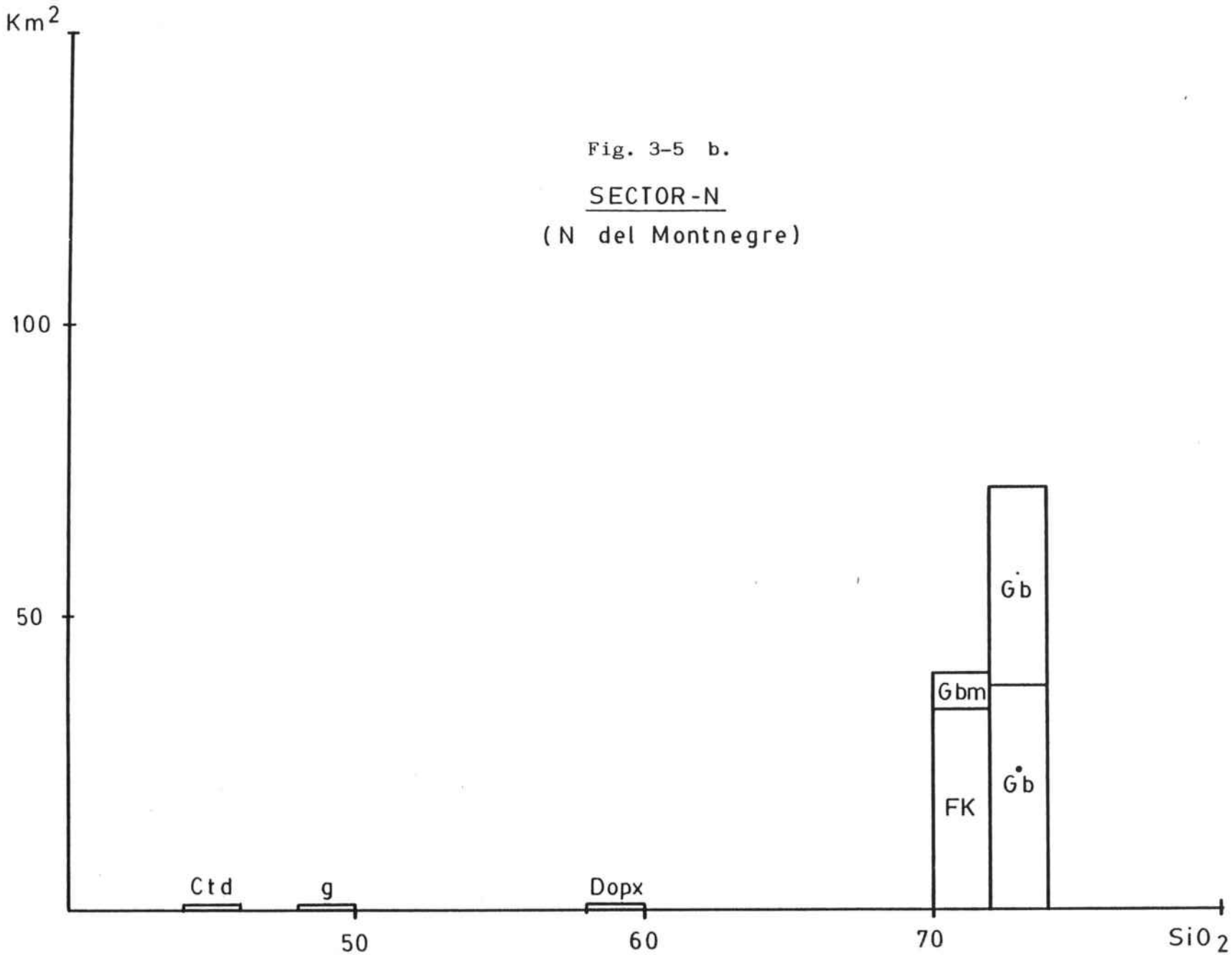


Fig. 3-5 b.

SECTOR-N

(N del Montnegre)



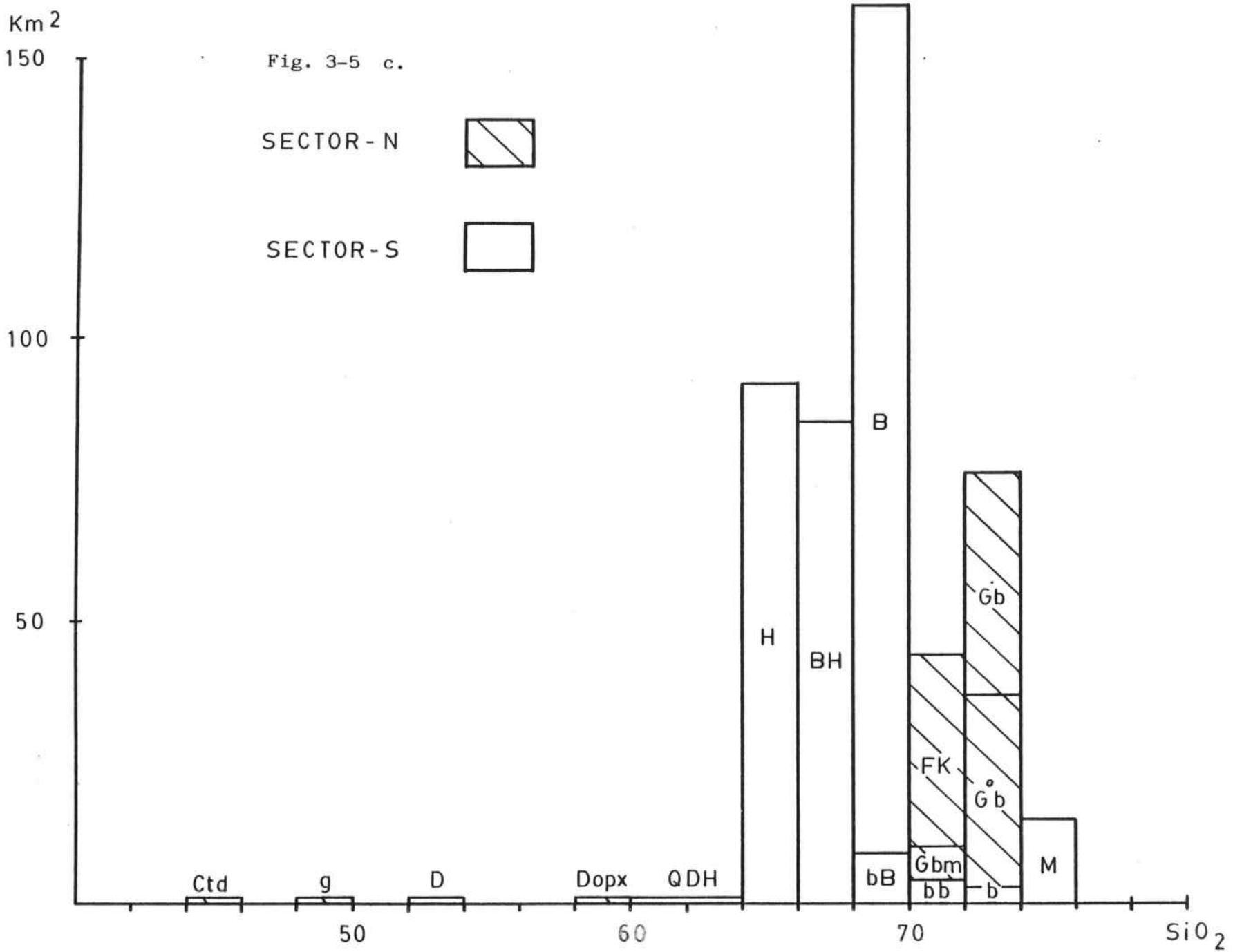

Km 2
150
100
50
SECTOR-N
SECTOR-S
Ctd
g
D
Dopx
QDH
H
BH
B
bB
Gbm
bb
b
FK
Gb
Gb
M
50
60
70
SiO 2

Fig. 3-5 c.

3.1)-1. Distribución geográfica y principales características macroscópicas.

Los leucogranitos del Sector-S del Montnegre se hallan formando una serie de afloramientos separados de tamaños diversos.

Se pueden considerar 4 grupos principales:

1)	Grupo de Céllecs.	Tipo-M
2)	Grupo Mont Cabrer-Castell de Burriac.	
3)	Grupo del Corredor.	
4)	Grupo de Can Montsant de la Rocosa	Tipo-b

1) Grupo de Céllecs.

El grupo de Céllecs se halla constituído por dos afloramientos de extensión muy desigual: el plutón de Céllecs s.s. y el del Puig Calvell, situados entre La Roca y Orrius.

1.1.: El Plutón de Céllecs tiene una extensión de 6.5 Km^2 y por tanto es el mayor cuerpo leucogranítico del área cartografiada. (Ver tabla 3-1)

En detalle tiene una forma irregular, pero en líneas generales puede asimilarse a una forma más o menos cuadrada con sus lados (de unos 2.5 Km) orientados aproximadamente según las direcciones ENE-WSW y NNW-SSE.

La topografía actual del Macizo de Céllecs (sobre todo si se observa en foto aérea) parece indicar que se trata de de un plutón que ha sufrido una intensa erosión por su parte central, habiendo quedado bastante preservado su borde NE (Ver Figs. 3-6 y 3-7) debido a la preponderancia en esa zona de facies de grano fino y pegmatíticas, más resistentes a la erosión.

En la cartografía se han distinguido 2 zonas: la de predominio de facies de grano medio a grueso, correspondientes al tipo-M, que ocupan generalmente las partes más bajas del plutón, y la que contiene la mayor parte de las facies más diferenciadas, de grano fino y pegmatíticas.(pobres en biotita y más ricas en moscovita), correspondientes al Tipo-m.

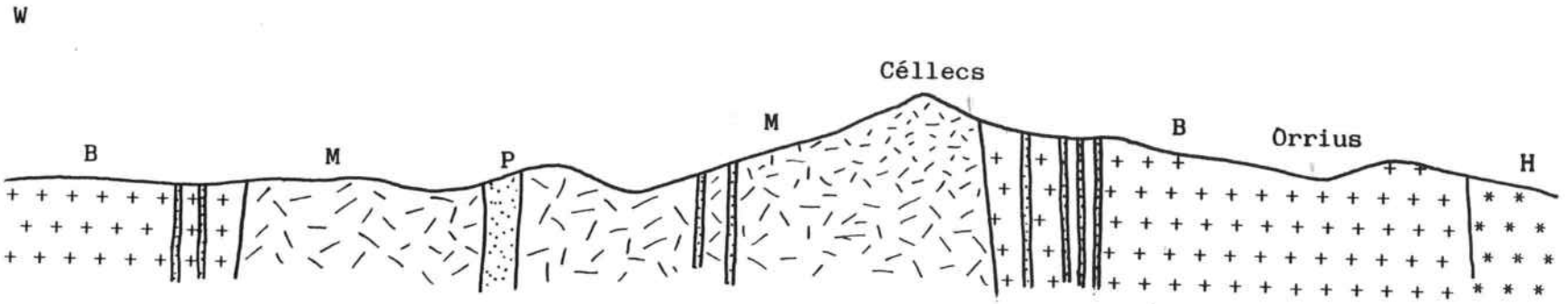


Fig 3-6

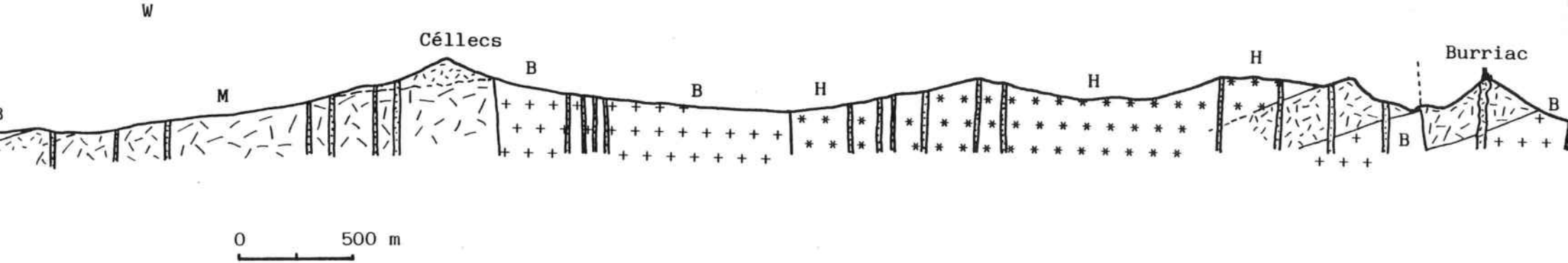


Fig. 3-7

Una cartografía de más detalle de mayor detalle resulta compleja, pues las facies de los leucogranitos son muy variables aunque los cambios más aparentes implican frecuentemente solo variaciones del tamaño de grano.

De todos modos pueden definirse algunas facies características:

a).- Facies de leucogranito aplítico o de grano fino a medio

Pertenecen al tipo-m y al Tipo-MA, con un tamaño de grano generalmente inferior a 1 mm. Son muy pobres en biotita, a veces contiene biotita y moscovita, y raramente solo moscovita. Con cierta frecuencia pueden hallarse afloramientos casi totalmente desprovistos de micas. Ocasionalmente contiene algo de granate, el cual suele mostrar un tamaño de grano relativamente mayor al de la matriz aplítica cuarzo-feldespática.
En algunas zonas se presentan variaciones importantes del tamaño de grano de modo brusco (y a escala centimétrica), dando origen a núcleos pegmatíticos irregulares, algunos de ellos claramente de origen miarolítico.

Esta facies se localiza de modo preferente a lo largo de la cresta montañosa (correspondiente al lado NE del plutón) que se extiende desde el Turó Rodó y Céllecs hacia el Turó de l´Arbocera, y en parte también por la cresta de Pedra de les Creus y Roca Foradada.
Esta facies es bastante resistente a la erosión y produce relieves con pendientes abruptas tanto en la vertiente externa del plutón (al NE), como por la interna (al SW).

b).- Facies de leucogranitos normales de grano medio (pertenecen al Tipo-M).

Facies generalmente de grano medio (2-5 mm), biotíticas, de colores grisáceos claros o ligeramente rosados en fractura fresca. Por meteorización cambian de color adquiriendo tonalidades parduscas, rojizas, anaranjadas y amarillentas. Resiste a la erosión mejor que las granodioritas y tonalitas, pero bastante menos que la facies anteriormente descrita (Tipos-m).

Su aspecto no es idéntico en todos los afloramientos, sino que presenta variaciones notables que se deben principalmente al contenido en biotita, al hábito de la misma, y a la microestructura de la roca.

Este tipo de roca se explota o se ha explotado en varias canteras en el Macizo de Céllecs. Las principales son:

- Cantera "Calatayud-1" (Coord. UTM= 443.67-4601.30), situada en el fondo del Torrent de Céllecs, casi en el centro mismo del plutón, y en una posición bastante profunda del mismo, a unos 150 m de altitud, y por tanto casi 400 m por debajo de las cotas, actualmente más altas del mismo.

Las rocas de esta cantera (A-11) tienen las siguientes características: Densidad: 2.62; color bastante blanco. Rocas muy compactas sin signos de meteorización ni otro tipo de alteraciones. Tamaño de grano medio entre 2 y 5 mm, aunque el FK puede tener mayor desarrollo y alcanzar con facilidad 8-10 mm. Tiene escasa biotita (2-4%) la cual se presenta en laminillas negras muy brillantes con poca tendencia a dar formas hexagonales.

Los enclaves microgranudos son bastante raros y pequeños (ver foto 82) (de unos 3 cm), de color negro y con aspecto porfídico, debido a los cristales de mayor tamaño de las plagioclasas.

En esta cantera se han hallado también algunos enclaves (xenolitos) de granodiorita (fotos 85 y 86) procedentes de la roca encajante, y por tanto confirmando la menor edad del leucogranito. Estos enclaves, de color gris-oscuro y más ricos en biotita (aunque sin hornblenda) destacan fuertemente en el leucogranito, tienen unos 10-15 cm, y sus formas parecen algo angulosas en conjunto pero están redondeadas en los bordes. Es importante resaltar que a causa de la situación del afloramiento donde se hallan estos enclaves, se hallan lejos del encajante y por tanto deben haber penetrado bastante profundamente en el magma leucogranítico. Por el momento, este tipo de enclaves no han sido observados en ninguna otra parte del Macizo de Céllecs.

Este leucogranito presenta también algunos schlieren, probablemente relacionados con la fluidalidad producida durante su emplazamiento, constituídos por estrechas bandas algo más ricas en biotita, de varios metros de longitud, y con formas suavemente onduladas y bordes difusos.
Las direcciones preferentes de fractura del granito, probablemente ligadas a orientaciones internas de los cristales producidas durante el emplazamiento (J. Marre y J Pons, com pers.) se hallan aproximadamente en tres direcciones perpendiculares y según el Sr D Andrés Calatayud, propietario de la cantera, se conocen en la región por los siguientes nombres: "la Lleva", subhorizontal, es la que se utiliza en primer lugar para separar grandes losas (es la de fractura más fácil); "la Mà Bona", subvertical y también de fácil fractura, y finalmente, "la Mà Dolenta", la 3ª y peor dirección de fractura que produce las superficies más ásperas y rugosas.
Paralelos a los planos de "la lleva" se encuentran algunos iques de aplitas y pegmatitas gráficas que representan probablemente las últimas fases de cristalización magmática ocupando las diaclasas de retracción producidas durante el enfriamiento.
Otro hecho destacable es la presencia ocasional (aunque rara) en las pegmatitas de pequeñas masas de molibdenita (MoS_2), algunas veces de varios gramos de peso, mientras que no se han hallado indicios de scheelita.

- Cerca del borde N del Macizo se halla otra cantera :"Cantera Calatayud-2" (UTM=443.12-4601.64) (Ver foto 52). Las rocas de esta cantera (A-26) son algo más biotíticas que las que se acaban de describir. Su densidad es 2.62.

-Algo más al S de la 1ª cantera, cerca de Can França, existe otra pequeña cantera abandonada, de la que se dispone de análisis modales (ver tabla 3-2).

- Cerca del límite S del plutón, en las proximidades de C, Montpart existe otra cantera de leucogranitos (A-27) (UTM = 444.75-4600.42). D=2.64. Las rocas presentan color blanco, biotita poco abundante y con tendencia inequigranular bastante manifiesta. Las biotitas mayores tienden a dar formas hexagonales, y las ortosas mayores prestan color rosado. El tamaño de grano es en promedio, inferior al tipo A-11 descrito anteriormente (1-3 mm), pero no son raros los granos de 3-5 mm. No se aprecia moscovita, y los enclaves son extraordinariamente raros. Al microscopio destaca la existencia de estructuras micrográficas (ver foto 104).

c).- Facies leucograníticas de tendencia granodiorítica (Tipo-MB).

Tamaño de grano medio a grueso. Son blanco-grisáceas pero a veces presentan color rosado. La biotita se presenta en láminas muy negras y brillantes con tendencia a desarrollar formas hexagonales, aunque raramente prismas. Tiene feldespato potásico abundante con marcado desarrollo poiquilítico, englobando plagioclasas, cuarzo y biotita, llegando a tener hasta 2 cm. Una cantera de sauló, 700 m al E de Sta. Quiteria, pone al descubierto rocas de las características citadas. Esta facies parece constituir un tránsito hacia facies más granodioríticas que podrían ocupar las partes basales del plutón. (Ver análisis modales de "La Sorra d´en Cartró", en la tabla 3-2).
Otro afloramiento de características transicionales hacia composiciones granodioríticas (aunque claramente distinto de los tipos granodioríticos normales) se sitúa próximo a la cantera de C. Montpart, pero a menor altura (A-32) (UTM = 444.60-4600.37).

d).- Facies pegmatíticas. Se hallan situadas principalmente en la cresta más alta del plutón de Céllecs, formando masas de cortornos irregulares de algunas decenas de metros de longitud (Turó Rodó, y W del Tº del Castell)

TIPO-M

Minerales	nº análisis	3	3	3	1	1	11
	Localidad	C.Montsant	C.Franca	Sorra d´en Cartró	Mont Cabrer	Roca d´en Vivó	TOTAL
Esenciales	Cuarzo	36.60	33.92	33.81	34.64	39.02	35.29
	Plagioclasa	29.65	29.03	38.28	25.72	24.62	30.53
	Ortosa	29.25	34.75	19.22	36.80	34.80	29.75
	Biotita	4.12	2.34	7.80	2.57	1.01	4.01
	Moscovita	0.03	0.02	0.04	0.13	0.10	0.05
Accesorios + Sec.	Hornblenda	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Apatito	0.04	0.00	0.09	0.00	0.00	0.03
	Circón	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01
	Opacos	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
	Clorita Epidota	0.54	0.03	0.63	0.00	0.18	0.32
	Indice de coloración	4.82	2.43	8.68	2.84	1.56	4.06

Tabla 3-2

e).- Facies de aplitas porfídicas.

Cosntituyen una pequeña apófisis de la masa leucogranítica de Céllecs, a unos 20-30 m del contacto con las granodioritas. Forma una especie de lentejón vertical en la parte septentrional del macizo a unos 300 m de C. Rovira. Tienen una microestructura aplítica de grano muy fino en la que destacan fenocristales de Q y Feld. Como característica distintiva presentan granates bastante numerosos de 1-2 mm, idiomorfos, de color rojo. Por otra parte, contiene enclaves aplíticos(granudos) de color más claro y forma elipsoidal, de unos 5-6 cm.

1.2.: Leucogranitos del Puig Calvell.

A menos de 1 Km al S del plutón de Céllecs se halla un afloramiento relativamente pequeño de leucogranitos de unos 0.6 Km^2. Tiene una forma alargada de ENE-WSW con una longitud máxima de 1.5 Km y unos 400m de anchura, situándose en la línea de contacto entre las tonalitas de Sant Mateu (Tipo-H) y las granodioritas de Orrius (Tipo-B). Las rocas que lo constituyen son leucogranitos muy pobres en biotita, de grano medio a fino. Localmente abunda la moscovita.

2) Grupo de Mont Cabrer-Castell de Burriac.

Este conjunto de cuerpos leucocráticos se sitúa en la vertiente marítima de la Serra de Marina, entre Cabrils, Cabrera y Argentona.

Cartográficamente se halla dividido en dos partes principales: el cuerpo leucogranítico del Mont Cabrer y, a unos 700 m, el del Castell de Burriac-Roques d´en Vivó.

El conjunto de estos leucogranitos se halla en estrecha asociación con las granodioritas biotíticas del Tipo-B de Cabrera (A-4,A-45), tal como puede verse en el corte geológico de la figura 3-8.

Esta relación se pone de manifiesto en la posición relativa que ocupan respecto a las granodioritas citadas y a las tonalitas de Sant Mateu (Tipo-H), situándose en la discontinuidad entre ambos tipos de rocas, a modo de "sill" de dimensiones considerables.

Serie de cortes geológicos de la zona de Cabrera -Burriac

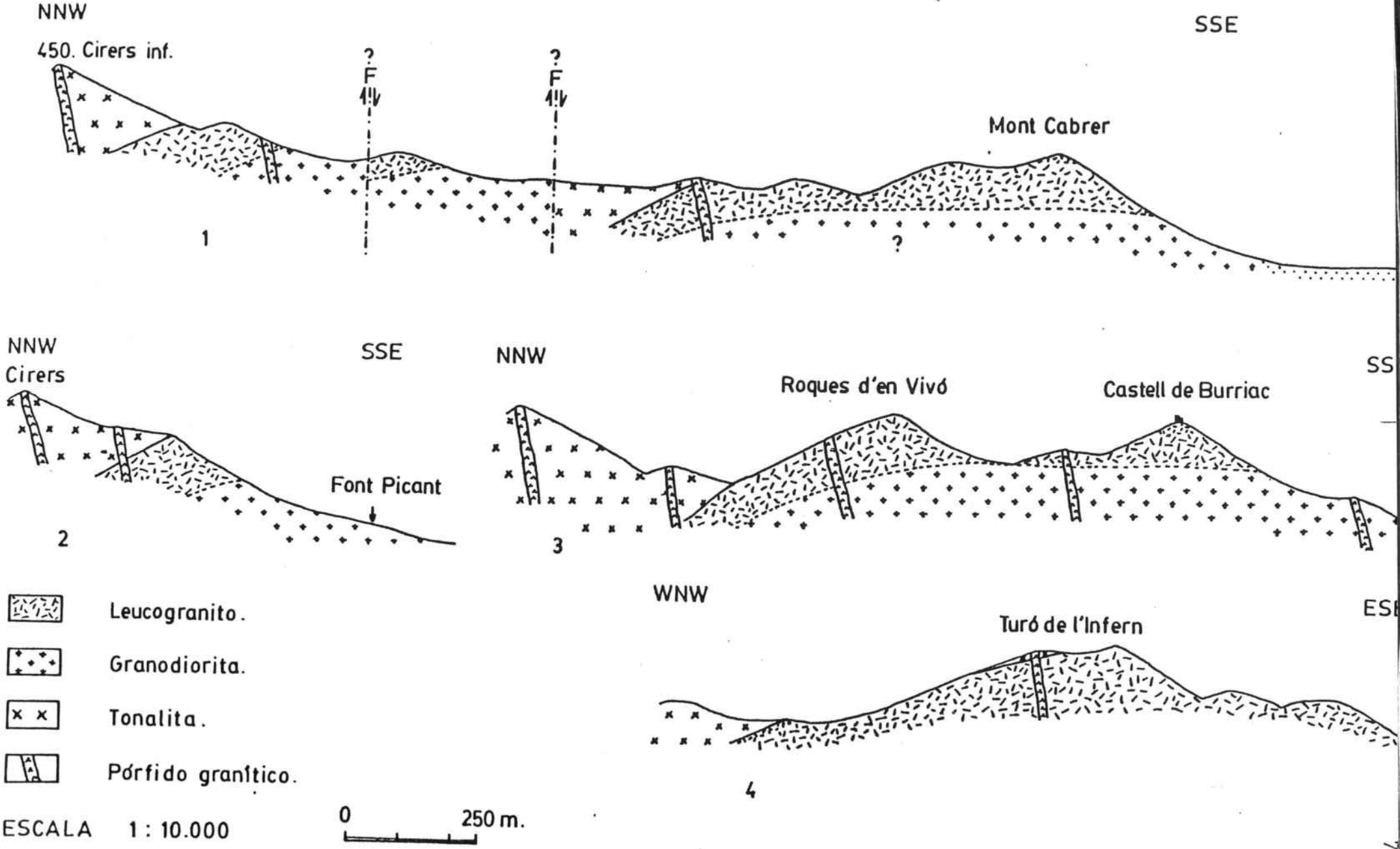


Fig. 3-8

Se han distinguido las siguientes facies principales:

a).- Facies de leucogranitos aplíticos y aplitas.
Se hallan principalmente en las zonas de contacto entre los leucogranitos de Mont Cabrer y las tonalitas (muestra aplítica A-6), y en la cumbre del Castell de Burriac, en forma de intrusión en los leucogranitos de grano medio (A-109: granito aplítico de 2 micas con granate acc.; A-110: leucogranito de grano medio de Burriac).

En las Roques d´en Vivó afloran leucogranitos aplíticos de grano medio casi desprovistos totalmente de micas (a veces con moscovita) de color blanco en las muestras de cantera (A-1) (UTM = 448.9-4599.7) y amarillento en las superficies expuestas a la meteorización. Contiene granate esporádicamente, y a veces algo de molibdenita.

b).-Facies de leucogranitos de grano medio.
La facies más abundante la constituye un leucogranito de grano medio ($\cong$ 3 mm) con bastantes laminillas de biotita de hábito escamoso y con muy poca tendencia a desarrollar contornos hexagonales. (A-5).
En algunos lugares contiene pequeñas cantidades de moscovita (por ejemplo en la vertiente SE de la montaña del Mont Cabrer). No se han observado enclaves de ningún tipo. Puede contener masas o pequeños diques de aplitas y pegmatitas los cuales no suelen ser de trazos rectilíneos sino irregulares, representando a veces variaciones locales del tamaño de grano de los leucogranitos.

c).-Facies de leucogranitos de grano grueso.
Las partes inferiores de las montañas del Mont Cabrer y de Burriac presentan una facies de leucogranitos con un tamaño de grano de promedio entre 6 y 8 mm aprox. Los granos de cuarzo varían entre 5 y 12 mm, mientras que la biotita tiene menor desarrollo (entre 1 y 5 mm). La biotita es relativamente abundante mientras que no se observa moscovita normalmente. No se ha hallado ningún afloramiento de roca inalterada, no obstante parece corresponder aproximadamente al Tipo MB del Macizo de Céllecs.

3) Grupo del Corredor.

Los leucogranitos del Corredor, aparte de algunos pequeños afloramientos próximos (Vilalba, Parent Rost, etc.) constituyen un importante macizo de unos $4Km^2$ de extensión, en las zonas más elevadas de la montaña del mismo nombre (635 m de altitud). Tiene una forma bastante irregular y se halla en estrecha asociación con las granodioritas biotíticas heterogranulares del Tipo-bB de Can Cosí, las cuales los rodean casi completamente, a niveles topográficos generalmente inferiores. Por su parte S se ponen en contacto con las granodioritas biotíticas normales del Tipo-B, y en una zona muy limitada, con las tonalitas del Tipo-H del pequeño afloramiento de las cercanías de la Creu de Rupit.

Las facies de leucogranitos del Corredor son bastante homogéneas, predominando los tipos de grano medio-grueso, en general muy meteorizados. No obstante, existen dos canteras en las que afloran rocas muy frescas. Una de ellas es muy pequeña y se encuentra a unos 300 m al NW de la Ermita del Corredor, a unos 630 m de altitud (A-64). La otra es mucho mayor y se encuentra a un nivel inferior (a unos 560 m) y a unos 700m al SW de la ermita (A-35).

Ambos tipos tienen características muy similares a las descritas del plutón de Céllecs, correspondientes al apartado b) (Facies de leucogranitos normales de grano medio (Tipo-M).

En la cantera inferior (UTM= 456.33-4608.25) las rocas tienen generalmente color algo rosado y presentan biotita con cierta tendencia a dar contornos hexagonales.

Tienen algunos enclaves microgranudos, pequeños, y excepcionalmente alguno metamórfico. Un enclave muy pequeño, de tipo micáceo, contenía abundantes granates rojos transparentes, ricos en almandino (Difr.X, TRAVERIA, com.pers.).

En la cantera superior (A-34)(UTM= 456.56-4608.93) se hallan ocasionalmente pequeños indicios de molibdenita.

En el plutón leucogranítico del Corredor son muy escasas las facies de leucogranito de grano fino o aplíticas, tan características de las partes apicales de los plutones de Céllecs o de Mont Cabrer-Burriac.
Ello puede ser debido a haber sufrido un mayor grado de erosión, con lo cual, actualmente solo mostrarían las facies más profundas.
No debería descartarse la posibilidad de que las granodioritas biotíticas heterogranulares de grano relativamente fino (similares a las denominadas microgranodioritas en el Morou por VILADEVALL, 1975), pudieran representar la facies basal de algunos plutones leucograníticos, especialmente los de mayores dimensiones, originada por cristalización fraccionada con acumulaciones de biotita y plagioclasa hacia sus partes inferiores.

4) Grupo de Can Montsant de la Rocosa.
Estos granitos, con 2.7 Km de extensión, situados al SE de la Montaña del Montnegre (757 m alt.) y próximos al encajante metamórfico, presentan características algo distintas de las del resto de los leucogranitos vistos hasta ahora. Son bastante homogéneos en su aspecto en los distintos afloramientos, y son algo más pobres en SiO_2 y algo más ricos en biotita que los leucogranitos del Tipo-M. Son, en definitiva, menos leucocráticos pudiéndose considerar simplemente como monzogranitos biotíticos (Tipo-b, A-79).
Por otra parte pasan de modo bastante gradual a un tipo de granodioritas algo más ácidas que las granodioritas biotíticas normales del Tipo-B.
Este grupo de granitoides (el Tipo-b y el tipo granodiorítico -bb (A-78)) parecen pues formar parte de un plutón único algo diferenciado cuya composición varía entre granodioritas ácidas y monzogranitos ocupando valores intermedios entre las de los leucogranitos del Tipo-M y las granodioritas del Tipo-B.
Por su parte S, tanto los granitos-b como las granodioritas-bb se ponen en contacto con las granodioritas biotíticas normales (Tipo-B), mientras que por el N las granodioritas-bb intruyen los materiales paleozoicos cambro-ordovícicos, produciendo una aureola de contacto de cornubianitas moteadas, con fenómenos de "stoping" a pequeña escala.

Los granitos de Can Montsant de la Rocosa tienen un tamaño de grano medio (2-4 mm); la biotita, relativamente abundante, presenta hábito laminar o escamoso; son ricos en cuarzo y feldespato potásico, y presentan colores claros. Llama la atención el no haber hallado ni un solo dique de rocas hipabisales (pórfidos graníticos, etc.) que los atraviese a ellos ni a las granodioritas del Tipo-bb asociadas. Aunque podría tratarse de una casualidad, debe considerarse como posibilidad el que se trate de rocas más modernas, quizás sincrónicas con una gran parte de las rocas filonianas. Prácticamente no se han observado enclaves microgranudos.

3.1)-2. Características microscópicas de los leucogranitos.
Mineralogía: Son rocas ricas en cuarzo y feldespato potásico (microclina y ortosa), con plagioclasa no muy cálcica (oligoclasa predominante) en cantidad similar o algo subordinada al feldespato potásico. Tienen pocos máficos representados exclusivamente por biotita. Como minerales accesorios tienen apatito, circón y minerales opacos.

El feldespato potásico en general en alotriomorfo, aunque tiene tendencia a desarrollar caras cristalinas, siendo, a veces hipidiomorfo. Tiene escasas inclusiones, predominando las de pequeñas plagioclasas. A veces incluye pequeños granos de cuarzo redondeados ("drop like quartz", MEHNERT, 1968), o idiomorfos con las formas típicas del cuarzo-beta.
Los feldespatos potásicos presentan las características de la ortosa, o bien las de la microclina con su típico maclado en enrejado (Maclas-M, de BARTH, 1969) (Ver foto 105). Normalmente son fuertemente pertíticos (mesopertitas, hasta de 1 mm de longitud y 15 a 30 micras de anchura). Son del tipo "Band or Ribbon" de SPRY, 1969, (Foto 106). Otras responden a las características del tipo "patch", irregulares, algo alargadas, en cuyo interior puede apreciarse normalmente el maclado de la albita. Aunque raramente, pueden presentar una intensa zonación (leucogranitos del Corredor)(ver foto 136).

Con relativa frecuencia se observa la macla de Carlsbad y más raramente la de Baveno.
Los intercrecimientos gráficos con el cuarzo se han observado en algunas muestras del plutón de Céllecs (A-27, foto 104), aunque los diques de pegmatitas gráficas asociadas a los leucogranitos también son bastante frecuentes.

Las plagioclasas son por lo general alotriomorfas, y normalmente se presentan zonadas, con una zonación predominante del tipo normal bastante uniforme. A veces se observa algún patchy zoning, y en otros casos no se observa zonación alguna.
Es muy frecuente la macla de la albita, mientras que es rara la de la Periclina. Las mirmequitas son raras y poco desarrolladas.
Las plagioclasas presentan pocas inclusiones, aunque es posible hallar algunas de biotita (muy pequeñas), de cuarzo (algunos con el contorno hexagonal típico del cuarzo-beta), y de apatitos aciculares.
El cuarzo es alotriomorfo, generalmente de tipo intersticial. Tiene escasas inclusiones, siendo la mayoría de ellas de biotita.

La biotita es escasa y muy alotriomorfa, posiblemente debido a corrosión magmática. Tiene inclusiones de apatito prismático y de circón idiomorfo (prismático bipiramidal). Las inclusiones de minerales opacos, alotriomorfas, son muy escasas.

La moscovita suele ser poco abundante. Es siempre alotriomorfa y parece tratarse de un mineral secundario a partir del feldespato potásico.

Granate: Es un mineral accesorio relativamente raro que no se observa normalmente en las preparaciones. Se halla en las facies más diferenciadas de grano fino, aplíticas o pegmatíticas. Su aspecto en lámina delgada varía desde alotriomorfo a hipidiomorfo.

Microestructura: presentan una microestructura alotriomorfa equigranular de tamaño de grano muy variable: aplítico (foto 107), de grano medio (foto 103), de grano grueso, o con texturas micrográficas (foto 104).

3.1)-3. Muestras analizadas de los leucogranitos.

Grupo de Céllecs.

A-11 :	Tipo-M.	Torrent de Céllecs. Cantera "Calatayud-1".	443.67-4601.30
A-26 :	MB	Cantera "Calatayud-2".	443.12-4601.64
A-27 :	M	Cantera de Can Montpart.	444.75-4600.42
A-28 :	m	" " " "	" "
A-30 :	m	Cantera del Campo de Tiro de La Roca.	443.98-4602.98
A-32 :	MB	Pequeña cantera próxima a la de C.Montpart	444.60-4600.37

Grupo de Mont Cabrer-Burriac.

A-1 :	m	Cantera de les Roques d´en Vivó.Argentona.	448.90-4599.70
A-5 :	M	Cabrils (Mont Cabrer)	448.04-4597.80
A-6 :	MA	Facies de borde del leucogranito.M.Cabrer.	" "
A-109:	MA	Granito aplítico del Castell de Burriac.	
A-110:	m	Leucogranito de la cumbre del Castell de B.	
A-111:	M^{m}_{b}	Vertiente SE del Mont Cabrer.	

Grupo del Corredor

A-34 :	M	Cantera superior del Corredor.	456.56-4608.93
A-35 :	M	Cantera inferior del Corredor.	456.33-4608.25

Grupo de Can Montsant de la Rocosa.

A-79 :	b	Can Montsant de la Rocosa.	467.95-4610.33

3.2) GRANODIORITAS.

En el Sector-S del Montnegre se han distinguido tres tipos de granodioritas: El tipo normal, en gran medida predominante, lo constituyen las granodioritas biotíticas de grano medio del Tipo-B ($\cong$ 150 Km^2). Subordinadamente y en relación espacial con los cuerpos leucograníticos se hallan las granodioritas biotíticas heterogranulares de grano fino-medio del Tipo-bB (9 Km^2), y finalmente, relacionadas con los granitos de Can Montsant de la Rocosa, las granodioritas biotíticas de grano medio con biotita escamosa del Tipo-bb (4 Km^2).

3.2)-1 Granodioritas biotíticas de grano medio (Tipo-B)

El promedio de las composiciones modales de las rocas del Tipo-B se ha representado en el diagrama de Streckeisen de la fig. 3-4 (cuadrado vacío). Como puede verse se sitúan justo en el centro del campo de las granodioritas, y lo mismo ocurre en el diagrama de La Roche de la fig 4-2.

En trabajos precedentes estas rocas han sido cartografiadas como granitos. Estas rocas tienen unas características muy constantes en todo su afloramiento, siendo sus pequeñas variaciones poco significativas respecto a su composición.

3.2)-1.1. Distribución geográfica.

Como puede verse en la figura 3.3 (nº5), estas rocas constituyen el afloramiento de mayores dimensiones de todos los tipos cartografiados en el Macizo del Montnegre, distribuyéndose en tres afloramientos separados y de extensión muy desigual.

El mayor de ellos ocupa la parte central del Macizo del Montnegre, situándose principalmente en la vertiente N de la Cordillera Litoral, aunque por su parte más oriental alcanza la zona costera entre Arenys y Calella.

Este afloramiento engloba totalmente a los cuerpos leucograníticos del Corredor y de Céllecs, y rodea parcialmente a los del Puig Calvell y de Can Montsant de La Rocosa. Por su terminación N-oriental limita en gran parte con las rocas paleozoicas metamórficas, y en su parte N con los granitos del Montnegre(Tipo-Gb) del Sector-N. Así pues este afloramiento de granodioritas se extiende desde Vilanova del Vallès, por Òrrius, Llinars, Vilalba Sasserra, St. Celoni, Sant Iscle y Sant Cebrià de Vallalta, hasta Sant Pol de Mar. Como nombre simplificado,a las rocas de este afloramiento, en este trabajo, son denominadas "Granodioritas de Òrrius".

El 2º afloramiento en importancia del Tipo-B se sitúa en el extremo SW del área estudiada, limitando con el cambro-ordovícico metamórfico en su límite NW, y con las granodioritas tonalíticas del Tipo-BH por el E.
Se extienden desde Sta Coloma de Gramanet, Vallensana y Sant Fost de Campcentelles, hasta Martorelles. Son denominadas: "Granodioritas de Vallensana".

Finalmente el 3er afloramiento (de reducidas dimensiones, 3 Km^2) se sitúa en la vertiente marítima, en relación evidente con los leucogranitos de Mont Cabrer-Burriac, en la zona de Cabrera de Mar.

3.2)-1.2. Características macroscópicas.

a) Facies normal.

Estas rocas forman un grupo bastante homogéneo tanto en su aspecto general como en su mineralogía y textura.
A simple vista se observa un contenido en biotita claramente superior al del grupo de los monzogranitos descrito anteriormente, la cual tiende a mostrar un marcado idiomorfismo, dando formas prismáticas gruesas y alargadas de contorno hexagonal. Son ricas el plagioclasa, en la que es frecuente poder observar a simple vista el maclado polisintético y su estructura zonada.

El feldespato potásico tiene un aspecto intersticial englobando numerosos granos de plagioclasa y biotita (foto 16). El cuarzo suele ser muy abundante con formas muy irregulares.

Tienen tamaño de grano medio (3-5 mm) aunque los prismas de biotita pueden alcanzar facilmente tamaños mayores.
El color de las muestras inalteradas es gris o gris azulado bastante claro. En la mayoría de los casos pueden considerarse como rocas equigranulares. Ocasionalmente se observan agregados de biotita resultantes de un pseudomorfismo de cristales de hornblenda; ésta sin embargo, se halla raras veces como accesorio, en forma prismática.

En algunas localidades, sobre todo en las facies de grano más grueso (por ejemplo: Tunel del tren de Caldetes)(A-77) son relativamente abundantes los cristales idiomórficos de allanita, los cuales debido a su gran tamaño relativo (que puede alcanzar 1 cm de longitud y 2 mm de anchura) pueden confundirse a simple vista con cristales de hornblenda. No obstante además de ser de un color mucho más negro y presentar fractura concoide, su análisis cualitativo mediante EDAX muestra claramente la composición de allanita, puesta de manifiesto por su alto contenido en tierras raras (Ver la Figura 3-9)

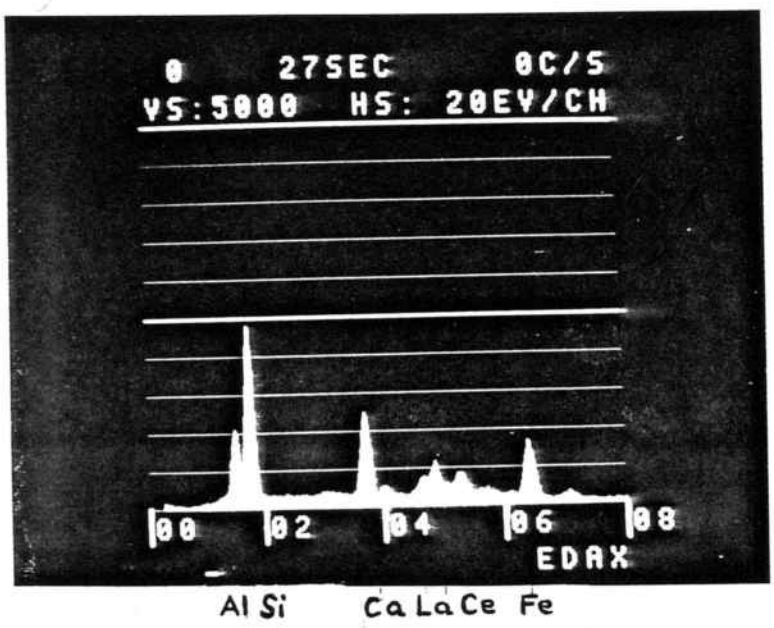


Fig. 3-9

Estas granodioritas siempre contienen apreciables cantidades de enclaves melanócratas, en general de aspecto redondeado, ovoides o elipsoidales, de tipo microgranudo (DIDIER,1973), aunque su tamaño suele ser pequeño (aprox. entre 5 y 10 cm).

Otros tipos de enclaves presentes incluyen tipos metamórficos ricos en biotita (ocasionalmente con sillimanita, ver foto 76).

Algunas veces se observan enclaves de tipo migmatítico, con venas anatécticas, producidas por anatexia inducida en xenolitos de cornubianitas desprendidos del encajante (DIDIER,1973), y cuyo resultado final son los enclaves micáceos ("surmicacées" de DIDIER,1973) de tipo restítico. (Ver ENRIQUE, 1978, fotos 31 y 32).

Finalmente, cerca del encajante pueden verse fragmenteos y bloques de cornubianitas englobados mediante "magmatic stoping" (Ver ENRIQUE, 1978, fotos 36 a 40). Algunos de ellos pueden ser de varias decenas de metros de diámetro (foto 72).

b) Facies de tendencia porfídica.

En el sector de Sta. Mª de Martorelles y Castell Ruf ("Granodioritas de Vallensana") se presenta una facies granodiorítica, practicamente idéntica en composición modal y química (A-106, A-113, etc) a la facies normal. Constituye la facies del Tipo-B, la cual no ha sido distinguida en la cartografía 1: 25.000 por el momento, aunque se indican varios de sus afloramientos a la escala 1: 10.000, en el apéndice-3.

Sus diferencias principales con la granodiorita normal se hallan en el cuarzo y en el feldespato potásico, además de en su aspecto general.

El cuarzo se presenta en granos más o menos gruesos (hasta 8-10 mm) de contornos redondeados, globulosos, los cuales muestran con bastante frecuencia hábitos bipiramidales hexagonales (cuarzo-beta), similares a los de los pórfidos graníticos (aunque al microscopio son dificilmente observables por la recristalización producida durante el lento enfriamiento en condiciones plutónicas).

Las plagioclasas son muy aparentes en muestra de mano, destacándose claramente su zonación y maclado polisintético.

3.2)-1.3. Características microscópicas de las granodioritas.

Mineralogía:
Minerales esenciales.- Plagioclasa, cuarzo, biotita, y feldespato potásico.
Minerales accesorios.- Apatito, circón, opacos, allanita y hornblenda.

La plagioclasa es el mineral más abundante, generalmente en granos idiomorfos o hipidiomorfos de tamaño bastante diverso (aproximadamente entre 0.3 y 5 mm). Destaca su intensa zonación, generalmente partiendo de un núcleo bastante cálcico (andesina alta-labradorita) frecuentemente con "patchy zoning". Le sigue un intenso zonado oscilatorio (ver foto 92), con los bordes de cada zona frecuentemente idiomorfos, para terminar con una zona externa alotriomorfa, más pobre en Ca, aunque generalmente todavía de composición de oligoclasa.
La composición normativa de las plagioclasas de estas rocas es aproximadamente An_{40} .
La explicación del zonado oscilatorio de las plagioclasas de los granitoides ha sido objeto de numerosas hipótesis, entre las que pueden destacarse las que consideran su origen por mecanismos de difusión en estado sólido (FUSTER, 1951), y las que se suponen causadas por variaciones bruscas de la presión de confinamiento o la P_{H2O} en condiciones de cristalización magmática, o se deben a fenómenos relacionados con la difusión iónica en el magma (como por ejemplo, por sobresaturación recurrente, VANCE, 19).

Las inclusiones de las plagioclasas son poco abundantes en general, predominando las de apatito y circón. Las inclusiones de biotita son normalmente pequeñas y poco frecuentes, en cambio las de otros cristales de plagioclasas son bastante abundantes, a veces con disposición orientada según las caras de crecimiento del cristal huésped. La tendencia a unirse en esta disposición ordenada ocasiona frecuentes estructuras de synneusis, típicas de crecimiento cristalino en una fase fluida (VANCE, 19 ,BARTH, 1969).
Es muy frecuente el maclado polisintético de la Albita, y más raros los de Carlsbad y Periclina. También se observan cristales sin ningún tipo de maclado.

El cuarzo es totalmente alotriomorfo e intersticial, constituyendo junto con el feldespato potásico,una de las últimas fases en cristalizar.

La biotita es hipidiomorfa a alotriomorfa en detalle, pues aunque macroscópicamente tiene una clara tendencia al idiomorfismo, al parecer se halla afectada por corrosiones más o menos intensas en los bordes. Tiene abundantes inclusiones de apatito , circón y minerales opacos. Asimismo tiene algunas inclusiones de plagioclasa que se suelen disponer de forma orientada, alargadas según los planos de exfoliación de la biotita.

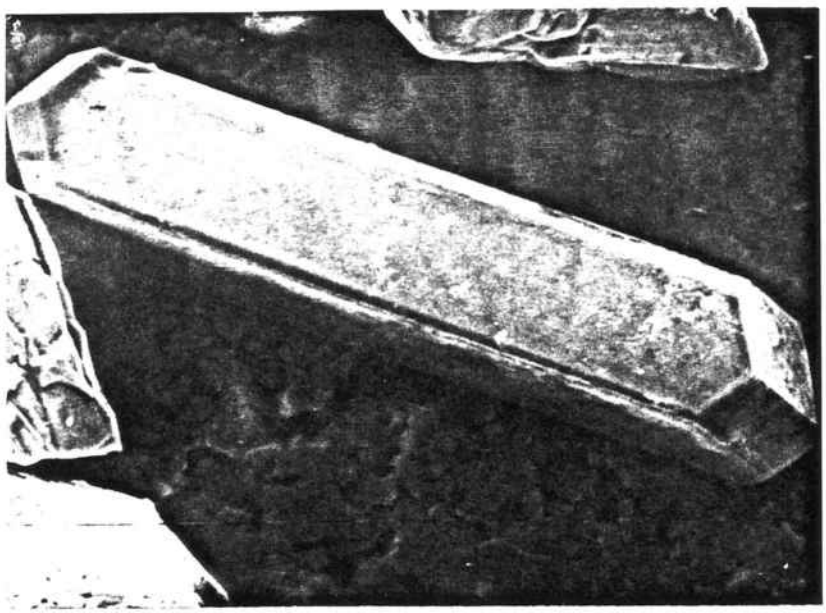
El feldespato potásico es alotriomorfo, englobando normalmente varios cristales de plagioclasas zonadas y biotitas hipidiomorfas de pequeño tamaño. Siempre presenta intercrecimientos pertíticos, aunque son de distintas características y de tamaño mucho menor que los de los leucogranitos (generalmente no superan las 100 micras de longitud).

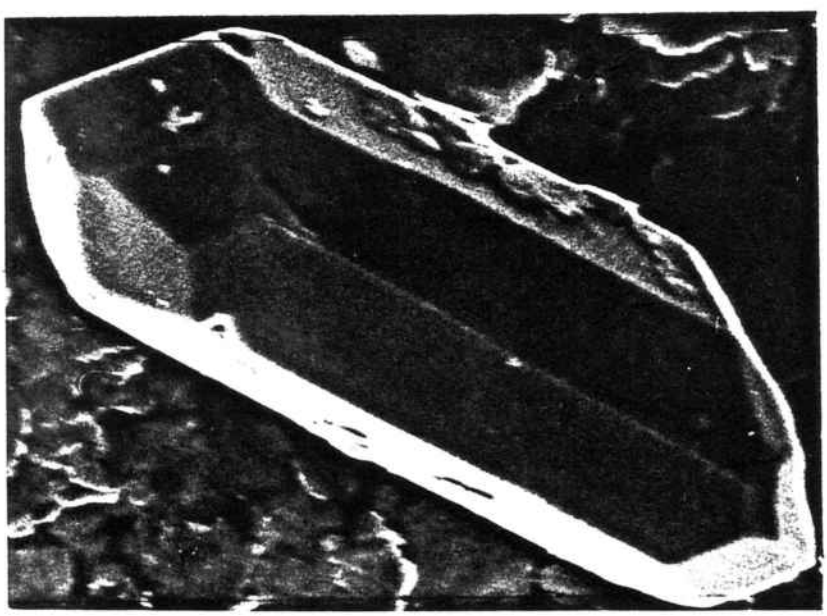
Accesorios:

El apatito es abundante como inclusiones en las biotitas y plagioclasas, generalmente con formas idiomorfas prismáticas, alargadas o cortas. A veces forma cristales aciculares en los núcleos de algunas plagioclasas. (Las formas aciculares se relacionan con un crecimiento rápido de los cristales, generalmente a causa de una sobresaturación brusca debida normalmente a un rápido enfriamiento (WYLLIE, 1962).

El circón también es frecuente aunque menos que el apatito. Generalmente es perfectamente idiomorfo, con formas variadas aunque con predominio de las prismáticas bipiramidales (foto 102, y fig 3-10). Algunas veces se hallan zonados, y otras pueden contener inclusiones de otros circones idiomorficos, e incluso inclusiones gaseosas alargadas.

La allanita es relativamente frecuente como cristales idiomórficos de tamaño considerable, aunque tiene una distribución muy dispersa y por ello solo se encuentra ocasionalmente en algunas preparaciones (foto 101).





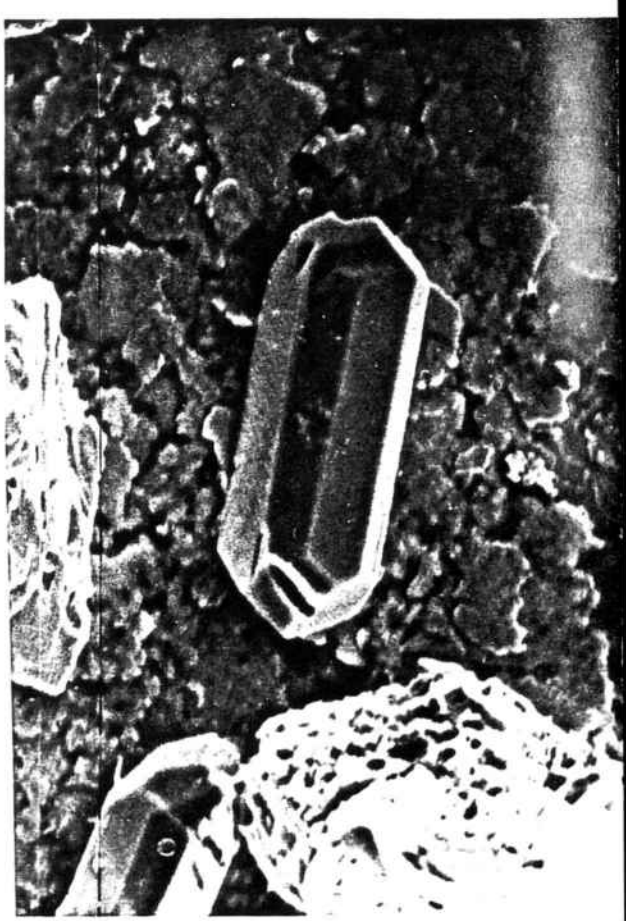


Fig 3-10

Opacos. Son generalmente alotriomorfos, incluídos casi siempre en la biotita. Aparentemente se trata principalmente de magnetita.

La hornblenda se halla raramente como pequeñas inclusiones en algunas plagioclasas.

Minerales secundarios:
Siempre están presentes, representando generalmente una readaptación, en presencia de agua, a condiciones de menor temperatura, ya sea durante el enfriamiento del cuerpo intrusivo, o por fenómenos hidrotermales que pueden ser muy tardíos. Generalmente son poco abundantes. Los más frecuentes son la sericita (en las plagioclasas) y las cloritas y epidota (reemplazando a la biotita). A veces reemplazando a la plagioclasa se halla epidota y clinozoisita.
La microestructura de las granodioritas puede considerarse como hipidiomorfa y subequigranular.

3.2)-2 Granodioritas biotíticas heterogranulares de grano fino-medio (Tipo-bB).

Estas granodioritas se distinguen facilmente de las granodioritas normales del Tipo-B por presentar colores más oscuros y un tamaño de grano, como término medio, inferior. El promedio de los análisis químicos de estas rocas puede verse representado gráficamente en el diagrama de La Roche de la fig 4-2 (triángulos negros hacia abajo). La biotita presenta 2 hábitos distintos ; por una parte prismático, similar al de las granodioritas-B, y por otra, escamoso, de pequeño tamaño que produce el oscurecimiento del color de la roca. La biotita escamosa se halla principalmente como inclusiones en el feldespato potásico, lo que le produce una microestructura de tendencia poiquilítica.

La plagioclasa es abundante y presenta características similaraes a las de la granodiorita-B, con intensas zonaciones y maclados parecidos.

Tiene enclaves microgranudos no muy frecuentes y generalmente de pequeño tamaño (algunos cm).

Distribución geográfica:

Se conocen dos afloramientos individualizados de este tipo de rocas: el de Serra Ameia (A-18), próximo a los leucogranitos de Céllecs, y el más extenso del Corredor (de Can Cosí, A-104). (Ver fig. 3-3, nº6).

En ambos casos se hallan rodeadas por las granodioritas del Tipo-B, y en el caso del Corredor, ellas mismas rodean casi totalmente en forma de anillo a los leucogranitos del Corredor. Este hecho sugiere que su relación con los leucogranitos no es casual, y que por tanto podrían tener una relación genética con ellos, como ya se ha indicado al hablar de los leucogranitos.

Aunque no han podido hallarse buenos ejemplos de contactos con las rocas adyacentes, éstos son bruscos con las granodioritas normales, y quizás graduales con los leucogranitos.

3.2)-3 Granodioritas de Castellar d'Indies (Tipo-bb).

La proyección de las composiciones promedio de estas rocas puede verse en el diagrama de La Roche de la fig 4-3 (triángulos negros hacia arriba) y su situación geográfica en la fig 3-3 con el nº7.

Son rocas de grano medio (3-6 mm), de color gris claro cuando la roca se encuentra inalterada, y se caracteriza por la biotíta de hábito laminar, la cual es bastante abundante. Tiene bastante plagioclasa que tiende a dar cristales idiomórficos bien individualizados, y que en algunos afloramientos podrían considerarse como un tipo de megacristales incipientes

Enclaves: Presenta enclaves bastante frecuentes de tipo microgranudo, generalmente de tamaño inferior a 20 cm.

Esta facies solo ha sido observada en este dominio reducido de los alrededores de Castellar d´Indies, y parece constituir parte de la misma unidad genética que los granitos del Tipo-b anteriormente descritos.

3.2)-4 Muestras analizadas de las granodioritas.

Tipo-B

Sector Vallensana.

A-14	:	Cantera de Vallensana (Badalona)	
A-106	:	Sant Fost de Campcentelles	435.40-4694.40
A-113	:	Cantera de Castell Ruf (Martorelles) (Tipo-B)	438.40-4596.65
A-114	:	Martorelles (Tipo-B)	436.80-4598.13

Sector Orrius

A-19	:	La Roca-St.Bartomeu	445.05-4602-23
A-29	:	Santa Quiteria (Tipo-B(H))	442.35-4600.80
A-46	:	Forn del Vidre (Corredor)	455.93-4608.06
A-47	:	Creu de Rupit (Arenys de Munt)	458.18-4607.00
A-58	:	Can Cortés (Cardedeu-Llinars)	449.15-4606.60
A-59	:	El Coll (Cardedeu)	449.35-4606.92
A-60	:	" "	448.52-4609.95
A-68	:	Cantera de Can Capa.	450.65-4607.42
A-83	:	La Creu de Canet.	465.00-4606.50
A-85	:	Cantera de La Roca	444.60-4603.70
A-86	:	Cantera de Parpers	445.92-4602.92
A-89	:	El Far	452.02-4608.82
A-94	:	Vilardell	460.31-4616.40
A-101	:	Torrent del Company (La Roca)(Cantera)	445.30-4603.90

Sector Cabrera

A-4	:	Cantera superior de Cabrera	449.37-4598.68
A-45	:	Cantera inferior de Cabrera	449.50-4598.20

Tipo-bB

Serra Ameia

A-18	:	Cantera de Pedres Blaves (Orrius)	445.70-4602.00
A-99	:	Els Angels (Coll de Parpers)	446.65-4603.36

Can Cosí (El Corredor)

A-104	:	Cantera de Can Cosí	454.60-4609.70

Tipo-bb

A-78	:	Castellar d´Indies	468.02-4610.87
A-105	:	Can Alomar.	465.92-4611.12

3.3) GRANODIORITAS TONALITICAS.

Enlas Fig. 3-4 y 4-2 se han representado los promedios de los análisis modales correspondientes a estas rocas (cuadrados negros).

3.3)-1. Distribución geográfica y características macroscópicas.

Estas rocas constituyen grandes afloramientos y parecen representar variaciones marginales de las tonalitas biotítico- hornbléndicas, con transiciones aparentemente graduales, no habiéndose visto hasta el momento en ningún caso, contactos intrusivos con ellas. No obstante, dada la gran similitud de aspecto con las tonalitas en rocas alteradas, dichos contactos podrían haber pasado desapercibidos.

TIPO-B

GRANODIORITA BIOTITICA.

Minerales	nº análisis	3	3	3	3	3	15
	Localidad	Cabrera	Llinás	S.Bartomeu	Vallensana	CastellRuf	TOTAL
Esenciales	Cuarzo	40.14	31.80	32.77	32.86	30.27	33.56
	Plagioclasa	37.80	39.36	44.65	44.96	40.58	41.47
	Ortosa	9.45	16.38	13.37	8.40	17.16	12.95
	Biotita	1o.83	11.72	8.28	13.13	11.39	11.07
Accesorios + Sec.	Apatito	0.27	0.15	0.17	0.17	0.13	0.17
	Circón	0.07	0.05	0.02	0.05	0.04	0.04
	Opacos	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
	Clorita	0.77	0.41	0.15	0.65	0.35	0.46
	Epidota	0.26	0.04	0.21	0.04	0.01	0.11
	Indice de coloración	12.57	12.45	9.17	13.76	11.97	11.98
		SECTOR I	SECTOR II		SECTOR III		

Tabla 3-3

Los principales afloramientos se encuentran en la vertiente SE de la Cordillera, entre Argentona y Arenys; otra franja, orientada N-S entre Tiana y Montornés, y otro afloramiento, de dimensiones más reducidas, entre Vallgorguina y El Corredor (Serra de Parent Rost). Existe finalmente otro afloramiento de pequeñas dimensiones en los alrededores de Sant Celoni (carreteras a Olzinelles y a Vallgorguina) aunque sus características son algo distintas, con un tamaño de grano inferior, relativamente más rica en horblenda, pero de composición algo más ácida.
En conjunto tienen una extensión de unos 85 Km^2.
Respecto a sus características macroscópicas destaca su gran contenido en plagioclasas, con cuarzo relativamente abundante, y feldespato potásico escaso. Son muy ricas en biotita, generalmente presente como cristales prismáticos que pueden alcanzar facilmente 1 cm de longitud. La hornblenda se presenta típicamente como un mineral accesorio, en cantidades variables según los afloramientos, y en general su presencia no es evidente en el primer examen del afloramiento.
Aunque en ciertos puntos la hornblenda es muy escasa, una indicación de su existencia en la roca es hallarla como constituyente de sus enclaves microgranudos cuarzodioríticos, los cuales por otro lado, suelen ser grandes y abundantes.

3.3)-2. Características microscópicas.

Las características microscópicas son muy similares a las de las tonalitas biotítico- hornbléndicas de las cuales solo se diferencian por el ligero aumento en su contenido de feldespato potásic, y por la escasez de grandes cristales de hornblenda.
Así pues, las plagioclasas son muy cálcicas, intensamente zonadas y con maclas frecuentes; el cuarzo tiene formas irregulares, y el feldespato potásico es alotriomorfo con numerosas inclusiones de plagioclasa y biotita.

La hornblenda, generalmente , presenta características similares a las de las tonalitas, es decir en grandes cristales idiomorficos. (por ejemplo, en los afloramientos de Mataró, Llavaneres, Caldetes, Arenys, etc.; en cambio, en otros afloramientos (Tiana, St, Celoni, etc) tiene mayor tendencia a formar pequeños cristales más alargados.

3.3)-3. Muestras analizadas de las granodioritas tonalíticas del Tipo-BH.

Sector de Tiana-Montornés.

A-9	:	Tiana-La Conreria.	
A-31	:	Cantera de Alella.	440.50-4596.20

Sector de Mataró-Llavaneres-Caldetes.

A-62	:	Sant Andreu de Llavaneres.	456.25-4603.40
A-70	:	Cantera de Caldetes	460.23-4603.93
A-81	:	Carretera a Can Bruguera (Mataró)	
A-88	:	Urbanización Esmelalda (Canyamars)	451.95-4607.12

3.4) TONALITAS.

Estas rocas constituyen uno de los tipos plutónicos más característicos del Macizo del Montnegre. Se extienden principalmente en un gran afloramiento (de unos 80 Km^2) bastante homogéneo, de forma irregular pero claramente elongada en la direcció NE-SW (Fig. 3-3), ocupando en su sector suroccidental las partes elevadas de la cordillera (Montaña de Sant Mateu), mientras que hacia el NE ocupa principalmente las zonas deprimidas de los valles de Dosrius y Canyamars.

Otro afloramiento más reducido en extensión (unos 10 Km^2) y de características macroscópicas algo distintas, se encuentra situado entre Calella y Pineda, limitando por el N con las rocas paleozoicas metamórficas encajantes.
Como característica física de interés podemos citar su densidad, que se halla comprendida entre 2.74 y 2.76.

3.4)-1. Tonalitas biotítico-hornbléndicas de Sant Mateu (Tipo-H).

1.1. Características macroscópicas.

A simple vista aparece como una roca equigranular, de grano medio a grueso (3-8 mm por término medio) (aunque la presencia de los cristales mayores de hornblenda dispersos le da una cierta tendencia inequigranular).(ver foto 14,). En cantera presenta un color grisáceo bastante claro. Es rica en minerales máficos , predominando con mucho la biotita, pero siendo destacable la presencia constante de hornblenda idiomorfa a hipidiomorfa de hasta 1 cm o más de longitud.
La biotita tiene un tamaño bastante variable (normalmente entre 1 mm y 1 cm) pero predominan los cristales de tamaño bastante grande (5-7 mm). Tiene una fuerte tendencia a desarrollar formas seudohexagonales, preferentemente gruesos prismas de base hexagonal cuyas caras y aristas presentan frecuentemente contornos curvos. Son frecuentes las asociaciones de crecimiento en paralelo a lo largo de los prismas (synneusis). Algunas veces es posible observar que la hornblenda se reemplaza progresivamente por biotita, la cual forma una envuelta de pequeños cristales desordenados alrededor de algunos cristales redondeados de hornblenda. Este hecho se observa localmente y parece estar relacionado con facies algo mas ricas en feldespato potásico .
La parte leucocrática de la roca es tá formada principalmente por un agregado de muchos cristales de plagioclasa, frecuentemente de 2-5 mm, y por granos de cuarzo. Los cristales de plagioclasa son básicamente idiomorfos pudiéndose apreciar normalmente su zonación y maclado polisintético.

El cuarzo se presenta en granos muy irregulares ocupando intersticialmente los huecos dejados por las plagioclasas y los minerales máficos, con un tamaño normal entre 0.5 y 1 cm.
El feldespato potásico es mucho menos abundante,con formas muy irregulares, y englobando varios granos de biotita y plagioclasa lo que le confiere un aspecto poiquilítico. Su tamaño suele ser de 0.5 a 1 cm.

1.2. Enclaves.

Una caracteristica importante de estas rocas es la presencia constante de un importante número de enclaves de tipos diversos.
Sin ningún género de dudas el tipo más frecuente y más voluminoso de enclaves corresponde a los enclaves microgranudos de composición cuarzodiorítica(Según la clasificación de Streckeisen, fig 3-4, rombo blanco horizontal) o gabrodiorítica(según De La Roche, fig 4-4,nº 22) (Enclaves del Tipo-Emi(H)).
La mayoría de estos enclaves tienen un tamaño comprendido entre 15 y 30 cm pero se han observado algunos de hasta aproximadamente 1 m de longitud.(ver foto 81). A pesar de llamar fuertemente la atención por sus colores oscuros el volumen relativo de roca que ocupan es muy pequeño.
Su tamaño de grano es fino (0.5-1 mm) pero frecuentemente muestran un aspecto porfídico por la presencia de cristales mayores de plagioclasa y hornblenda. Contienen los mismos minerales que la roca que los engloba, aunque mucho más enriquecidos en la fracción máfica.
Tienen una microestructura hipidiomorfa, con los cristales de biotita y hornblenda hipidio a idiomorfos (así como los cristales mayores de plagioclasa), y todo ello inmerso en una matriz poiquilítica de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico. (ver foto 139).
La forma de estos enclaves suele ser bastante redondeada, probablemente dando a entender la escasa diferencia de competencia entre el enclave y la roca huésped. No obstante a veces también se han observado formas angulosas.

Su distribución en las tonalitas es bastante uniforme y puede servir como un buen criterio preliminar en su cartografía. No obstante, localmente pueden observarse zonas con mayores concentraciones de enclaves.

- Además de los enclaves de aspecto plutónico (o microgranudos) que se acaban de describir, existen otros tipos constituídos por rocas metamórficas, aunque siempre se hallan muy subordinados y en proporciones insignificantes. Estos enclaves pueden hallarse ocasionalmente en cualquier punto del plutón, aparentemente sin ninguna relación con los primitivos contactos.
Debido a que éstos han desaparecido, no podemos saber ni siquiera aproximadamente a qué distancia pueden haber penetrado los enclaves en el interior de la cámara magmática.
La mayor parte de estos enclaves parecen ser claramente de tipo xenolítico y por tanto su composición puede ser bastante variada. No obstante predominan los de tipo pelítico, en varios estadios de asimilación (fotos 73 a 75), variando desde fragmentos poligonales (generalmente paralelepipédicos), con formas condicionadas por su esquistosidad y sus diaclasas, de aspecto cornubianítico, hasta enclaves micáceos, restíticos, resíduos anatécticos de la fusión parcial de esas cornubianitas (DIDIER,1973)(foto 75). Asimismo pueden hallarse los términos migmatíticos intermedios en varias fases de su desarrollo (ENRIQUE, 1978).
En los términos evolucionados de estos enclaves son frecuentes las asociaciones minerales ricas en aluminio, entre la que destacan la de corindón-espinela (Ver Capítulo de Petrogénesis, y fotos 97, 98 y 140).

- Por otra parte existen toda una serie de enclaves de composiciones variadas, muy escasos, cuyo significado se desconoce por el momento, aunque por lo menos algunos de ellos podrían consistir en material más o menos retrometamorfizado, procedente de regiones profundas de la corteza o (más dificilmente) del manto superior.

Quizás el más destacable sea un enclave de unos 5-6 cm de diámetro, hallado en la cantera de Dosrius, constituído por anfíbol y por un granate central de unos 2.5 cm de diámetro, de color rojo, con muchas inclusiones aciculares orientadas, aparentemente de rutilo. Aún no se dispone de los resultados de su composición por microsonda, pero un análisis cualitativo mediante EDAX muestra un contenido en Mg relativamente alto (ver fig 3-14), lo

TIPO-H

-TONALITA BIOTITICO-HORNBLENDICA.

	nº análisis	3	3	3	3	3	15
	localidad	Teyá	La Cisa	Cabrils	Agell	Argentona	TOTAL
Esenciales	Cuarzo	29.99	26.28	30.37	25.29	27.30	27.84
	Plagioclasa	48.29	49.20	47.61	52.56	50.10	49.55
	Ortosa	5.80	5.15	5.68	6.33	4.71	5.53
	Biotita	14.02	13.66	13.87	13.97	13.96	13.89
	Hornblenda	1.48	3.20	1.59	0.97	0.95	1.63
Accesorios + Sec.	Apatito	0.20	0.16	0.21	0.20	0.20	0.19
	Circón	0.04	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03
	Opacos	0.14	0.09	0.08	0.03	0.11	0.09
	Clorita	0.18	2.04	0.48	0.63	0.81	0.82
	Epidota						
	Indice de coloración	15.91	19.36	16.33	15.81	17.87	17.05

Tabla 3-4

cual parece indicativo de un origen profundo. Sería interesante compararlo con las composiciones de los granates de las eclogitas.

- Otros enclaves presentan estructuras zonadas, como los de las fotos 78 o 79. Es posible que algunos, o la mayoría de éstos sean el resultado de una "digestión" progresiva por el magma de xenolitos calcosilicatados, aunque una estructura análoga puede darse a partir de fragmentos de peridotitas (DIDIER, 1973).
El estudio de estos enclaves es muy difícil pues además de ser muy raros, su extracción es casi siemple imposible con los métodos habituales.

- Finalmente cabe destacar la presencia esporádica de gruesos cristales de ortopiroxeno blindados por biotita que posiblemente se trate de xenocristales o cristales supervivientes formados en estadios anteriores al emplazamiento del magma en condiciones más subsaturadas. (Estos cristales también han sido hallados, aunque más raramente, en las granodioritas del tipo-B, en los alrededores de La Roca.

1.3. Características microscópicas.

El aspecto microscópico delas granodioritas-B, las granodioritas-BH y de las tonalitas-H es muy similar, y de hecho, las variaciones más importantes consisten solo en la proporción de sus minerales, y en la existencia de hornblenda como mineral esencial en las tonalitas.

Esenciales:

La plagioclasa es el mineral predominante en las tonalitas, el cual forma aproximadamente el 50% de la roca. Tiene composiciones muy cálcicas tratándose de rocas granitoides, pues aunque es muy variable según las zonas de los cristales, la composición normativa es de An_{50} (Ver Fig 4-14).
La variación observada mediante el microscopio oscila entre oligoclasa en los bordes, hasta labradorita de composición media en algunos núcleos de los cristales. Las estructuras internas de las plagioclasas son en todo análogas a las de las granodioritas anteriormente descritas. Generalmente constan de un núcleo con patchy zoning, una zona intermedia con un intenso zonado oscilatorio (generalmente con contornos idiomórficos), y un reborde externo alotriomorfo en el que se observan las composiciones más albíticas (fotos 93 y 92).

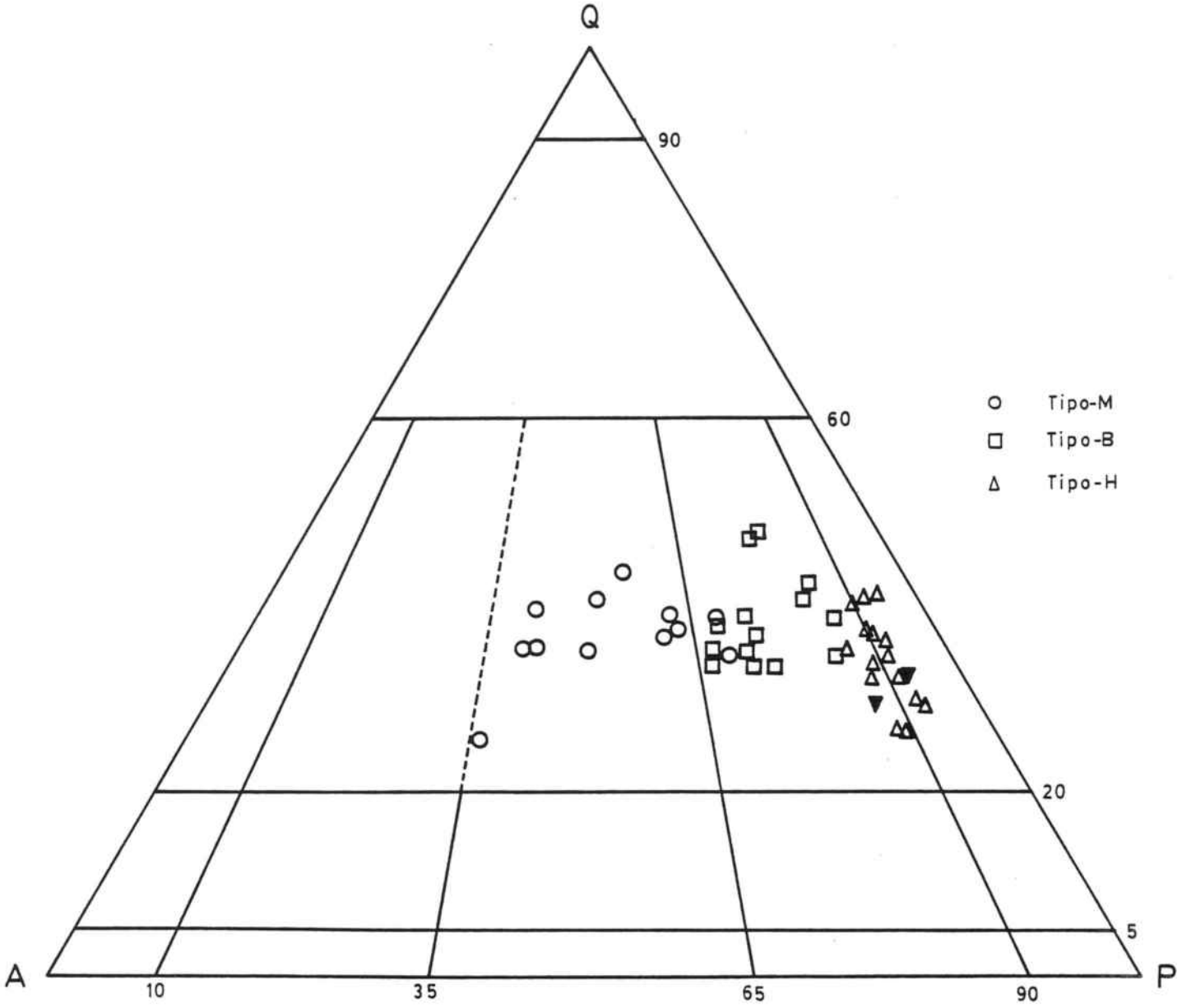


Fig. 3-11

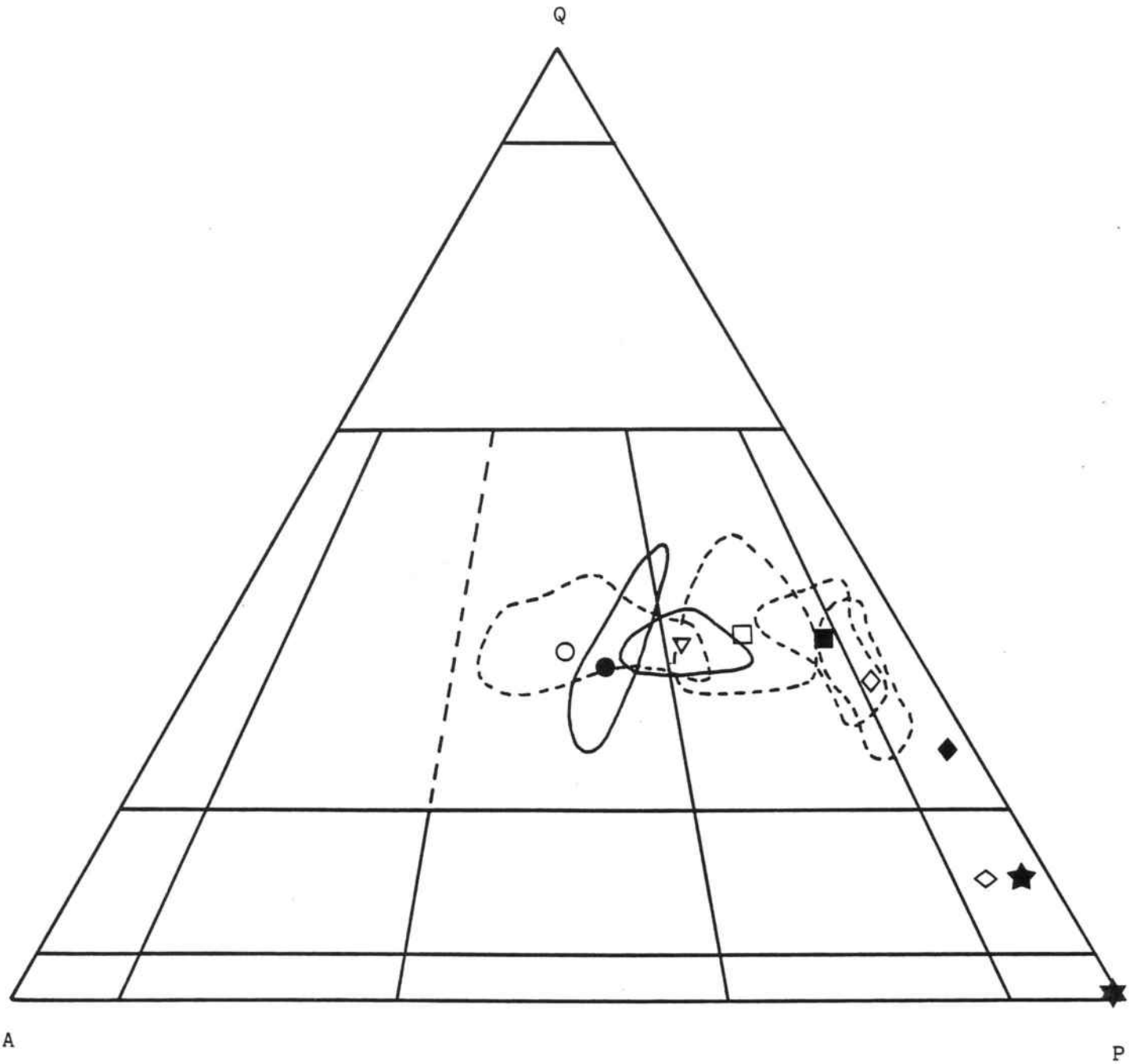


Fig. 3-12 : Areas de dispersión de los distintos tipos plutónicos.

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

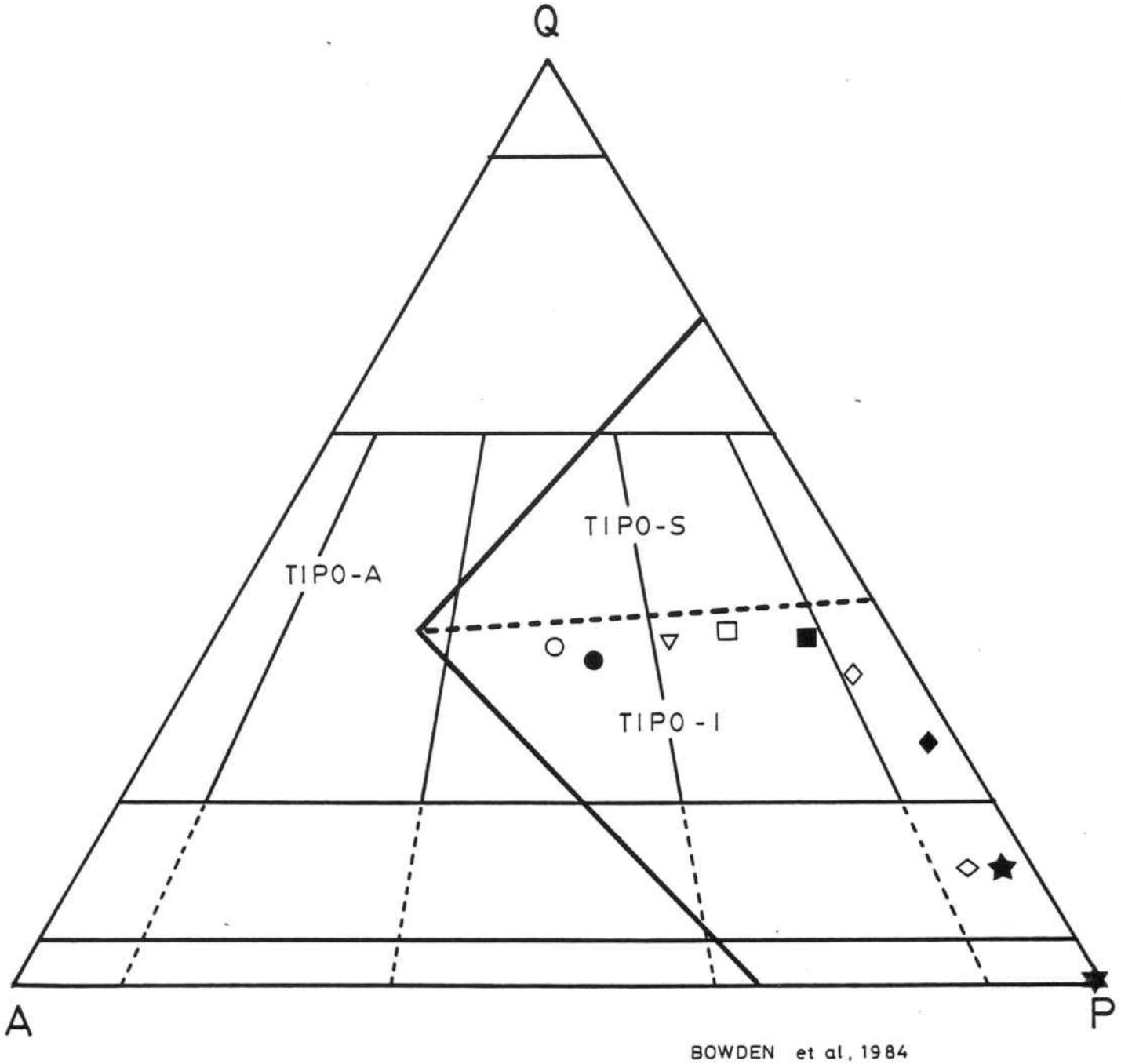


Fig. 3-13

Según VANCE (1965) la causa principal del patchy zoning debe ser el descenso de la presión de confinamiento durante el ascenso del magma, con el consiguiente descenso en el punto de fusión y la resorción subsecuente de los cristales cálcicos primeramente formados. A este proceso seguiría la cristalización de plagioclasa más albítica, en equilibrio con las condiciones de menor presión y al ir descendiendo la temperatura.

Las maclas de las plagioclasas son muy frecuentes predominando el maclado polisintético de la Albita y en menor proporción el de la Periclina. No es raro el maclado según Carlsbad.

Algunos cristales de plagioclasa contienen abundantes inclusiones de pequeños granos de hornblenda. También incluye normalmente biotita, otros granos de plagioclasa, apatito en prismas y cristales aciculares, minerales opacos, y circón idiomorfo.

En los bordes de algunas plagioclasas, en contacto con feldespato potásico, se pueden observar algunas mirmequitas generalmente con escaso desarrollo. También son frecuentes las synneusis de varios cristales de plagioclasa (ver foto 137).

El cuarzo, la biotita y el feldespato potásico se presentan con un aspecto totalmente similar al de las granodioritas ya descritas en apartados anteriores. Solo debe destacarse la escasa abundancia de feldespato potásico, nomalmente con valores próximos al 5% (ver tabla 3-4), y por el contrario el mayor contenido en biotita.

La hornblenda es relativamente frecuente, pero sorprende la escasa proporción volumétrica que representa en el total de la roca teniendo en cuenta lo aparente que resulta en muestra de mano.

Existen algunos garnos muy pequeños como inclusiones, pero lo normal es hallarla en grandes cristales subiduiomorfos con la macla según (100).

Presenta pleocroísmo bastante intenso que varía desde las tonalidades del verde hasta verde pardusco.

Tiene frecuentes inclusiones de apatito, circón y opacos. También puede incluir biotita y plagioclasa.

Los minerales accesorios más típicos son los que ya se han citado como inclusiones: apatito, circón y opacos.
Con relativa frecuencia se encuentra allanita, aunque parece ser algo menos común que en las granodioritas.
Los minerales secundarios más corrientes, al igual que en los demás granitoides de esta zona son la sericita, la clorita y la epidota.

Microestructura: Presentan una cierta inequigranularidad, dada por el relativamente pequeño tamaño de los cristales de plagioclasa predominantes, y por otra parte por el gran desarrollo de los cristales de hornblenda, de biotita y de algunas plagioclasas.

3.4.)-2. Tonalitas biotítico-hornbléndicas de Pineda (Tipo-hh).
Forman un afloramiento de dimensiones relativamente reducidas entre Pineda y Calella. Los análisis químicos muestran una gran similitud con las tonalitas del Tipo-H. Macroscópicamente se diferencian algo por la menor abundancia de grandes cristales de hornblenda. Sin embargo, el contenido total en este mineral es algo superior. Tienen escaso feldespato potásico y biotita y hornblenda bastante abundantes. Los prismas de hornblenda no superan generalmente el tamaño medio de grano de la roca. Son de grano medio (3-5 mm) y son ricas en enclaves microgranudos cuarzodioríticos, y también aunque muy subordinados, de rocas metamórficas. Se hallan muy pocos afloramientos de roca inalterada. Hacia el W del afloramiento aumenta progresivamente el tamaño de los cristales de hornblenda a la vez que disminuye su cantidad. Al N se pone en contacto con el encajante paleozoico (pizarras negras del Silúrico, rocas calcáreas silúrico-devónicas, etc) dando origen a corneanas calcosilicatadas con grosularia, diópsido y wollastonita (cantera de Pineda).

3.4.)-3. Muestras analizadas de tonalitas.

"Tonalitas de Sant Mateu". Tipo-H.

A-7	:	Cantera de Agell de Dalt	
A-13	:	Cantera de Teià.	443.47-4595.47
A-48	:	Carretera Dosrius-Canyamars.	451.63-4605.77
A-54	:	Cantera de Argentona.	449.20-4601.20
A-55	:	Cantera de Dosrius.	449.27-4603.85

A-61	:	Can Sus. Canyamars.	453.85-4606.85
A-64	:	Cantera del Torrent de Sta. Eulàlia.Teià.	443.44-4596.12
A-71	:	Cantera de Cabrils.	445.80-4598.09
A-87	:	Urbanización Esmeralda, Canyamars. "Tonalitas de Pineda".Tipo-hh	451.65-4606.77
A-20	:	Urb. del Tº Guardia.Pineda.	474.33-4609.95
A-84	:	Calella. Cruce a Orsavinyà.	471.45-4607.29

3.5) Melatonalitas heterogranulares biotitico-hornbléndicas. Tipo-QDH.

Estas rocas forman un grupo de pequeños afloramientos asociados a las tonalitas del tipo-H, a veces dando el aspecto de "macroenclaves".

En el Macizo de Sant Mateu se han localizado algunos afloramientos (W de St. Mateu, Cementerio de Teià, cantera de Teià, Tº d´en Baldiri). Existe algún otro afloramiento por los alrededores de El Far (corredor).

Suelen ser de decenas o a lo sumo de centenares de metros de longitud, tanto en masas irregulares como con afloramientos de formas alargadas.(ver p. ej. la fig 2-30, rocas descritas como Cuarzodioritas (Quarsdiorites)). Son rocas de color gris oscuro, muy heterogranulares, en las que destacan bastantes cristales idiomórficos de hornblenda, de biotita y de plagioclasa (fotos 12 y 29), lo que les confiere un aspecto porfídico.

Tienen contactos sinuosos, a veces netos y a veces difusos,con las tonalitas (foto 60), incluyendo algunos enclaves muy redondeados de las mismas (foto 84). Igualmente las tonalitas-H incluyen a las melatonalitas-QDH, todo ello apuntando hacia una coexistencia en estado magmático de ambas rocas durante su emplazamiento.

Al microscopio se ve una textura granuda de grano relativamente fino de cuarzo, plagioclasa, biotita y hornblenda, en la que se hallan inmersos fenocristales de los mismos minerales (foto 88). Las plagioclasa, intensamente zonadas, presentan frecuentemente patchy zoning (foto 89).

Su representación en el diagrama de Streckeisen puede verse en la fig 3-4,(rombo negro vertical). Se han analizado las siguientes muestras:

A-12	:	Cantera de Teià.	443.47-4595.47
A-63	:	W de St. Mateu.	443.65-4596.84

3.6) GABRODIORITAS (Gabrodioritas de Can Capa. Tipo-D)

Estas rocas son las más básicas halladas en el S del Montnegre. Forman un pequeño afloramiento cerca de Can Capa (Dosrius), rodeadas por las granodioritas del Tipo-B, y muy próximas a las tonalitas-H.(ver fig. 3-3, nº1)

Según la composición modal, en el triángulo de Streckeisen se situan en el campo de las cuarzodioritas o cuarzogabros, pero debido a su alto contenido en biotita y hornblenda (casi en proporciones equivalentes), en el diagrama de La Roche se sitúan en el campo de las gabrodioritas. Debido a su bajo contenido en SiO_2 (53.4%, A-67), y al alto contenido en An normativa de sus plagioclasas (An_{67}), con algunos núcleos de cristales con composición de labradorita alta, parece más adecuado el nombre de gabrodiorita propuesto por De La Roche. La composición promedio modal de las plagioclasas es casi imposible de establecer a causa de su intensa zonación, pero muy probablemente en la clasificación de Streckeisen corresponden a cuarzogabros biotítico-hornbléndicos.

4. Sector Norte del Montnegre.

El Sector-N del Montnegre está constituído predominantemente por rocas de composición monzogranítica, y de modo bastante más subordinado por granodioritas, que a su vez son relativamente ácidas en contraste con las granodioritas del Sector-S (ver Fig. 3-5). No existen afloramientos significativos de composición tonalítica, pero en cambio son relativamente frecuentes pequeños a medianos afloramientos de rocas dioríticas, gabroides y,en menor extensión cortlandtíticas, (estos dos últimos tipos, ausentes en el Sector-S).

4.1) MONZOGRANITOS. (Tipo-Gb)

4.1)-1. Características macroscópicas y distribución geográfica.

Estas rocas constituyen un único gran afloramiento de unos 72 Km^2 en la vertiente N que desciende al Tordera desde el Montnegre.

Son las rocas más características de estas montañas, muy meteorizables, de colores rosados o amarillentos, y formando relieves muy suaves con una red hidrográfica muy densa e intrincada, totalmente cubierta con un bosque y una vegetación tupidos. La escasez muy notable de rocas hipabisales filonianas y la facil disgregación de la roca meteorizada producen unas formas de relieve que contras-

tan considerablemente con las del Sector-S, incluso en una primera visión de las fotos aéreas de la zona.

Asimismo, la facilidad de meteorización, constituye un serio obstáculo en su estudio, ya que son relativamente escasos los afloramientos de rocas frescas, no existiendo ni una sola cantera dedicada a la explotación de este tipo de rocas, a no ser las que fueron utilizadas en la construcción de la autopista para extracción de áridos, en las cuales generalmente tampoco se llega a cortar la roca inalterada.

Debido a todas estas características propias, se les ha denominado en este trabajo como "Granitos del Montnegre" (Tipo-Gb).

Existe una variación relativamente importante en la apariencia de estos granitos, debidos casi exclusivamente a variaciones del tamaño de grano que es muy notable, mientras que las variaciones en su composición química son casi inapreciables. Debido a esto se ha establecido una línea cartográfica limitando la zona más septentrional, en la que predominan las facies de grano grueso (de 0.8 a 1 cm aprox) (Tipo-$G\overset{o}{b}$, ver figura 3-3,nº14, y foto 33), de la meridional, en la que predominan las facies de grano medio a fino (0.4 a 0.1 cm)(Tipo-$G\overset{.}{b}$)(Fig 3-3, nº15, y fotos 34 y 35). Hay que advertir que esta línea no corresponde a un contacto, sino a una franja que indica un cambio microestructural progresivo, y en parte irregular. Otra facies de estos granitos, muy restringida, pero muy interesante, se halla en varios lugares muy puntuales (Tº de la Font d´en Roca, Foto 3-17 e; Roca Rossa; la Batllòria, y con extensión algo mayor en los alrededores de los afloramientos de basaltos olivinicos alcalinos terciarios del Puig de San Corneli y de la Creu d´en Capó. (Fig. 3-3,nº16). Esta facies consiste en una variación gradual pero rápida desde la facies granuda de grano grueso o medio, hasta una roca con aspecto francamente porfídico (de pórfido granítico) (Tipo-P-Gb; fotos 36 y37). Esta facies porfídica, mantiene sin embargo las principales características del granito del Montnegre, especialmente su color, el tipo de feldespato rosado, y el hábito tabular de las biotitas.

Una característica muy destacable, y aparentemente bastante excepcional entre rocas de composición granítica, es la existencia muy persistente de numerosos y muy grandes enclaves de color oscuro, casi negro, de formas redondeadas, que superan facilmente 1 m de diámetro (Tipo-E, o E(Gb))(Fotos 19,51,56 y 118). Estos enclaves son evidentes en las rocas inalteradas (p. ej. en el corte de la autopista Barcelona-Gerona ≅ Km 50, en el Tº de la Font d´en Roca), o en el

fondo de los torrentes, cuando ponen al descubierto rocas poco meteorizadas (p. ej. Can Cornei). Sin embargo, aunque normalmente existen, pasan casi totalmente desapercibidos en las rocas meteorizadas, adquiriendo entonces, a la vez que el granito que los engloba, una notable tonalidad rosada (por ejemplo en la carretera a Sant Martí del Montnegre en los alrededores de Can Xifré). Su distribución no es homogénea no obstante, habiendo zonas en los que son muy abundantes y en cambio en otras son escasos o inexistentes. De todos modos son muy frecuentes en gran parte del afloramiento de los granitos del Montnegre tanto en las facies de grano grueso como en las de grano medio-fino.

A pesar del color negro de estos enclaves, éstos tienen una composición granodiorítica (A-40). Esto es debido a la forma de los cristales de biotita que se presentan como abundantes láminas muy delgadas en cristales minúsculos, los cuales absorben enormemente la luz, con un volumen total de biotita bastante escaso.

La textura y mineralogía de los enclaves es similar a la de los granitos en que se hallan, pero con un tamaño de grano más fino y mayor riqueza en biotita y plagioclasa. Su origen posiblemente esté relacionado con fenómenos de acumulación en la cámara magmática de los granitos, o quizás con facies de borde primeramente formadas, y fragmentadas posteriormente al proseguir la intrusión (DIDIER, 1973). Esta 2ª posibilidad quizás explicaría mejor la existencia en dichos enclaves de abundantes apatitos aciculares, hábito normalmente producido por enfriamiento brusco (WYLLIE, 1962).

4.1)-2. Características microscópicas (fotos 116, 117 y 118).

Aparte de las variaciones del tamaño de grano ya descritas, estas rocas se caracterizan por tener una textura equigranular casi totalmente alotriomorfa. Solamente algunas plagioclasas presentan ocasionalmente caras hipidiomorfas. Tambien a veces presentan texturas micrográficas (foto 145). Tienen cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en cantidades aproximadamente iguales (ver tabla 3-5). Todos ellos forman granos más o menos equidimensionales sin mostrar una tendencia manifiesta a tener un desarrollo intersticial. El feldespato potásico muestra rara vez las características ópticas de la microcina y más bien parece tratarse predominantemente de ortosa micropertítica con intercrecimientos poco espectaculares (a diferencia de los leucogranitos del Sector-S). A veces los

A veces los intercrecimientos finos se disponen de modo paralelo simulando un maclado polisintético.

Las plagioclasa están escasamente zonadas predominando un zonado de tipo normal, mientras que el zonado oscilatorio o está ausente o con un desarrollo muy escaso. Las variaciones de composición del núcleo a la periferia de los cristales es escasa oscilando entre oligoclasa y andesina (habiéndose observado intervalos frecuentes entre An_{14} y An_{35}).

La composición normativa de la plagioclasa varía entre An_{15} (en las facies de grano medio-fino) a An_{19} en las de grano grueso (Ver Apéndice 3, y fig 4-14).

Es frecuente la macla de la Albita y bastante más rara la de la Periclina.

La biotita es relativamente escasa (ver tabla 3-5) y tiene hábito laminar o tabular bastante característico. Suele presentar también formas corroídas.

Es rica en inclusiones de apatito, y también el circón en muy abundante en cristales prismáticos alargados idiomorfos (ver fig 3-10, foto superior-izquierda y superior-derecha). Las plagioclasas se hallan frecuentemente sericitizadas, y las biotitas presentan alteraciones a clorita y epidota.

Las composiciones modales de estas rocas pueden verse en las fig. 3-4 y 3-12, y su clasificación en el diagrama de La Roche en las figs 4-2 y 4-3.(círculos negros).

La existencia de las facies de tránsito a pórfido podrían hacer pensar que por lo menos algunos de los diques de esa composición puedan tener este plutón como punto de partida.

Por su parte S estos garnitos entran en contacto con las rocas metasedimentarias paleozoicas produciendo en ellas un importante metamorfismo de contacto, con desarrollo abundante de porfiroblastos de cordierita (fotos 132 y 133) en las rocas pelíticas cambro-ordovícicas, de quiastolita en las pizarras garfitosas, y granatitas y otras rocas calcosilicatadas en contacto con las calizas silurico-devónicas (foto 134).

Por el NW de su afloramiento se ponen en contacto directo con las granodioritas biotíticas (Tipo-B) del Sector-S. Desgraciadamente no ha podido hallarse en ningún punto una relación clara de cronología relativa de emplazamiento, debido a la existencia de importantes filones de cuarzo junto al contacto enmascarando cualquier relación de este tipo.

También se han buscado infructuosamente xenolitos de un tipo en otro, no habiéndose hallado ni el más leve indicio que apunte en un sentido o en otro respecto a su antigüedad relativa.

4.1)-3. Muestras analizadas del Tipo-Gb.

		Tipo-Gb°	
A-36	:	Hostalric	470.00-4620.58
A-39	:	Tº de la Font d´en Roca. St Celoni.	460.97-4617.63
A-50	:	La Batllòria.	462.35-4618.23
A-97	:	Fogars de Tordera.	471.72-4621.03
		Tipo-Gb	
A-51	:	Can Mas. Breda.	464.05-4618.67
A-65	:	Raminyó.	468.60-4619.77
A-73	:	Roca Rossa.	470.34-4615.29
A-74	:	Roca Rossa.	470.6 -4616.45
A-75	:	Roca Rossa.	470.25-4616.26
		Tipo P-Gb	
A-49	:	La Batllòria.	462.35-4618.23
A-119	:	Tº Font d´en Roca.	460.97-4617.63.

4.2) GRANODIORITAS.

En la parte más nor-oriental del Macizo del Montnegre existen 2 tipos de granodioritas, correspondientes al Sector-N del Montnegre.

4.2)-1. Granodioritas biotíticas con megacristales de feldespato potásico, (Tipo-FK).

Su composición modal puede verse en la figura 3-4 (triángulo blanco hacia abajo) y su composición en el digrama de La Roche en las figuras 4-2 y 4-3, con la misma simbología.

Su distribución geográfica puede verse en el mapa de la figura 3-3, nº12. La característica más destacable de estas rocas es la presencia de megacristales de feldespato potásico, los cuales aunque no son ni muy abundantes ni muy grandes (foto 20) constituyen una excepción en los tipos plutónicos del Macizo del Montnegre. Estas rocas son de grano grueso (0.8-1 cm)y se meteorizan con extrema facilidad, lo que dificulta enormemente el descubrimiento de afloramientos rocosos con las características necesarias para su análisis químico (A-96).

La otra muestra analizada (A-95) constituye en realidad una facies diferenciada de la granodiorita y por tanto no es representativa de las mismas.

Tienen biotita relativamente abundante en hábito tabular o escamoso. El cuarzo, también abundante, se halla en forma de gruesos granos globulares. En determinadas zonas (p.ej. Castell de Palafolls, tiene enclaves microgranudos abundantes.

Debido a su intensa meteorización y a su aspecto semejante al de las rocas meteorizadas circundantes no ha podido hallarse por el momento ningún tipo de relación cronológica en sus contactos.

Al microscopio destacan sus grandes cristales de feldespato potásico, basicamente de microclina pertítica. Las plagioclasas se presentan con zonaciones muy intensas, de tipo oscilatorio, con patchy zoning bastante desarrollado (foto 148) pero, no obstante, se observan muchas plagioclasas únicamente con zonado normal. Los valores de las composiciones de las plagioclasas observados al microscopio en cristales con zonación normal varían entre An_{20} y An_{26}.

En cambio la composición normativa da An_{32} indicando composiciones cálcicas de las plagioclasas con zonado oscilatorio. (Ver Apéndice 3 y fig 4-14).

Las rocas analizadas son:

A-96	:	Tordera	475.60-4614.08
A-95	:	N del Castell de Palafolls	478.07-4615.25

4.2)-2 Granodioritas biotítico-moscovíticas de Roca Miralles (Tipo-Gbm)

Estas rocas tienen cierto parecido macroscópico con las granodioritas de Tordera (Tipo-FK) que se acaban de describir, sin embargo poseen unas características suficientemente diferenciadas como para que se hayan considerado aparte. Por un lado el tamaño relativo del Feld.-K decrece, con lo que por lo general carecen de megacristales. Sin embargo, este mineral conserva una tendencia al idiomorfismo y ello hace que permanezca en forma de granos de apariencia subrectangular, aunque con bordes alotriomorfos (foto-32).

Por otra parte se distinguen bien de todos los demás granitoides por contener una cantidad apreciable de moscovita (foto 115) alotriomorfa incluída en el feldespato potásico y la plagioclasa, a veces con disposición paralela a los planos de exfoliación de la plagioclasa, lo que sugiere fuertemente de que se trata de un mineral secundario.

Tienen grano grueso, se hallan generalmente meteorizadas, y suelen tener un número muy importante de estrechos diques (centimétricos a deciméricos) en disposición generalmente paralela,(como puede verse en la carretera que se desvía a Blanes desde la N-II, en Malgrat).

Estas rocas forman una especie de aureola alrededor de las granodioritas de Tordera (Tipo-FK) entre éstas y las rocas metasedimentarias carboníferas (ver fig,3-3, nº 13). Tienen algunos enclaves melanócratas, algunos de los cuales son claramente metamórficos, de aspecto cornubianítico.
La relación con las granodioritas-FK parece ser gradual, por aumento en el contenido en megacristales de feldespato potásico.
Tienen más Fe_2O_3T y menos MgO que las granodioritas-FK lo que sugiere una distinta composición de las biotitas de ambas rocas, lo cual parece estar de acuerdo con el distinto aspecto de este mineral bajo el microscopio, siendo siendo en las granodioritas de Roca Miralles extremadamente pleocroico, variando desde amarillo muy pálido hasta pardo rojizo oscuro. Igualmente con el microscopio, se observa plagioclasa bastante abundante con zonaciones bastante fuertes, predominando las de tipo normal, con variaciones observadas en el campo Andesina-Oligoclasa (An_{30}-An_{18}). El feldespato potásico es microclina intensamente pertítica.
Las muestras analizadas son:

A-10 : Roca Miralles

A-80 : Cruce de la carretera Blanes-Malgrat 478.04-4611.57.

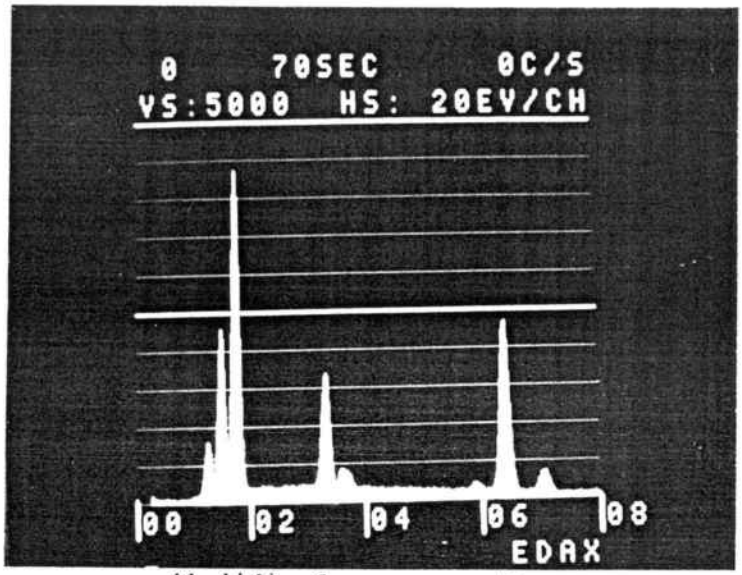
4.3) , 4.4), 4.5), y 4.6). CORTLANDTITAS, BOJITAS Y DIORITAS.

En este apartado de estudian un conjunto de rocas ultramáficas descrito por primera vez en los Catalánides (Cortlandtitas), así como otras también muy escasas, de tipo gabroide, y finalmente unas dioritas con clino y ortopiroxeno, este último mineral también observado por primera vez en la Cordillera Litoral Catalana.

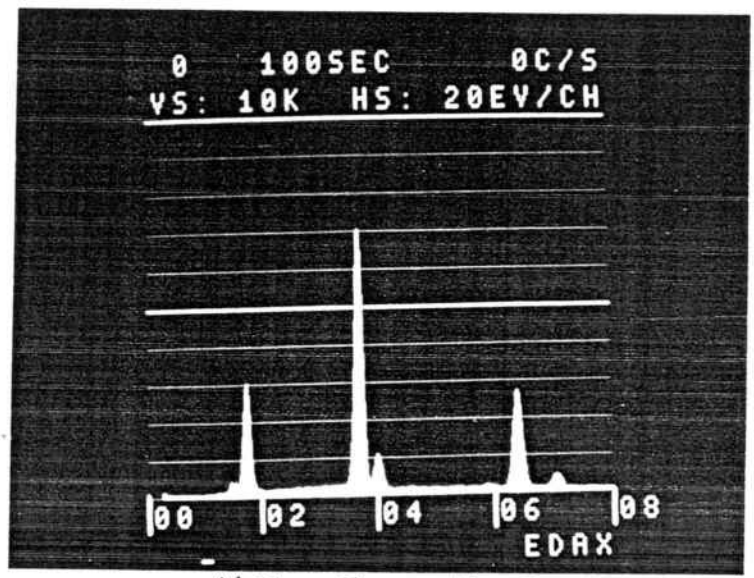
La existencia de rocas máficas y ultramáficas asociadas a rocas graníticas es relativamente frecuente (WYLLIE,1967) y este hecho se ha hecho cada vez más evidente a medida que han progresado los estudios detallados en batolitos graníticos. Generalmente se trata de rocas con unas características mineralógico-estructurales propias que las diferencian tanto de las asociaciones ultramáficas de los complejos estratificados gabro-peridotíticos, como de las asociaciones ultramáficas lerzolíticas de"Tipo Alpino" (MULLAN & BUSSELL, 1977).

Las rocas ultramáficas asociadas a plutones graníticos, en pequeños stocks, o como enclaves DIDIER,1973) se caracterizan generalmente por sucarácter hidratado puesto de manifiesto por su abundancia en anfíbol, y en menor escala de flogopita o biotita.
Las rocas ultramáficas más frecuentes en ese contexto, son hornblenditas más o menos olivínicas, a menudo con piroxenos, correspondiendo en este último caso con las cortlandtitas, definidas por SHAND,(1942)(en HATCH et al,1972) en el complejo máfico de Cortlandt (New York)(DOMENICK et al, 1982; RATCLIFFE et al, 1982). Cuando se asocian con granitoides suelen hallarse formando parte de pequeñas intrusiones de composición que varía entre las dioritas y las peridotitas, ricas en anfíbol (serie appinítica de BAYLEY, 1916, en PITCHER &BERGER,1972), generalmente emplazadas con anterioridad a los mismos, y muchas veces en posición alóctona y fragmentada, englobadas en rocas de afinidades gabroicas (LETERRIER, 1972; MARRE, 1973; CAPDEVILA,1969 en DIDIER, 1973)).

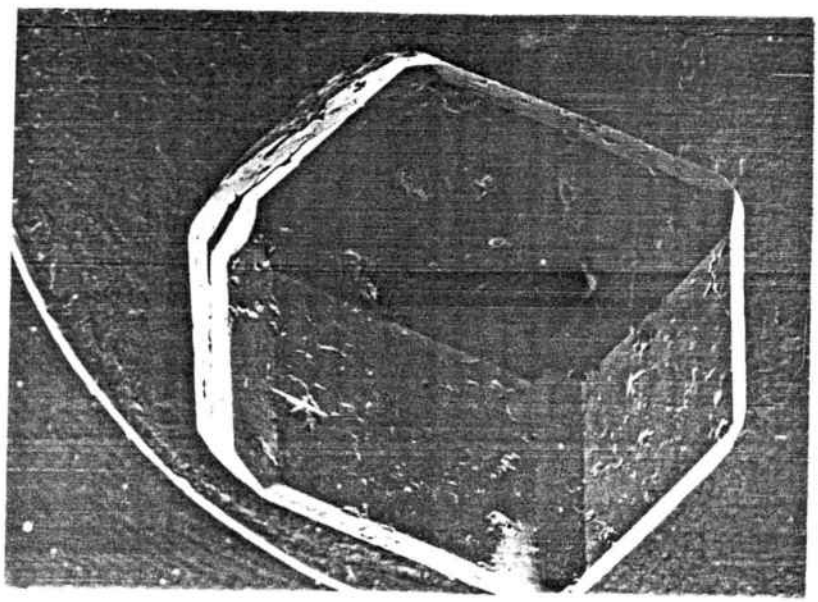
De modo subordinado y con una distribución dispersa por la mayoría de las unidades de granitoides de los Catalánides, se hallan cuerpos plutónicos más básicos, generalmente de composición cuarzodiorítica. Tal es el caso de las dioritas de Susqueda (ASHAUER & TEICHMULLER, 1935; VAN DER SIJP, 1951); del macizo de Prades (ASHAUER & TEICHMULLER,1935); de Figaró (IGME, 1976); del Montnegre (ENRIQUE, 1981); de Palamós, Llafranc, etc.
Rocas de composición básica solo eran conocidas hasta el momento las descritas por VAN DER SIJP (1951) en el área de Susqueda, clasificadas como cuarzogabros con tránsitos graduales hacia cuarzodioritas.
El descubrimiento del complejo máfico-ultramáfico del Montnegre, en este trabajo, completa en su extremo más básico el esepctro de rocas plutónicas de los Catalánides.
Las rocas que se describen constituyen un conjunto de pequeños afloramientos dispersos en un área de unos 4 Km de longitud por 2.5 Km de anchura, situado, tal como puede verse en la fig. 3-18(= Mapa Apéndice-4) en los alrededores del Puig de Caselles aproximadamente 1 Km al NW de Orsavinyà. Geologicamente este grupo de afloramientos se halla localizado a lo largo del contacto entre el granito biotítico del Montnegre (Tipo-Gb) y su encajante silurico-devónico. Estos últimos materiales, pelítico carbonatados se hallan afectados por un intenso metamorfismo de contacto que ha originado una importante aureola de corneanas calcosilicatadas (con granate rico en andradita, ver Fig.3-14, b y c;diópsido e idocrasa), mármoles,y cornubianitas con quiastolita.


0 70SEC 0C/S
VS:5000 HS: 20EV/CH
00
02
04
06
08
EDAX
MgAlSi Ca Fe

a


0 100SEC 0C/S
VS: 10K HS: 20EV/CH
00
02
04
06
08
EDAX
AlSi Ca Mn Fe

b



c

Fig 3-14

	QDH	H	BH	B	M	Ctd	g	Dopx	FK	Gb°	Gb	Emi(H)
	2	3	4	5	8	9	10	11	12	14	15	22
Q	16.2	27.8	32.0	33.6	35.3	-	0.5	9.7	34.6	35.4	30.2	7.9
FK	1.3	5.5	6.2	13.0	29.8	-	0.3	2.0	18.4	24.2	30.2	3.3
Pl	44.0	49.6	46.1	41.5	30.5	-	51.1	62.1	38.4	34.4	32.9	50.3
M	-	-	-	-	0.05	-	-	-	-	-	-	-
B	26.3	13.9	13.1	11.1	4.0	-	-	13.0	7.2	4.4	6.2	17.9
Amph	10.2	1.6	1.0	-	-	74.3	47.7	3.8	-	-	-	14.5
Aug	-	-	-	-	-	0.6	0.0	1.8	-	-	-	-
Opx	-	-	-	-	-	-	-	5.4	-	-	-	-
Ol	-	-	-	-	-	16.9	-	-	-	-	-	-
Ap	0.65	0.19	0.34	0.17	0.03	-	-	0.68	0.24	0.19	0.22	0.43
Zr	0.05	0.03	0.10	0.04	0.01	-	-	0.39	0.11	0.06	0.17	0.16
O	0.60	0.09	0.16	0.01	0.00	4.0	0.4	1.12	0.03	0.14	0.13	0.16
Sp	-	-	-	-	-	2.4	-	-	-	-	-	-
Phl	-	-	-	-	-	1.8	-	-	-	-	-	-
Cl+Ep	0.8	0.8	0.8	0.6	0.3	-	-	-	0.9	-	-	2.0
Q	26.30	33.57	37.98	38.14	36.92	-	0.91	13.13	37.77	37.67	32.35	12.89
A	2.04	6.67	7.37	14.75	31.13	-	0.60	2.64	20.15	25.76	32.40	5.45
P	71.66	59.75	54.64	47.10	31.94	-	98.48	84.23	42.06	36.57	35.25	81.66
Ol	-	-	-	-	-	18.41	-	-	-	-	-	-
Amph	-	-	-	-	-	80.90	-	-	-	-	-	-
Px	-	-	-	-	-	0.67	-	-	-	-	-	-

Fig. 3-5

LEYENDA de la Fig. 3-15

a): 1, dunita; 2,peridotita piroxénica; 3,peridotita hornbléndico-piroxénica; 4,peridotita hornbléndica; 5,piroxenita olivínica; 6, piroxenita olivinico-hornbléndica; 7,hornblendita olivínico-piroxenica; 8,hornblendita olivínica; 9, piroxenita; 10, piroxenita hornbléndica; 11, hornblendita piroxénica; 12, hornblendita.

b): 1,Anortosita; 2,gabronorita; 3,gabronorita hornbléndico-piroxénica;4, gabro hornbléndico; 5,piroxenita; 6,piroxenita hornbléndica; 7,hornblendita piroxénica; 8,hornblendita.

c): 1,2 y 3 : igual que en b); 4, bojita piroxénica; 5, bojita; 6, piroxenita; 7,piroxenita hornbléndica; 8,hornblendita piroxénica; 9, hornblendita.

Localmente, como por ejemplo en las proximidades de C. Montsant, los skarns se hallan mineralizados en cobre y hierro (con calcopirita, calcosina, malaquita, azurita, magnetita, etc (MATA, 1981)) lo que antiguamente dió origen a pequeñas explotaciones mineras.

Características petrográficas:

Cartográficamente se han distinguido cuatro grupos de materiales:

- 4.3) Rocas ultramáficas:

Se hallan en pequeñas masas asociadas a las rocas máficas generalmente con afloramientos muy meteorizados, en los cuales pueden hallarse algunas bolas irregulares con superficies de aspecto carcomido, pero totalmente inalteradas en su interior. Son extraordinariamente tenaces y muy difíciles de partir. Destaca su gran tamaño de grano que puede superar los 2 cm. Mineralógicamente se hallan constituidas predominantemente por anfíbol en grandes placas alotriomorfas poiquilíticas, que engloban numerosos granos de olivino que aparecen negros a simple vista debido a las fracturas e inclusiones opacas de los mismos (ver fotos 8, 144). Otros minerales presentes en cierta abundancia son la flogopita (foto 108) con pleocroísmo débil, espinela verde oscura (probablemente hercinita)(fotos 108 y 109), minerales opacos, y en escasa proporción clinopiroxeno y ortopiroxeno.

En lo que respecta a los anfíboles pueden distinguirse por lo menos tres tipos. Uno de ellos, el más prominente, forma las grandes placas poiquilíticas citadas y presenta pleocroísmo marrón debil o muy débil a veces distribuído de un modo más o menos zonal. Dada su microestructura este anfíbol podría ser muy probablemente un mineral primario. El segundo tipo es una variedad fibrosa no pleocroica aparentemente de origen secundario, y finalmente aunque en muy escasa proporción se ha observado un anfíbol incoloro con extinción recta, que podría tratarse de antofilita (foto 153).

La composición modal de estas rocas puede verse en la tabla 3-5 y su representación grafica en el diagrama de Streckeisen (1976) en la figura 3-15 a.

Así pues según este autor estas rocas se clasifican como hornblenditas olivínicas. No obstante la clasificación de estas rocas presenta una problemática especial ya que, dada su peculiar mineralogía existe una variada nomenclatura muy específica generalmente poco apropiada, pues suelen ser heterogéneas y con variaciones mineralógicas graduales.

Rocas de características similares son denominadas generalmente "cortlandtitas" las cuales se refieren a peridotitas hipersténico-horbléndicas con mica y malacolita (SHAND, 1942, en HATCH et al, 1972).

RATCLIFFE et al (1982) definen la cortlandtita del complejo de Cortlandt como una peridotita hornbléndica caracterizada por un anfíbol kaersutítico marrón sobrecrecido sobre olivino magnésico, hiperstena y augita.

En áreas graníticas hercinianas próximas se cita la existencia de cortlandtitas en varios lugares, por ejemplo en Quérigut (GUITARD y RAGUIN, 1961, en MARRE, 1975; LETERRIER, 1968), en la Sierra de Ávila (FRANCO, 1980), en Galicia (GALAN, 1980), en el Macizo Hespérico (CAPDEVILA, 1969, en DIDIER, 1973), y también como rocas asociadas a la serie appinítica caledoniana del Donegal (PITCHER & BERGER, 1972).

Las rocas que estamos describiendo, sin embargo, aúnteniendo unas características generales muy próximas a las cortlandtitas, si hemos de atenernos estrictamente a su definición no corresponden exactamente con ellas por ser extremadamente pobres en piroxeno. En cambio parecen ajustarse muy bien a la definición de "scyelita" (JUDD, 1885, en HATCH et al, 1972), la cual consiste en una"peridotita hornbléndico-flogopítica de grano grueso con grandes cristales poiquilíticos de hornblenda y mica incluyendo olivinos negros".

Así pues estas rocas podrían denominarse hornblenditas olivínicas con flogopita y espinela, con características muy similares a las scyelitas y cortlandtitas. Para simplificar y para seguir utilizando una terminología comparable con otras áreas próximas, en este trabajo nos referiremos a ellas simplemente como "cortlandtitas" (del Tipo-Ctd,o Pdt)

- 4.4) Rocas máficas:

Constituyen al menos cuatro afloramientos de pequeñas dimensiones, aunque el mayor alcanza casi 1 Km de longitud. Sor rocas relativamente heetrogéneas, probablemente debido a fenómenos de layering, pudiéndose encontrar zonas muy ricas en minerales máficos, a veces en transición hacia las hornblenditas, y zonas pobres en máficos, en cuyo caso la roca se hace bastante leucocrática por su riqueza en plagioclasa (transición hacia cuarzoanortositas) (foto 142).

En el afloramiento se hallan de modo general extraordinariamente meteorizadas, y normalmente solo queda una masa arcillosa lo que podría explicar el hecho de haber pasado desapercibidas hasta la actualidad. Sin embargo, incluídas en la masa arcillosa se hallan ocasionalmente bolas o fragmentos preservados de la alteración , con formas más o menos angulosas y con una pátina o costra de alteración de color blanquecino.

Aunque posiblemente se trate de una relación casual hay que hacer notar que todos los afloramientos hallados se hallan, por lo menos en parte, en contacto con las corneanas calcosilicatadas.

A pesar de tener una microestructura heterogénea su mineralogía es relativamente simple, predominando generalmente en su composición la plagioclasa, casi siempre maclada y zonada y muy rica en calcio (labradorita-bytownita)(Su composición normativa puede verse en el Apéndice 3 y en la fig 4-14, siendo en promedio de An_{79}). Le sigue en importancia el anfíbol con unas características que dependen del afloramiento.

En el plutón de Can Rec (A-93, fotos 9, 110,y 143) existe un anfíbol de grano grueso (1-2 cm) alotriomorfo que engloba cristales idiomórficos de plagioclasa en una relación subofítica, por lo que probablemente representa una cristalización primaria. Este anfíbol presenta pleocroísmo más o menos marrón, a veces distribuído irregularmente en un mismo cristal. Sus características son similares a los grandes anfíboles de las hornblenditas anteriormente descritos. La misma roca presenta otro anfíbol de menor tamaño con pleocroísmo verde, que puede ser hornblenda común. No contiene biotita pero en cambio posee una pequeña proporción de cuarzo intersticial.

En el afloramiento de Can Montsant (A-42, foto 142) la roca es de grano medio y más uniforme. La roca es rica en plagioclasa muy cálcica y en anfíbol marrón o incoloro, el cual en muchos casos tiene la apariencia de un mineral secundario de aspecto fibroso. En esta roca existe también clinopiroxeno (augita) (ver foto 111), a veces parcialmente tranformada en anfíbol. Generalmente no tiene biotita y cuando la hay se halla muy localizada. Tiene una pequeña proporción de cuarzo, y como accesorios cabe destacar la presencia de esfena y pirrotina.

El afloramiento de Can Caselles es muy rico en anfíbol (A-43)(foto 39). La roca es de grano medio y muestra una gran tenacidad. Tiene pequeñas cantidades de cuarzo. Esta roca se halla en contacto con la masa de rocas ultramáficas de mayor tamaño descubiertas en esta área.

Clasificación: La clasificación de estas rocas también presenta una problemática particular pues son rocas francamente básicas con un contenido en anortita de sus plagioclasas superior al 50% pero en las que el piroxeno no existe o se halla muy subordinado por lo que no se adaptan bien a la nomenclatura propuesta por STRECKEISEN (1976). Por su mineralogía de plagioclasa y anfíbol parecen rocas de afinidades dioríticas, pero por su contenido en sílice y por la composición de sus plagioclasas (ver tabla 4-4) se trata claramente de rocas gabroicas. STRECKEISEN, 1976, sugiere que a estas rocas compuestas por plagioclasa cálcica y anfíbol se les denomine gabros hornbléndicos (ver fig. 3-15 b) pero HATCH et al (1972) plantean un inconveniente en esta denominación. En efecto, ya que

el término "gabro" representa a una roca constituída por plagioclasa con An superior al 50% y clinopiroxeno;"norita" por una plagioclasa de análogas características en adición al ortopiroxeno; y "troctolita" igualmente por una plagioclasa cálcica, más olivino, las rocas constituídas por la misma plagioclasa cálcica y anfíbol merecen igualmente un nombre propio y distinto al del gabro.

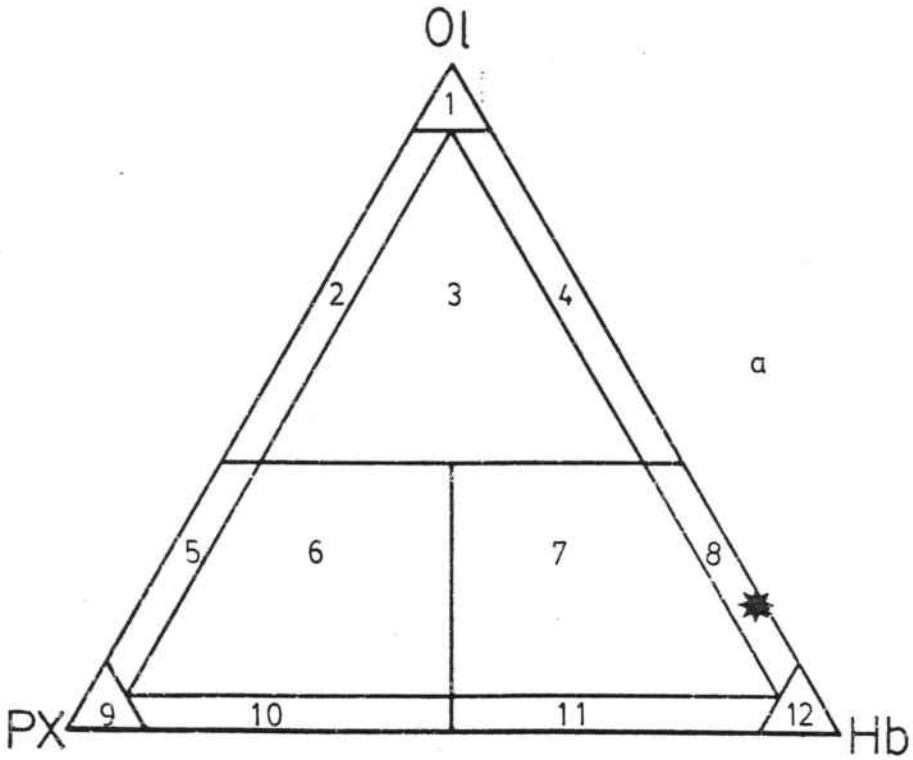
De hecho, una roca con tales características corresponde a la "BOJITA" (WEISCHENK, 1899, en HATCH et al, 1972), mientras que el término de gabro hornbléndico correspondería a una roca con la asociación mineral característica del gabro (plagioclasa cálcica+clinopiroxeno) conteniendo además anfíbol en cantidades subordinadas (HUGHES, 1982). Tal clasificación podría adaptarse al triángulo clasificatorio de Streckeisen con solo realizar pequeñas modificaciones en el mismo (ver por ejemplo como propuesta en este trabajo la fig. 3-15 c). Así pues las rocas descritas en este trabajo se consideran rocas de afinidades grabroides constituídas predominantemente por bojitas y localmente por bojitas augíticas, con los términos más leucocráticos en transición desde leucobojitas hacia cuarzoanortositas bojíticas, mientras que los más máficos. La composición modal de la bojita de Can Rec puede verse en la fig 3-5 y su proyección en el diagrama de Streckeisen en la fig 3-15 b.

- 4.5) Dioritas:

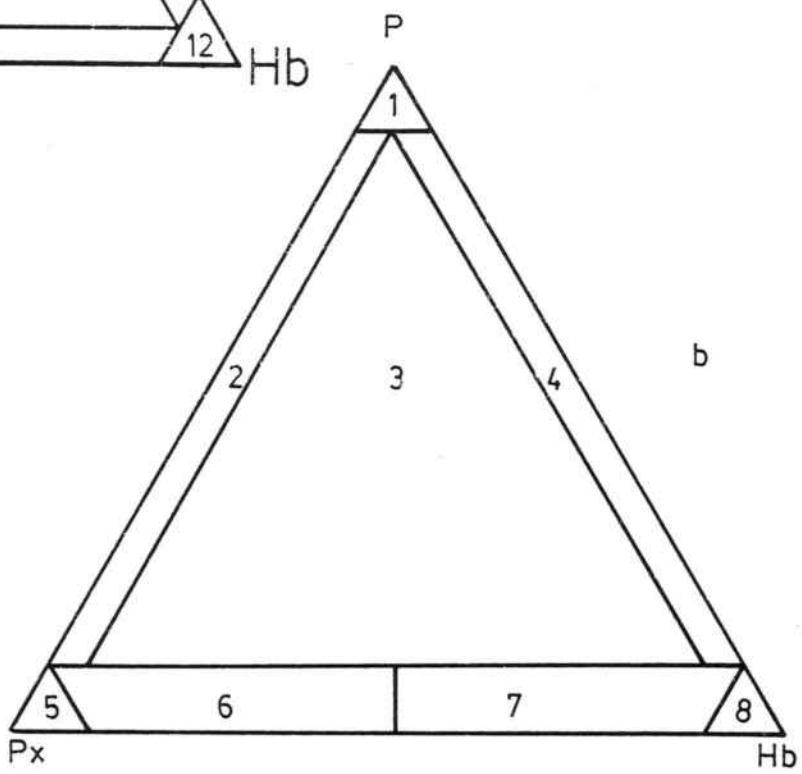
Se han hallado cuatro masas individualizadas todas ellas inferiores a 1 Km en su longitud máxima. a) Coll de Porc (Pineda), ocasionalmente con granate; b) Can Camps; c) Can Vilà ; c) Font de Can Fontrodona.

Sus afloramientos como es normal en esta zona se hallan muy meteorizados pero en casi todos ellos se hallan numerosas bolas subesféricas practicamente inalteradas.

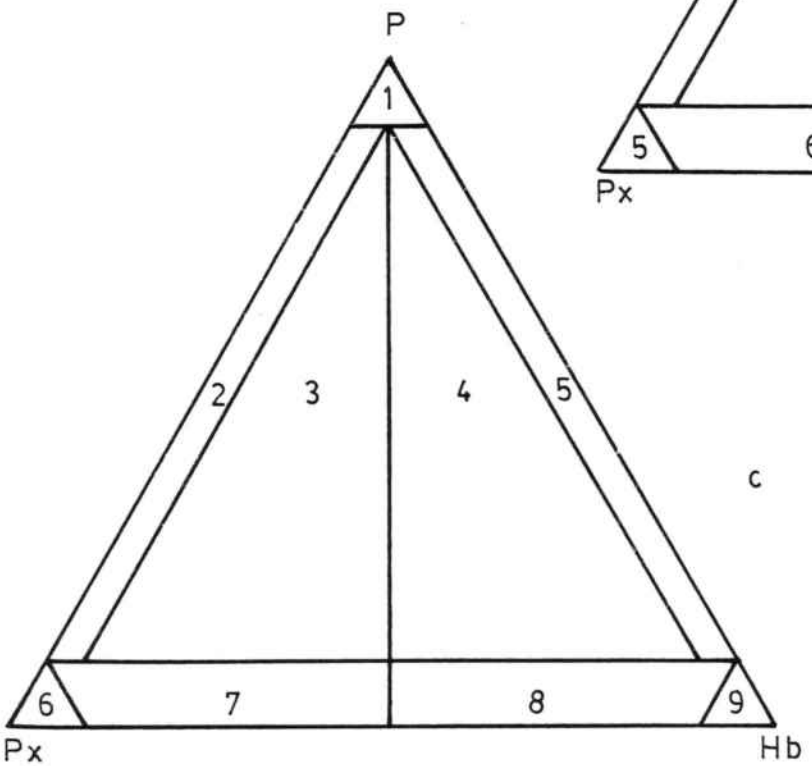
Las rocas del afloramiento de Can Camps presentan las siguientes características: En muestra de mano son de color gris muy oscuro y de grano fino (1-2 mm). Al microscopio muestran un gran contenido en plagioclasa (foto 112) casi siempre poco alterada, con maclas y zonaciones frecuentes. Como mineral máfico predominante contienen biotita. Además contienen ortopiroxeno bastante abundante (hiperstena, casi sin pleocroísmo), hornblenda y clinopiroxeno (augita) frecuentemente maclado. (ver fotos 113 y 146).



a



b



c

Explicación en pag. 132.

Fig 3-15

La biotita presenta muy frecuentes corrosiones y da la impresión de estar parcialmente por el ortopiroxeno (Ver capítulo de petrogénesis, apartado 5.2.1). Además de los minerales citados se halla en cierta abundancia el cuarzo, como granos alotriomorfos intersticiales. El feldespato pottasico es poco abundante. La composición modal de estas rocas puede verse en la tabla 3-5 y en la figura 3-4 (estrella de 5 puntas, Tipo-Dopx).

- 4.6) Zona de mezcla intermedia-ácida.

En relación cartográfica con los materiales anteriormente descritos se halla una zona de rocas plutónicas de aspecto heterogéneo generalmente muy meteorizadas y que consisten en una asociación compleja de rocas dioríticas y cuarzodioríticas. El contacto entre los dos materiales puede ser neto pero en la mayoría de los casos se ven variaciones graduales produciendo tipos híbridos de apariencia tonalítica. El afloramiento se halla rodeado en gran parte por los granitos del Montnegre (Tipo-Gb) con el cual, por el momento no han podido establecerse las relaciones cronológicas debido a la mala calidad de los afloramientos.

Mediante fluorescencia X se han determinado los contenidos en Cr, Ni y Co de cinco de las muestras de este complejo máfico y que se dan a continuación en la tabla 3-6.

Tabla 3-6

nº de muestra	A-91	A-42	A-93	A-43	A-92
Tipo	Dopx	g	gA	g	Ctd
Cr	37	130	400	535	960
Ni	16	25	35	151	310
Co	87	79	68	74	150

3.3 LAS ROCAS FILONIANAS.

Muchas de las características generales de las rocas filonianas se han expuesto en el capítulo de cartografía y en el de geoquímica por lo que aquí se hará referencia únicamente a los distintos tipos existentes y a la nomenclatura utilizada.

3.3.1 Pórfidos graníticos y granodioríticos.

Estas rocas son realmente importantes en determinaadas zonas del área estudiada, ya que en ciertos lugares llegan a constituir grandes enjambres de diques con orientación subparalela con direcciones predominantes entre ENE-WSW y NNE-SSW (St Mateu, Céllecs, Corredor, etc) (Ver mapa general).Los diques suelen tener entre 5 y 30 m de anchura y algunos Km de longitud. Generalmente son subverticales pero pueden llegar a tener buzamientos de 60º (ver foto 66). Los más importantes tienen composiciones de porfido granítico biotítico, aunque tambien son importantes los de composición granodiorítica biotítica. Mineralógica y texturalmente se caracterizan por su microestructura marcadamente porfídica con fenocristales de cuarzo bipiramidal hexagonal con signos evidentes de corrosión magmática, de Feld-K que a veces se presenta como verdaderos megacristales, de plagioclasa intensamente zonada, y de biotita. La matriz consiste en los mismos minerales pero de tamaño de grano microscópico. (ver apéndice 1, Laminas 4, 5, y 9). Casi siempre existe una gradación del tamaño de grano de la matriz desde la parte central del dique hasta los bordes donde se hallan las facies de grano mas fino debido al brusco enfriamiento. Generalmente son de colores claros, excepto junto a los contactos que llegan a ser totalmente negros aunque sin variaciones apreciables de su composición. Estos diques corresponden a los Tipos-P y PB (o PGd).

3.3.2. Pórfidos leucograníticos.

Estos diques se hallan muy subordinados y solo llegan a predominar, y aún así son escasos, hacia la parte del Montnegre. Se distinguen de los anteriores solo por su bajo contenido en biotita, y por tanto por sus colores muy claros. Tipo-PL.

3.3.3 Pórfidos tonalíticos.

Diques relativamente escasos y limitados a las áreas ocupadas por las tonalitas o en sus alrededores. Se distinguen de los graníticos y granodioríticos por sus tonalidades más oscuras y por tener cantidades apreciables de hornblenda. Tipo-PTH. (ver lámina 9 fotos 124 y 125).

3.3.4. Pórfidos monzoníticos a monzodioríticos.

Diques relativamente raros, de colores variables, a veces rojizos o marrones, y generalmente muy alterados. Se caracterizan por su bajo índice de coloración y por la ausencia casi total de cuarzo, y la poca cantidad de máficos, generalmente anfíboles más o menos cloritizados. (Por ej. Sant Ponç, etc).
Tipo-PS

3.3.5. Pórfidos dioríticos y porfiritas.

Diques generalmente estrechos y largos, prácticamente de color negro o gris muy oscuro. Los pórfidos dioríticos tienen marcada textura porfídica con numerosos fenocristales de plagioclasa zonada, y con cuarzo escaso.
Las porfiritas tienen un aspecto más masivo; al microscopio suelen tener texturas fluidales por la tendencia de la plagioclasa a formar microlitos. Los fenocristales de plagioclasa no son frecuentes, mientras que sí lo son los de hornblenda (Cabrils, Teià, etc)
Tipo-PD y Tipo-Pt.

3.3.6. Diques de gabrodiorita.

Forman diques estrechos y muy largos, aunque son poco frecuentes. Tienen textura granuda de grano fino a medio, excepto en las zonas de contacto en las que son porfídicos. La roca inalterada es muy oscura y densa, con aspecto de diabasas. Son muy ricas en anfíboles (muchos de ellos secundarios), no contienen biotita, y a veces pueden tener algo de augita (foto 127).
Tipo-d

3.3.7. Felsitas y felsitas riolíticas.

Forman unos diques muy subordinados en número y en dimensiones. Son rocas afaníticas, muy leucocráticas, de colores blanquecinos o verde claros. Suelen mostrar estructuras fluidales subparalelas a los contactos muy evidentes (fotos 54 , 55, y 53).
Tipo-F y Tipo-FR

3.3.8. Rocas metasomáticas.

Este tipo de rocas se hallan en gran número de afloramientos, aunque son de dimensiones muy reducidas, generalmente en forma de filones o de pequeñas masas circilares o elípticas (Teià., Creu de Canet, etc).

Generalmente consisten en rocas de textura "granuda" de colores blancos o rosados, y de composición monzonítica a monzodiorítica, y a veces sienítica.

Son las denominadas episienitas. No tienen cuarzo y los minerales máficos originales se hallan reemplazados por clorita y moscovita.

En algunos casos su origen parece estar relacionadc con el de los pórfidos, ya que las trazas de la episienitización se hallan en las continuaciones de las fisuras que ocupan dichos diques, con lo que parece que se deban a las emisiones hidrotermales producidas durante el emplazamiento y consolidación de los mismos.

3.4. LAS ROCAS ENCAJANTES.

Las rocas encajantes no entran en el objeto de este trabajo, aunque algunas de sus características, así como las de su metamorfismo se han ido tratando parcialmente a lo largo del mismo.

Un trabajo reciente sobre el paleozoico del Montnegre con un estudio detallado del mismo es el de CARMONA Y VILADEVALL (1983).

3.5. LOS ENCLAVES.

Estos materiales se han descrito detalladamente al tratar de las rocas en los que se hallan incluídos.

3.6. LOS CONTACTOS Y EL MODO DE EMPLAZAMIENTO.

Los límites trazados en la cartografía de las rocas plutónicas corresponden a cambios petrográficos (Principalmente mineralógicos y/o texturales) de las mismas. Debido al estado de meteorización y recubrimientos de los afloramientos actualmente no es posible precisar con exactitud qué contactos corresponden a límites de un plutón con otro o simplemente se trata de las variaciones graduales o bruscas propias de cada cuerpo magmático.

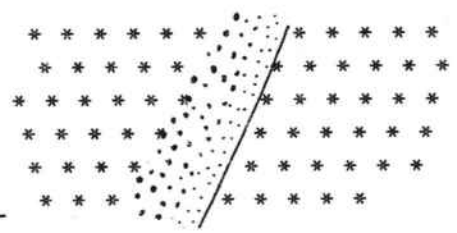
En algunos casos los contactos observados son claramente intrusivos como:

* Leucogranitos-M en tonalitas-H (P.ej. Mont Cabrer)
* Leucogranitos-M en granodioritas-B (por lo menos en parte)(Céllecs)
* Granodioritas-B en tonalitas-H (por lo menos en parte)(Cabrils).
* Granodioritas-bB en otras granodioritas-B (Corredor).
* Leucogranitos-MA en otros leucogranitos-M (Burriac).

Es probable además que existan contactos intrusivos de:

* Tonalitas-H en Tonalitas-H
* Tonalitas-H en Granodioritas-B (?).
* Tonalitas y granodioritas en leucogranitos. (??).

En el caso de las posibles intrusiones de tonalita-H en otra tonalita-H anterior la suposición se basa en una observación en Sant Mateu en la cual se observa la existencia de una facies de borde de composición de pórfido diorítico (ver fig adjunta), pasando hacia su parte interior a composición y textura de tonalita normal a través de cambios graduales, no habiéndose localizado el otro contacto del"otro lado".



Si la interpretación de esta observación es correcta, entonces ello constituye una limitación al método cartográfico seguido en este trabajo en la determinación de contactos intrusivos. El descubrimiento de este tipo de intrusiones, de características macroscópicas idénticas a las de su encajante precisará de otros métodos de trabajo, seguramente basados en estudios estructurológicos y geoquímicos de trazas (?).

Además pondría en evidencia (como ya lo hace el hecho de existir rocas filonianas con todo el intérvalo composicional de las rocas plutónicas) de que el orden de emplazamiento entre los términos más o menos ácidos puede haberse solapado entre unos y otros a lo largo de toda la historia de construcción del batolito. Por tanto el hecho de que en algunos lugares sean posteriores a las rocas granodioriticas o tonalíticas no implica que no pueda ocurrir lo contrario en áreas adyacentes.

En otros casos los límites cartografiados corresponden a variaciones internas de un mismo plutón, como puede ser el caso de las variaciones pronunciadas en el tamaño de grano de los granitos del tipo-Gb, y por tanto no deben corresponder a contactos intrusivos.

Los límites entre las tonalitas-H y las granodioritas-BH pueden corresponder igalmente a variaciones graduales producidas por diferenciación en el interior del mismo plutón.

En todos los casos en que han sido observados contactos intrusivos tanto entre las rocas plutónicas, como en su relación con el encajante metamórfico, estos corresponden siempre a mecanismos que implican un comportamiento rígido y frágil del encajante.
Esto se pone de manifiesto por la carencia absoluta de signos de deformación relacionados con las intrusiones, siendo en cambio evidente el corte tajante de todas las posibles estructuras internas del encajante (foliaciones, bandeados, schlieren, enclaves, alineaciones minerales, etc) (ver fotos 61, 62, 63, 64, 65 y 68, y fig 3-17).
Por tanto el mecanismo intrusivo debe estar relacionado con procesos de magmatic stoping o cauldron subsidence.
El "magmatic stoping" es evidente que se ha producido, tal como puede verse normalmente en el contacto de los granitoides con el encajante metamórfico (ver fig 3-16) o entre distintos granitoides de distintas edades (foto 68).
No obstante si se considera detenidamente, este proceso parece tener una importancia limitada. En efecto, la existencia de bloques y fragmentos de la roca encajante desprendida, solo es evidente en las proximidades de los contactos, y aún así no son tan numerosos como cabría esperar si todo el volumen del magma hubiera sido excavado por este procedimiento. Es cierto que, dispersos por toda la masa intrusiva se hallan xenolitos metamórficos o graniticos mas o menos transformados, pero aún así parecen representar un volumen insignificante respecto a la masa total del cuerpo magmático.
Por lo tanto parece mucho más probable un mecanismo relacionado con el hundimiento en el magma de grandes piezas de la corteza desmembradas por el abombamiento del techo de la cámara magmática (emplazada diapíricamente a través de la zona dúctil de la corteza, y detenida en el límite dúctil-fragil (ver BONIN,1982).
Este medio de emplazamiento sí que podría explicar la terminación brusca de las estructuras cortadas por los granitoides, las cuales normalmente desaparecen totalmente y no es posible hallar su continuidad (ver por ejemplo foto 64).

Contacto intrusivo de la granodiorita biotítica (Tipo-B) del Sector III, en los micaesquistos de la cobertera metamórfica. ST. PERE DE REIXAC.

Micaesquistos.

Cuarzo de exudación.

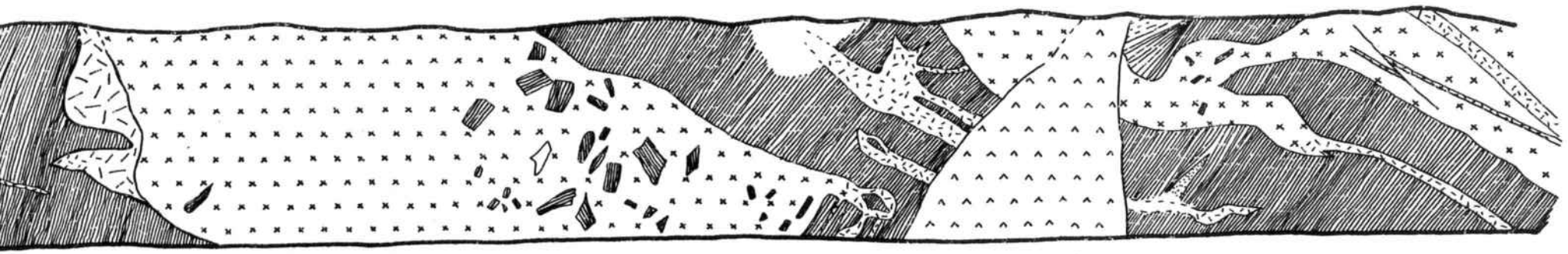
Granodiorita biotítica.

Aplita.

Pegmatita.

Pórfido granítico.

NW SE



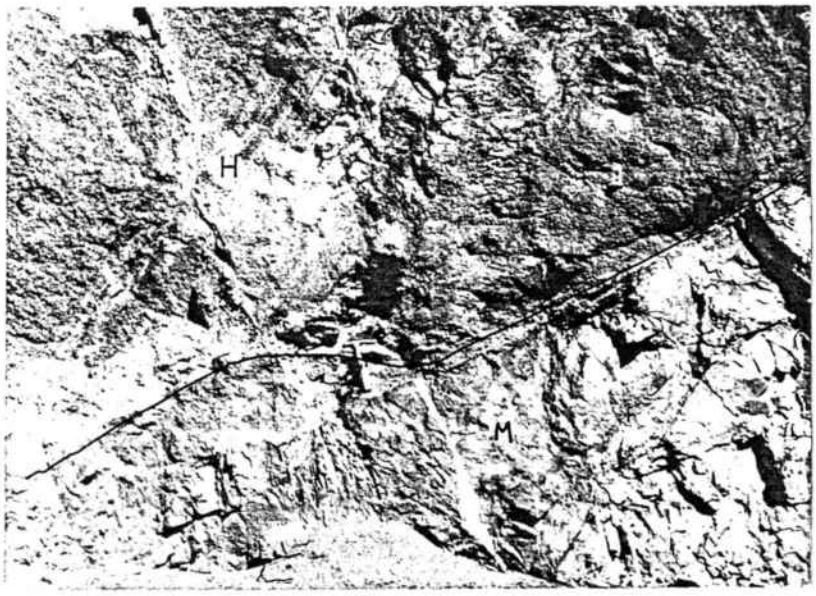
0 1 2 m.

Escala 1:80.

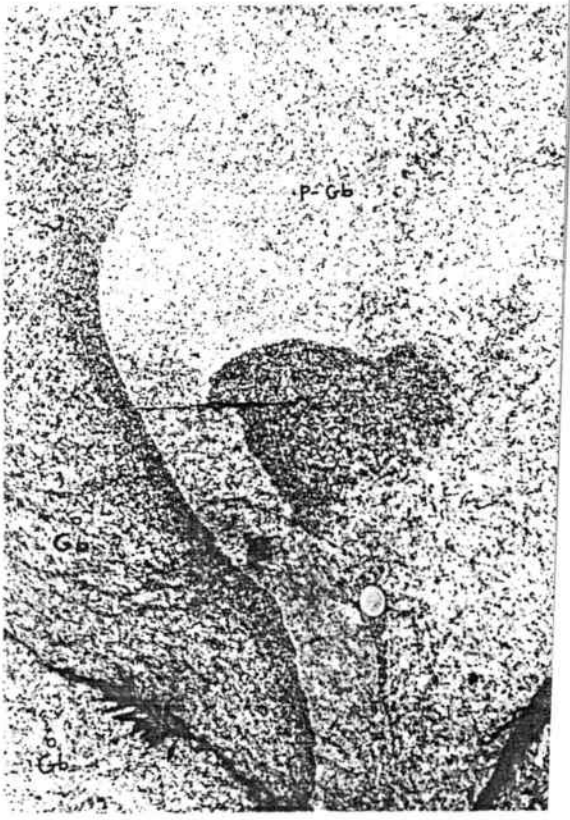
Fig 3-16

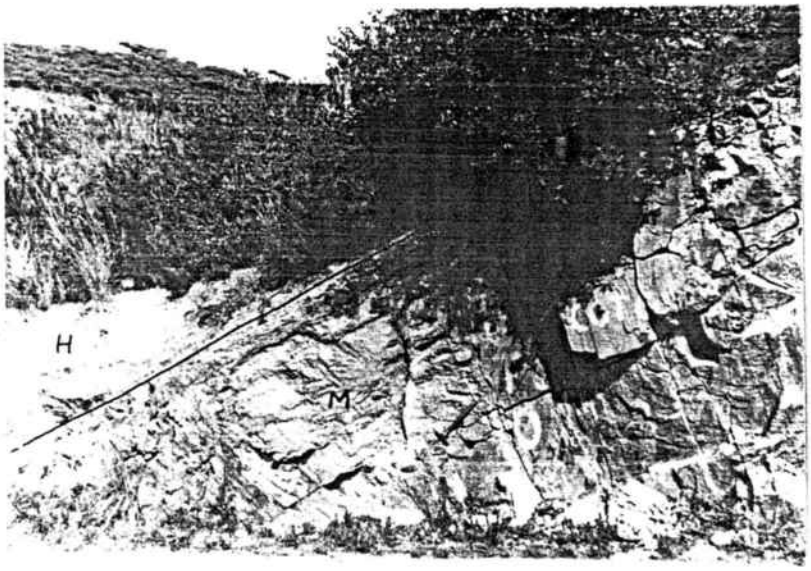
a

b



c





d

Fig 3-17

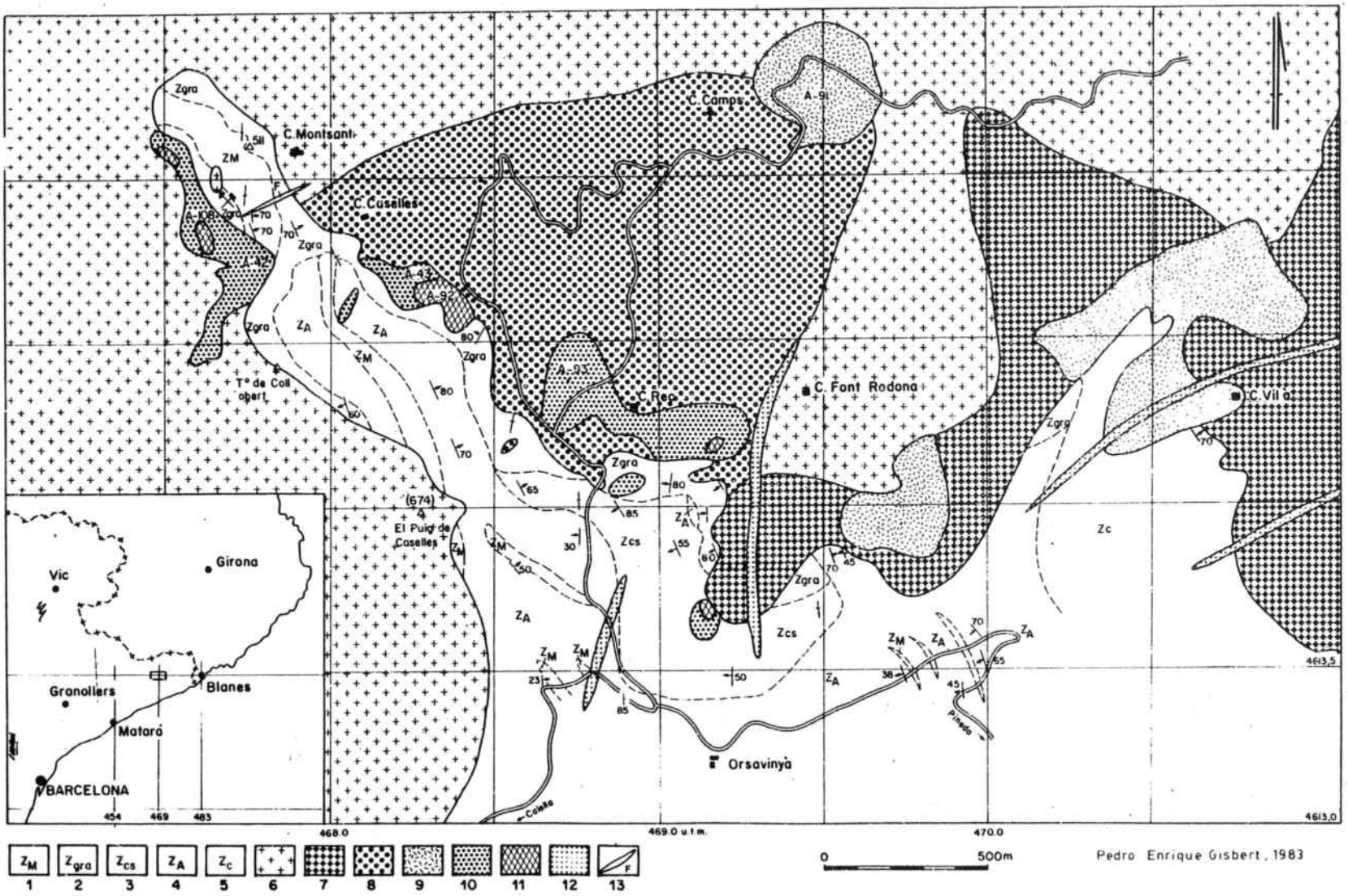
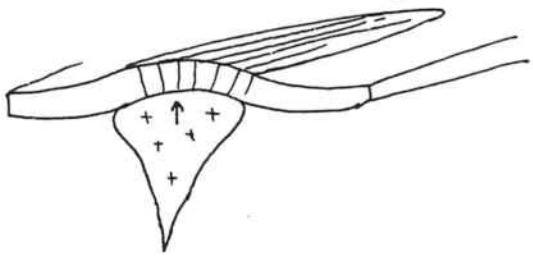


FIGURA 1
1. Mármoles. — 2. Corneanas calcosilicatadas con granate, vesubiana, diópsido, etc. — 3. Rocas calcosilicatadas con epidota, cuarzo, calcita, etc. — 4. Rocas pelíticas grafitosas, a veces con quiastolita. — 5. Cornubianitas pelíticas o semipelíticas. — 6. Granito biotítico leucocrático de grano medio del Montnegre. — 7. Granodiorita biotítica con megacristales de feldespato potásico. — 8. Zona de mezcla cuarzo-diorítica-granodiorítica. — 9.Cuarzodioritas de grano medio con hornblenda y biotita (algunos afloramientos contienen además orto y clinopiroxeno). — 10. Rocas máficas anfibólicas de composición gabroide (Bojitas). — 11. Rocas ultramáficas de afinidades cortlandtíticas (Hornblenditas olivínicas). — 12. Diques de pórfidos graníticos. — 13. Diques de felsitas.

Mediante este mecanismo, por lo tanto, no deberían buscarse las continuaciones de las estructuras del encajante lateralmente, sino por debajo de las rocas plutónicas aflorantes, constituyendo generalmente la base de los plutones más superficiales.

Además explicaría las formas de los contactos, generalmente de aspecto caótico, aunque con cierta tendencia poligonal.

No obstante por el momento no se han sabido reconocer sistemas de diques anulares. De todos modos, este tipo de diques no parecen ser un requisito esencial, pues su formación se debe a la existencia de cámaras magmáticas subesféricas de contornos circulares.



De hecho , en plutones alargados, la distensión producida por el abombamiento tiende a producir fisuras, y por tanto diques, rectilíneos longitudinales (BONIN, 1982).

Este fenómeno nos conduce directamente a preguntarnos si el enjambre de diques de rocas filonianas existente en el sector-S no podría tener un origen relacionado con esta causa, es decir, con la distensión local producida por la intrusión de un plutón elongado subyacente.

Sorprende la coincidencia de la dirección de los diques con las direcciónes alpinas, y la escasez de diques en direcciónes conjugadas (como sería de esperar en una distensión regional normal.)

Las direcciones predominantes de muchos contactos (ver fif 3-3) también coinciden con la dirección ENE-WSW, así como la forma alargada de algunos plutones.

En el Batolito del Perú (PITCHER,1978) existe un enjambre de diques muy importante con las siguientes características:

- Son paralelos al eje del batolito (el cual a su vez es paralelo a la zona de subducción)
- Representan rellenos de fisuras que dilataron la roca encajante.
- Su intérvalo composicional es similar al de las rocas más abundantes del batolito.
- Su intrusión se produjo en varias oleadas a tiempos distintos.

Como puede advertirse esos diques representan distensiones locales en la misma dirección en que se produce la compresión regional de la zona de subducción. Por tanto, dada la notable coincidencia de las características de los diques del área estudiada, se propone como hipótesis de trabajo la posibilidad de un origen similar (para la distensión ligada al emplazamiento de granitoides y rocas filonianas) relacionado con una hipotética zona de subducción.

Basándonos en los modelos propuestos por PITCHER (1978), los plutones de Céllecs y Burriac podrían explicarse mediante los modelos hipotéticos de la figura 3-20.

En este modelo se asume que la intrusión a niveles definitivos, más superficiales, de los granitoides, por lo menos de los cuerpos leucograníticos, se ha realizado por el hundimiento de grandes bloques de material rígido del techo de la cámara magmática subyacente, de dimensiones mucho mayores, detenida en su ascenso diapírico en el límite del comportamiento frágil-dúctil de la Corteza.

La intrusión podría haberse realizado por los espacios estrechos laterales del bloque subsidente, produciéndose posteriormente una diferenciación interna por cristalización fraccionada durante la cristalización definitiva.

El plutón de Céllecs (Fig 3-20 a) representaría el ejemplo más completo, con facies ácidas diferenciadas en su parte superior, y zonas progrsivamente más básicas en su parte inferior.

El complejo de Mont Cabrer-Burriac debería explicarse de modo más complicado por hundimiento del bloque subsidente en dos etapas sucesivas.

En la primera, el bloque subsidente de la tonalita de Sant Mateu, sólido y rígido, daría paso a una intrusión granodiorítica (Granodiorita de Cabrera).

En un segundo estadio, la granodiorita de Cabrera, ya sólida, se hundiría solidariamente con el bloque anterior dejando un espacio relativamente estrecho entre la granodiorita de base, y la tonalita del techo, siendo ocupado por la lámina poco potente de los leucogranitos de Mont Cabrer-Burriac-Roques d'en Vivó, la cual habría sufrido una escasa diferenciación posterior a su emplazamiento.

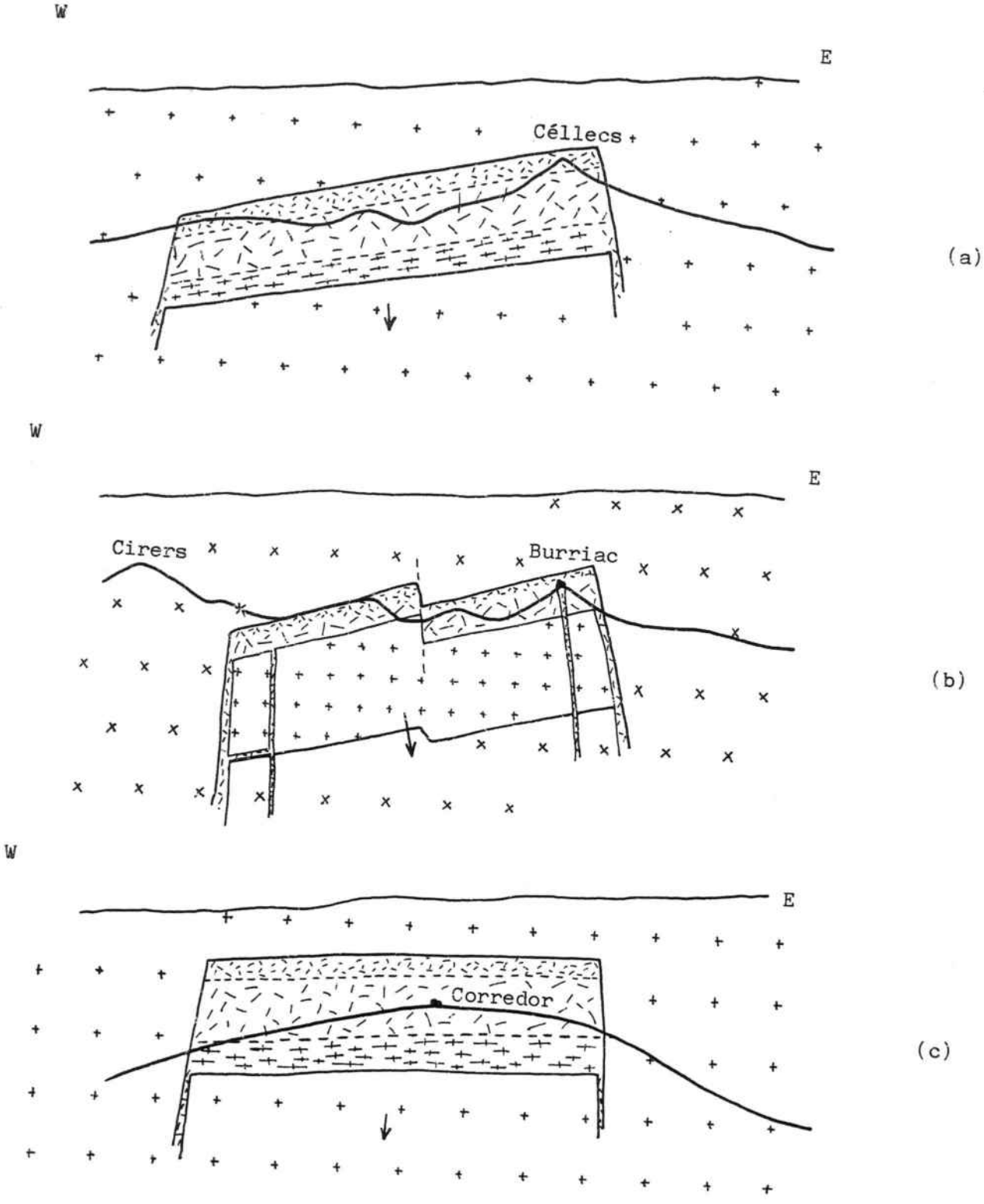
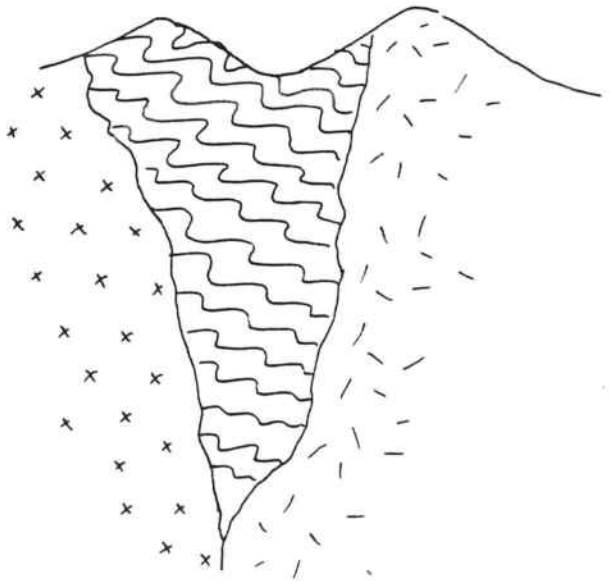

W
E
Céllecs
(a)
W
E
Cirers
Burriac
(b)
W
E
Corredor
(c)
Tonalitas (Tipo-H)
Granodioritas (Tipo-B)
Leucogranitos aplíticos (Tipo-m, o Tipo-MA)
Leucogranitos normales (Tipo-M)
Granodioritas de grano fino (Tipo-bB)

Fig. 3-20

Este modelo podría explicar además la existencia de diques de leucogranitos y de aplita-pegmatitas tanto en la granodiorita como en la tonalita, siendo por tanto posteriores a ambas.
El leucogranito aplítico con moscovita y granate accesorios de la cumbre del Castell de Burriac, con contactos intrusivos y algo sinuosos con el leucogranito principal podría representar una pequeña intrusión aún algo más tardía. (fig 3-20 b).

El plutón del Corredor podría representar un caso similar al de Céllecs, pero en un estadio de erosión avanzado, aflorando las fracciones más basales del mismo, que podrían estar representadas por las granodioritas biotíticas heterogranulares (Tipo-bB) de Can Cosí. (Fig 3-20 c).

El mecanismo de emplazamiento general de todos los otros granitoides podría haber actuado de modo análogo hundiéndose grandes bloques de rocas encajantes. Posiblemente la franja de materiales paleozoicos del Montnegre, según este modelo podrían representar un Septa que limitaría los grupos de intrusiones del Sector-N y del Sector-S del Montnegre. De hecho, aunque las formas de los contornos de la masa metamórfica sugieren a primera vista una forma del contacto aplanada subhorizontal, esto no puede ser cierto en su sector E, donde los contactos con el granito se hallan a niveles mucho mayores que las rocas paleozoicas expuestas en el fondo de las rieras (contactos de Roca Miralles y afloramientos de Sta Susana, respectivamente (ver Fig adjunta).
Por lo tanto los contactos pueden ser irregulares pero quizás con una tendencia más subvertcal que no subhorizontal.



4 GEOQUIMICA

4. GEOQUIMICA

4.1. INTRODUCCION.

La realización de análisis químicos ha tenido por objeto la clasificación y caracterización de las rocas cartografiadas, y la comparación de los resultados con los de otras asociaciones magmáticas .

Para conseguir estos objetivos se han realizado los análisis de 112 muestras representativas de todos los tipos petrográficos cartografiados, así como de algunos enclaves significativos.

En estos análisis se han determinado los oxidos de los elementos mayores (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, Na_2O, y K_2O) y su contenido en componentes volátiles (principalmente H_2O^+, pero también CO_2, S, etc) mediante calcinación a 950°C durante 30 minutos("Pérdida al fuego").

En 25 de las muestras anteriormente citadas se han determinado además los siguientes elementos traza: Li, Rb, Sr, Ba, Cu, Zn, y P.

Finalmente en 6 de las muestras más básicas se han determinado Co, Ni y Cr.

Los resultados de los análisis de todas las muestras se dan en el apéndice-2, así como la norma CIPW y otros parámetros utilizados en la construcción de los diversos diagramas.

En las tablas 4-1 a la 4-7 se dan las medias aritméticas de los análisis de los distintos tipos (ver la simbología cartográfica y petrográfica), el nº de muestras utilizado en el promedio (n) y las muestras de cada tipo.

En la tabla 4-9 se muestran los contenidos de los elementos traza citados además de sus índices de diferenciación correspondientes (I.D.= Q+or+ab), su relación K/Rb, y los porcentajes recalculados de Sr,Ba y Rb para su proyección en un diagrama triangular. Hay que exceptuar los datos correspondientes al Co,Ni y Cr que se dan el la tabla 3- , junto a la descripción petrográfica de las rocas básicas.

Por último, la situación de las muestras analizadas puede verse en los mapas adjuntos en el apéndice-4, a escala 1: 100.000, milimetrados con coordenadas U T M (Mapa 4-1 y 4-2), y las de determinadas áreas en los mapas 1: 10.000 del apéndice-3.

4.2. ELEMENTOS MAYORES

En esta categoría hemos considerado todos los principales constituyentes de las rocas (Si,Ti,Al,Fe,Mn,Mg,Ca,Na,K).
La determinación de estos elementos se ha realizado mediante espectrometría de llama en el caso de los alcalinos, y por absorción atómica en los demás, todo ello a partir de un único ataque de las muestras.

4.2.1. Metodología y material utilizado.

En el análisis de elementos mayores se han seguido los siguientes pasos:

1. Recogida de muestras.
2. Trituración, cuarteado y molturación.
3. Disgregación de la muestra mediante ataque ácido.
4. Diluciones.
5. Análisis.
6. Cálculo.

1. La recogida de muestras se ha considerado un paso fundamental. En la gran mayoría de los casos se han seguido criterios muy escrupulosos respecto al lugar de recogida, la calidad,y el peso mínimo de muestra.
Aunque el lugar de recogida está condicionado en gran parte por la misma existencia de afloramientos rocosos, éstos a su vez han sido seleccionados escogiendoúnicamente muestras con las siguientes características:

a) Meteorización mínima (constatable en lámina delgada). Muestras preferentemente de canteras o en afloramientos de carreteras o similares.
b) Facies homogéneas (evitando schlieren, bandeados, etc).
c) Facies representativas del material cartografiado (evitando zonas algo diferenciadas, las cuales por su diferente composición pueden presentar mejores afloramientos.
d) Facies sin signos de alteración hidrotermal (constatable en lámina delgada por la ausencia de cantidades apreciables de cloritas, epidotas, intensa sericitización, calcita, etc.).

Finalmente el peso de la muestra recogida ha estado principalmente en función del tamaño de grano, para evitar en lo posible problemas de representatividad de las muestras.
El criterio utilizado como base ha sido el siguiente:

tamaño de grano máximo en mm = Kg de muestra.

En la mayoría de las muestras este criterio se ha sobrepasado por exceso, habiéndose utilizado normalmente entre 5 y 10 Kg de muestra (estando el tamaño de grano generalmente comprendido entre 3 y 8 mm). No obstante, en el caso de un pórfido granodiorítico con megacristales de FK de hasta 70 mm, no se ha alcanzado el peso óptimo habiéndose utilizado un peso de 16 Kg. A pesar de ello y dada la relativa escasez volumétrica de megacristales la representatividad debe considerarse buena (Muestra A-8).
En los enclaves el peso utilizado ha sido inferior a 1 Kg (A-21,A-22,A-23,y A-25), estando limitado por el tamaño de los mismos, con la excepcion del Emi(H) (A-53) del que han podido utilizarse 4,5 Kg.
En ningún otro caso los pesos utilizados han sido inferiores a 3 Kg, aún tratándose de rocas de grano fino (p.e. 1 mm.).

2. Trituración, cuarteo y molturación.- Tras una fragmentación previa mediante una prensa hidráulica, las muestras han sido trituradas en una trituradora de mandíbulas con mandíbulas de acero al Cr-Ni. Esta trituración produce una contaminación apreciable en Fe,Cr y Ni que no es significativa en el análisis de elementos mayores, pero que debe tenerse en cuenta en el análisis de trazas de Cr,Ni, Co,V,Cu, y quizás Mo (según un análisis realizado con espectrografía de emisión de las limaduras producidas, en el Servicio de Espectroscopía de la Universidad de Barcelona).
Antes de molturar las muestras han sido cuarteadas sucesivas veces para mantener su representatividad. Finalmente la parte alícuota resultante ha sido molturada en un molino de anillos de widia. (la molturación con este molino no permite el análisis de elemento traza W).

3 y 4. La disolución de la muestra (por duplicado) se ha basado en el método de FRENCH & ADAMS (1973): 100mg se muestra se atacan en frio en botellas de polietileno cerradas, durante 12 h, con una mezcla de 3 ml de HF conc + 1 ml de Agua Regia conc (3 : 1 = HCl : HNO_3H).
Una vez atacada y disuelta se añaden 50 ml de H_3BO_3 saturado para complejar el F y evitar pérdidas de Si como fluoruros de silicio en forma gaseosa, y a la vez disolver los fluoruros de Ca, etc.
Posteriormente se enrasa a 100 ml en un matraz aforado obteniendo la solución "concentrada".
A partir de esta primera solución concentrada se determinan directamente Mn y Ti.
Para determinar los demás elementos pueden realizarse diversas diluciones, siempre y cuando las concentraciones resultantes entren en el intérvalo de respuesta lineal del aparato y estén claramente por encima de su límite de detección.
Una posibilidad útil en el intérvalo composicional comprendido entre las dioritas ylos leucogranitos (y la más utilizada en este trabajo) ha sido la siguiente:

- Una dilución de la solución concentrada de 15 ml a 100 ml para determinar Si y Al.
- Una dilución de 5 ml a 100 ml para Fe, Mg, Ca, Na y K.

Para composiciones más básicas deben utilizarse otras diluciones, especialmente a causa de la alta sensibilidad del Mg.

5. Análisis.- A partir de las diversas soluciones obtenidas se ha procedido a su análisis mediante un espectrofotómetro Perkin Elmer 603.
- Na y K se determinan por emisión, con mechero cruzado y mezcla de gases: C_2H_2 - Aire.
- Fe, Mn, y Mg se han determinado por absorción atómica con llama de C_2H_2-Aire con mechero alineado, paralelo al haz de luz.
- Si, Al, y Ca se han determinado por absorción atómica con mechero alineado pero con la llama más energética obtenida en la combustión de C_2H_2 en N_2O.

Como análisis de referencia se han tomado los valores recomendados por ABBEY, 1973(Geol.Surv. of Canada), de las siguientes rocas patrones internacionales:

- Granitos: NIM-G, GH, GA, G-2.
-Granodioritas: GSP-1.
-Andesitas: AGV-1.
-Dioritas: DRN.
-Noritas: NIM-N.
-Basaltos: BR.
-Peridotitas: NIM-P.
-Dunitas: NIM-D.

NIM-G, NIM-N, NIM-P, y NIM-D : South Africa Reference Materials (Pretoria, South Africa).
GH, GA, DRN, BR : Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Nancy, France).
G-2, GSP-1, AGV-1 : United States Geological Survey (U.S.A.).

Dichos patrones naturales han sido preparados junto con las muestras problema en cada tanda de análisis, aunque solamente se han utilizado a la vez 4 ó 5 de ellos de modo que fueran suficientes para abarcar todo el intérvalo composicional de las muestras sin necesidad de extrapolar.

La metodología del análisis ha consistido en obtener las absorbancias del conjunto de patrones al principio y al final de la serie de muestras analizadas.
En caso de obtener valores de absobancia muy estables este procedimiento es suficiente para obtener los valores del elemento correspondientes a las muestras. Sin embargo, en la mayoría de los casos, y con particular importancia en el caso del Si, se pueden producir variaciones importantes en la absorbancia, a una misma concentración, a lo largo del tiempo que dura el proceso del análisis. En estos casos se ha hecho imprescindible la intercalación continuada de grupos de patrones (un mínimo de 2 cada vez) entre las muestras, con objeto de reducir al mínimo los posibles errores derivados de esta causa.

6. Cálculo.- Las concentraciones de las muestras se han obtenido a partir de los valores de los patrones internacionales mediante la utilización de un programa de regresión lineal y otro de corrección de deriva.
En los casos de medición estable se han determinado las rectas de regresión absorbancia-concentración, al principio y al final de la serie, interpolando todas las muestras entre ellas.
En los casos de medición poco estable se han determinado numerosas rectas intercaladas entre la serie de muestras, con lo que se ha minimizado el error producido por esta causa.

4.2.2. Resultados.

Los resultados de los análisis de todas las muestras se dan en el apéndice-2. En ellos, y con motivo del cálculo de la norma CIPW, el Fe (obtenido como Fe total en forma de Fe_2O_3 en los análisis) se halla desglosado en dos partes, una como FeO y otra como Fe_2O_3, los cuales se han obtenido por cálculo a partir de la relación

Los resultados promediados de los distintos tipos petrográficos pueden verse en las tablas 4-1 a la 4-7.
Asimismo se han obtenido mediante análisis independiente por el método de colorimetría con orto-fenantrolina, los valores de FeO para algunas muestras de distintos tipos cuyos resultados pueden verse en la tabla 4-8.

4.2.3. Calculo normativo y otros parámetros.

A partir de los análisis de elementos mayores se ha calculado la norma C I P W y otros parámetros, de las muestras, así como de los valores promedio de cada tipo cartografiado.
El cálculo de la norma CIPW (basado en el método propuesto por HUTCHISON, 1974) y de los parámetros siguientes:

- Composición normativa de la plagioclasa: P= An/(Ab+An).100.
- MgO/(MgO+FeO).
- Indice de Solidificación = 100.MgO/(MgO+FeO+Fe_2O_3+Na_2O+K_2O) (HUTCHISON,1974).
-Indice de cristalización , CI = (An+Di´+ Fo´+ Sp´)(HUTCH.,1974).
-Diagrama R_1R_2 (De La Roche, 1980).
-Triángulo: Fe_2O_3T-MgO-Al_2O_3 (BESSON y FONTEILLES, 1974).
-Triángulo:Or-Ab-An.
-Triángulo AFM (F= Fe_2O_3Total).
-Triángulo Q-A-P (LE MAITRE, 1976).
-Triángulo Q-A-P (CHAYES, 1981).

se han realizado en el Dpto. de Cristalografía y Mineralogia de la Univ. de Barcelona, mediante un programa de ordenador puesto a punto por C. Ayora y J. Martí. De modo análogo, se han obtenido los parámetros : A, B, Q, P y F, Na+K, K/(Na+K), y Mg/Mg+Fe, de DEBON Y LE FORT (1983), así como $\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$, y $\log_{10}(K_2O/Na_2O)$, utilizados por BROWN (1982), y el triángulo AFM (F= FeO T), mediante el ordenador IBM del Servicio de Análisis químico de la Facultad de Geología de la U. de Barcelona, mediante un programa puesto a punto por JJ Pueyo y P Enrique.

4.3. ELEMENTOS TRAZA.

En este trabajo se han considerado com "elementos traza" aquellos elementos que no han podido ser determinados directamente a partir del ataque fluorhídrico- agua regia utilizado en el análisis de elementos mayores. Por tanto se incluye aquí al P, el cual propiamente constituye un elemento menor en los granitoides.

Partiendo del polvo producido para la realización de los análisis de elementos mayores se han utilizado 3 procedimientos distintos según los elementos a determinar:

1.- Ataque fluorhídrico-perclórico, y absorción atómica, para Li, Rb, Sr, Ba, Cu, y Zn.
2.- Ataque fluorhídrico-perclórico, y colorimetría, para P_2O_5.
3.- Fluorescencia-X, directamente del polvo, para Co, Ni, y Cr.

1.- Se disgregan 400 mg de muestra con 3 ml de $HClO_4$ + 10 ml de HF en cápsula de teflón y en caliente.

- Se evapora casi a sequedad y se añaden 2 ml de $HClO_4$ + 30 mg de H_3BO_3. Luego se evapora a sequedad.

-El resíduo se disuelve en 10 ml de HCl 1:1 (6M), calentando ligeramente si no se disuelve enseguida, y se añaden 5 ml de H_2O.

Se pasa a un matraz de 100 ml y se añaden 30.000 ppm de Na (como NaCl) enrasando a 100 ml seguidamente, obteniendo la solución "concentrada".

- A partir de esta solución se han determinado directamente Li, Rb, Sr, Ba, Zn, Cu, mediante la utilización de patrones artificiales obtenidos por dilución de los correspondientes patrones de 1000 ppm (cedidos por el Servicio de Análisis de la Fac. de Geol. Univ. Barcelona).

-Los patrones utilizados han sido los siguientes:

a) 0.5 ppm Ba + 0.1 ppm Sr + 0.05 ppm Li + 0.1 ppm Rb + 0.05 ppm Cu + 0.1 ppm Zn.

b) 2.5 ppm Ba + 0.5 ppm Sr + 0.25 ppm Li + 0.5 ppm Rb + 0.25 ppm Cu + 0.5 ppm Zn.

c) 7.5 ppm Ba + 1.5 ppm Sr + 0.75 ppm Li + 1.5 ppm Rb + 0.75 ppm Cu + 1.5 ppm Zn.

2.- Para determinar P , tomar 20 ml de la solución concentrada y llevar a un matraz de 25 ml.

- Añadir 2.5 ml de molibdovanadato amónico y enrasar a 25 ml. (es conveniente preparar un blanco, para corregir el amarillo del Fe, diluyendo 20 ml de solución concentrada a 25 ml.

La determinación del P se ha realizado con una cubeta de 1 cm, utilizando patrones artificiales obtenidos a partir de $(NH_4)_2HPO_4$ MERK, y trabajando en la longitud de onda de 430 nm.

Los resultados de los elementos traza se dan en la tabla 4-9 (en ppm) y en relación con el índice de diferenciación (DI= Q+Or+Ab+Lc+Ne) en los diagramas 4-37 al 4-45.

TABLA 4-1

n	6	14	6	1	2	2	3
Simb.	m	$\bar{M}$	M	$\bar{b}$	MB	$\bar{b}b$	$\bar{b}B$
SiO_2	76.47	75.34	75.16	72.64	72.25	70.43	69.17
TiO_2	0.07	0.12	0.12	0.32	0.26	0.90	0.50
Al_2O_3	13.04	13.48	13.47	14.30	14.84	15.02	15.45
Fe_2O_3T	0.70	1.17	1.35	2.25	2.07	3.16	3.51
MnO	0.03	0.04	0.04	0.06	0.05	0.06	0.06
MgO	0.07	0.24	0.25	0.68	0.63	0.92	1.09
CaO	0.65	1.19	1.29	2.30	2.59	2.86	2.87
Na_2O	3.43	3.36	3.28	3.25	3.37	3.17	3.09
K_2O	4.93	4.74	4.74	3.93	4.16	3.79	3.99
P.F.	0.50	0.49	0.45	0.39	0.52	0.42	0.63
Total	99.89	100.17	100.15	100.12	100.74	100.23	100.36
Norma CIPW							
Q	36.08	34.63	34.65	29.33	30.01	29.58	27.74
C	0.87	0.65	0.59	0.52	0.08	0.50	0.83
Or	29.13	28.00	28.00	21.74	24.58	22.39	23.57
Ab	29.02	28.42	27.75	27.07	28.51	26.82	26.14
An	3.22	5.90	6.39	14.17	12.84	14.18	14.23
Di	-	-	-	-	-	-	-
Hy	0.32	0.86	0.95	3.14	2.06	3.17	3.62
Mt	0.58	0.95	1.10	2.28	1.61	2.37	2.62
Il	0.13	0.22	1.10	0.75	0.49	0.75	0.94
An%	10	17	19	34	31	35	35

TABLA 4-2

n	22	7	9	11	2	2	1
Simb.	$\overline{B}$	$\overline{BH}$	H	$\overline{H}$	hh	$\overline{QDH}$	$\overline{D}$
SiO_2	68.05	66.36	64.39	64.36	63.78	62.05	53.44
TiO_2	0.53	0.61	0.69	0.67	0.65	0.78	1.02
Al_2O_3	15.55	16.03	16.65	16.65	16.79	17.08	18.00
Fe_2O_3T	3.90	4.59	5.23	5.18	5.12	6.09	9.08
MnO	0.07	0.09	0.10	0.10	0.08	0.10	0.14
MgO	1.39	1.77	2.14	2.13	2.19	2.29	4.86
CaO	3.46	4.01	4.75	4.82	5.03	5.54	9.10
Na_2O	3.01	2.87	2.79	2.83	2.97	2.73	2.02
K_2O	3.27	3.04	2.75	2.78	2.96	2.41	1.67
P.F.	0.77	0.81	0.65	0.67	0.72	0.80	1.52
Total	100.00	100.18	100.14	100.19	100.29	99.87	100.85
Norma CIPW							
Q	27.95	26.01	23.26	22.75	20.44	20.40	7.91
C	0.76	0.72	0.44	0.22	-	-	-
Or	19.32	17.96	16.25	16.42	17.49	14.24	9.86
Ab	25.46	24.28	23.60	23.94	25.12	23.09	17.09
An	17.16	19.89	23.56	23.91	23.73	27.23	35.11
Di	-	-	-	-	0.97	0.20	8.12
Hy	4.74	6.14	7.54	7.50	7.07	8.49	14.33
Mt	2.79	3.18	3.50	3.48	3.47	3.91	4.94
Il	1.00	1.15	1.31	1.27	1.23	1.48	1.93
An%	40	45	50	50	49	54	67

TABLA 4-3

n	1	2	5	11	2	4	2
Simb.	LFK	PbGb	$\dot{G}b$	$\overline{Gb}$	$\overset{o}{G}b$(Ht)	$\overset{o}{G}b$	$\overset{o}{G}b$(FRc)
SiO_2	74.04	74.00	73.40	73.28	73.02	72.75	72.48
TiO_2	0.16	0.19	0.18	0.21	0.22	0.22	0.21
Al_2O_3	13.82	14.02	13.94	14.12	14.51	14.36	14.21
Fe_2O_3T	1.51	1.79	2.09	1.97	1.49	1.89	2.28
MnO	0.04	0.04	0.06	0.06	0.06	0.06	0.05
MgO	0.51	0.43	0.43	0.45	0.48	0.51	0.53
CaO	1.48	1.27	1.08	1.27	1.44	1.50	1.55
Na_2O	3.13	3.87	3.67	3.70	3.51	3.64	3.76
K_2O	4.70	4.00	4.27	4.23	4.55	4.29	4.04
P.F.	0.80	0.71	0.60	0.70	0.79	0.83	0.86
Total	100.24	100.32	99.72	99.99	100.07	100.05	99.97
Norma CIPW							
Q	33.89	32.64	32.49	31.96	31.26	30.98	30.75
C	1.01	1.01	1.31	1.14	1.19	1.00	0.83
Or	27.77	23.63	25.23	24.99	26.88	25.35	23.87
Ab	26.48	32.74	31.05	31.30	29.69	30.79	31.81
An	7.01	6.30	5.35	6.30	7.14	7.44	7.68
Di	-	-	-	-	-	-	-
Hy	1.62	1.46	1.64	1.60	1.48	1.72	1.93
Mt	1.21	1.43	1.67	1.57	1.19	1.50	1.80
Il	0.30	0.37	0.34	0.39	0.41	0.41	0.39
An%	21	16	15	17	19	19	19

TABLA 4-4

n	2	1	1	3	1	2
Simb.	Gbm	FK	Dopx	g	gA-93	Ctd
SiO_2	70.88	70.33	59.01	48.73	47.50	45.44
TiO_2	0.31	0.40	0.97	0.46	0.53	0.41
Al_2O_3	15.16	15.07	17.76	17.36	20.24	7.47
Fe_2O_3T	3.00	2.76	6.62	7.38	7.58	14.68
MnO	0.04	0.07	0.10	0.11	0.10	0.20
MgO	0.53	1.02	3.23	8.59	7.67	23.67
CaO	2.19	2.86	6.26	13.19	12.56	3.19
Na_2O	3.55	3.43	3.20	1.20	1.46	0.52
K_2O	3.56	3.52	2.66	1.02	0.68	0.38
P.F.	0.68	0.66	0.89	2.02	1.78	2.18
Total	99.90	100.11	100.70	100.06	100.40	98.14
Norma CIPW						
Q	30.72	29.21	11.09	-	-	-
C	1.48	0.65	-	-	-	0.40
Or	21.03	20.80	15.71	6.02	4.01	2.24
Ab	30.03	29.02	27.07	10.15	12.35	4.39
An	10.86	13.53	26.23	38.96	46.66	15.82
Di	-	-	3.86	21.17	12.55	-
Hy	2.20	3.26	9.05	16.04	13.94	45.44
Ol	-	-	-	1.33	4.29	20.88
Mt	2.27	2.07	4.28	3.46	3.47	5.97
Il	0.58	0.75	1.84	0.87	1.00	0.77
An%	27	32	49	79	79	78

TABLA 4-5

n	1	1	1	3	3	1	1
Simb.	F(A-90)	F(A-76)	PL	P	PB	GF	PBH
SiO_2	76.34	75.32	73.32	71.84	67.96	66.57	66.15
TiO_2	0.07	0.12	0.11	0.19	0.49	0.27	0.58
Al_2O_3	13.19	13.11	13.14	14.66	15.73	15.72	15.86
Fe_2O_3T	1.52	1.21	1.62	2.19	3.43	3.34	4.13
MnO	0.01	0.02	0.06	0.05	0.07	0.05	0.09
MgO	0.25	0.20	0.50	0.63	1.21	0.92	1.61
CaO	0.12	0.93	1.45	1.81	3.31	2.20	3.85
Na_2O	2.99	3.45	2.46	3.47	3.20	3.81	3.06
K_2O	3.62	4.43	4.84	3.99	3.31	3.67	3.41
P.F.	1.40	0.45	2.11	1.06	1.07	3.45	0.69
Total	99.54	99.24	99.66	99.89	99.78	100.00	99.43
Norma CIPW							
Q	44.31	35.97	36.51	31.26	27.30	23.73	24.01
C	4.20	1.02	1.33	1.34	0.86	1.48	0.13
Or	21.39	26.17	28.60	23.57	19.55	21.68	20.15
Ab	25.29	29.19	28.60	29.36	27.07	32.23	25.89
An	0.39	4.41	6.86	8.97	16.42	10.91	19.09
Hy	1.14	0.75	1.82	2.24	4.07	3.49	5.41
Mt	1.18	0.98	1.26	1.70	2.47	2.48	2.93
Il	0.13	0.22	0.20	0.36	0.93	0.51	1.10
An%	2	13	25	23	38	25	42

TABLA 4-6

n	2	1	1	2
Simb.	PTH	PDh	PD	d
SiO_2	62.89	59.66	56.30	53.90
TiO_2	0.77	0.76	0.74	0.93
Al_2O_3	16.60	17.70	17.30	17.74
Fe_2O_3T	5.65	5.96	7.01	7.49
MnO	0.10	0.09	0.10	0.12
MgO	2.29	2.86	5.10	5.18
CaO	4.85	5.45	6.13	7.30
Na_2O	2.74	3.12	2.34	3.20
K_2O	2.92	1.52	1.64	1.63
P.F.	1.12	2.01	3.08	2.98
Total	99.93	99.13	99.74	100.47
Norma CIPW				
Q	20.88	18.32	13.63	5.18
C	0.11	1.01	0.53	-
Or	17.25	8.98	9.69	9.63
Ab	23.18	26.39	19.79	27.07
An	24.05	27.03	30.40	29.22
Di	-	-	-	5.60
Hy	8.09	10.27	17.18	14.62
Mt	3.75	3.65	4.00	4.37
Il	1.46	1.44	1.40	1.76
An%	51	51	61	52

TABLA 4-7

n	3	1	1	1	1	1	1
Simb.	Emi(H)	E(B)	Emi(PB)	Emet(H)	E(Gb)	E(Gb)*	S
SiO_2	56.52	55.57	64.58	47.74	68.96	69.38	61.40
TiO_2	0.87	0.84	0.68	1.05	0.37	0.33	0.59
Al_2O_3	18.00	17.60	16.97	24.04	15.71	15.29	19.37
Fe_2O_3T	8.01	9.11	4.66	8.28	4.08	3.34	2.51
MnO	0.16	0.17	0.08	0.14	0.10	0.08	0.08
MgO	3.69	3.49	1.80	3.02	0.83	0.79	1.66
CaO	6.52	5.36	4.28	6.96	2.53	1.88	6.00
Na_2O	3.27	2.71	3.18	3.77	4.14	4.00	5.25
K_2O	2.38	2.81	2.73	3.27	3.18	3.49	2.42
P.F.	1.24	1.47	1.49	1.04	0.85	1.11	0.64
Total	100.66	99.13	100.45	99.36	100.75	99.69	99.91
Norma CIPW							
Q	8.00	9.93	22.99	-	24.64	27.07	7.92
C	-	0.35	1.00	1.69	0.85	1.51	-
Or	14.06	16.60	16.13	19.32	18.79	20.62	14.30
Ab	27.66	22.92	26.90	21.30	35.02	33.84	44.42
An	27.40	26.58	21.23	34.52	12.55	9.32	22.13
Ne	-	-	-	5.01	-	-	-
Di	3.99	-	-	-	-	-	5.23
Hy	11.62	14.04	6.21	-	3.51	3.02	2.14
Ol	-	-	-	8.63	-	-	-
Mt	5.01	5.61	3.18	5.10	3.06	2.54	1.80
Il	1.65	1.59	1.29	1.99	0.70	0.62	1.12
An%	50	54	44	62	26	22	33

TABLA 4-8

Simb.	nº	FeO	Ox	Simb.	nº	FeO	Ox
M	A-27	0.57	0.44	Gbm	A-10	2.51	0.83
b	A-79	1.51	0.72	FK	A-96	1.56	0.60
bb	A-78	1.72	0.59	Dopx	A-91	4.27	0.69
bB	A-104	0.95	0.26	g	A-93	5.16	0.73
B	A-4	2.85	0.82	Ctd	A-92	9.13	0.69
B	A-115	3.02	0.80	F	A-90	0.54	0.36
BH	A-70	3.24	0.76	P	A-2	1.34	0.61
H	A-13	3.32	0.74	PGd	A-8	2.00	0.63
hh	A-20	3.85	0.80	PGd	A-112	2.20	0.64
QDH	A-12	4.02	0.67	PD	A-72	4.42	0.67
Gb	A-73	1.39	0.57	E(H)	A-53	4.77	0.63
Gb	A-36	0.74	0.51	g	A-42	4.15	0.83

* $Ox = FeO/(FeO+Fe_2O_3)$; $Fe_2O_3 = Fe_2O_3T - FeO/0.9$

** Análisis realizados por el Servicio de Análisis Químico de la Facultad de Geología de la Universidad de Barcelona.

TABLA 4-9

Simb.	$\bar{n}$ nº	Li	Rb	Ba	Sr	Cu	Zn	K/Rb	(Q+Or+Ab) D.I.	% Rb,Sr,Ba Rb-Sr	P_2O_5
m	A-17	10	156	148	30	21	5	272	94.61	46.7-8.9	82
m	A-109	7	262	90	9	2	20	145	95.18	72.6-2.5	188
m	A-110	7	176	121	28	22	8	146	95.81	54.1-8.6	386
m	A-111	27	184	128	27	3	14	211	94.32	54.3-8.0	170
$\bar{m}$	($\bar{4}$)	13	194	122	24	12	11	193	95.00	57.1-7.1	207
M	A-11	25	132	566	100	18	25	294	89.60	16.5-12.5	423
M	A-35	45	165	546	70	4	32	231	91.93	21.1-9.0	286
$\bar{M}$	($\bar{2}$)	35	148	556	85	11	28	262	90.75	18.8-10.8	355
$\bar{b}$	A-79	74	121	600	151	4	51	270	83.42	13.9-17.3	739
bb	A-78	55	101	602	176	4	57	302	78.14	11.5-20.0	989
bb	A-105	55	107	731	183	4	57	303	79.98	10.5-17.9	919
$\overline{bb}$	($\bar{2}$)	55	104	666	180	4	57	303	79.06	10.9-18.9	954
$\overline{bB}$	A-104	35	116	736	187	18	146	276	76.04	11.2-18.0	1083
B	A-45	-	70	-	-	-	-	371	71.65	-	-
B	A-47	-	95	-	-	-	-	292	73.36	-	-
B	A-58	-	107	-	-	-	-	253	71.84	-	-
B	A-68	27	120	579	179	9	70	261	77.63	13.7-20.4	1006
B	A-89	28	107	590	198	10	80	276	72.88	12.0-22.1	1392
$\bar{B}$	($\bar{5}$)($\bar{2}$)	28	100	585	189	10	75	290	73.47	11.4-21.6	1199
BH	A-69	-	56	-	-	-	-	449	65.72	-	-
BH	A-70	-	56	-	-	-	-	421	68.15	-	-
$\overline{BH}$	($\bar{2}$)	-	56	-	-	-	-	435	69.93	-	-
H	A-7	-	26	-	-	-	-	843	62.21	-	-
H	A-20	-	41	-	-	-	-	597	61.89	-	-
H	A-64	-	59	-	-	-	-	404	64.04	-	-
$\bar{H}$	($\bar{3}$)	-	42	-	-	-	-	614	62.71	-	-
Q$\bar{D}$H	A-63	-	37	-	-	-	-	568	60.49	-	-

Simb.	$\bar{n}$ nº	Li	Rb	Ba	Sr	Cu	Zn	K/Rb	D.I.	% Rb,Sr,Ba Rb-Sr	P_2O_5
Gb	A-51	30	144	738	110	12	70	267	88.37	14.5-11.1	665
Gb	A-65	22	142	587	94	9	83	240	90.51	17.3-11.4	594
Gb	A-73	22	118	885	126	9	56	290	89.23	10.5-11.2	691
Gb	A-74	35	93	817	132	6	56	341	86.61	8.9-12.7	715
Gb	A-75	30	130	745	86	13	30	298	89.82	13.5-9.23	671
Gb	A-97	29	157	491	104	7	30	239	88.64	20.9-13.8	741
$\overline{Gb}$	($\bar{6}$)	28	131	710	109	9	54	279	88.66	13.8-11.4	680
$G\bar{b}m$	A-80	111	130	665	145	6	75	230	83.50	13.8-15.4	1571
$L\bar{\bar{F}}K$	A-95	16	129	552	98	10	25	302	88.14	16.6-12.6	494
$\overline{F\bar{K}}$	A-96	56	99	533	158	5	48	295	79.03	12.5-20.0	984
$\bar{D}$	A-67	-	59	-	-	-	-	235	34.86	-	-
$\bar{g}$	A-93	16	24	157	264	55	68	235	16.36	5.4-59.3	1103
F	A-76	23	124	674	71	5	22	297	91.33	14.3-8.2	288
F	A-90	20	113	658	67	5	35	266	90.99	13.5-8.0	314
PL	A-66	12	144	632	56	7	65	279	85.92	17.3-6.7	473
P	A-100	33	102	720	158	5	53	304	84.86	10.4-16.1	1199
PD	A-72	-	59	-	-	-	-	231	43.11	-	-
E(Gb)	A-41	-	96	-	-	-	-	302	81.53	-	-
S	A-82	-	43	-	-	-	-	467	66.64	-	-

TABLA 4-9 (cont.)

4.4. DIAGRAMAS GEOQUIMICOS.

La utilización de diagramas geoquímicos en el estudio de las rocas consideradas en este trabajo ha pretendido conseguir los siguientes objetivos:

1) La clasificación petrográfica de las rocas plutónicas e hipabisales, partiendo de su composición química de elementos mayores, como complemento a la clasificación petrográfica modal.
2) El establecimiento de las posibles relaciones petrogenéticas entre los distintos tipos de rocas plutónicas e hipabisales para verificar su pertenencia o no a un mismo complejo ígneo (en el sentido de TURNER Y VERHOOGEN, 1975 , de ser comagmáticos).
3) En el caso de constituir parte de uno o varios complejos ígneos, determinación de la Serie Ignea a la que pertenezcan.
4) En el supuesto de cumplirse las condiciones anteriores : comparación con otras Series Igneas modernas, de localización geotectónica conocida.
5) Comparación con otras asociaciones plutónicas hercinianas de áreas próximas para estimar si pueden responder a modelos petrogenéticos similares.

- Diagramas de clasificación basados en la composición química.

La finalidad de estos diagramas es conseguir una discriminación entre los distintos tipos de rocas ígneas y que a la vez coincida el máximo posible con la nomenclatura normalmente aceptada, basada en determinaciones modales (fundamentalmente con la clasificación de STRECKEISEN, 1976).

Esta tarea no es en absoluto fácil, ya que las clasificaciones modales se basan en las relaciones porcentuales entre un escaso número de minerales presentes en las rocas, los cuales a su vez pueden presentar composiciones variables (p. ej. las plagioclasas).

En cambio las clasificaciones químicas se basan en la utilización de diversos parámetros obtenidos directamente a partir de su composición de elementos mayores, expresada en sus respectivos óxidos.

Esta diferencia en los puntos de partida plantea problemas prácticamente irresolubles, pues un mismo elemento químico puede hallarse a la vez en los minerales utilizados en la clasificación modal y en los no utilizados.
Por ejemplo, en la clasificación modal de las rocas con un contenido en minerales máficos inferior al 90% (M>90), solo se utilizan: cuarzo(Q), feldespato alcalino (A), y plagioclasas (P), y feldespatoides (F). Si se intentan utilizar parámetros químicos que impliquen solamente los elementos químicos constituyentes de esos minerales, se encuentra el inconveniente de que algunos pueden entrar a formar parte de los minerales máficos y éstos,por definición, pueden hallarse en cantidades arbitrarias y por tanto incontrolables.
Es el caso por ejemplo del K, el cual entra a la vez aformar parte del feldespato potásico y de la biotita. Diagramas que utilicen el K como representante del feldespato potásico, se alejarán cada vez más del campo modal correspondiente cuanto mayor sea su contenido en biotita, es decir que una tonalita rica en biotita (p. ej), en dicho diagrama tendería a situarse en el campo de las granodioritas (Ver, por ejemplo, el diagrama Q-A-P normativo de la Fig. 4-13, el diagrama P-Q de DEBON Y LE FORT (1983) de la Fig. 4-6, etc).

No obstante, si se utilizan parámetros apropiados que hagan intervenir todos, o la mayor parte de los elementos mayores se obtienen resultados muy interesantes que pueden coincidir en gran parte con las clasificaciones modales en uso. Este es el caso de la clasificación basada en los parámetros R_1R_2 (DE LA ROCHE, 1980).

Este tipo de diagramas tiene además las siguientes ventajas:

- Permite tratar por igual a rocas plutónicas, hipabisales,o volcánicas, independientemente de su tamaño de grano, o presencia de vidrio, lo cual permite evitar una importante limitación de los análisis modales, tanto en contador de puntos como en difracción cuantitativa por rayos-X.
- Al utilizar la mayor parte de los constituyentes principales refleja con mayor integridad las características de las rocas, por lo que permiten poner en evidencia tendencias que de otro modo podrian pasar desapercibidas.

4.4.1. Diagrama R_1R_2 (DE LA ROCHE, 1980).

En este diagrama se utilizan todos los elementos mayores (excepto el Mn) recalculados a miliátomos gramo a partir de sus óxidos correspondientes ((% en óxidos / n P.a.). 1000).

Los parámetros utilizados son los siguientes:

$$R_1 = 4Si-11(Na+K)-2(Fe+Ti).$$

$$R_2 = 6Ca+2Mg+Al.$$

La nomenclatura utilizada en este diagrama puede verse en la fig. 4-1. En ella se aprecian algunas discrepancias con la nomenclatura de Streckeisen (por ejemplo, el término "gabrodiorita" en esta clasificación es inexistente en la de Streckeisen, etc.).

También se ha observado una zona del diagrama de comportamiento anormal en el área situada sobre la de los gabros, correspondiente a las ultramáficas: Dado que en R_2 interviene con mucha importancia el Ca (coef. 6), las rocas ricas en este elemento tienden a invadir el área de las ultramáficas, y en cambio, algunas ultramáficas tienden a salir de ella (hacia campos inferiores; por ejemplo, las cortlandtitas). (Ver por ejemplo, también, la proyección de la anortita en el diagrama (DE LA ROCHE, 1980, p. 185).

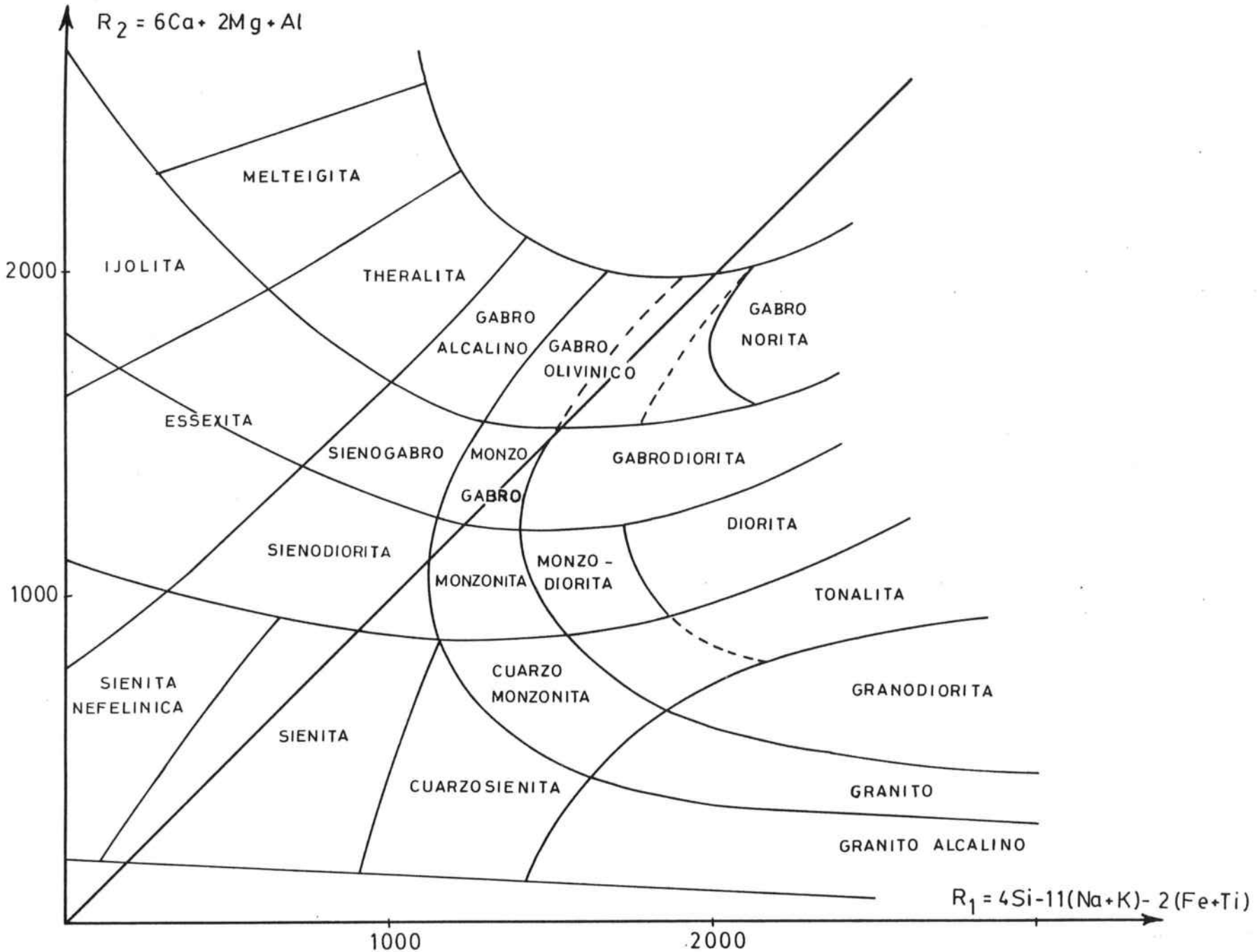


Fig. 4-1

Según DE LA ROCHE (1980)

En la fig. 4-2 se han proyectado la totalidad de las rocas plutónicas y filonianas analizadas (excepto las cortlandtitas).
En ella cabe destacar:

-La coincidencia notable entre la nomenclatura de La Roche con la de Streckeisen, en la mayoria de los casos.
Hay que notar que en este diagrama se independizan como término aparte las gabrodioritas, las cuales en el de Streckeisen no se tienen en consideración , representándose en el campo de las cuarzodioritas o dioritas.
Por otra parte , las bojitas que por su composición química y mineralógica son rocas gabroides, invaden claramente el campo de las rocas ultramáficas, debido a su alto contenido en Ca.

-La práctica equivalencia composicional entre los tipos plutónicos e hipabisales.

-La total discrepancia con la tendencia general de un enclave de las tonalitas, de tipo micáceo, que se sitúa en la parte del diagrama subsaturado en SiO_2 y con feldespatoides, en el campo de los sienogabros.

- Asimismo la disarmonía con la tendencia general de la roca "sienítica" analizada (A-82, Creu de Canet), que se sitúa en el campo de las monzodioritas.

La figura 4-3 muestra en el diagrama de La Roche la máxima dispersión hallada en las composiciones de las rocas plutónicas del Macizo del Montnegre, y consideradas como tipos distintos. La simbología de los tipos plutónicos utilizados como valores promedio es igual a la de la fig.4-31. Puede apreciarse como los solapamientos entre los distintos tipos cartografiados es mínimo y por tanto quedan también geoquímicamente justificados como tales.

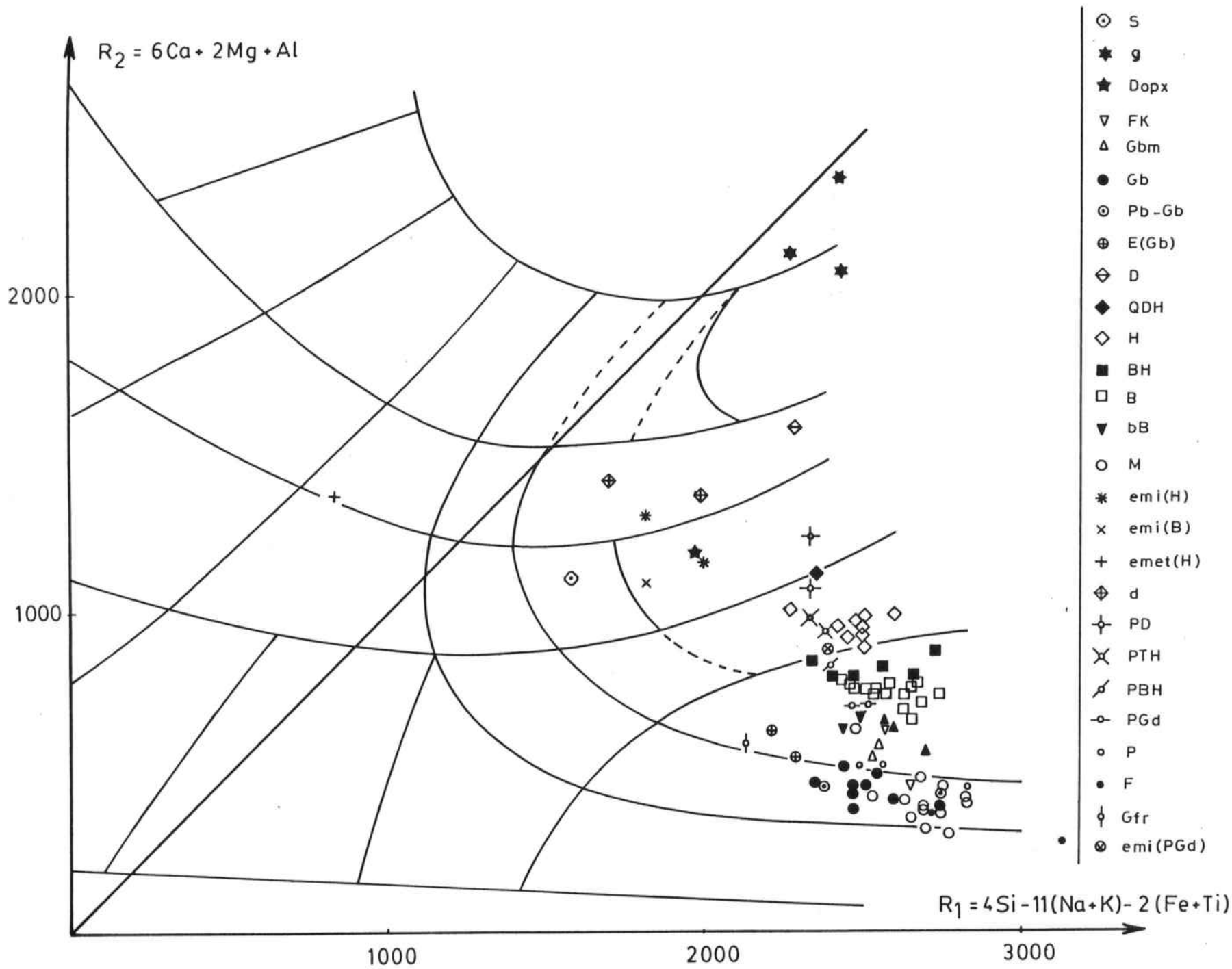

R2 = 6Ca + 2Mg + Al
R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)
2000
1000
1000
2000
3000
S
g
Dopx
FK
Gbm
Gb
Pb-Gb
E(Gb)
D
QDH
H
BH
B
bB
M
emi(H)
emi(B)
emet(H)
d
PD
PTH
PBH
PGd
P
F
Gfr
emi(PGd)

Fig. 4-2

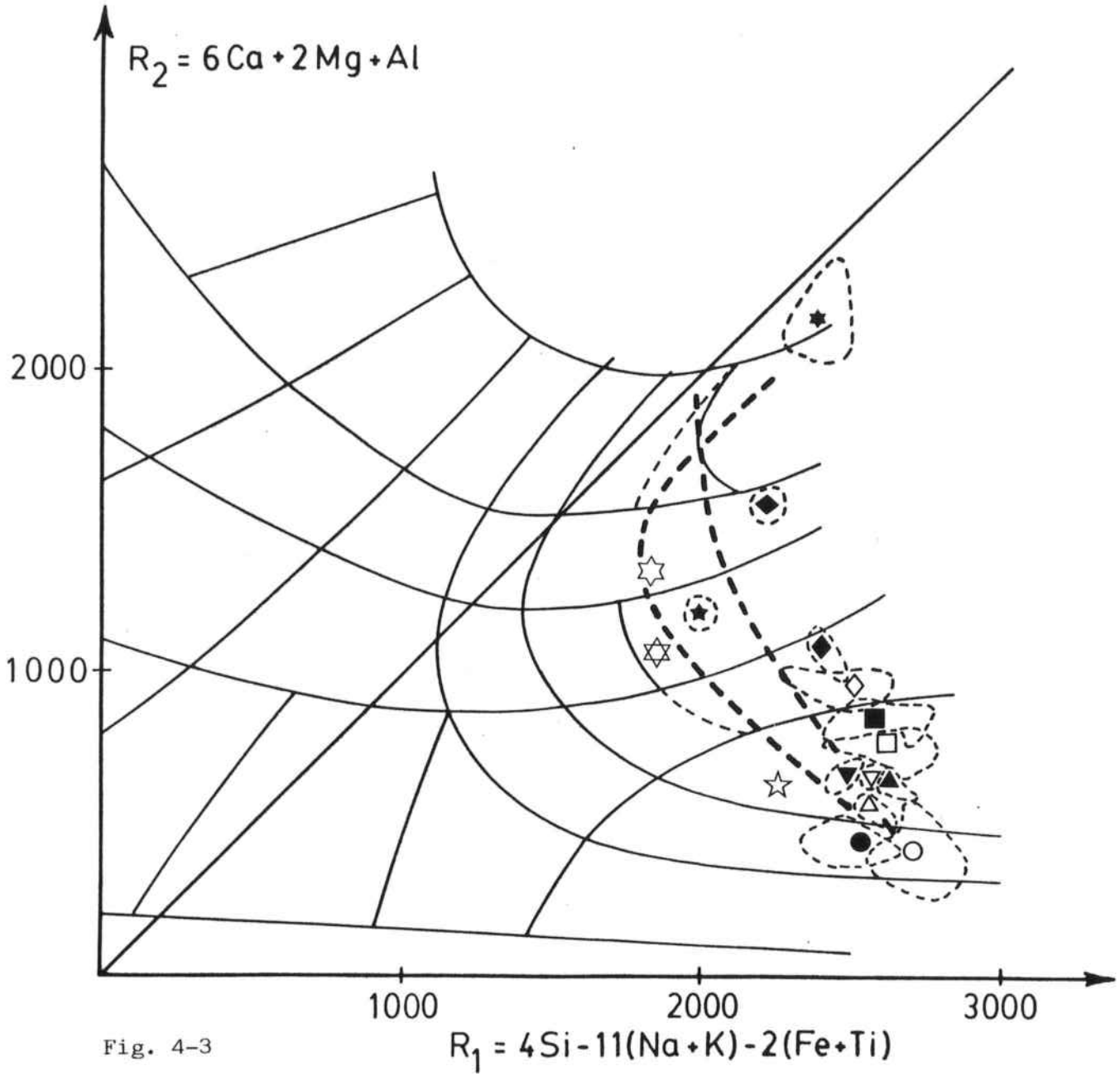


Fig. 4-3

En la Figura 4-4 se ha marcado la tendencia de la asociación plutónica del Macizo del Montnegre (junto a los valores promedio de los distintos tipos plutónicos e hipabisales, estos últimos representados como pequeñas circunferencias). Asimismo se han representado los análisis de los enclaves microgranudos analizados (estrellas): números 22: enclave microgranudo de las tonalitas; 25: enclave microgranudo de las granodioritas biotíticas del tipo-B; 24: enclave microgranudo de los granitos del Montnegre tipo-Gb; estrella negra de 5 puntas: cuarzodioritas de C.Camps ,A-91; estrella negra de 6 puntas: bojitas; el resto de símbolos como en la fig. 4-31.
Las líneas de trazos gruesos representan las tendencias promedio de las series calcoalcalina y toleítica (según DE LA ROCHE, 1980).
Como puede verse en la figura, la asociación magmática del Montnegre se adapta bastante bien a la tendencia calcoalcalina, aunque queda algo desplazada de la misma.
En cambio, en este diagrama, los enclaves microgranudos parecen adaptarse mejor a la tendencia de la serie toleítica, aunque no ocurre así en los demás diagramas estudiados.

En la Figura 4-5 se muestran las áreas de dispersión de las muestras pertenecientes a series de rocas "granitoides" de distinto contexto geotectónico. En ella se han proyectado los puntos correspondientes a las muestras del Macizo del Montnegre (cuadrados vacíos) y los correspondientes a las muestras del campo 2 (círculos llenos: batolito de Sierra Nevada,California) (BOWDEN et al, 1984, según datos de BATEMAN et al, 1978).
Las áreas de dispersión son las presentadas por BOWDEN et al (1984) y corresponden a las series siguientes:

1: Plagiogranitos de Chipre y Omán.
2: Rocas graníticas de las Cordilleras Pacíficas de América, características de márgenes continentales activos.

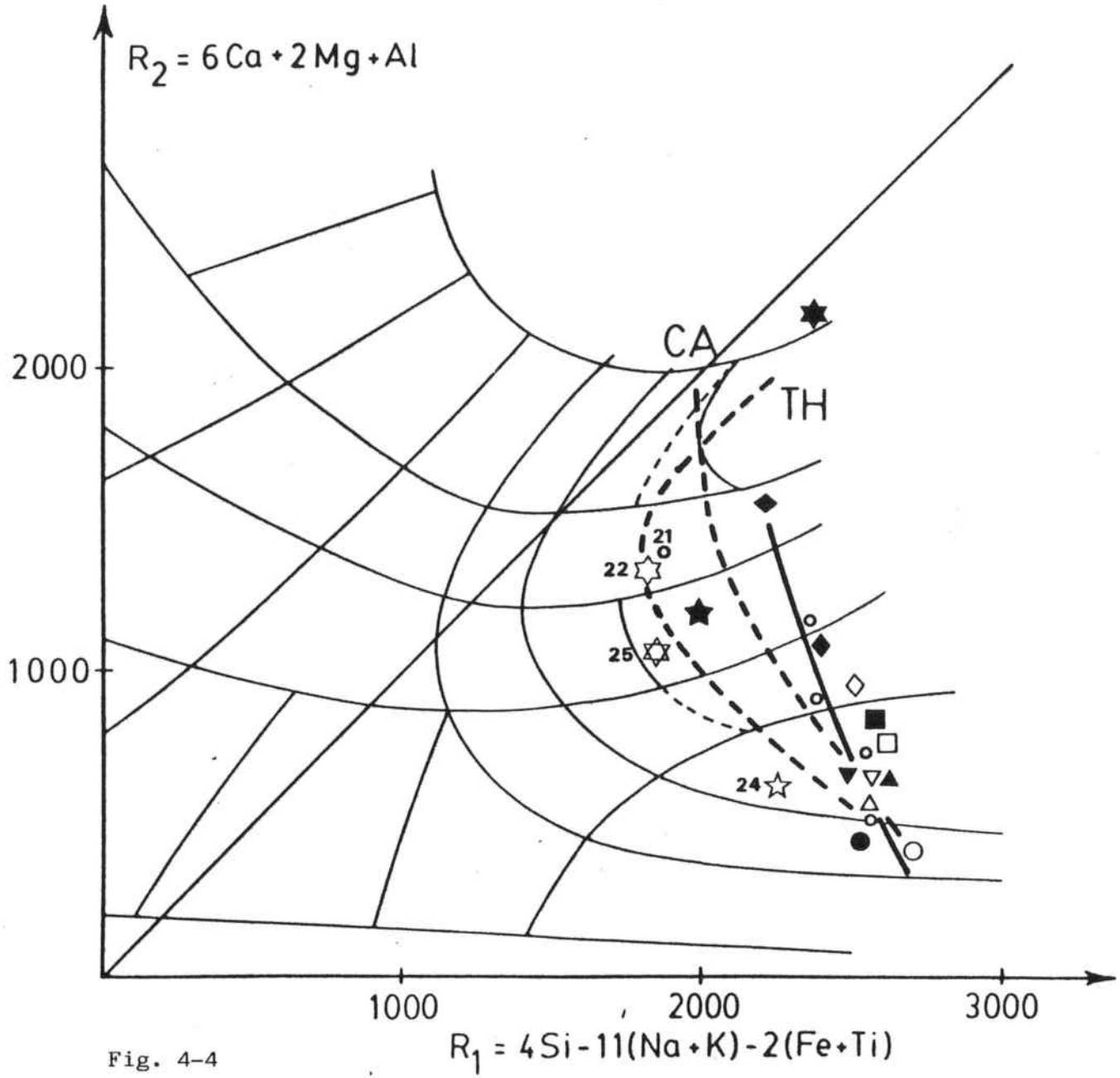

R2 = 6Ca + 2Mg + Al
2000
1000
CA
TH
21
22
25
24
1000
2000
3000
R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)

Fig. 4-4

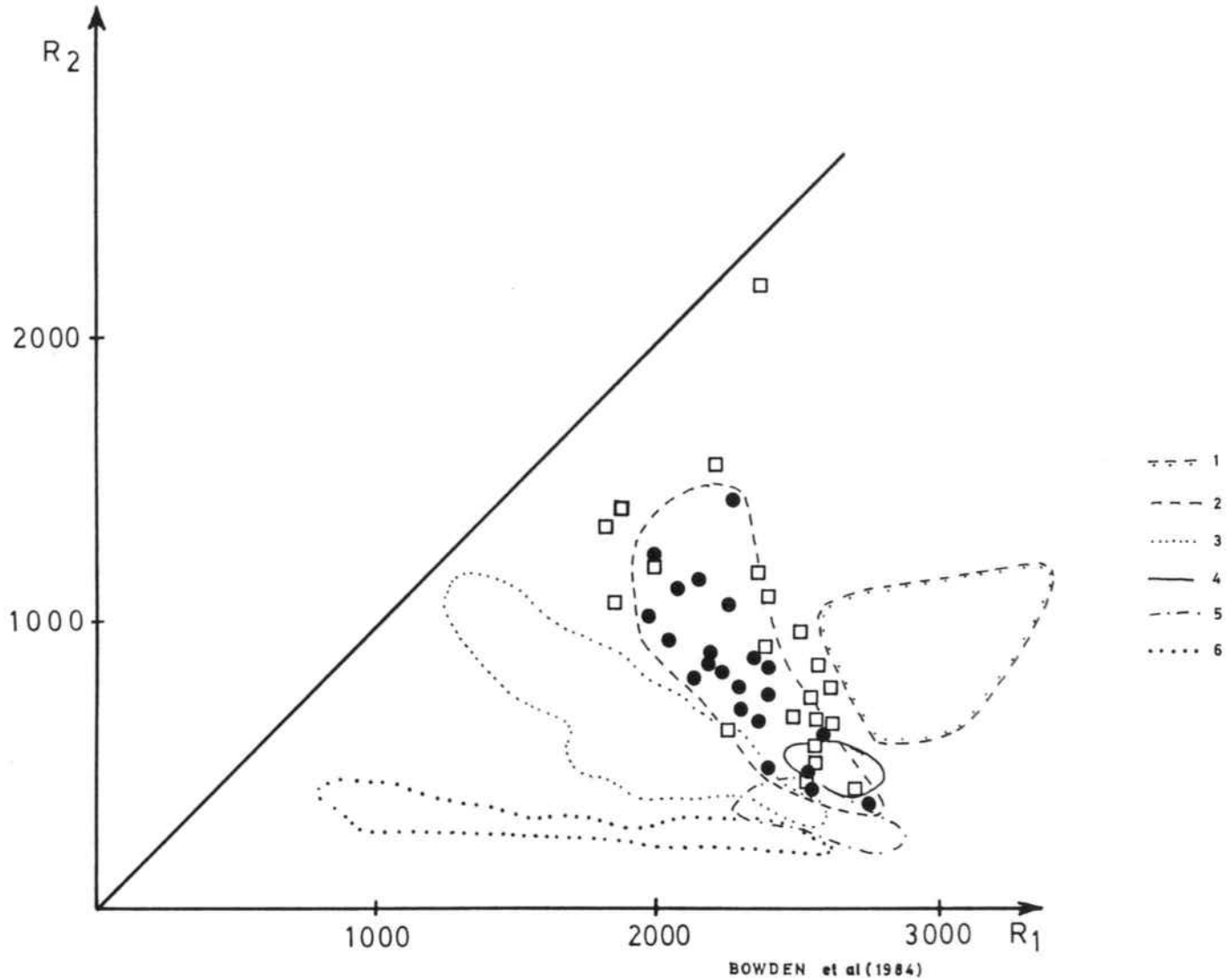


Fig. 4-5

3: Rocas graníticas caledonianas postorogénicas de Ben Nevis.

4: Granitos peralumínicos de dos micas con cordierita del batolito de Strathbogie (Australia).

5: Granitos del tipo-A del cinturón orogénico de Lachlan (SE Australia).

6: Granitos del tipo-A de la provincia anorogénica de Niger-Nigeria.

4.4.2. Diagramas de DEBON Y LE FORT (1983). (Diagrama P-Q)

Mediante la utilización de diagramas basados en la composición química, estos autores proponen una clasificación de las rocas ígneas, así como de las asociaciones que forman.

Para la clasificación de las rocas utilizan un diagrama basado en los parámetros Q y P (DE LA ROCHE, 1964), pero construyendo una delimitación de los campos distinta.

Estos parámetros, como en el caso de otros diagramas de De La Roche, están calculados a partir de los miliátomos-gramo de cada elemento, los cuales se obtienen dividiendo el % de cada óxido por su peso molecular, y a continuación multiplicando por el número de cationes presentes en el óxido, y finalmente multiplicando por 1 000.

En el diagrama de clasificación mencionado:

$$P = K-(Na+Ca).$$

$$Q = Si/3 - (K+Ca/3).$$

En la Figura 4-6 se han representado los promedios de las rocas plutónicas y filonianas del Macizo del Montnegre en el diagrama P-Q mencionado.

La simbología utilizada para las rocas plutónicas es la misma que la de la Fig.4-31; las rocas filonianas se han representado con cruces.

En este diagrama se observa una clara coherencia entre las rocas plutónicas y filonianas a la vez que, en conjunto, delinean una tendencia casi contínua entre las rocas ácidas y las básicas.

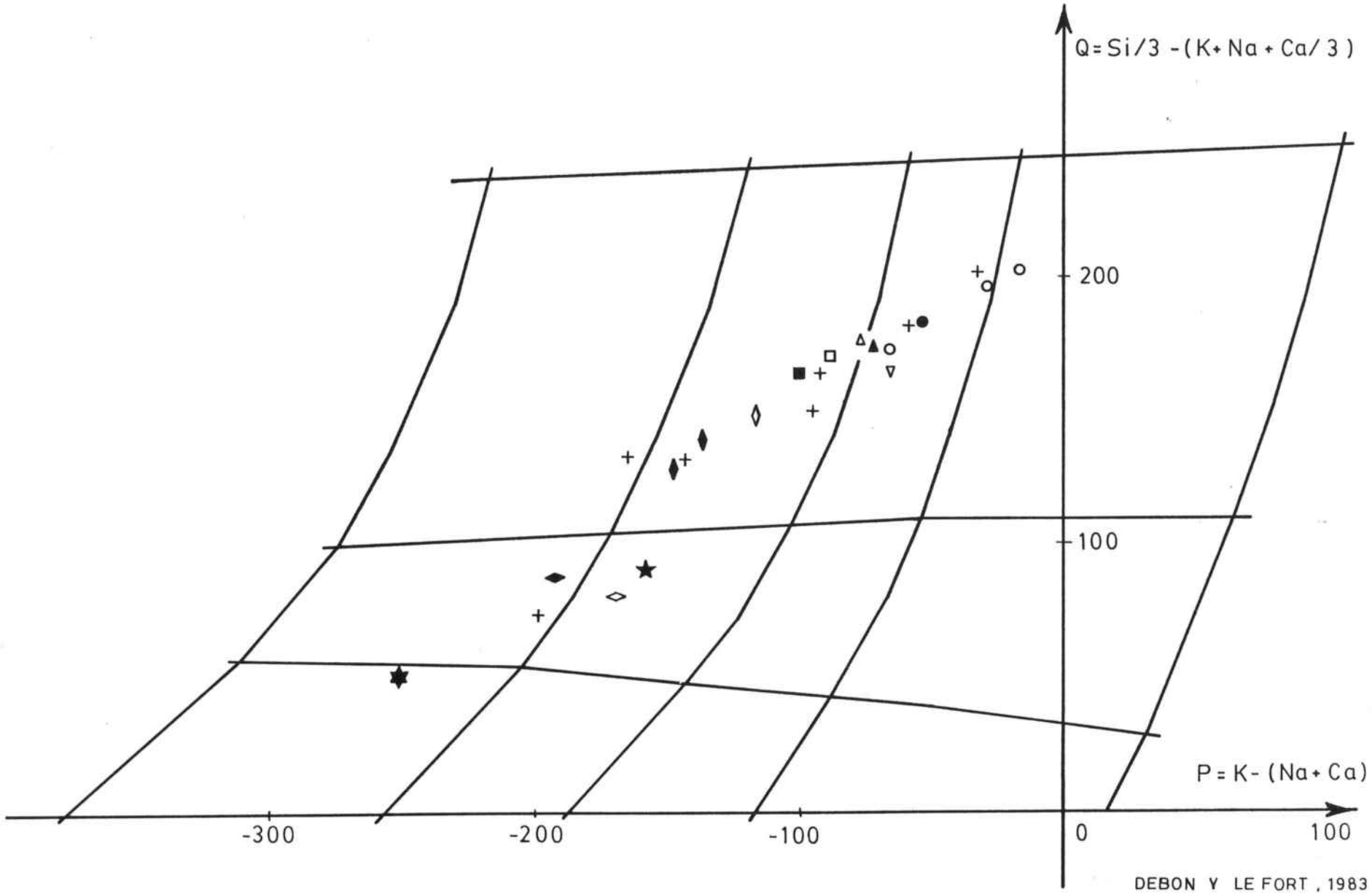

Q= Si/3 -(K+ Na + Ca/ 3)
200
100
P = K- (Na+ Ca)
-300
-200
-100
0
100
DEBON Y LE FORT , 1983

Fig. 4-6

Sin embargo la terminología utilizada en la clasificación es poco coincidente tanto con la obtenida modalmente en el triángulo de Streckeisen (1976), como en el diagrama químico de La Roche (1980), descrito anteriormente. Como puede verse, además de introducir de nuevo el término"adamellita", las rocas que en los otros diagramas citados eran consideradas como tonalitas, en éste se centran en el campo de las granodioritas. Probablemente este hecho deriva principalmente del potasio contenido en la biotita , como ya ha sido discutido en los apartados anteriores.

NOMENCLATURA DEL DIAGRAMA P-Q: 1.-GRANITO; 2.- ADAMELLITA; 3.- GRANODIORITA; 4.-TONALITA (TRONDHJEMITA); 5.-CUARZOSIENITA; 6.- CUARZOMONZONITA;7.- CUARZOMONZODIORITA; 8.- CUARZODIORITA (CUARZOGABRO); 9.- SIENITA; 10.- MONZONITA; 11.- MONZOGABRO (MONZODIORITA); 12.- GABRO (DIORITA-ANORTOSITA).

4.4.3.

El diagrama A-B (DEBON Y LE FORT,1983) es el denominado diagrama de los "minerales característicos" (o minerales distintos de cuarzo y feldespatos) Utiliza los siguientes parámetros:

A = Al-(K+Na+2Ca) (SHAND,1927, en Debon y Le Fort,1983).

B= Fe+Mg+Ti (DE LA ROCHE, 1964).

El parámetro A expresa si un mineral o roca es peralumínico o metaalumínico, según si $A > 0$ o $A < 0$, respectivamente.

El parámetro B es proporcional al % en peso de los minerales máficos.

El diagrama, a su vez, se halla dividido en 6 sectores delimitados por rectas radiales que parten del origen de coordenadas.

Sector I.- Solo moscovita, o Mosc > Biot.

Sector II.- Biot > Mosc.

Sector III.- Solo biotita.

Sector IV.- Bi+Hb (asociación más frecuente) ± Opx ± Clpx ± Ol ± Ep ± Sph.

Sector V.- Clpx ± Hb.

Sector VI.- Rocas de composición muy excepcional.

El anfíbol es poco frecuente en III y muy raro en II y I.

La línea vertical equivale a B = 38.8 y limita los leucogranitoides (aprox. equivalente a 7% en máficos).

Este diagrama, a su vez, sirve para diferenciar asociaciones magmáticas, las cuales muestran tendencias distintas y muy características dependiendo de su entorno geotectónico.
Los 3 grupos principales de asociaciones magmáticas diferenciadas por DEBON Y LE FORT , 1983, son: 1) Cafémica, (subtipos: Calcoalcalina, Subalcalina, Toleítica, etc.); 2) Alumino-cafémica (Alcalina sobresaturada, etc.);3) Alumínica (Rica en cuarzo, Pobre en cuarzo, etc).
Según Debon y Le Fort, cada una de estas tres asociaciones magmáticas corresponden probablemente a diferentes materiales fuente:

1) Cafemica : De un origen exclusivamente mantélico, o más frecuentemente, de origen híbrido manto-siálico con componente mantélico predominante.
2) Alumino-cafémica : También híbrida pero con el componente siálico predominante sobre el mantélico.
3) Alumínica : Principal o totalmente derivada de anatexia de material siálico.

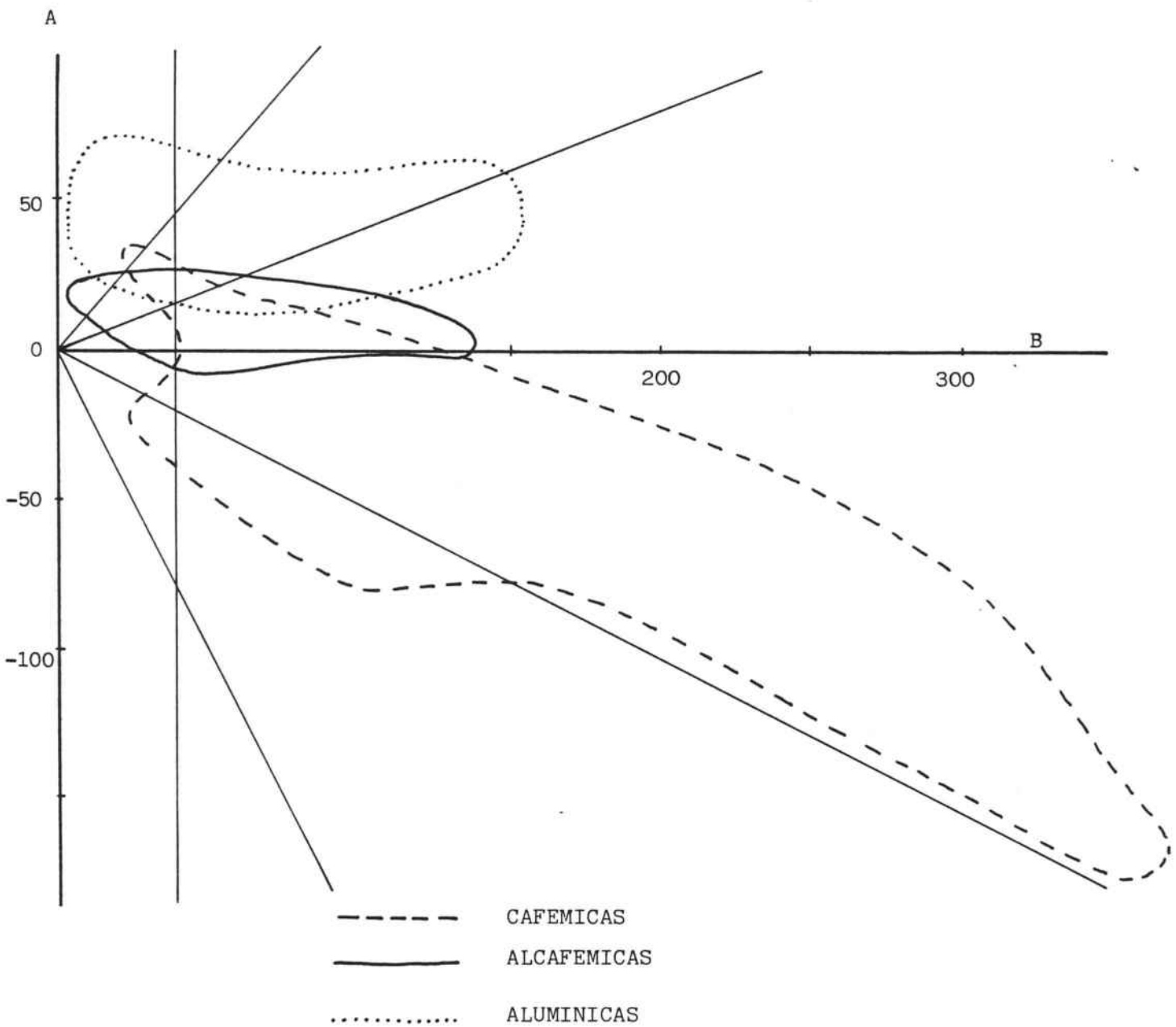
Desde un punto de vista descriptivo las cafémicas equivalen a las asociaciones del tipo-I y las alumínicas a las del tipo-S de WHITE & CHAPPELL (1977).

Las asociaciones del tipo cafémico se hallan principalmente (a veces totalmente)enraizadas en el dominio metaalumínico (Sector IV y a veces V) y presentan pendiente negativa.Sus términos félsicos, en cambio, entran frecuentemente en el dominio peralumínico.
Estas asociaciones siempre empiezan con anfíbol y/o piroxeno pero a menudo acaban con términos biotíticos o de dos micas.

En la Figura 4-7 se representan las distintas áreas del diagrama cubiertas por las tres asociaciones descritas, según los datos de DEBON Y LE FORT (1983).

En la Figura 4-8 se hallan representadas graficamente la totalidad de las rocas plutónicas e hipabisales estudiadas del Macizo del Montnegre, en el diagrama A-B.
Los tipos petrográficos más abundantes (granitos, granodioritas, y parte de las tonalitas) se hallan en el dominio peralumínico, ligeramente por encima de la linea A = 0. Sin embargo, los términos más máficos (melatonalitas, cuarzodioritas, gabrodioritas, y bojitas) penetran profundamente en el campo metaalumínico, describiendo una curva de pendiente negativa, progresivamente más acentuada.

En la Figura 4-9 se presenta dicha curva junto a los valores promedio de los distintos tipos y se comparan con una tendencia de tipo calcoalcalino, (considerada como típica por Debon y Le Fort, 1983) correspondiente a la asociación magmática de los Pirineos (Quérigut y Panticosa-Cauterets),y a la del Mount Givens (Batolito de California).
Asimismo, como comparación se muestra una tendencia correspondiente a la asociación plutónica toleítica del Sparta Complex (Oregon, USA).
En esta figura puede apreciarse una correspondencia muy ajustada con la línea calcoalcalina para la mayor parte de los tipos del Montnegre (plutónicos e hipabisales). La simbología usada para las rocas plutónicas es la misma que la de la Fig 4-31. La de las rocas hipabisales: pequeñas circunferencias.
Las dioritas y gabroides del sector-N muestran un desplazamiento importante hacia sectores más metaalumínicos



DEBON Y LE FORT (1983)

Fig. 4-7

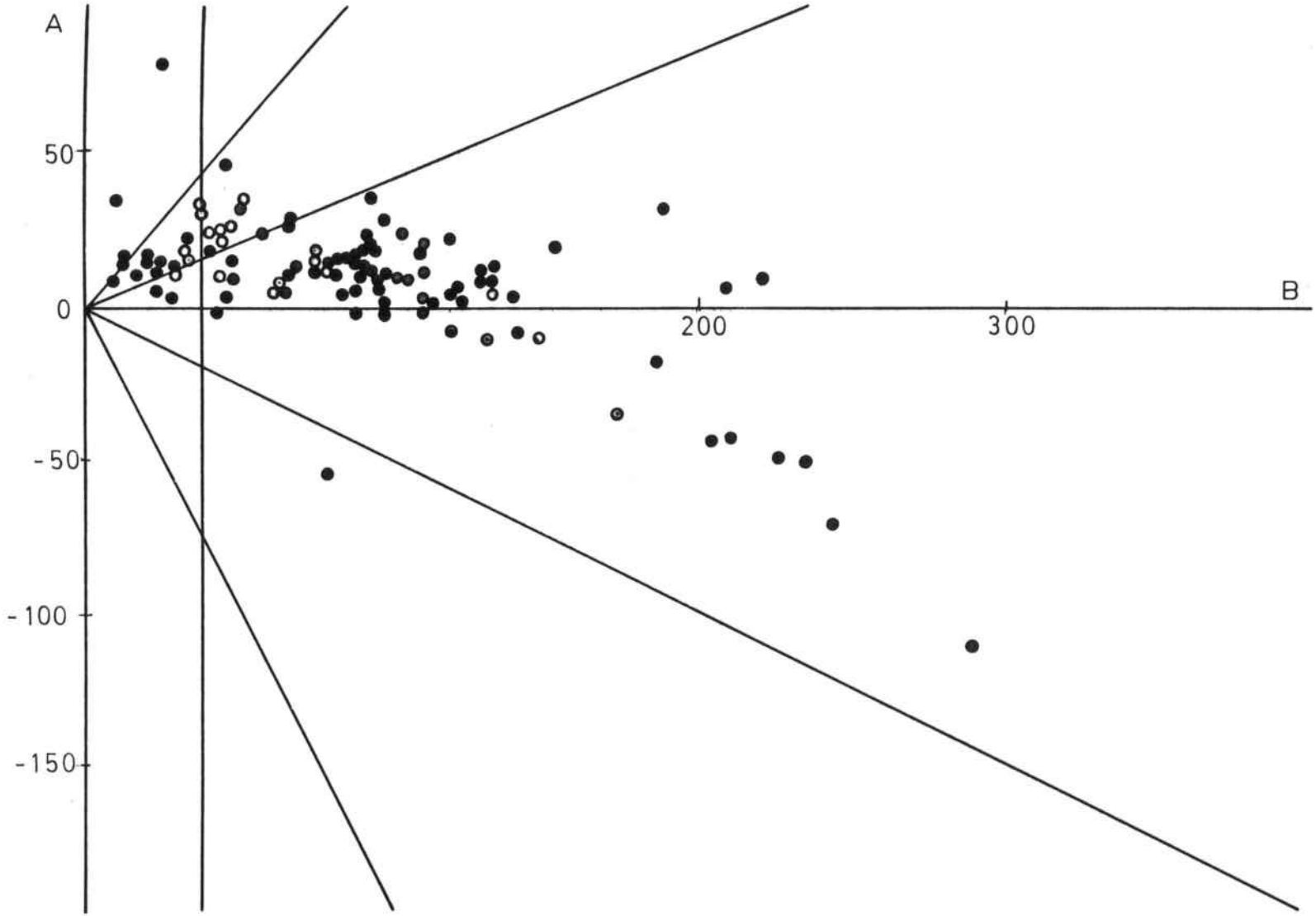


Fig. 4-8

DEBON Y LE FORT, 1983

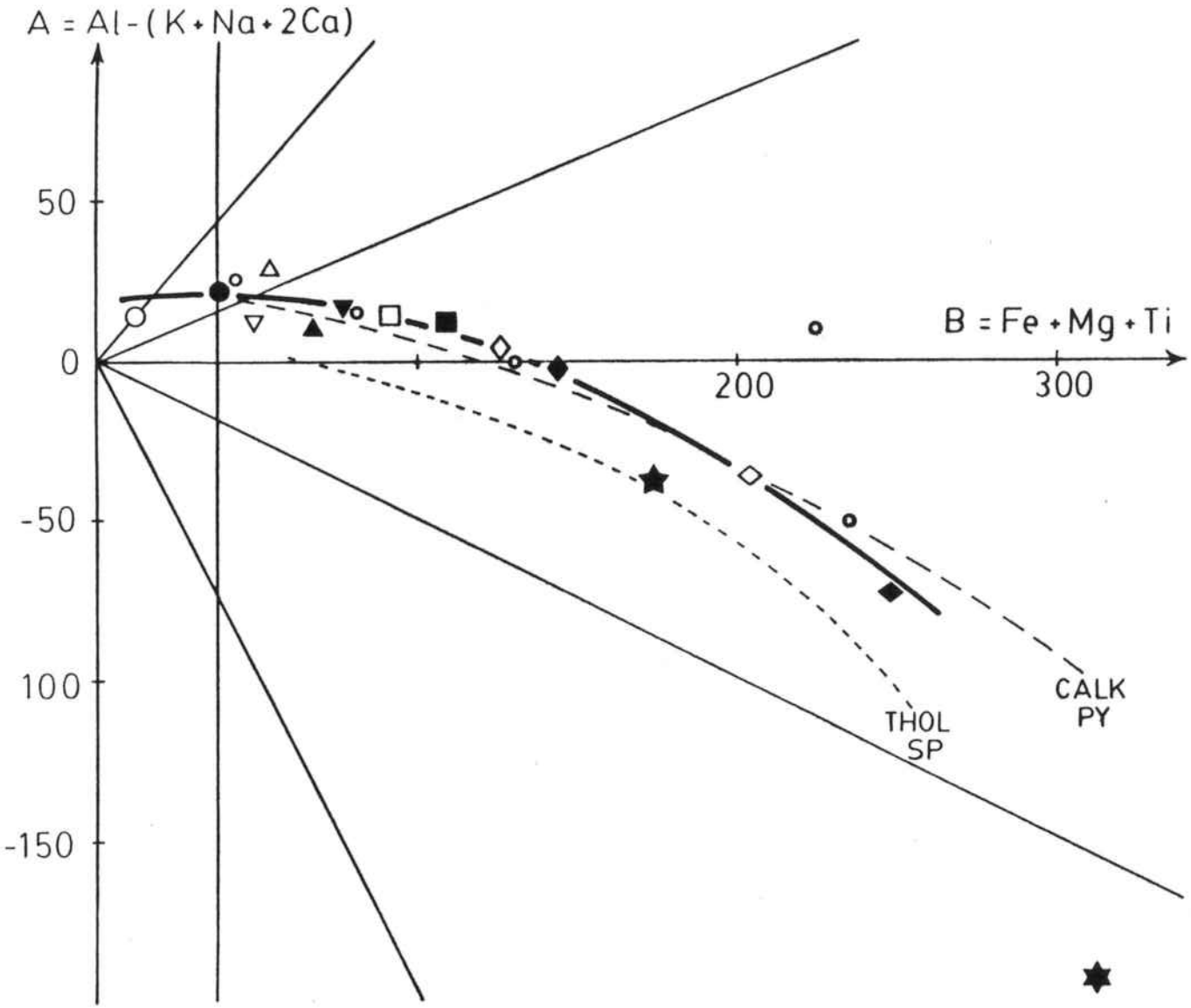


Fig. 4-9

4.4.4.

El triángulo Q-B-F de DEBON Y LE FORT (1983) (Figura 4-10) sirve para discriminar entre los subtipos de cada asociación magmática. Estos parámetros son proporcionales, respectivamente a Cuarzo, Máficos y Feldespatos. Q y B ya se han definido en apartados anteriores, y F = 555-(Q+B) (DE LA ROCHE,1964).

En la Fig. 4-9 se ha visto como la asociación del Montnegre es claramente cafémica. En la Figura 4-10 se confirma además la tendencia calcoalcalina de la misma situándose próxima a la línea gabro-granito del diagrama Q-B-F (DEBON Y LE FORT, 1983, p 144), la cual tiende a terminar perpendicularmente al lado Q-F del triángulo, cerca de Q=40.
Otros subtipos cafémicos con tendencias totalmente distintas en este triángulo son: subalcalino, alcalino-peralcalino, y toleítico.

4.4.5. Doble Diagrama P-B y P-Q propuestos por DE LA ROCHE (1964, 1966, 1972, 1978; ver DEBON,1980) para el estudio de las rocas graníticas.

Los parámetros P,B, y Q ya han sido definidos en apartados anteriores.

En la Figura 4-11 se hallan representadas la totalidad de las muestras de rocas plutónicas del Macizo del Montnegre (excepto las ultramáficas que salen fuera del diagrama). Los puntos representan muestras individuales y los otros símbolos son los promedios de los tipos (como en la Fig. 4-31). Las aspas son enclaves microgranudos de las tonalitas; la cruz (S) es un análisis de la monzodiorita (Epi- ?) de la Creu de Canet (A-82), y finalmente, el asterisco representa un valor promedio de los basaltos calcoalcalinos (CAB) dado por HYNDMAN (1972).

En este diagrama cabe destacar:

1) La plena justificación como materiales geoquímicamente distintos de los tipos diferenciados y delimitados en la cartografía, a partir de criterios mineralógicos, texturales, y otros datos de campo.

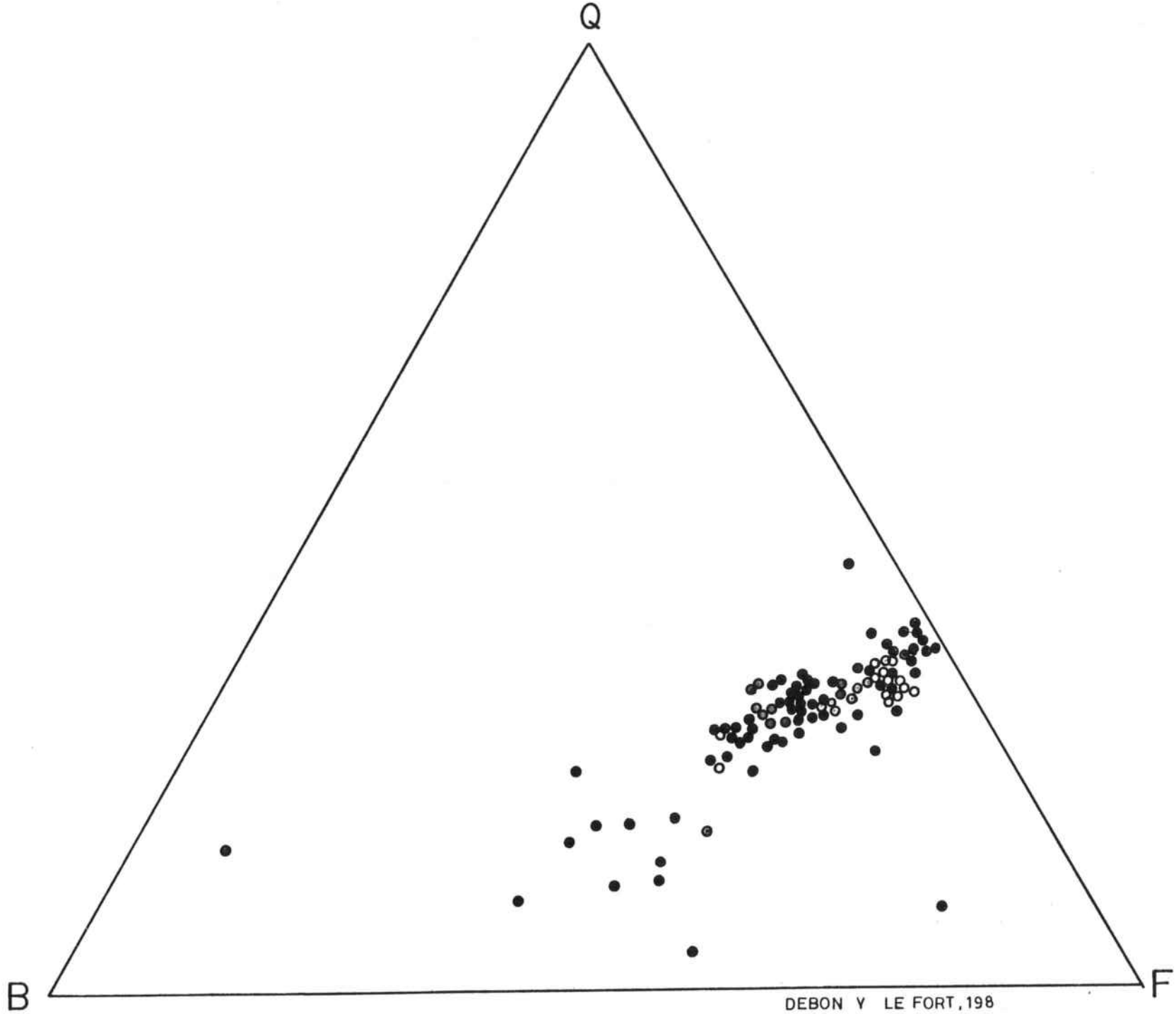


Fig. 4-10

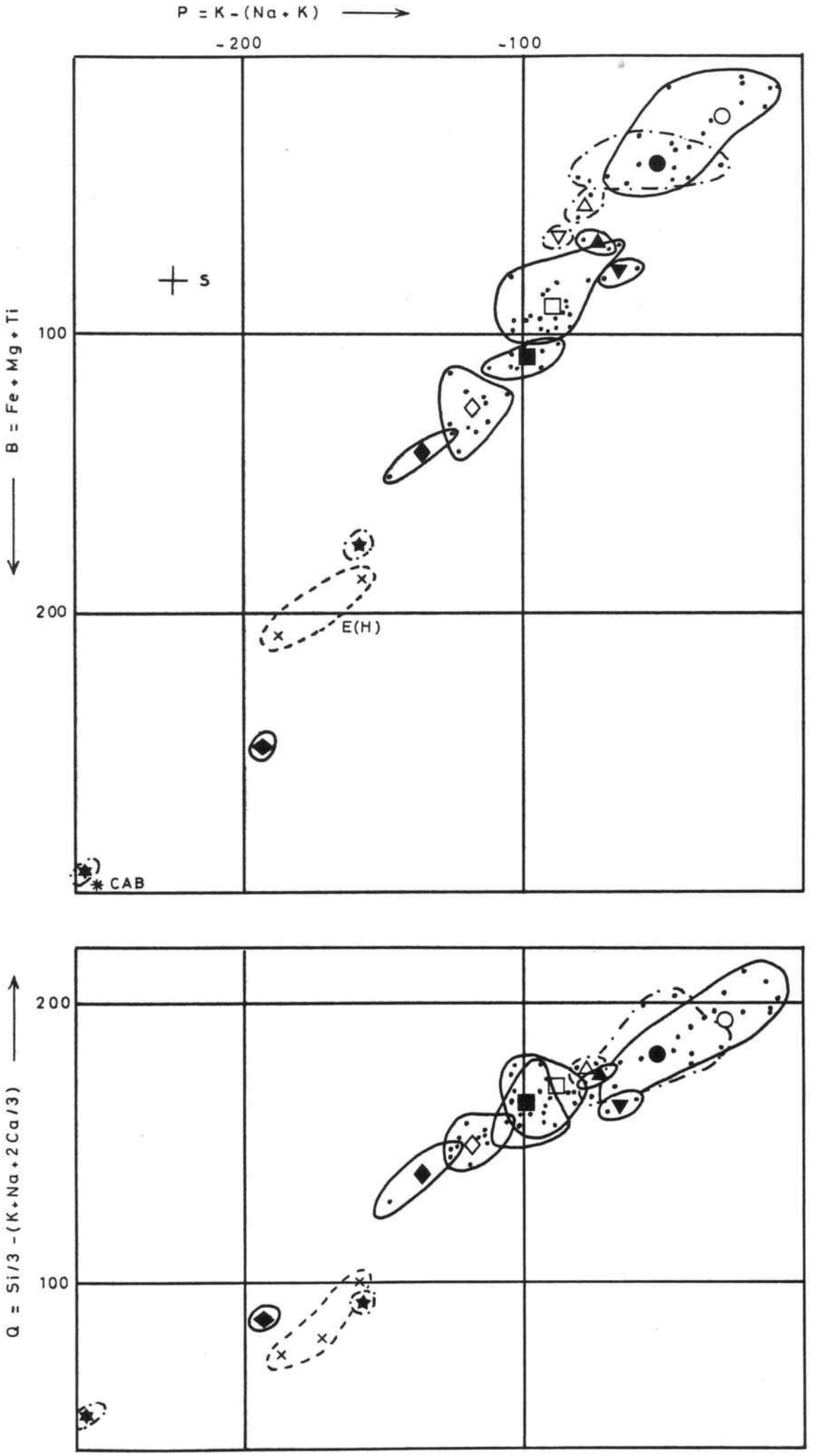


Fig. 4-11

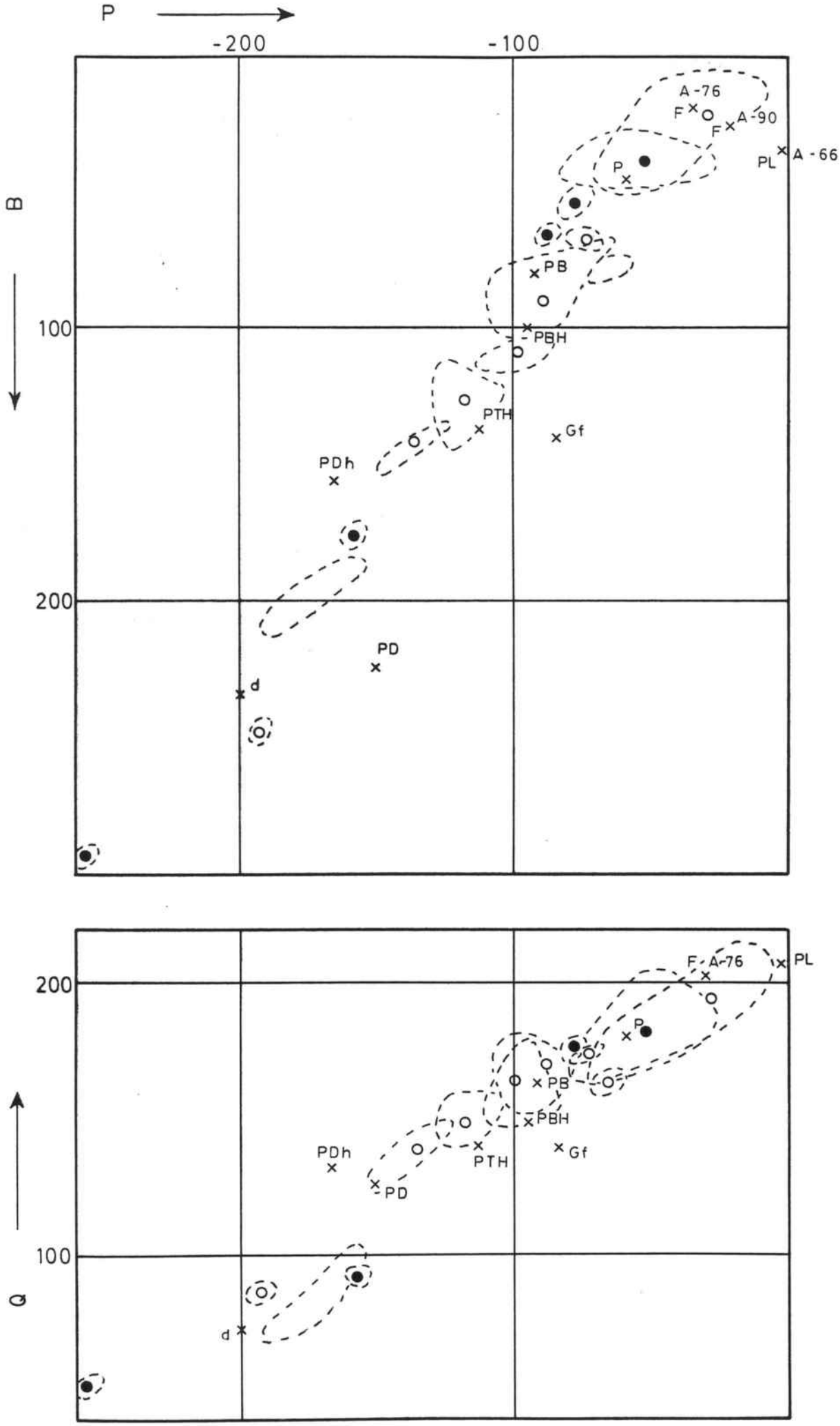

P
-200
-100
B
100
200
A-76
F
F
A-90
PL
A-66
P
PB
PBH
PTH
Gf
PDh
PD
d
Q
100
200
F
A-76
PL
P
PB
PBH
PTH
Gf
PDh
PD
d

Fig. 4-12

2) La gran homogeneidad de los distintos tipos, visible por la escasa dispersión de los puntos.

3) La delineación de una única tendencia de características muy simples, incluyendo todos los tipos del Sector-N, del Sector-S y los enclaves microgranudos, la cual define probablemente una serie de diferenciación calcoalcalina única (de modo análogo a la serie del Plutón de Panticosa descrito por DEBON,1980), sin evidencias de hibridación (por lo menos durante los estadios avanzados de diferenciación, aunque sin excluir una posible hibridación anterior a la diferenciación principal).

4) La convergencia del trend de diferenciación hacia los gabroides (bojitas) del Montnegre, los cuales coinciden en el diagrama con la composición promedio de los basaltos calcoalcalinos (CAB, HYNDMAN, 1972).

En la Figura 4-12 se han proyectado los análisis de las rocas filonianas en el mismo diagrama P-B y P-Q.
En ella puede verse que su tendencia general se superpone a la de las rocas plutónicas. (Simbología de las rocas filonianas: aspas, acompañadas de la simbología cartográfica).

- Diagramas normativos .

4.4.6. Diagrama Q-A-P (normativo): Q=Q; A=Or; P=Ab+An.

En la Figura 4-13 se han proyectado los promedios de las rocas plutónicas e hipabisales del Macizo del Montnegre.

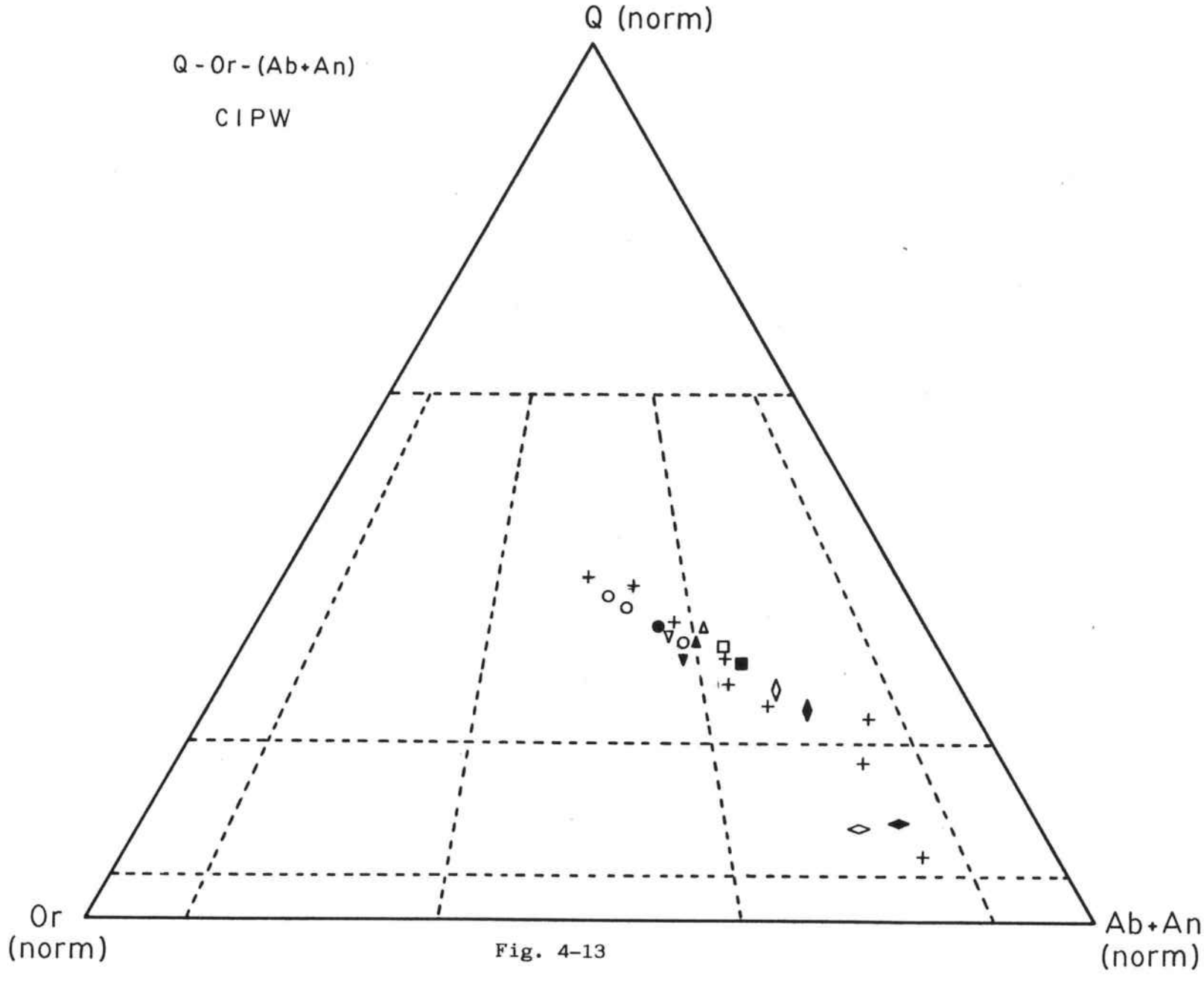


Fig. 4-13

En el diagrama se han trazado los límites correspondientes a la clasificación modal de streckeisen para utilizarlos como comparación aproximada a la terminología modal. A este respecto se ve, sin embargo, que se produce un claro desplazamiento de la tendencia general hacia el vértice de la ortosa, progresivamente más pronunciado en los terminos más básicos. Aparentemente este hecho es debido al K aportado a la ortosa normativa por la biotita, la cual es más abundante en las rocas más máficas (excepto en los gabroides, en los que es prácticamente inexistente, y que no han sido representados en el diagrama por ser Ol-normativos).

De todos modos este diagrama es útil en la comparación de las rocas plutónicas con las hipabisales, ya que estas no permiten su estudio modal mediante contador de puntos.

Las rocas hipabisales estan representadas por cruces, mientras que en las rocas plutónicas se ha utilizado la terminología standard de la fig. 4-31. Puede apreciarse como las rocas hipabisales se superponen exactamente a la tendencia de las rocas plutónicas.

4.4.7. Diagrama %An - SiO_2 (FIgura 4-14).

En este diagrama se han proyectado los contenidos de An normativa de los distintos tipos petrográficos, respecto al total Ab+An (es decir, An/(Ab+An)), en relación al % de SiO_2.

Como puede apreciarse existe una variación muy gradual en el % de An desde los tipos más básicos hasta los más ácidos.

Asimismo cabe destacar la alta relación An/An+Ab) de la mayoría de los tipos, llegando a An_{50} en las tonalitas, y casi a An_{80} en los gabroides.

Por otro lado, las rocas del sector N del Montnegre, parecen dibujar otra tendencia, algo más pobre en An.

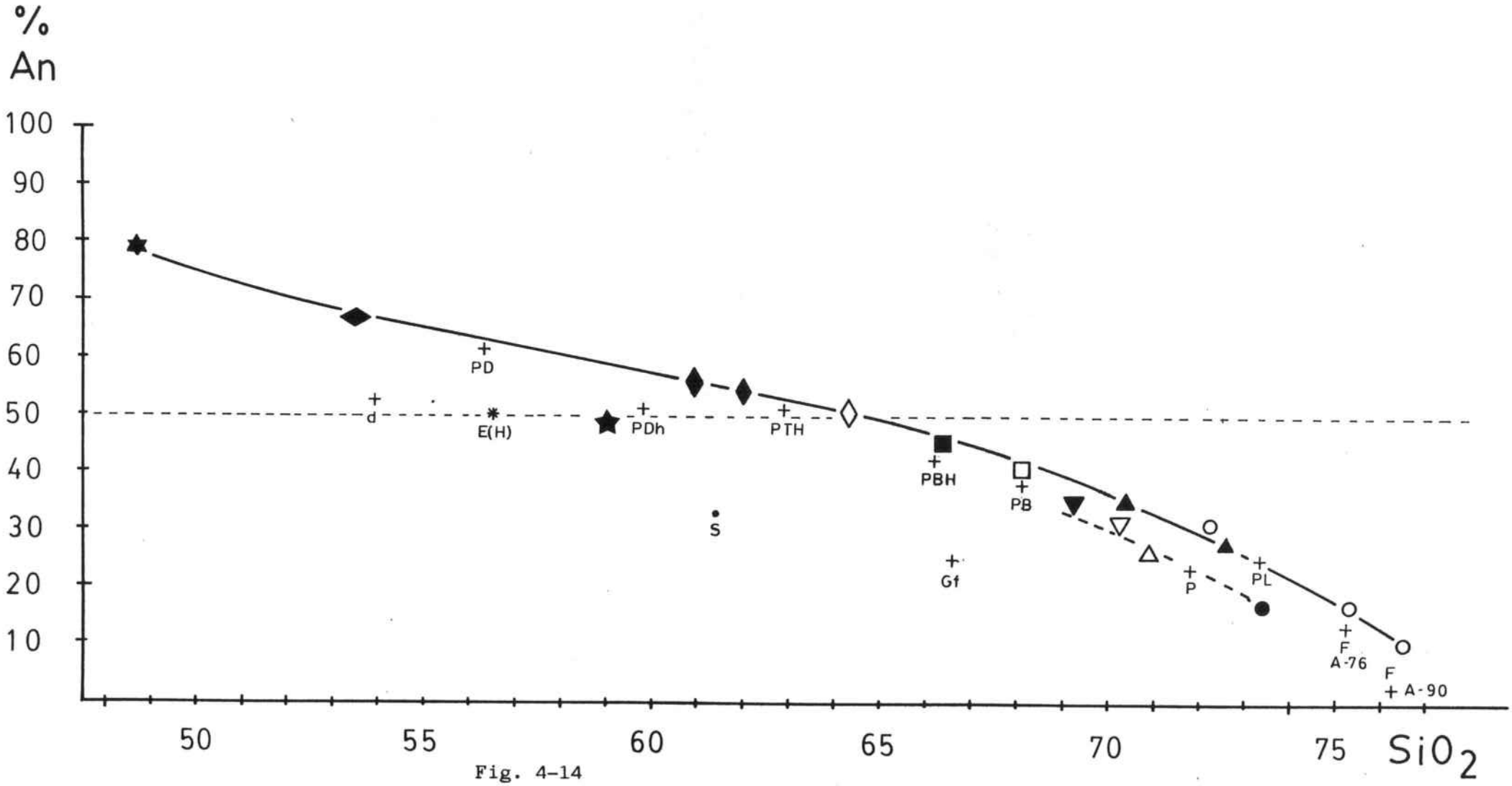

%
An
100
90
80
70
60
50
40
30
20
10
50
55
60
65
70
75
SiO2
PD
d
E(H)
PDh
PTH
PBH
PB
S
Gf
P
PL
F
A-76
F
A-90

Fig. 4-14

La tendencia progresivamente decreciente en el contenido de An de la plagioclasa, es coherente con una cristalización fraccionada en la que se han ido separando los cristales más anortíticos inicialmente formados, conduciendo a un líquido cada vez más rico en Na (COX et al, 1979).
Además, como se verá en el capítulo siguiente, en el tetraedro An-Q-Ab-Or las composiciones más básicas (granodioritas, tonalitas y dioritas) se hallan justamente en el volumen de la plagioclasa, lo que indica que ésta es la primera en cristalizar, lo cual posibilitaría la cristalización fraccionada que se acaba de mencionar.

En el diagrama pueden verse también algunas muestras relativamente pobres en An para su contenido en SiO_2, respecto a la tendencia general.
Tienen particular interés las muestras "S" (Epimonzodiorita ?) y Gf (pórfido rojo sin fenocristales de cuarzo). Estas rocas podrían haber sufrido un importante metasomatismo hidrotermal que habría implicado principalmente una pérdida de SiO_2 por disolución del cuarzo, aunque sin apenas incremento en Na respecto del Ca. La monzodiorita (Epi ?) (Tipo-S,A-82), tiene granodiorita biotítica como roca encajante, de la cual podría haber derivado mediante el mecanismo descrito. Asimismo el tipo "Gf" podría haber derivado de algún tipo de pórfido granítico, por disolución de la mayor parte del cuarzo libre presente en la roca.
Otro caso muy distinto pueden representar los enclaves de las tonalitas, tipo-E(H), los cuales a pesar de ser mucho más pobres en SiO_2 y ser mucho más máficos que las tonalitas encajantes tienen un porcentaje de An idéntico a ellas. Ello podría indicar un equilibrio, durante el estado magmático, de la relación Na/Ca entre el interior y el exterior del enclave.

4.4.8. Triángulo Or-Ab-An (normativos) (Figura 4-15).

La proyección de los promedios de todos los tipos plutónicos y filonianos del Macizo del Montnegre en el diagrama triangular Or-Ab-An nos establece dos series perfectamente alineadas que corresponden exactamente a los conjuntos de rocas plutónicas del Sur y del Norte de la franja de materiales paleozoicos del Montnegre.

Las rocas hipabisales tienen una mayor dispersión (la mayoría representan muestras individuales), pero la mayoría se hallan en una posición intermedia entre las dos series plutónicas.

Asimismo los enclaves microgranudos se separan claramente de sus rocas plutónicas escajantes, hallándose considerablemente desplazados haciz el vértice de la Ab.

Este diagrama permite pues poner en evidencia, de una manera clara, la existencia de dos complejos plutónicos distintos cuyas diferencias petrográficas y cartográficas ya se han mencionado en los capítulos correspondientes.

No obstante se aprecia una diferencia respecto al límite entre ambas "series" establecido mediante criterios químicos o cartográficos.

En efecto, a partir de las características petrográficas parecía probable la existencia de un límite entre dos asociaciones plutónicas coincidente con la existencia de tipos con biotita prismática (longitud > diámetro de la base), en cuyo caso, los tipos b y bb quedaban asimilados al sector-N, aun cuando, geograficamente quedaban al S de la banda paleozoica. Según este diagrama, sin embargo, parece claro que químicamente, los tipos b y bb se asimilan perfectamente a la serie del sector-S.

En la Figura 4-16 se han representado únicamente las tendencias para dar mayor claridad a las conclusiones expuestas.

* Los diagrama normativos Q-Ab-Or y Q-Or-Ab-An se estudiarán más adelante, en el capítulo de "Petrogénesis".

Or - Ab - An

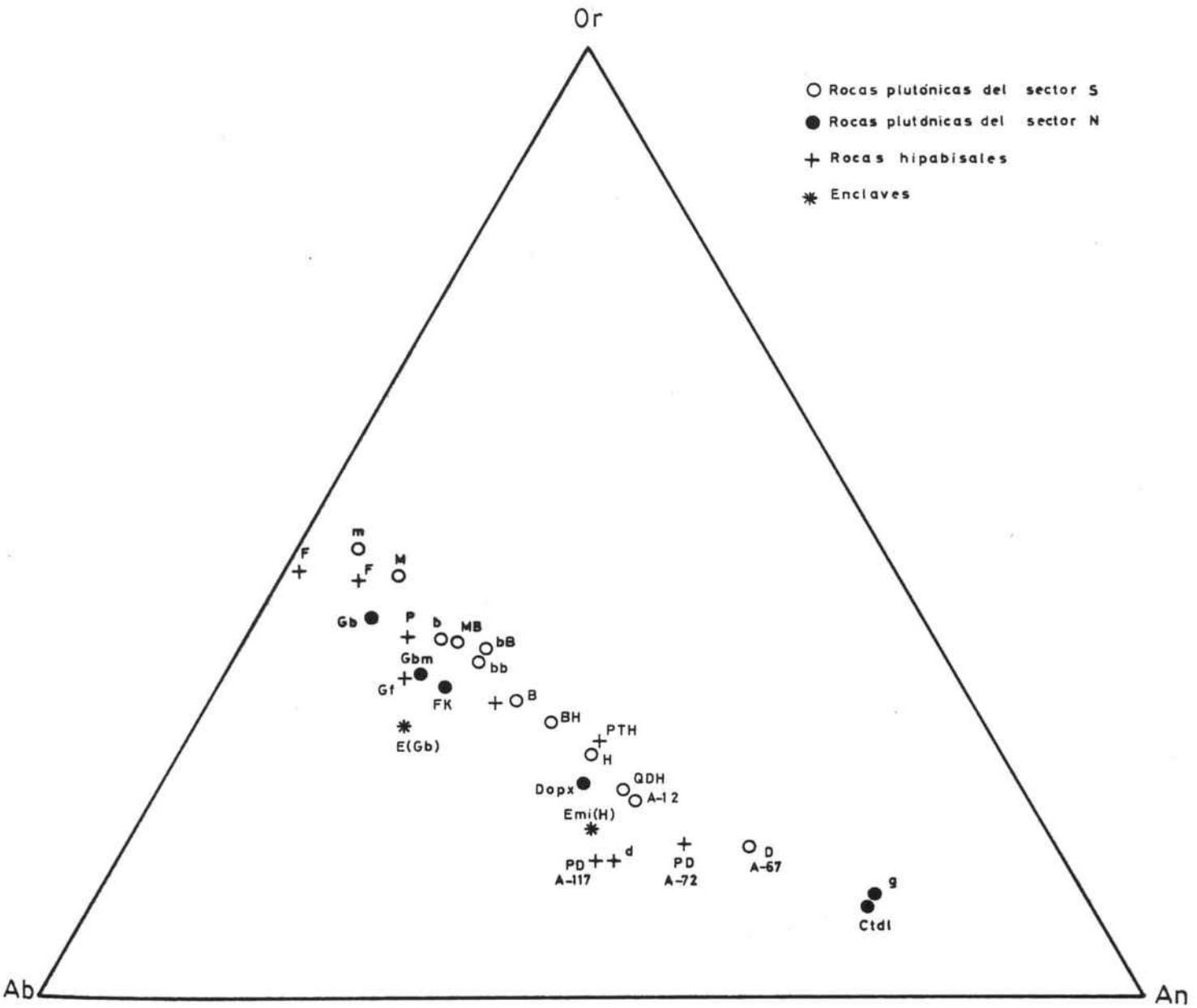


Fig. 4-15

Or-Ab-An

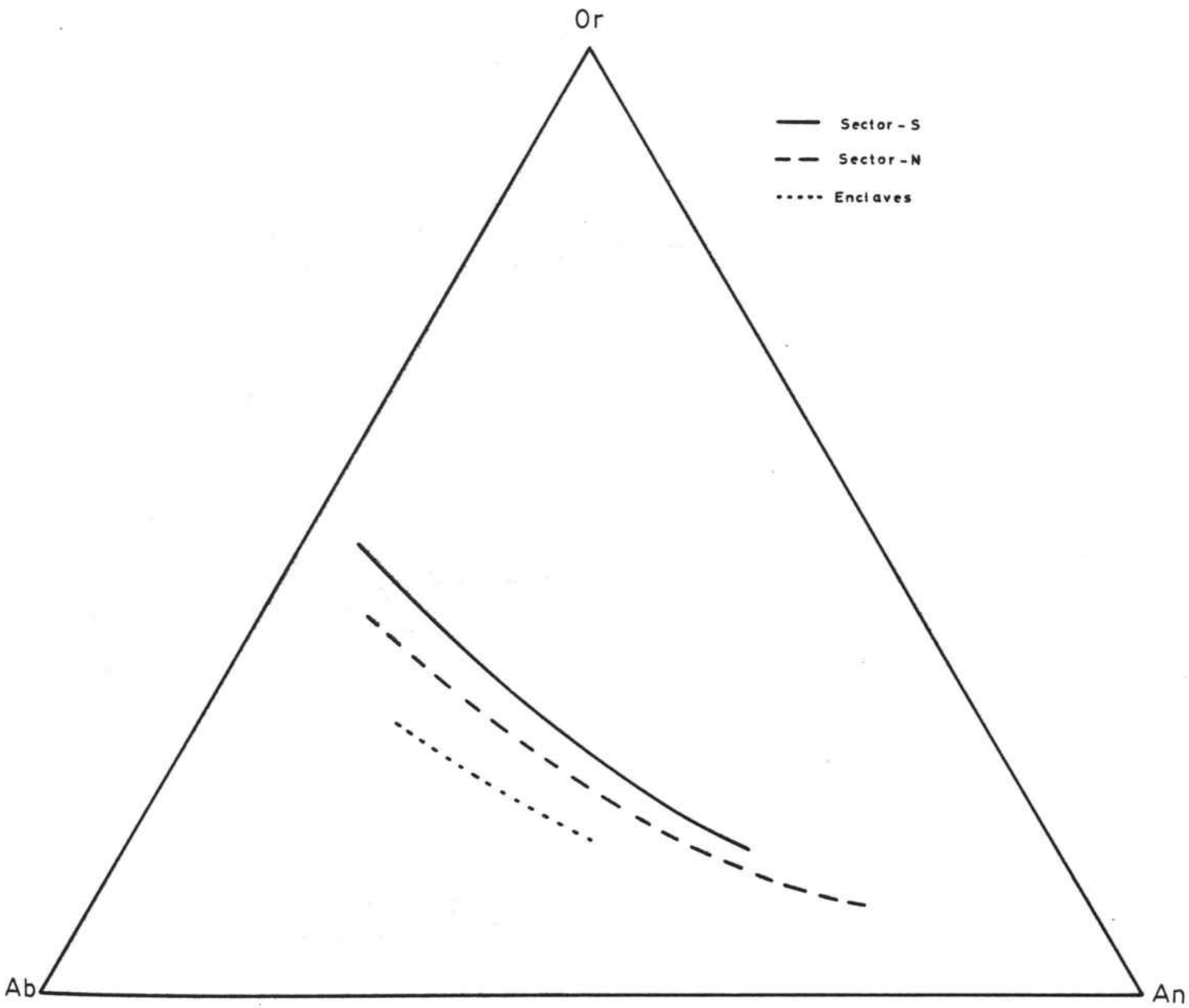


Fig. 4-16

- Diagramas de variación binarios referentes a los óxidos de los elementos mayores.

4.4.9. Diagramas $Na_2O - K_2O$ (Figura 4-17), y $Na_2O - CaO$ (Figura 4-18).

La proyección de los análisis promedio de los distintos tipos plutónicos en estos diagramas resalta de modo muy claro las diferencias entre la serie del N y del S del Montnegre, tal como se había evidenciado en el triángulo Or-Ab-An de las Figuras 4-15 y 4-16.
A la vista de las figuras 4-17 y 4-18, puede apreciarse el gran poder de discriminación de estos diagramas incluso en rocas de aspecto muy similar, y con diferencias químicas que en principio pueden parecer como insignificantes.
Dada la simplicidad de los parámetros utilizados, y a que origina tendencias rectilíneas, este diagrama puede ser de gran utilidad en la selección de diferentes conjuntos de rocas plutónicas en un área determinada. Estos tipos pueden ser estudiados y comparados posteriormente por separado en diagramas más complejos, evitando así superposiciones de tendencias que pueden llevar a confusión. (Ver,por ejemplo, los diagramas de Harker de las figuras 4-21 a la 4-24.

En las figuras 4-19 y 4-20 se comparan las tendencias de las rocas filonianas de composición leucogranítica a tonalítica en relación con las dos series del Macizo del Macizo del Montnegre (plutónicas).
Puede verse que, exceptuando el pórfido tonalítico que parece adaptarse a la tendencia del Sector-S , los demás pórfidos se sitúan en una posición intermedia entre ambas series.
La felsita A-90 y el pórfido leucogranítico (PL,A-66) se desmarcan completamente de las dos tendencias. Este hecho parece deberse a una alteración de tipo hidrotermal ya que ambas rocas presentan un importante contenido en sericita.

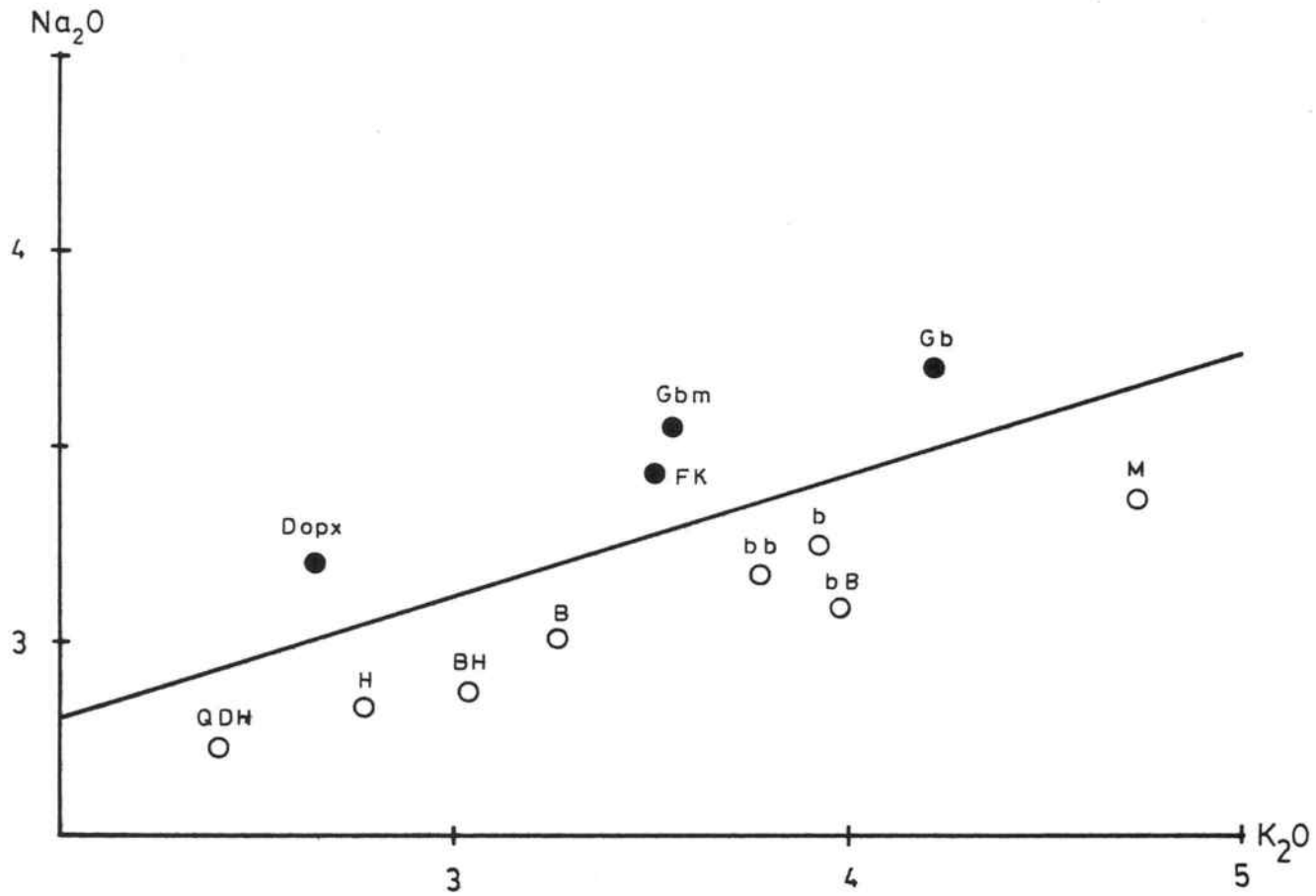


Fig. 4-17

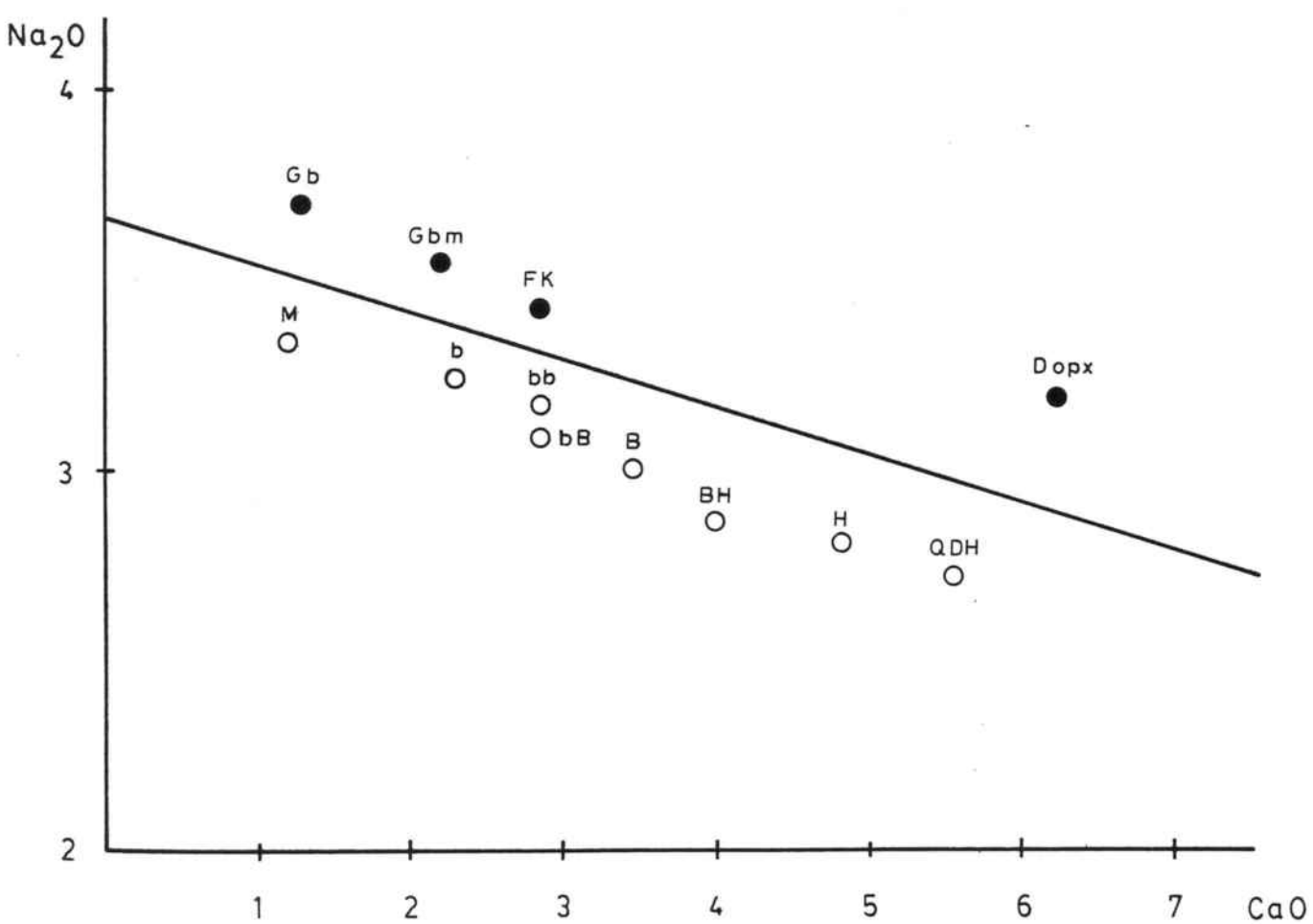


Fig. 4-18

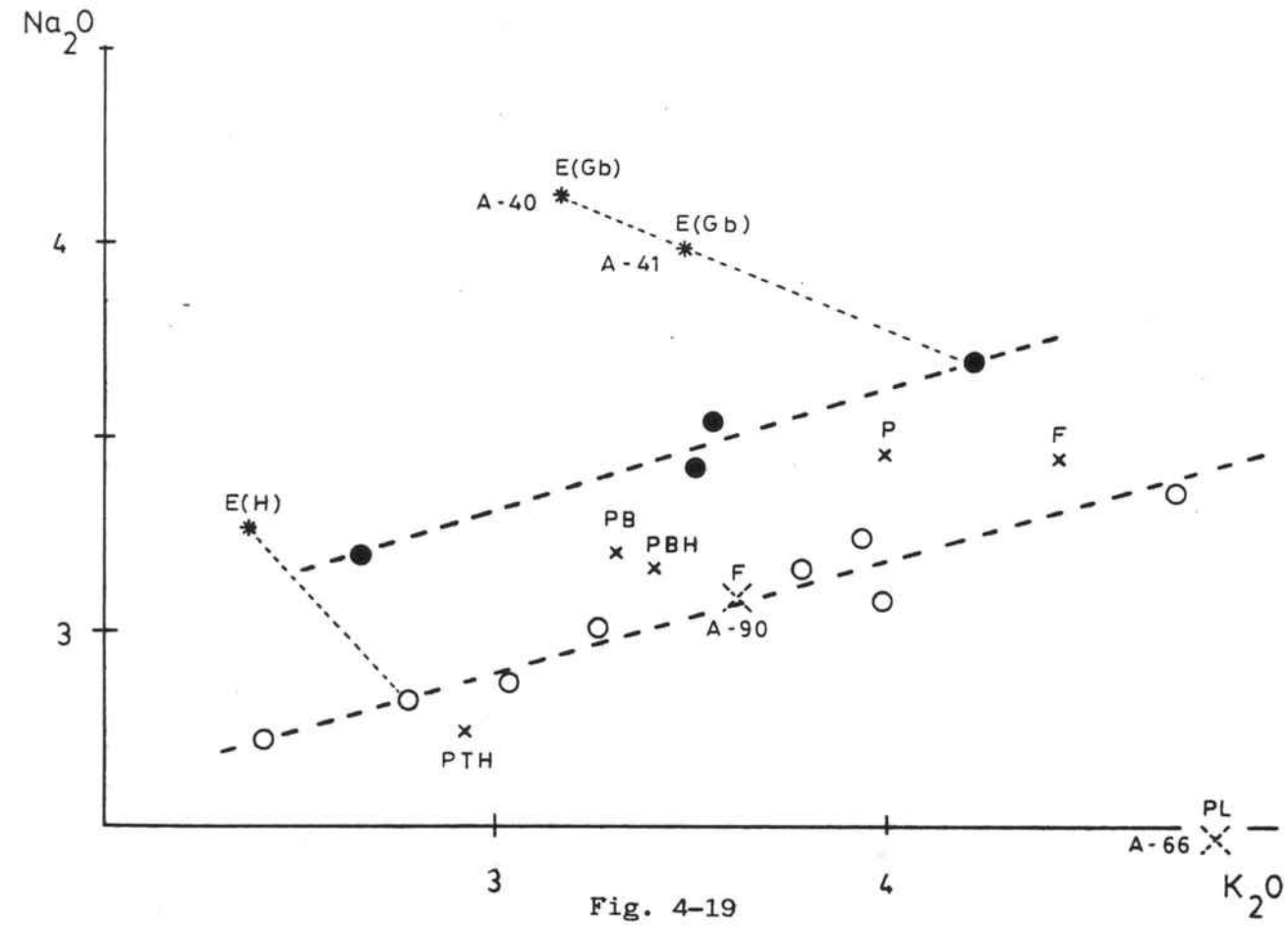


Fig. 4-19

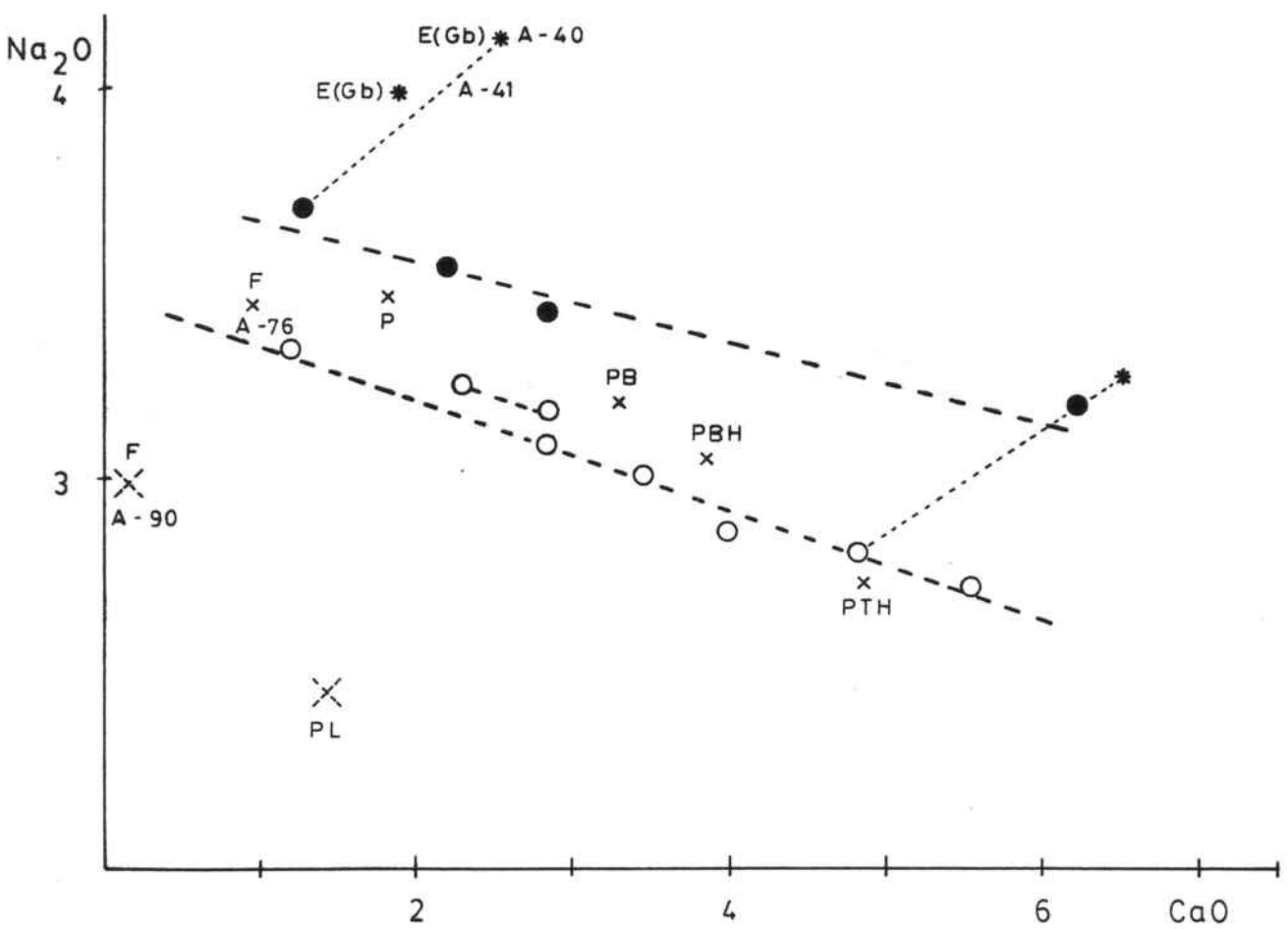


Fig. 4-20

Por otra parte, los enclaves de los granitoides se salen asimismo de las tendencias de las rocas plutónicas correspondientes. A iguales contenidos de K_2O y CaO que las rocas pertenecientes a las tendencias plutónicas, dichos enclaves se hallan muy enriquecidos en Na_2O.

4.4.10. Diagramas de Harker (1909).

En estos diagramas se han representado los valores absolutos de los diferentes óxidos de elementos mayores (Al_2O_3, Fe_2O_3, MgO, CaO, Na_2O, y K_2O), en función del contenido en SiO_2 de las muestras.
Se han utilizado los valores promedio de los diferentes tipos petrográficos y se han proyectado aparte la serie del S del Montnegre (Figura 4-21), la del N (Figura 4-22), y la de las rocas hipabisales (Figura 4-23). Finalmente en la Figura 4-24 se han representado juntas, para su comparación , las tendencias de las tres series.
En los diagramas cabe destacar:

- La clara tendencia calcoalcalina de la asociación estudiada, tal como puede verse al comparar con otras series volcánicas y plutónicas (P.ej. Cascade Range; California; etc.TURNER et al, 1975, etc.).

-La intersección de las curvas del Na_2O y del K_2O, implicando con ello que en los términos más ácidos domina el K_2O sobre el Na_2O, mientras que en los más básicos domina el Na_2O sobre el K_2O.

Comparando los diagramas construidos para las tres series se observa:

-Una gran coincidencia entre las curvas de Al_2O_3, Fe_2O_3, y MgO.

-Una coincidencia del K_2O entre la serie del S y las rocas hipabisales, mientras que solo hay una coincidencia parcial (en los términos más ácidos) entre la serie del S y la del N.

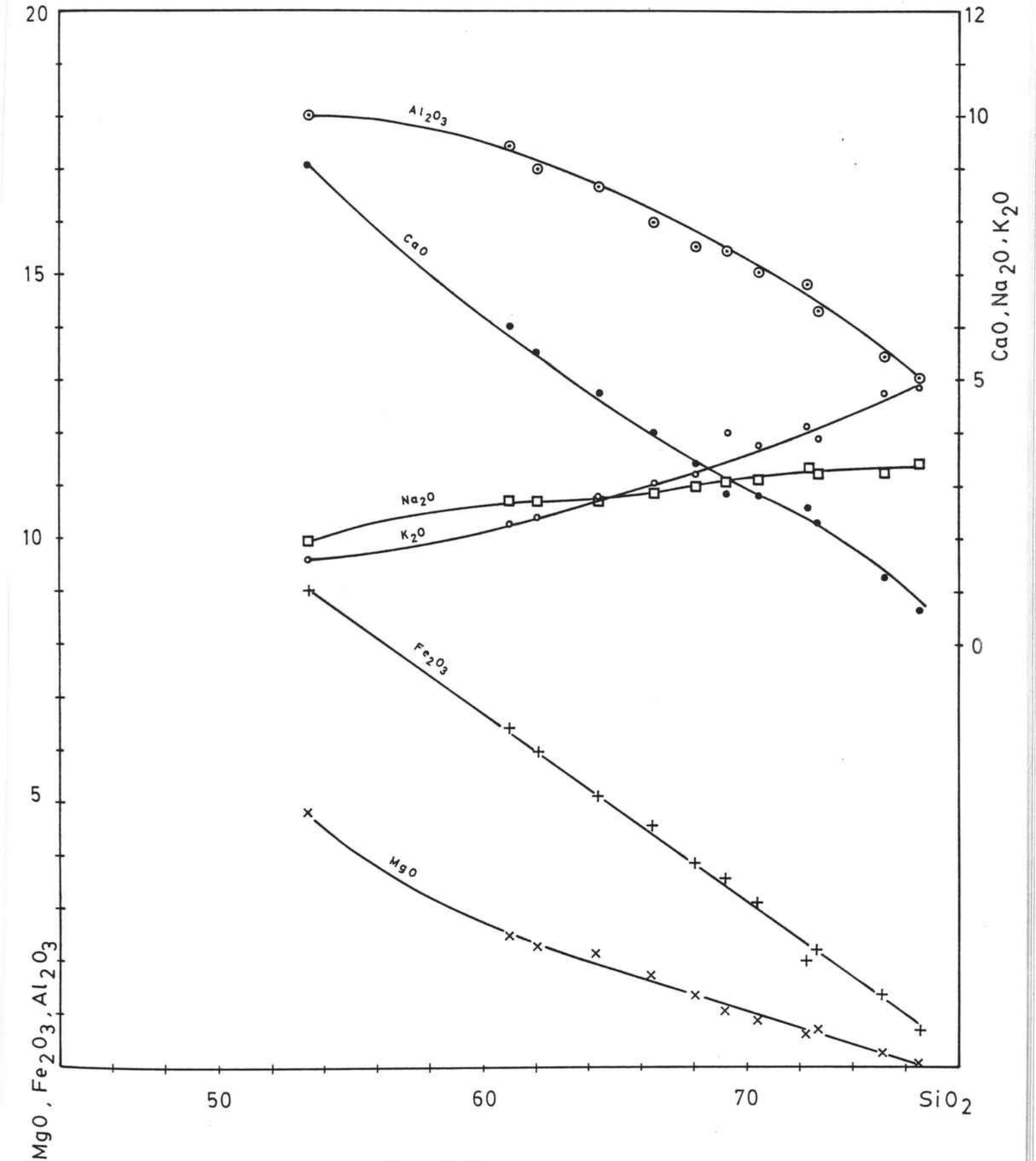

Rocas Plutónicas. Sector - S.
20
15
10
5
12
10
5
0
Al_2O_3
CaO
Na_2O
K_2O
Fe_2O_3
MgO
MgO, Fe_2O_3, Al_2O_3
CaO, Na_2O, K_2O
50
60
70
SiO_2

Fig. 4-21

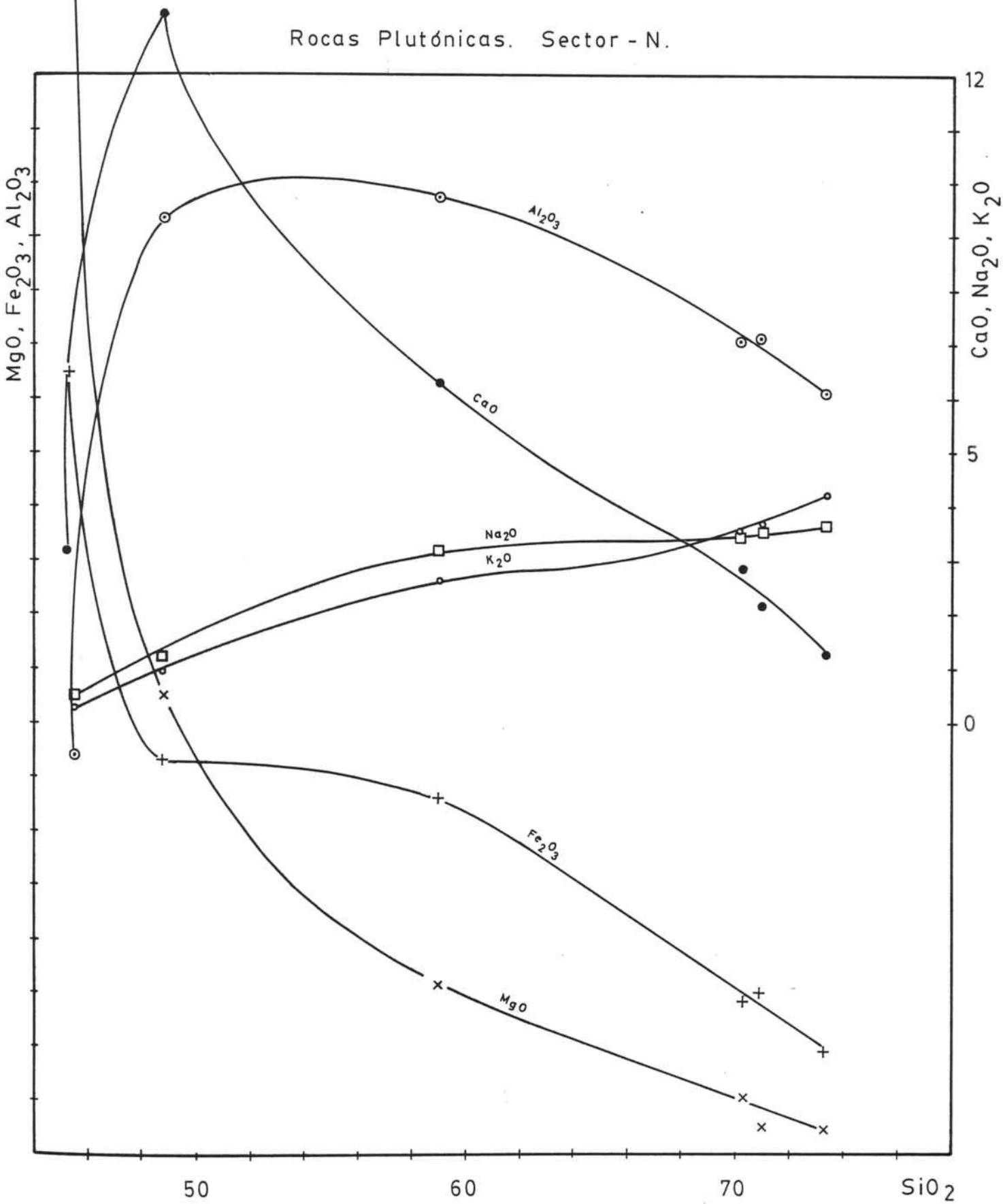

Rocas Plutónicas. Sector - N.
MgO, Fe2O3, Al2O3
CaO, Na2O, K2O
12
5
0
Al2O3
CaO
Na2O
K2O
Fe2O3
MgO
50
60
70
SiO2

Fig. 4-22

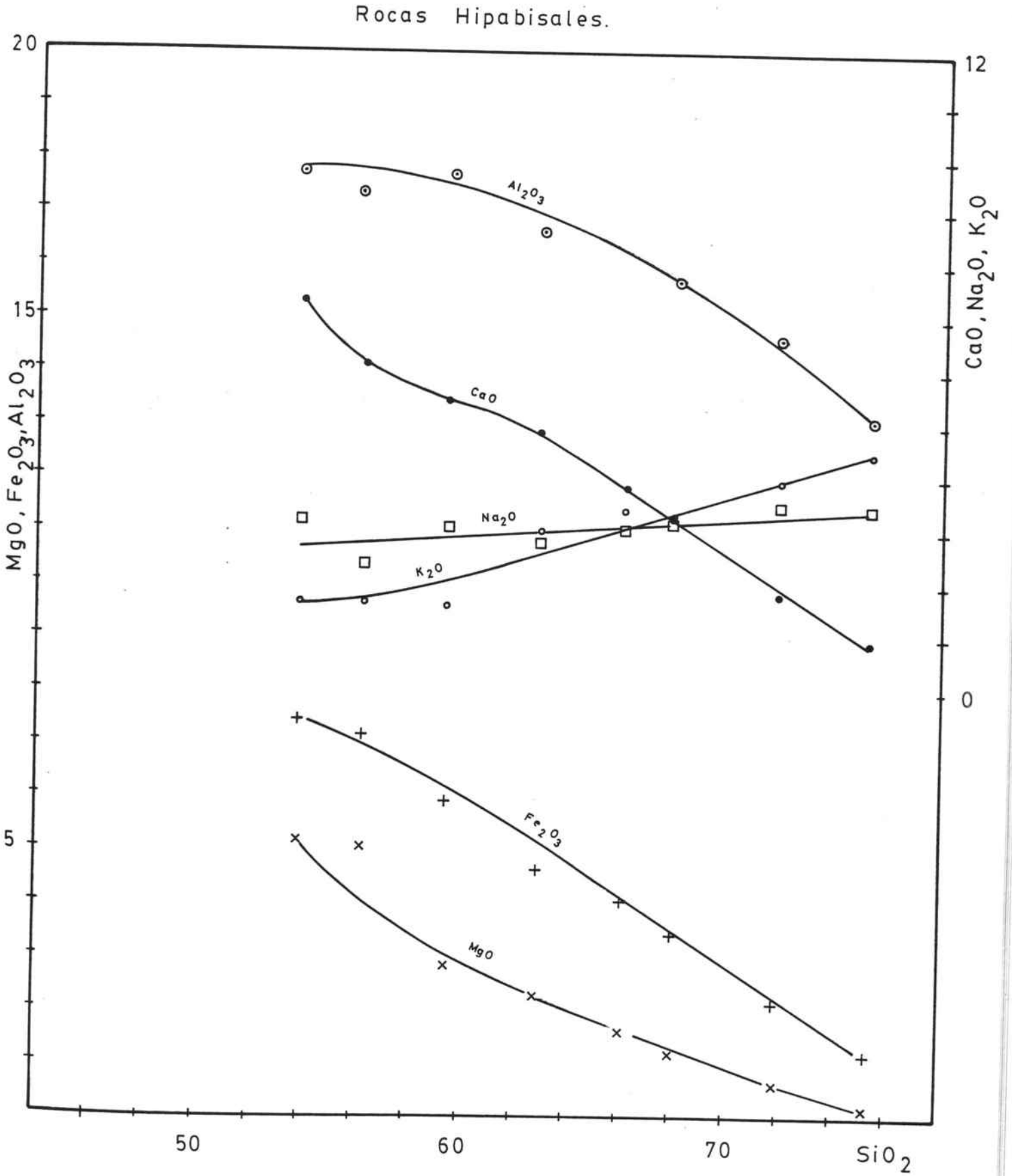
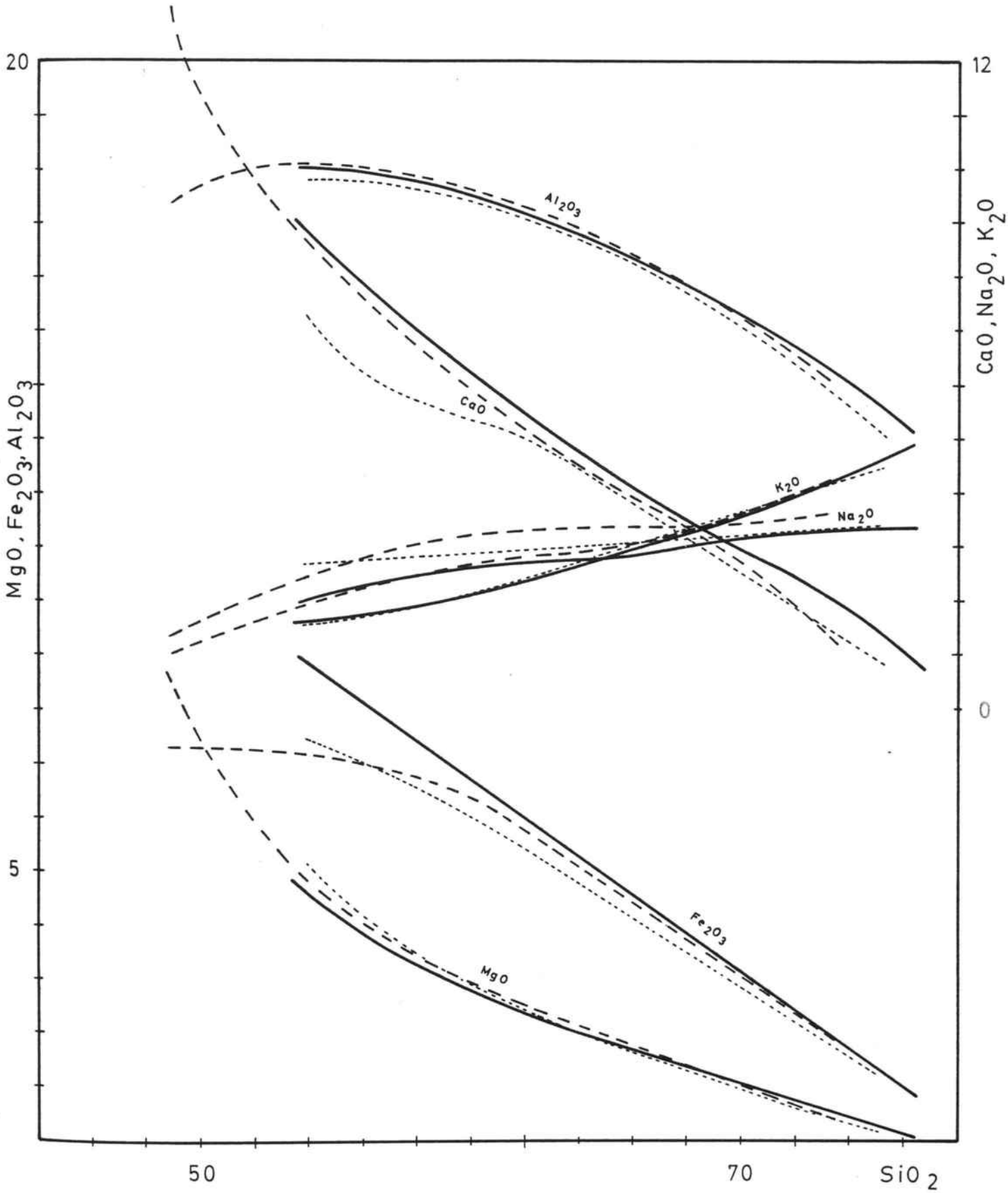

Rocas Hipabisales.
20
15
5
12
0
50
60
70
SiO_2
MgO, Fe_2O_3, Al_2O_3
CaO, Na_2O, K_2O
Al_2O_3
CaO
Na_2O
K_2O
Fe_2O_3
MgO

Fig. 4-23



Sector - S.

Sector - N.

Rocas Hipabisales.

Fig. 4-24

- Un contenido superior en Na_2O de la serie del N sobre la del S a todos los valores de SiO_2. Una coincidencia del Na_2O entre los términos más ácidos del Sector-S y las rocas hipabisales, haciéndose más ricas en Na_2O estas últimas hacia sus términos más básicos.

- Un claro contenido inferior en CaO tanto de las rocas plutónicas del Sector-N como las hipabisales, con respecto a la serie del Sector-S.

-Una intersección Na_2O-K_2O progresivamente hacia valores más bajos de SiO_2 según el siguiente orden: Sector-S, Sector N, y rocas hipabisales.

4.4.11. Diagrama de Peacock (1931).

En este diagrama se proyectan frente a la SiO_2 las curvas correspondientes al CaO y a la suma de Na_2O+K_2O.
Dado que las curvas tienen pendientes opuestas éstas se intersectan en un punto con un contenido en SiO_2 determinado. El valor de SiO_2 correspondiente a ese punto se denomina Indice de Peacock.
Cuando se representan en el mismo diagrama series de rocas ígneas de distintas áreas geográficas y de distintos contextos geológicos, se observa una importante variación en sus respectivos índices de Peacock.
PEACOCK (1931) estableció una división de las series ígneas basándose en este índice de álcalis-cal, proponiendo los grupos siguientes:

- Alcalinas $<$ 51.
- Alcali-cálcicas 51-56.
- Calco-alcalinas 56-61.
- Cálcicas $>$ 61.

En la actualidad el término calcoalcalino se emplea en un sentido más amplio, considerando un mayor número de factores (tales como la tendencia en el diagrama AFM, el contexto geotectónico, etc), y en ese aspecto sus índices de

Peacock se sitúan no solo en el campo calcc-alcalino s.s. sino que también incluyen, en parte, a series cálcicas y alcali-cálcicas.

Como puede verse en la Figura 4-25 las rocas plutónicas e hipabisales del Macizo del Montnegre constituyen una serie claramente de tipo cálcico, con un índice de Peacock próximo a 62.5. No obstante como ya se ha visto anteriormente en diversos diagramas, y como se verá en el diagrama AFM de la Fig. 4-31, forman parte de una Serie Calco-alcalina típica.

4.4.12. Diagrama CaO-K_2O frente a SiO_2.

Dado que las curvas del Na_2O y del K_2O tienen pendientes positivas y el CaO pendiente negativa cuando se proyectan frente a SiO_2, ambas se intersectan en un contenido en SiO_2 determinado, pudiéndose establecer un índice similar al de Peacock, acabado de describir en el apartado anterior.
Estos índices pueden contribuir a caracterizar las series de localidades distintas, aún con tendencias generales parecidas.
En la Figura 4-26 se ha representado el índice correspondiente a la intersección K_2O-CaO del Macizo del Montnegre, que se sitúa aproximadamente en 68.5 % de SiO_2.
A título de ejemplo puede compararse con el valor dado por VITRAC et al (1980) para el batolito de La Maladeta (Pirinecs Centrales), que es aproximadamente de 62.

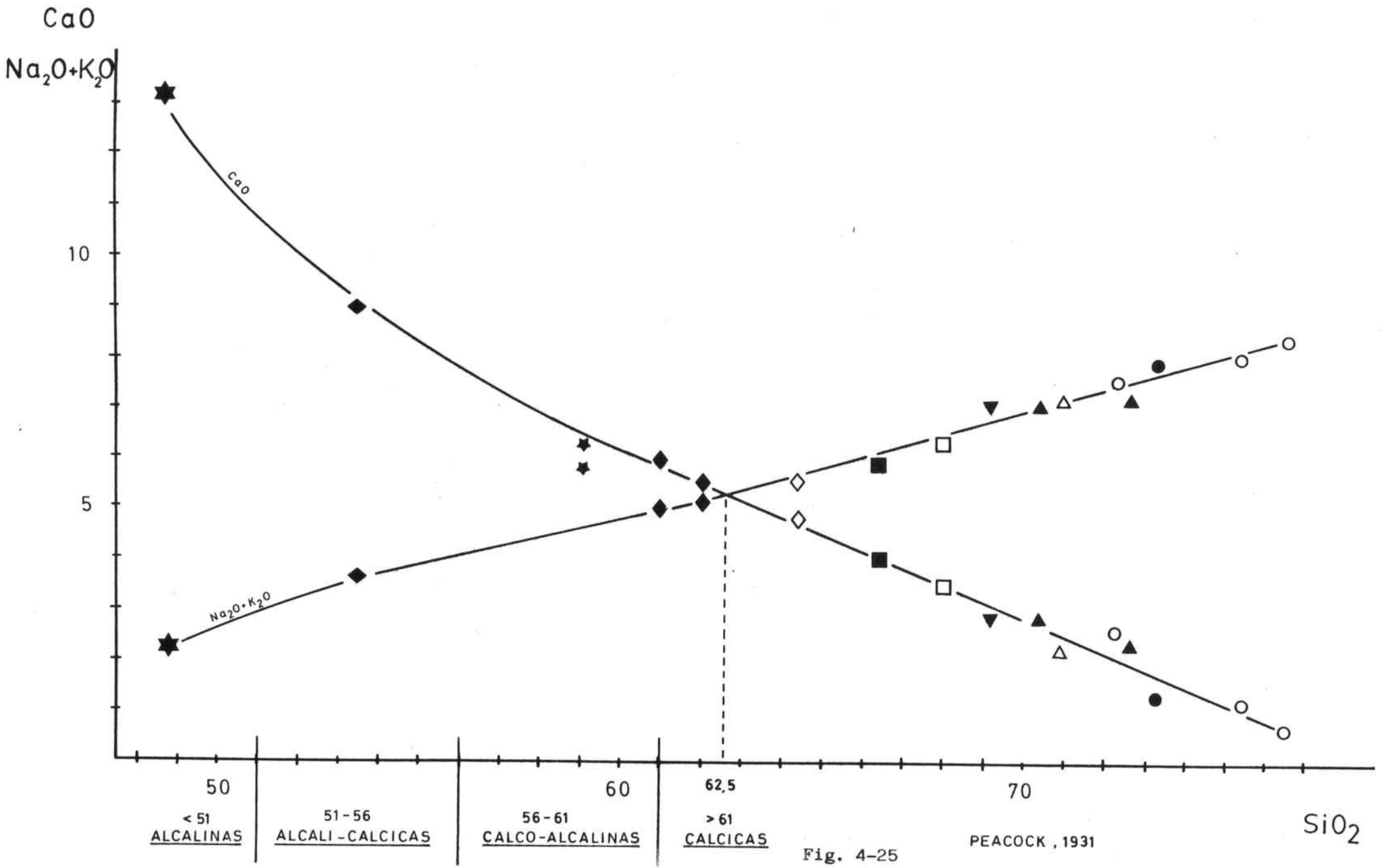

CaO
Na_2O+K_2O
10
5
CaO
Na_2O+K_2O
50
60
62,5
70
SiO_2
< 51
ALCALINAS
51 - 56
ALCALI - CALCICAS
56 - 61
CALCO-ALCALINAS
> 61
CALCICAS
PEACOCK , 1931

Fig. 4-25

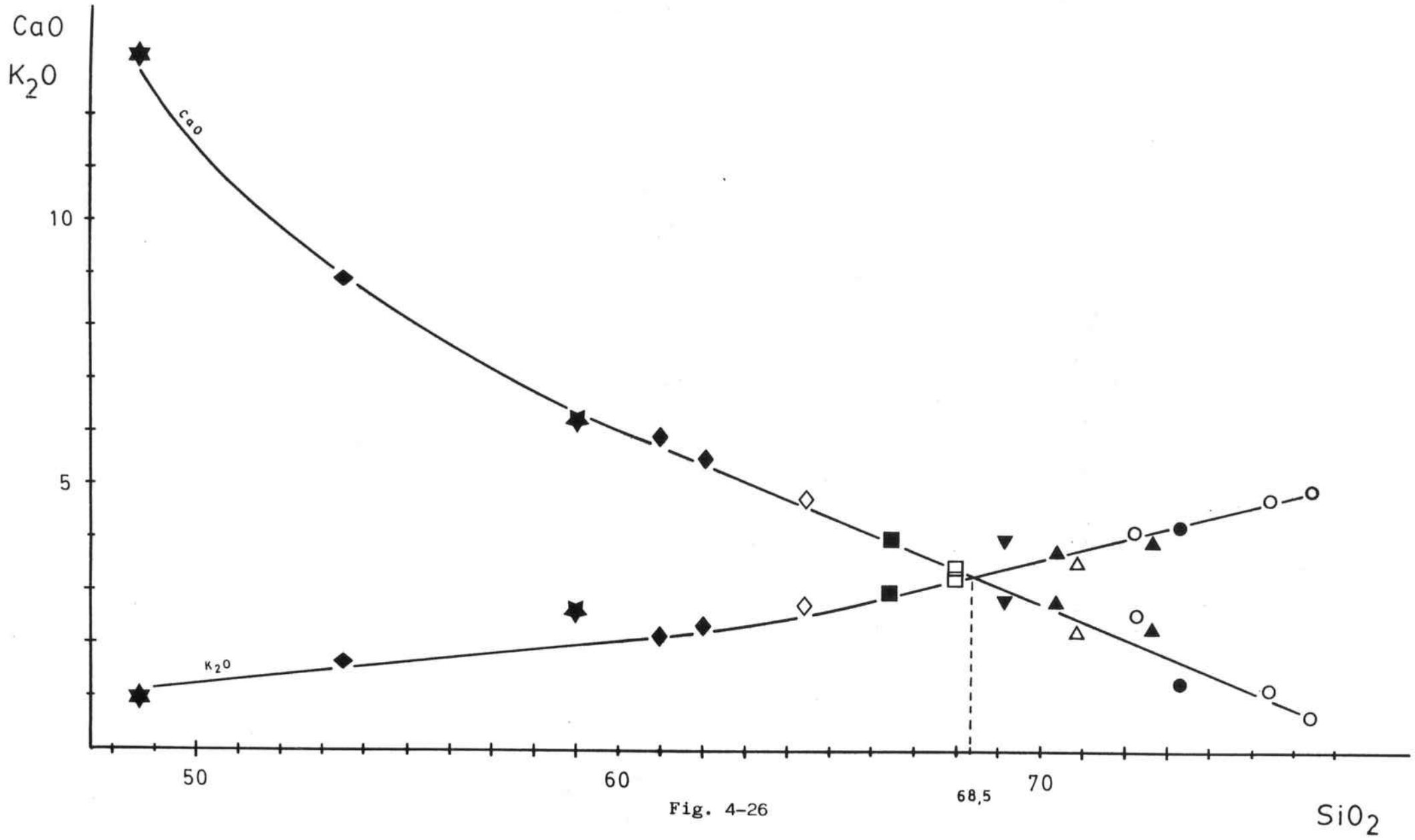


Fig. 4-26

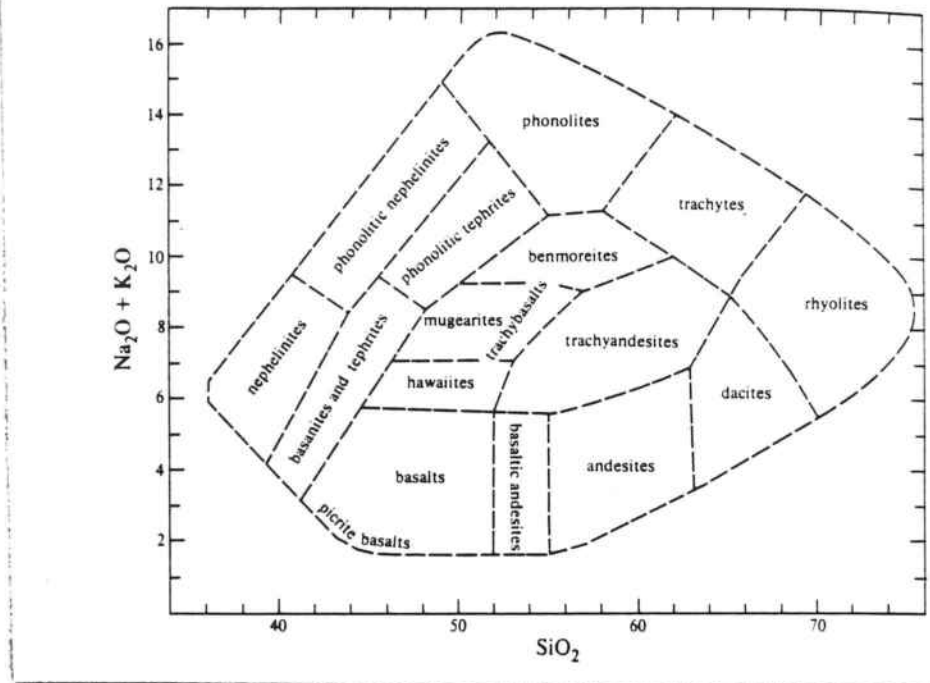
- Comparación de las rocas plutónicas e hipabisales del Macizo del Montnegre con rocas volcánicas y plutónicas de otras áreas.

4.4.13. Diagrama álcalis-sílice (Na_2O+K_2O vs. SiO_2).

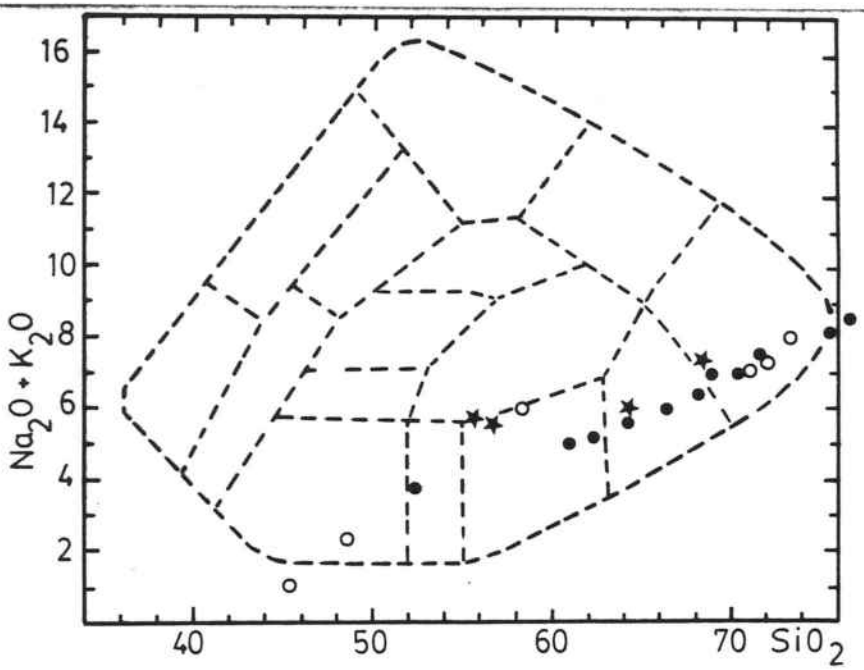
Este diagrama discrimina de modo muy simple los distintos tipos de rocas ígneas. COX et al (1979) representan las rocas volcánicas en función de los álcalis y la sílice, y obtienen un diagrama en el cual puede ajustarse bastante exactamante la nomenclatura corrientemente utilizada.
En la Figura 4-27 a se expone el diagrama de COX et al(1979) citado así como su nomenclatura correspondiente.
En la Figura 4-27 b se han situado en el diagrama álcalis-SiO_2 el conjunto de las rocas plutónicas del M. del Montnegre, distinguiendo las del Sector-S (círculos negros), las del Sector-N (circunferencias) y los enclaves microgranudos (estrellas).
En la Figura 4-27 c se han representado el conjunto de las rocas hipabisales.
Como puede verse,tanto las rocas plutónicas como las filonianas se sitúan en los mismos campos del diagrama, abarcando las composiciones de las rocas volcánicas equivalentes a: basalto, andesita basáltica, andesita, dacita, y riolita.

4.4.14. Diagrama K_2O-SiO_2.

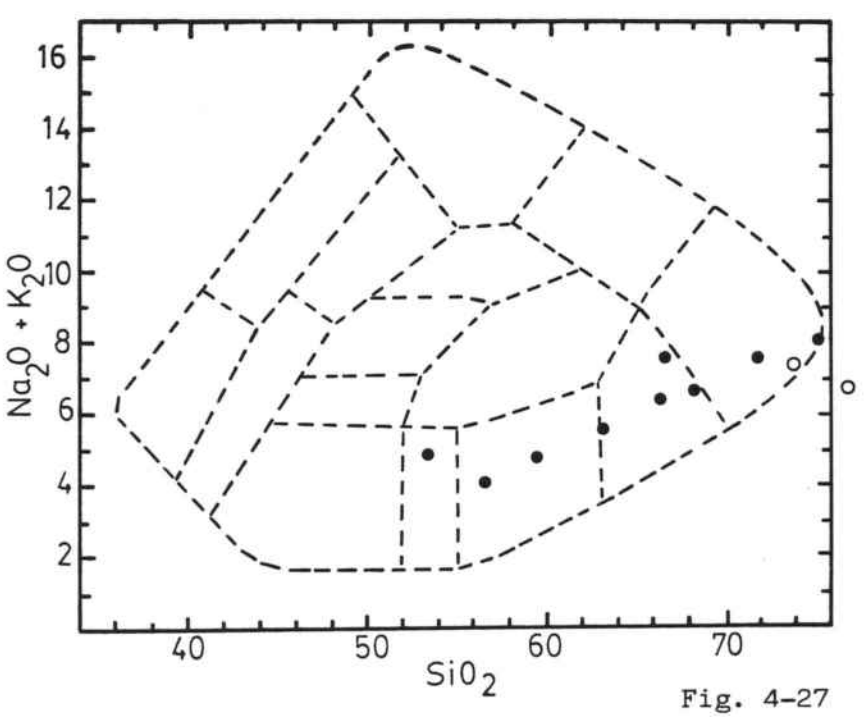
En este diagrama (Figura 4-28 a) se presenta la clasificación de rocas volcánicas calcoalcalinas propuesta por EWART (1982), basada en la de PECCERILLO Y TAYLOR (1976) con muy ligeras modificaciones.
Este diagrama es importante pues aparte de mostrar una correlación positiva normal K_2O-SiO_2, la posición de las curvas está condicionada por el entorno geotectónico, el grosor de la corteza continental, y en zonas de subducción actuales o recientes, por la profundidad del plano de Benioff subyacente (EWART,1982).


phonolites
phonolitic nephelinites
phonolitic tephrites
trachytes
benmoreites
rhyolites
mugearites
trachybasalts
trachyandesites
nephelinites
basanites and tephrites
hawaiites
dacites
basalts
basaltic andesites
andesites
picrite basalts
$Na_2O + K_2O$
SiO_2

(a)


$Na_2O + K_2O$
SiO_2

(b)


$Na_2O + K_2O$
SiO_2

(c)

Fig. 4-27

En efecto, en las áreas plutono-volcánicas asociadas a gran número de zonas de subducción actuales, se ha observado una correlación bastante buena entre el % de K_2O (a un valor determinado de SiO_2, normalmente utilizado como standard: SiO_2 = 55%), y la profundidad a la que se halla el plano de Benioff correspondiente (HATHERTON Y DICKINSON, 1969; THORPE et al, 1982).

En la Figura 4-28 a se han representado los promedios de los tipos plutónicos y filonianos del Macizo del Montnegre, así como las tendencias de algunas áreas calco-alcalinas del borde continental activo del Pacífico Americanc (W-USA, Cascade Ranges-Aleutianas, y Andes).

Puede verse como los tipos petrográficos del Montnegre se extienden desde los equivalentes volcánicos de basalto calco-alcalino y andesitas basálticas normales, hasta andesitas, dacitas y riolitas ricas en K, dibujando una tendencia que prácticamente se superpone a la de la Serie Andina (representada a partir de los datos de EWART, 1982).

Si se calcula gráficamente el contenido en K_2O a 55% de SiO_2 en la serie del Macizo del Montnegre se obtiene un valor aproximado de K_{55} = 1.75.

En el caso hipotético de que los magmas que originaros los granitoides del Montnegre hubieran estado relacionados con una zona de subducción, y la correlación K-h se mantuviera en los mismos valores durante la Orogenia Herciniana, el diagrama de HATHERTON Y DICKINSON (1969) permitiría hacer una estimación aproximada de la profundidad a la que se hallaba el plano de Benioff. Esta estimación, que resulta ser de unos 180 Km de profundidad (ver FIGURA 4-28 b) sería meramente indicativa, ya que de hecho la recta de correlación resulta ser una franja relativamente ancha. No obstante, el mero hecho de hallar en trabajos iuturos, una zonación en los distintos granitoides de los Catalánides y Pirineos, respecto a su contenido en K_2O en relación a la sílice, podría reforzar el argumento en favor de una zona de subducción tardiherciniana en esta área geográfica.

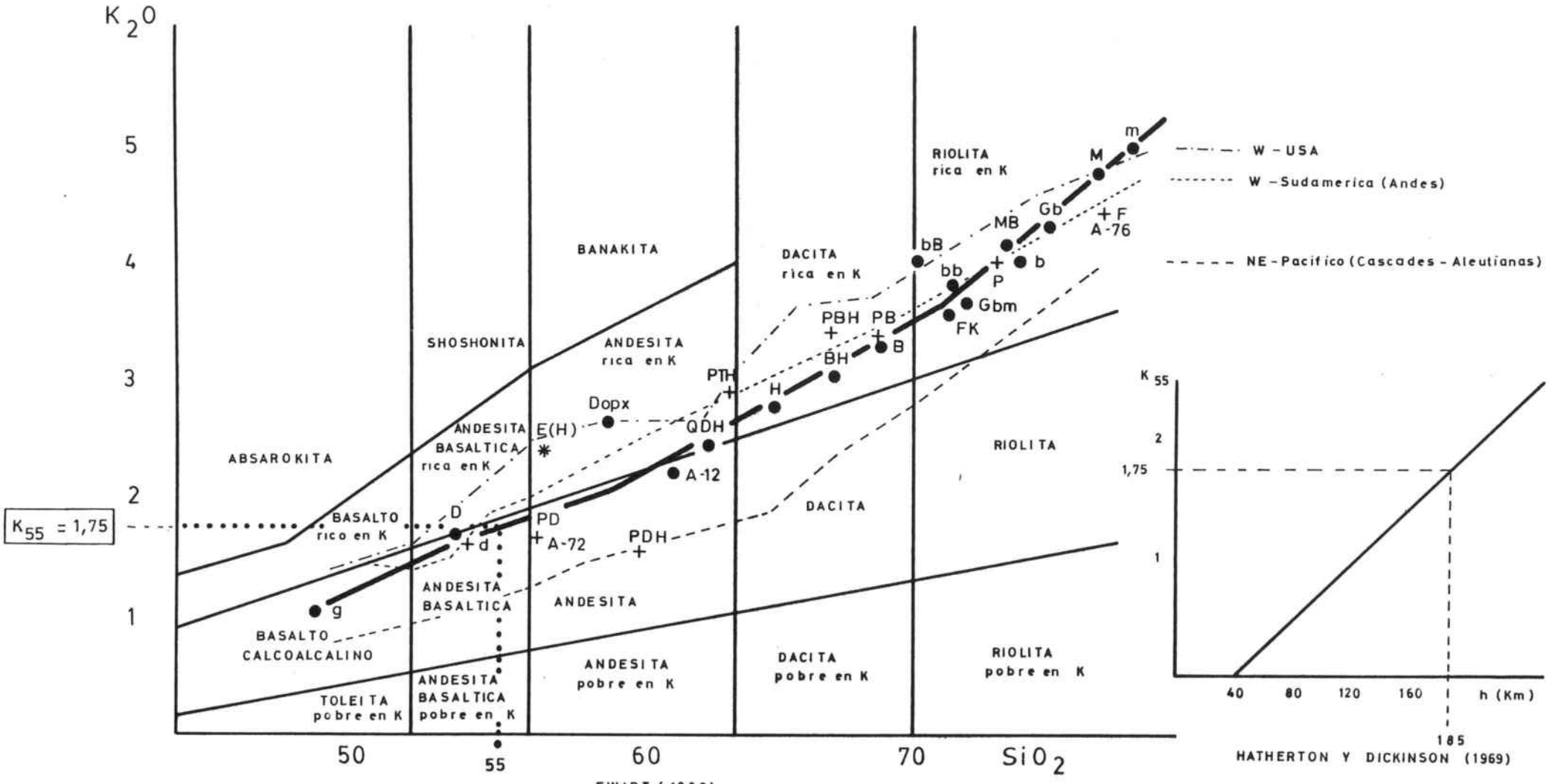


Fig. 4-28 a

Fig. 4-28 b

4.4.15. Diagrama triangular Al_2O_3-Fe_2O_3T-MgO(BESSON Y FONTEILLES,1974).

Este diagrama discrimina claramente las series calco-alcalinas de las toleíticas, así como sus acumulados respectivos (estos últimos señalados con flechas, opuestas a las tendencias, en el origen de las mismas)(Figura 4-29).

En la Figura 4-29 se han representado los promedios de las rocas plutónicas del Macizo del Montnegre (circunferencias: Sector-S; círculos negros: Sector-N), y de las rocas filonianas (cruces). Como puede verse, los puntos se superponen exactamente con la tendencia calco-alcalina presentada por BESSON Y FONTEILLES (1974), situándose además las cortlandtitas (círculo negro más próximo a la base Fe_2O_3-MgO) junto a la flecha de los acumulados calco-alcalinos. Los gabroides, en cambio, se hallan en una posición bastante ambigua.

Por otro lado, el diagrama permite la comparación con las rocas volcánicas, de edad similar, que afloran en el área prepirenaica y que GISBERT (1981) ha relacionado con las intrusiones de granitoides pirenaicos (Batolito de Mont Lluis-Andorra).

En efecto, dichas rocas cubren un espectro composicional muy semejante al de las rocas plutónicas y filonianas estudiado, sin embargo su alteración es considerable y por tanto son poco útiles los diagramas que utilizan elementos con una fuerte movilidad geoquímica en condiciones de hidrotermalismo o de meteorización (P. ej.: Na, K, Si). Por ello, en la comparación no se han usado diagramas en los que intervienen esos elementos (AFM, etc.).

Los elementos Al,Fe,y Mg, presentan una movilidad más limitada y por tanto, aparentemente, pueden ser de utilidad en dicha comparación.

En la Figura 4-29 se observa una coincidencia muy notable entre las rocas plutónicas e hipabisales del Montnegre y la serie volcánica prepirenaica.

$Al_2O_3 - Fe_2O_3T - MgO$

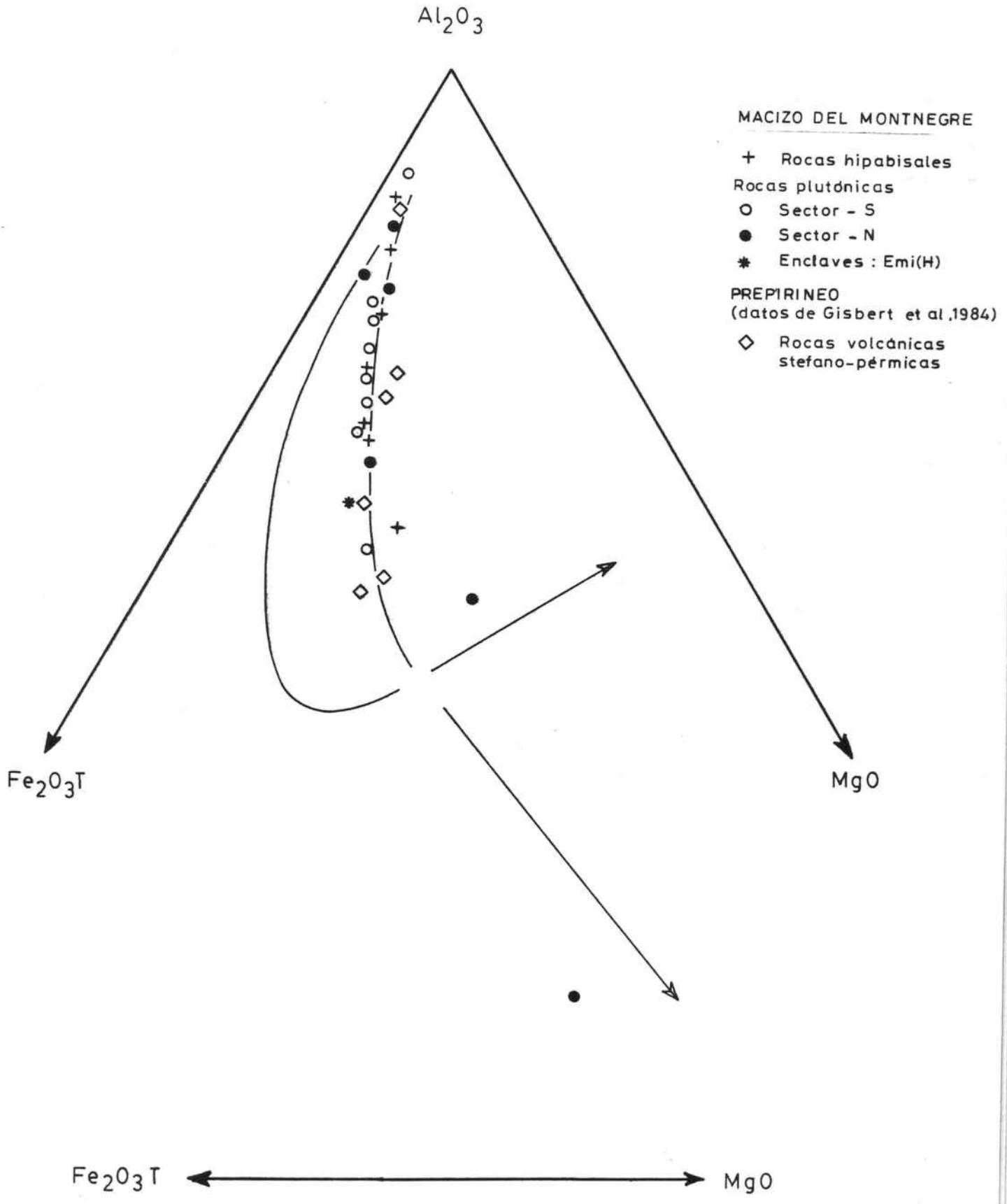


Fig. 4-29

(las proyecciones en el triángulo se han obtenido después de promediar los datos referentes a las andesitas basálticas, andesitas, dacitas y riolitas de GISBERT et al , 1984).

Esta coincidencia en el diagrama, por supuesto, no implica que ambos tipos de rocas representen productos de cristalización del mismo magma, ya que entre otras razones se hallan en distintas áreas geográficas.
Sin embargo plantea la posibilidad de que, efectivamente, las rocas volcánicas prepirenaicas puedan hallarse relacionadas de algún modo, con plutones composicionalmente similares subyacentes a los aparatos volcánicos citados (durante el estefano-pérmico).

Por otro lado, también puede hacerse el planteamiento inverso, es decir, que la asociación plutónica del Montnegre (y los demás granitoides de los Catalánides y Pirineos, con emplazamiento epizonal), pudieran haber dado origen a un volcanismo coetáneo importante, alimentado principalmente por algunos de los diques que actualmente cruzan extensamente el batolito, y por otros,alimentados por los magmas que actualmente constituyen las rocas plutónicas.
No obstante, debido a que la erosión ha desmantelado totalmente la cobertera estefano-pérmica que hubiera podido haber en los Catalánides (por lo menos con los datos de que se dispone en la actualidad), esa posible relación entre plutonismo y volcanismo debe permanecer como meramente hipotética.

4.4.16. Diagrama AFM (Na_2O+K_2O, Fe_2O_3, MgO)

Este diagrama es utilizado tanto en el estudio de las rocas volcánicas como de las plutónicas. Cada serie volcánica (o plutónica) dibuja su propia curva en el digrama, mostrando un progresivo enriquecimiento en álcalis hacia los términos más silíceos. La causa de la variación entre las distintas curvas se considera generalmente debida a la cristalización fraccionada de distintos minerales ferromagnesianos (olivinos, piroxenos, anfíboles, etc), a partir de los términos más básicos de la serie (BROWN, 1982).

El diagra AFM distingue muy claramente las series toleíticas (con un fuerte enriquecimiento en Fe en los primeros estadios de la diferenciación) de las calcoalcalinas (sin apenas enriquecimiento en Fe).

Según BROWN(1982), este diagrama muestra también una progresiva variación de las curvas en función de la madurez de los arcos magmáticos, desde las toleítas de los arcos insulares oceánicos hasta las series maduras continentales (Ver Figura 4-32).

En la Figura 4-30 se han proyectado la totalidad de las muestras plutónicas y filonianas del Macizo del Montnegre. En ella se ve que dibujan una tendencia calcoalcalina típica y muy completa.

En la Figura 4-31 se han representado los promedios de las distintas rocas plutónicas cartografiadas. Con líneas de trazos se ha indicado el área de dispersión observada en cada uno de los distintos tipos. Puede verse que existe una escasa superposición entre los distintos términos y que, por tanto, la cartografía representa de modo bastante fidedigno las variaciones químicas composicionales.

En la Figura 4-32 se ha representado la tendencia de las rocas ígneas del Macizo del Montnegre, y su área de dispersión, en comparación con algunas series volcánicas calco-alcalinas de distinto contexto geológico.
Las líneas con un mayor enriquecimiento en Fe, y por tanto más próximas al tipo toleítico, corresponden a arcos insulares poco evolucionados, en los cuales una placa oceánica subduce bajo otra placa oceánica, y por tanto no existe corteza continental diferenciada. Según BROWN (1982) estos arcos evolucionan en el tiempo, y gracias al aporte de lavas calco-alcalinas van diferenciando una corteza siálica, es decir, se van "continentalizando" (o lo que es lo mismo, aumentan su madurez). Así pues las curvas intermedias corresponden a arcos insulares con proporciones crecientes de corteza continental. Los términos más maduros representarían las series magmáticas de los bordes continentales activos, donde una placa oceánica subduce

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

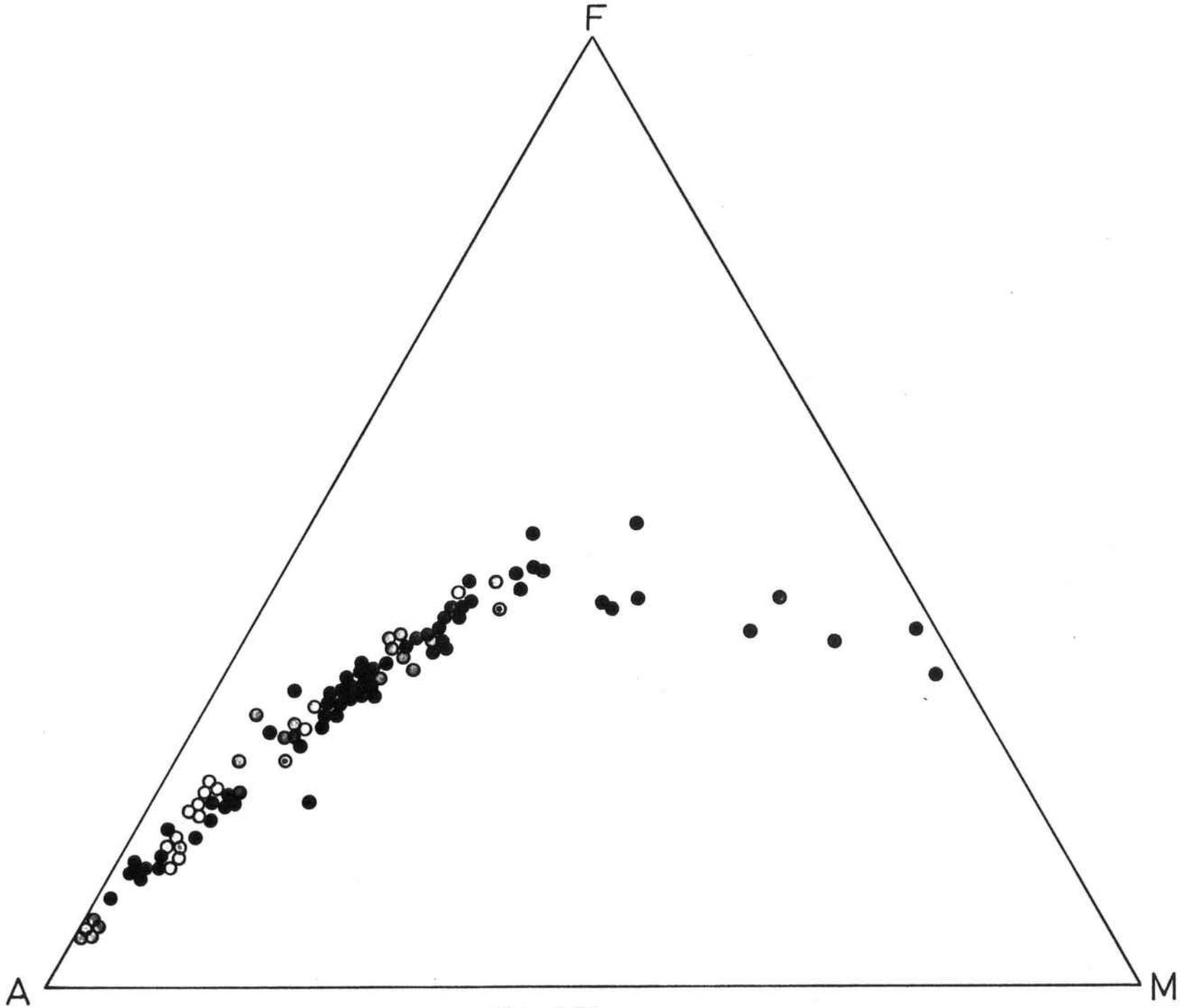


Fig. 4-30

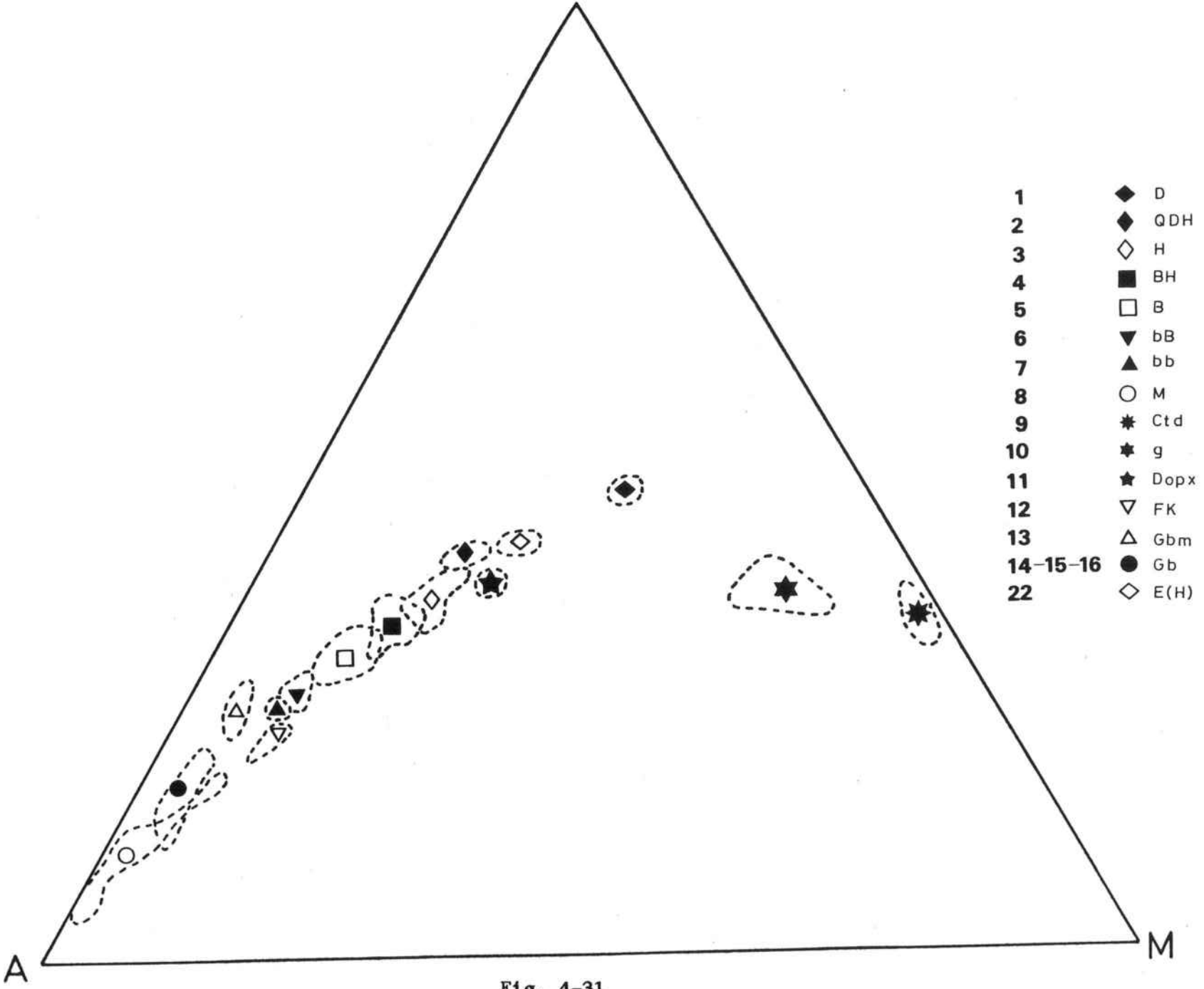

A
M
1 D
2 QDH
3 H
4 BH
5 B
6 bB
7 bb
8 M
9 Ctd
10 g
11 Dopx
12 FK
13 Gbm
14–15–16 Gb
22 E(H)

Fig. 4-31

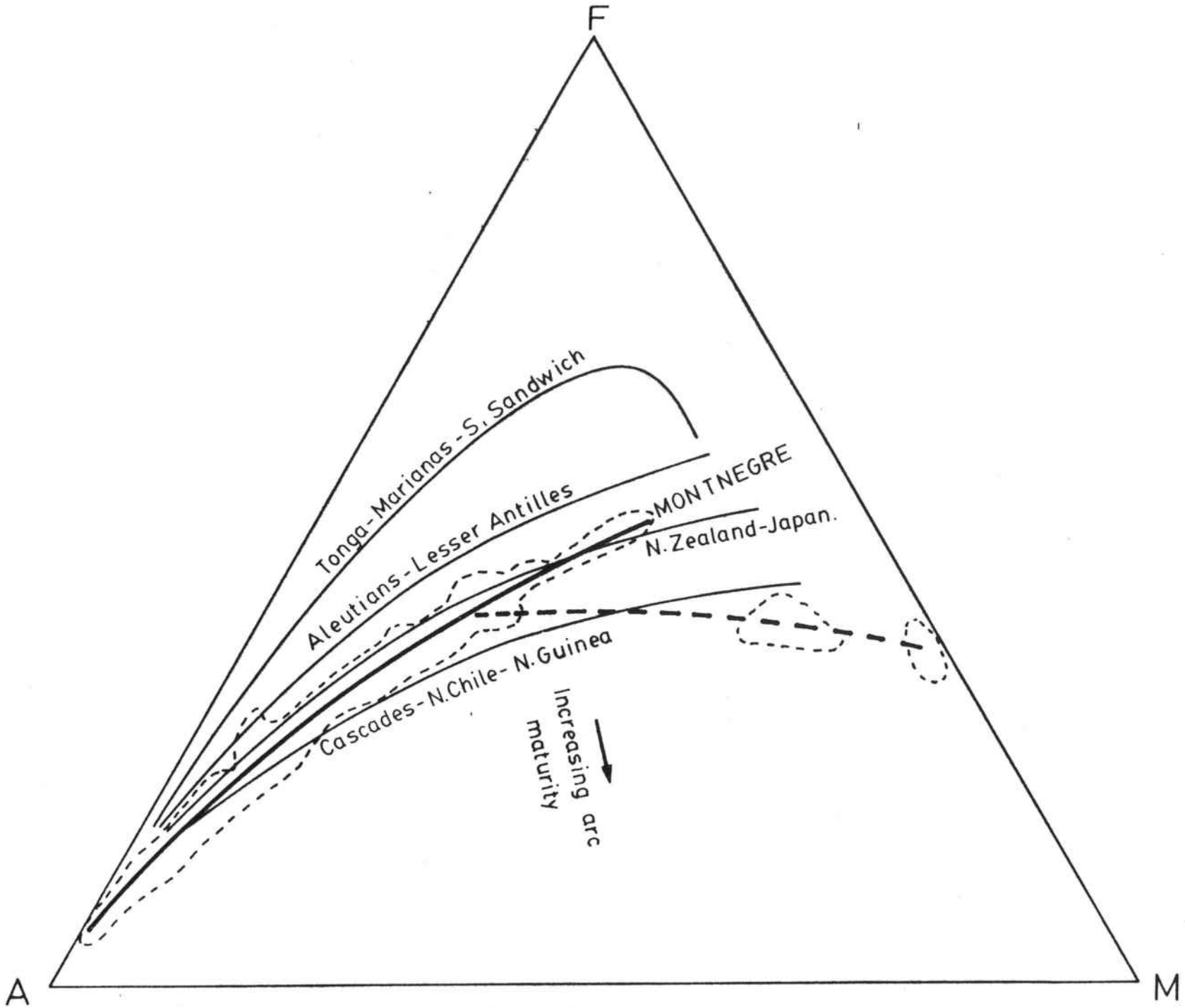

F
A
M
Tonga-Marianas-S. Sandwich
Aleutians-Lesser Antilles
MONTNEGRE
N. Zealand-Japan.
Cascades-N.Chile-N.Guinea
Increasing arc maturity

Fig. 4-32

bajo una placa continental (Tipo Andino), o en último extremo, los arcos intracontinentales.
La tendencia de la asociación del Montnegre se sitúa en una posición intermedia, aunque correspondiente a zonas con una importante corteza continental (como por ejemplo Japón, Nueva Zelanda, etc).

4.4.17. Diagrama $\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$ vs. SiO_2. (BROWN, 1982).

El diagrama AFM tiene el inconveniente de que los términos más diferenciados de cada serie se acumulan cerca del vértice A, independientemente de su trayectoria anterior. Dado que gran parte de las rocas plutónicas calco-alcalinas constan de términos ácidos o intermedios, el diagrama presenta dificultades en su discriminación.
Una forma de discriminar series incluyendo los términos más diferenciados, es haciendo uso de la relación $CaO/(Na_2O+K_2O)$, es decir, la misma relación que nos permite obtener el índice de Peacock.
Un sistema práctico de comparar esta relación para distintas series es utilizando el logaritmo de la misma y representándolo graficamente en función de la SiO_2. De este modo las curvas correspondientes pueden asimilarse aproximadamente a rectas, y calcularse facilmente mediante un programa de correlación lineal. Así pues,cada serie se representa mediante una recta con pendiente negativa. Los valores de SiO_2 para log=0 nos dan directamente el índice de Peacock aproximado. (Un método más preciso para obtener el índice de Peacock puede llevarse a cabo utilizando una ecuación de regresión de 3^{er} orden y determinando su interscción con la recta $CaO/(Na_2O+K_2O)=1$; PETRO et al, 1979).

Según BROWN(1982), el desplazamiento de las rectas hacia abajo y al izquierda, intersectando la línea log=0 a valores de SiO_2 cada vez más bajos, tiene un significado análogo al desplazamiento observado en el diagrama AFM.
Es decir, dentro de los tipos calcoalcalinos la disminución del índice de Peacock indica, de modo general, un aumento en la madurez del arco magmático, y por tanto una mayor intervención (directa o indirectamente) de la corteza continental en la génesis y evolución de los magmas.

En la Figura 4-33 se han dibujado algunas líneas representativas de las series ígneas de distintos arcos magmáticos recientes, incluyendo en un cuadrilátero irregular el campo ocupado por las series calco-alcalinas normales (W de América, Aleutianas, Japón, etc.). Por encima de ese campo se extienden series progresivamente menos evolucionadas, hacia las de los arcos insulares oceánicos.
Por debajo del campo normal se tiende hacia series muy maduras, con una tendencia progresivamente más alcalina. En esa zona se proyectan las series magmáticas formadas en grandes engrosamientos corticales producidos en la colisión continente-continente o continente-arco insular, dando índices de Peacock que llegan a entrar en el campo alcali-cálcico (51-56), aunque en general con un campo composicional limitado a los tipos ácidos.
Además de las rocas de tipo compresivo citadas, en el campo alcali-cálcico se sitúan también las series de granitoides originadas en un régimen distensivo formadas en sistemas de tipo rift incipientes o abortados (P. ej. los granitos jurásicos Younger de Nigeria, etc). Estas series distensivas se caracterizan por tener índices de Peacock comprendidos entre 50 y 56, muestran un intérvalo composicional bastante amplio, y presentan distribuciones características en el diagrama AFM (PETRO et al, 1979).

Otro aspecto a tener en cuenta es que la misma evolución de los arcos magmáticos en el tiempo condicionan que en una misma área pueda producirse una migración de las rectas de las series subsecuentes hacia valores más bajos en sus índices de Peacock (BROWN, 1982).

En la Figura 4-33 se ha representado la tendencia de los promedios de las rocas plutónicas del Macizo del Montnegre, las cuales definen una línea recta entre los términos básicos y los granitos, aunque en los términos más leucocráticos se produce una inflexión aumentando bruscamente su pendiente.
La recta de regresión (hasta 76% de SiO_2) para los tipos plutónicos se halla representada en la Figura 4-34 con la letra "M" y sus parámetros correspondientes pueden verse en la tabla 4-10.

En la Figura 4-33 puede verse también que las rocas hipabisales describen otra línea con un índice de Peacock algo inferior.
Este hecho, aunque necesita de una ulterior comprobación con un mayor número de análisis, podría indicar una evolución del arco magmático en el tiempo teniendo en cuenta el emplazamiento más tardío de estas rocas.

17: Tipo-P, Pórfidos graníticos.
18: Tipo-PB, Pórfidos granodioríticos.
19: Tipo-PTH, Pórfidos tonalíticos.
20: Tipo-PD, Pórfidos dioríticos.

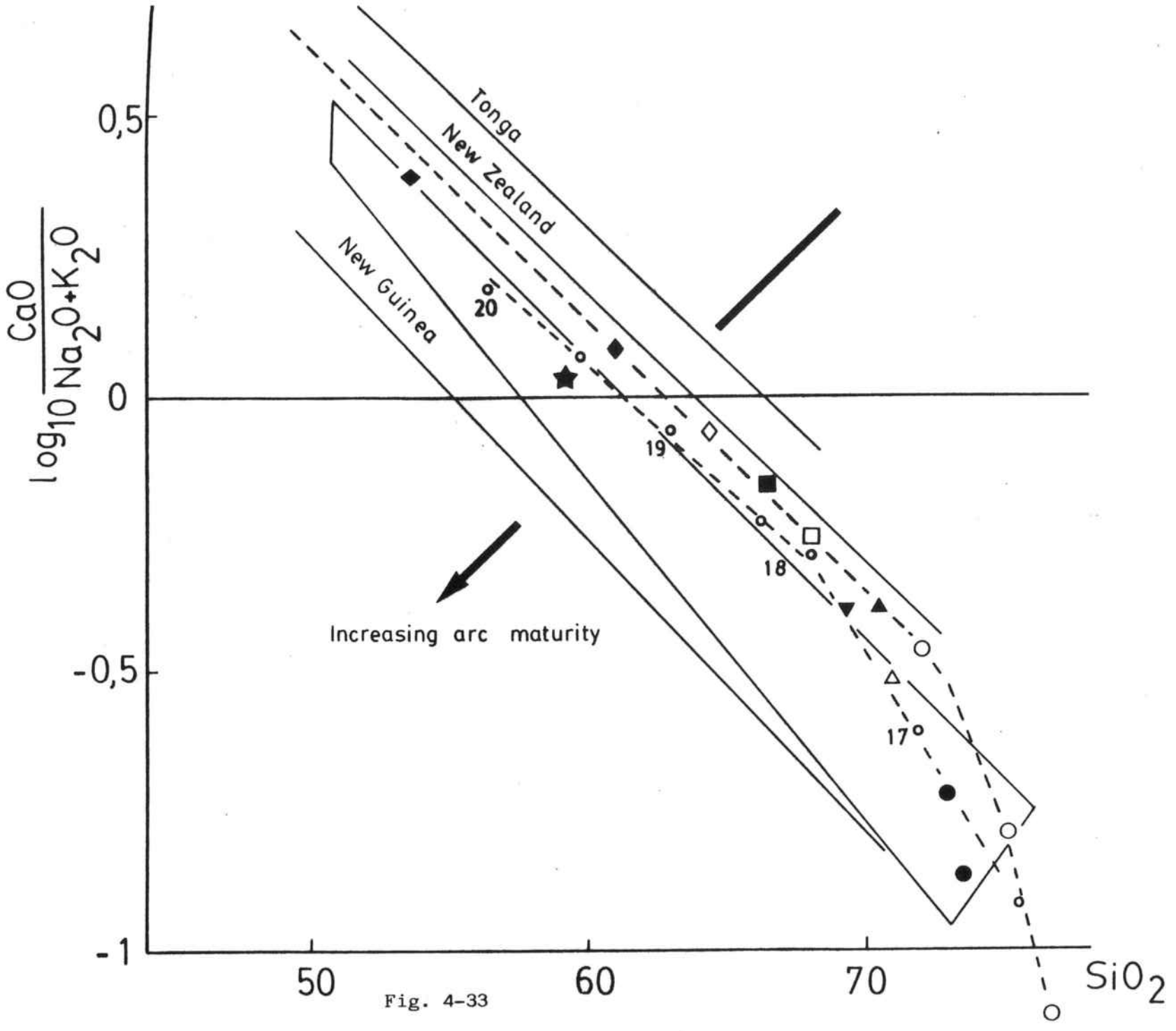

Tonga
New Zealand
New Guinea
20°
19°
18°
17°
Increasing arc maturity
0,5
0
-0,5
-1
50
60
70
SiO2
CaO / log10 Na2O+K2O

Fig. 4-33

En la Figura 4-34 se han representado las rectas correspondientes a las asociaciones plutónicas de los distintos batolitos hercinianos que han sido objeto de comparación. Como puede verse destaca de modo sorprendente la agrupación de las series en dos conjuntos bien definidos: uno con valores del índice de Peacock entre 60.5 y 62.5 (y por tanto correspondientes a series cálcicas), y otro con índices entre 55 y 58 (y por tanto series calcoalcalinas de tendencia alcali-cálcica).

El grupo cálcico reúne las series de Cerdeña (C), Querigut (Q), Panticosa, (P), y Montnegre (M).

El grupo "alcali-cálcico" reúne las series de : Salamanca (grupos I y II) (SA y SA-II), Salamanca-Cáceres (SCA), Sierra de Avila (SAV), Sierra Morena Occidental (SMO), Cabeza de Araya (CA), Alpes Meridionales (A), Macizo Central Francés (MC).

En una posición intermedia a ambos grupos se halla la serie del Sistema Central Español.

La existencia de estos dos grupos parece indicar que las series magmáticas de los mismos podrían haberse originado en contextos geotectónicos distintos. Precisando más, los resultados obtenidos son compatibles con la existencia de una asociación plutónica típica de margen continental activo, o de arco isla evolucionado (grupo cálcico), y otra más propia de una zona de colisión continente-continente, o continente- arco isla. (grupo "alcali-cálcico").

En la Figura 4-35 se han delimitado dichos grupos indicando el intérvalo de sus índices de Peacock correspondientes. Asimismo, a título comparativo, se ha representado una serie típica de margen continental activo reciente: El Batolito de Sierra Nevada de California (SN) (BROWN, 1982).

Cabe destacar finalmente que, sorprendentemente, la variación de los índices de Peacock entre las series "Alcalina" y "Calcoalcalina" presenta variaciones practicamente inapreciables (Ver p. ej. SA y SA-II).

Comparación con otros batolitos hercinianos.

El diagrama $\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$ vs. SiO_2 de BROWN (1982) permite comparar con facilidad series de rocas plutónicas o volcánicas de diversas áreas geográficas. En efecto, la utilización de logaritmos en el cociente CaO/Na_2O+K_2O)tiene como consecuencia el convertir las curvas del diagrama de variación correspondiente prácticamente en rectas, cuyas características pueden obtenerse sin dificultad mediante un programa de regresión lineal.

De este modo, cada serie plutónica (o volcánica) puede quedar asimilada a una recta, y el resultado de proyectar diversas series en un mismo diagrama es un conjunto de rectas más o menos paralelas, con pendiente negativa.

Asimismo, el valor de SiO_2 para el cual en cada serie rocosa se cumple $CaO/(Na_2O+K_2O)= 1$, (es decir, su índice de PEACOCK) se obtiene de modo inmediato en la intersección entre la recta representativa de la serie y el eje de las abscisas (correspondiente a todos los puntos con $\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))= 0$).

Según BROWN (1982) la posición de las rectas en el diagrama refleja de un modo bastante fidedigno el grado de madurez del arco magmático que dió origen a cada una de las series de rocas ígneas. Esta madurez representa "a grosso modo" el espesor de la corteza continental bajo el arco magmático durante el tiempo de formación de las rocas ígneas, variando desde las series más inmaduras de los arcos intraoceánicos, hasta las de mayor madurez de los arcos convergentes intracontinentales.

Dado que el conjunto de rectas presenta bastante paralelismo, a la vez que varía la posición de las mismas también se desplaza su índice de Peacock, con lo que este valor se hace igualmente significativo respecto al grado de madurez de la serie.

Por lo tanto, valores altos del índice de Peacock tienden a indicar series inmaduras (series cálcicas de Peacock) mientras que valores bajos tienden a indicar series maduras (series alcalino-cálcicas de Peacock).

La Cadena Herciniana es rica en intrusiones de granitoides, los cuales han sido clasificados e interpretados de maneras diversas. La utilización sistemática del índice de Peacock y el diagrama $\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$ puede dar una importante información adicional respecto a la localización geotectónica de los magmas que dieron origen a los granitoides, en función del grado de madurez puesto de manifiesto por sus rectas representativas.

A continuación se comparan las características de diversos plutones o series plutónicas hercinianas con la serie plutónica estudiada en la Serra de Marina (o Macizo del Montnegre).

Las áreas geográficas consideradas son las siguientes:

CATALANIDES

1) Macizo del Montnegre (datos de este trabajo).

MACIZO CORSO-SARDO

2) Cerdeña (DI SIMPLICIO et al,1974; BRALIA et al,1981)

ALPES MERIDIONALES

3) Bresanone, Cima d´Asta, Lago Maggiore,etc.(D´AMICO et al,1974; BARGOSSI et al,1979).

MACIZO IBERICO

4) Sistema Central Español (APARICIO et al,1975)
5) NW de Salamanca (MARTINEZ,1972).
6) Cabeza de Araya (Cáceres) (CORRETGE, 1971).
7) Salamanca-Cáceres (BEA,1975).
8) Sierra de Avila (FRANCO,1980).
9) Sierra Morena Occidental (Burguillos del Cerro, etc)(PONS,1982).

MACIZO CENTRAL FRANCES

10) Millevaches, Velay, Echassières, Saint Aigoual.(DIDIER,1973).

PIRINEOS

11) Cauterets-Panticosa (LETERRIER y DEBON,1978; DEBON,1980).

12) Querigut (LETERRIER,1972).

Los análisis obtenidos en las publicaciones mencionadas corresponden a situaciones diversas ya que algunos se refieren a promedios entre numerosas muestras del mismo tipo, mientras que otros se refieren a muestras individuales.

En la proyección en el diagrama se ha resaltado más el aspecto cualitativo que el cuantitativo, dando la misma importancia a muestras con áreas de afloramiento muy diversas. Asimismo se ha estandarizado el número de análisis en tipos de análogo contenido en SiO_2. Para ello se han promediado, en cada una de las 12 zonas utilizadas en la comparación, todos los análisis comprendidos en intervalos de 2% de SiO_2, dando pues con ello igual importancia a tipos petrográficos con pocos análisis o con muchos.

Con los datos obtenidos al promediar los contenidos en SiO_2 y los promedios de los parámetros $\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$ se han calculado los valores m y b de las rectas de regresión. La correlación obtenida es diversa siendo bastante buena en general; en algunos casos es mala, habiendo una fuerte dispersión de los puntos. En otros ejemplos previamente seleccionados (por ej. Pirineos Orientales, Mont Lluis,etc, de AUTRAN et al,1970; La Maladeta, de VITRAC et al,1980) los resultados eran incoherentes y no han sido representados.

Para dibujar las diferentes rectas correspondientes a cada una de las series se han utilizado los valores m y b citados así como

x_o= intersección del índice de Peacock con el eje de abscisas, y

$y_{44}= \log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$ correspondiente a la recta en SiO_2 = 44%.

1)

MACIZO DEL MONTNEGRE

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
48-50	3	48.73	+0.77
50-52	-	-	-
52-54	1	53.44	+0.39
54-56	-	-	-
56-58	-	-	-
58-60	1	59.01	+0.03
60-62	-	-	-
62-64	2	62.05	+0.03
64-66	11	64.36	-0.07
66-68	7	66.36	-0.16
68-70	25	68.18	-0.28
70-72	4	70.65	-0.44
72-74	14	73.03	-0.74
74-76	5	75.34	-0.83
Total	73		

$m = -0.05618$

$b = +3.47$

$x_o = -b/m = 61.8$

$y_{44} = 44m + b = 1.0$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 48.73 - 75.34

TABLA 4-10

2)

CERDEÑA

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
48-50	1	49.31	+0.62
50-52	1	50.84	+0.51
52-54	1	53.77	+0.33
54-56	-	-	-
56-58	2	57.05	+0.12
58-60	4	59.30	+0.09
60-62	-	-	-
62-64	2	62.73	-0.14
64-66	2	65.11	-0.17
66-68	2	66.92	-0.25
68-70	1	69.18	-0.35
70-72	2	70.36	-0.43
72-74	2	72.32	-0.51
74.76	5	75.85	-0.93
Total	26		

$m = -0.05105$

$b = +3.11$

$X_o = 60.9$

$y_{44} = 0.86$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 49.31 - 75.85

TABLA 4-11

3)

BRESSANONE, CIMA D´ASTA, LAGO MAGGIORE, etc (Alpes Meridionales)

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
42-44	1	42.2	+0.46
44-46	1	45.6	+0.34
46-48	1	46.5	+0.31
48-50	1	48.3	+0.32
50-52	3	50.7	+0.13
52-54	-	-	-
54-56	4	55.2	+0.25
56-58	4	57.0	+0.09
58-60	2	59.2	-0.29
60-62	3	61.1	-0.13
62-64	2	62.8	+0.01
64-66	3	64.5	-0.38
66-68	6	67.3	-0.44
68-70	5	68.3	-0.46
70-72	6	71.0	-0.64
72-74	5	73.0	-0.73
74-76	2	74.8	-0.84
76-78	1	76.2	-1.02
78-80	1	79.3	-1.02
Total	51		

$m = -0.0414$

$b = +2.31$

$x_o = 55.9$

$y_{44} = 0.49$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 42.20 - 79.30

TABLA 4-12

4)

SISTEMA CENTRAL ESPAÑOL

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
56-58	1	57.35	-0.20
58-60	1	59.87	-0.07
60-62	4	60.83	-0.34
62-64	3	63.14	-0.36
64-66	5	65.20	-0.32
66-68	3	67.03	-0.33
68-70	4	69.28	-0.43
70-72	6	71.15	-0.61
72-74	4	72.99	-0.71
74-76	3	75.84	-0.98
Total	34		

$m = -0.05084$

$b = 3.00$

$x_o = 59.0$

$y_{44} = 0.76$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 57.35 - 75.84

TABLA 4-13

5)

NW DE SALAMANCA (Grupos I y II)

Grupo I Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/Na_2O+K_2O)$
56-58	2	57.10	+0.05
58-60	-	-	-
60-62	1	61.44	-0.32
62-64	-	-	-
64-66	-	-	-
66-68	1	66.23	-0.40
68-70	4	68.86	-0.68
70-72	4	71.12	-0.80
Total	12		
		m = -0.05721	
		b = 3.29	
		x_o = 57.3	
		y_{44} = 0.62	
Intérvalo composicional máximo en SiO_2 :			57.10-71.12
Grupo II			
68-70	1	68.77	-0.77
70-72	4	70.87	-0.85
72-74	1	72.06	-0.94
Total	6		
		m = -0.05495	
		b = 3.04	
		x_o = 55.3	
		y_{44} = 0.62	
Intérvalo composicional máximo en SiO_2 :			68.77-72.01

TABLA 4-14

6)

CABEZA DE ARAYA (CACERES)

Batolito Brozas-Mata de alcántara, Granitos de Arroyo de la Luz, Microgranitos granatíferos de megacristales, Granitos de Estorninos y de Pedroso de Azín, Granitos de megacristales feldespáticos, Granitos de grano gruesc.

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
66-68	3	67.07	-0.90
68-70	5	69.02	-1.01
70-72	7	70.67	-1.03
72-74	8	72.88	-1.17
74-76	2	74.89	-1.24
Total	25		

$m = -0.043295$

$b = 2.00$

$x_o = 46.2$

$y_{44} = 0.09$

$x_{(-1)} = 69.29$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 66.30-75.68

TABLA 4-15

7)

SALAMANCA-CACERES

Series calcoalcalinas precoz y tardía y granitos moscovíticos.

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
54-56	2	55.11	+0.08
56-58	4	56.97	-0.05
58-60	3	58.83	-0.22
60-62	3	60.78	-0.20
62-64	1	62.03	-0.24
64-66	5	64.73	-0.42
66-68	3	66.93	-0.57
68-70	8	68.54	-0.70
70-72	4	71.53	-0.90
72-74	2	72.97	-0.93
74-76	4	74.93	-0.94
Total	39		

$m = -0.054306$

$b = 3.06$

$x_o = 56.3$

$y_{44} = 0.67$

$x_{(-1)} = 74.74$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 55.00 - 75.83

TABLA 4-16

8)

SIERRA DE AVILA

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/Na_2O+K_2O)$
46-48	1	46.93	+0.14
48-50	1	48.89	+0.39
50-52	-	-	-
52-54	1	52.80	+0.08
54-56	3	54.53	+0.18
56-58	2	57.39	+0.03
58-60	2	59.20	-0.06
60-62	-	-	-
62-64	-	-	-
64-66	2	64.90	-0.28
66-68	5	67.03	-0.47
68-70	8	69.16	-0.48
70-72	2	71.06	-0.69
72-74	3	73.13	-0.96
Total	30		

$m = -0.04332$

$b = 2.43$

$x_o = 56.0$

$y_{44} = 0.52$

$x_{(-1)} = 79.09$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 46.93 - 73.84

TABLA 4-17

9)

SIERRA MORENA OCCIDENTAL (Burguillos del Cerro, Valencia del Ventoso, Salvatierra de los Barros)

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
46-48	3	47.50	+0.28
48-50	1	49.72	+0.27
50-52	1	51.12	+0.11
52-54	1	53.25	+0.16
54-56	2	54.66	-0.04
56-58	1	57.68	-0.09
58-60	2	58.42	-0.08
60-62	1	61.89	-0.19
62-64	4	62.78	-0.25
64-66	1	64.50	-0.34
66-68	3	67.33	-0.54
68-70	3	69.08	-0.66
70-72	2	70.91	-0.66
72-74	2	72.73	-0.85
74-76	1	74.12	-0.71
Total	28		

$m = -0.042304$

$b = 2.34$

$x_o = 55.4$

$y_{44} = 0.48$

$x_{(-1)} = 79.02$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 47.23 - 74.12

TABLA 4-18

10)

MACIZO CENTRAL FRANCES (Millevaches, Velay, Echassières, Saint Aigoual)

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}$ ($CaO/(Na_2O+K_2O)$)
50-52	2	51.27	+0.07
52-54	-	-	-
54-56	-	-	-
56-58	1	57.10	-0.32
58-60	1	59.10	-0.40
60-62	-	-	-
62-64	1	63.60	-0.62
64-66	-	-	-
66-68	3	66.95	-0.61
68-70	3	69.35	-0.62
70-72	1	71.05	-0.96
72-74	1	73.20	-1.01
Total	13		

$m = -0.04405$

$b = 2.26$

$x_o = 51.3$

$y_{44} = 0.32$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 51.27 - 73.20

TABLA 4-19

11)

PANTICOSA-CAUTERETS (Pirineos Centrales)

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
54-56	1	55.83	+0.23
56-58	-	-	-
58-60	-	-	-
60-62	1	61.06	-0.04
62-64	2	63.54	-0.11
64-66	4	64.74	-0.17
66-68	3	67.15	-0.26
68-70	1	68.46	-0.28
70-72	2	70.89	-0.58
72-74	1	72.22	-0.74
Total	15		

$m = -0.05465$

$b = 3.33$

$x_o = 61.0$

$y_{44} = 0.93$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 55.83 - 72.22

TABLA 4-20

12)

QUERIGUT (Pirineos Orientales)

Int. SiO_2	nº de muestras	% SiO_2	$\log_{10}(CaO/(Na_2O+K_2O))$
48-50	4	49.05	+0.73
50-52	3	51.00	+0.58
52-54	-	-	-
54-56	48	54.70	+0.38
56-58	-	-	-
58-60	1	59.70	+0.15
60-62	2	61.72	-0.04
62-64	2	63.20	-0.08
64-66	17	65.00	-0.20
66-68	20	67.30	-0.30
68-70	4	68.50	-0.43
70-72	3	71.00	-0.57
72-74	2	72.50	-0.77
Total	106		

$m = -0.06001$

$b = 3.68$

$x_o = 61.3$

$y_{44} = 1.04$

Intérvalo composicional máximo en SiO_2 : 49.05 - 72.50

TABLA 4-21

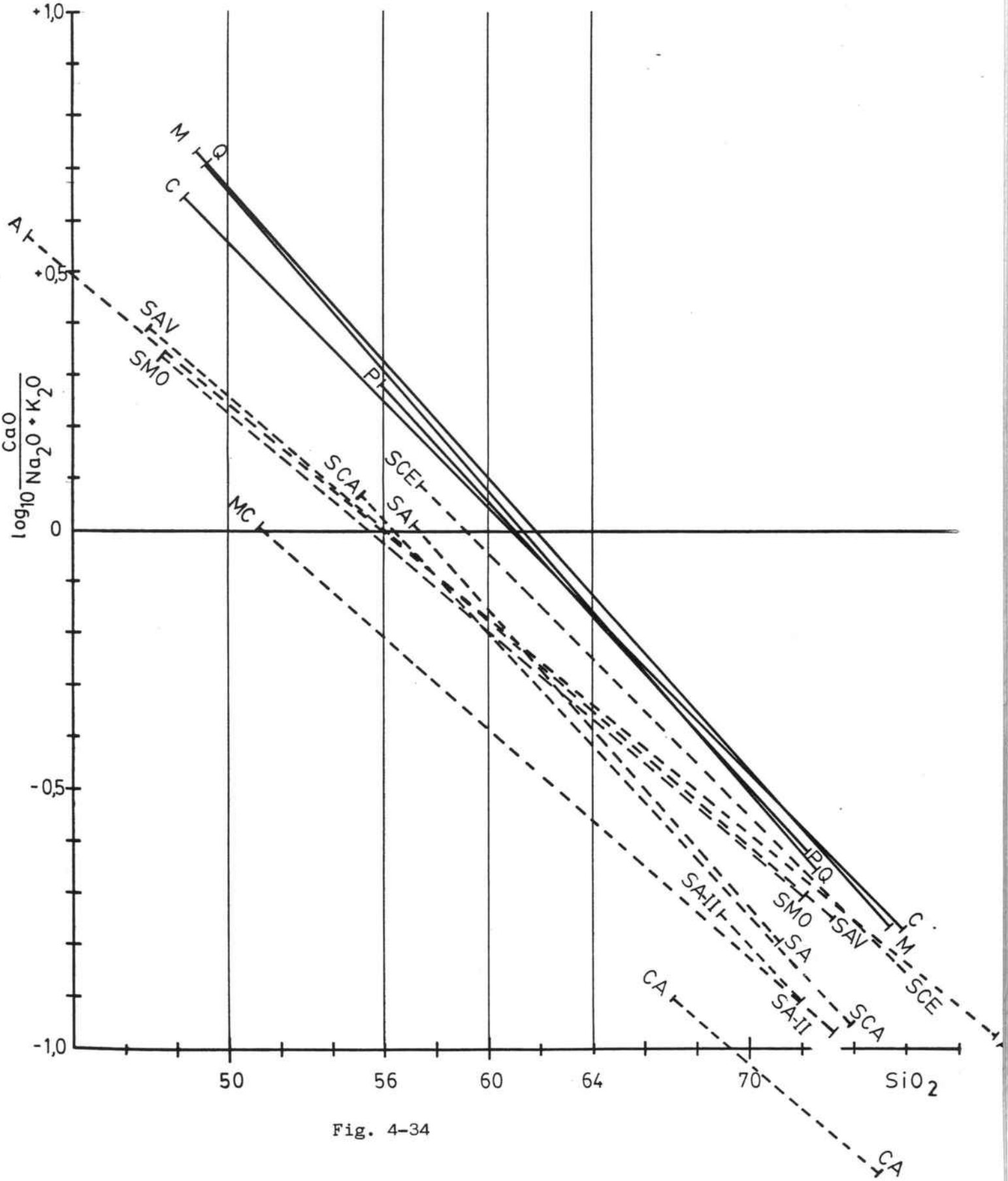

+1,0
+0,5
0
-0,5
-1,0
$\log_{10}\frac{CaO}{Na_2O + K_2O}$
50
56
60
64
70
SiO_2
M
Q
C
A
SAV
SMO
PL
SCE
SCA
SA
MC
PLQ
SA-II
CA

Fig. 4-34

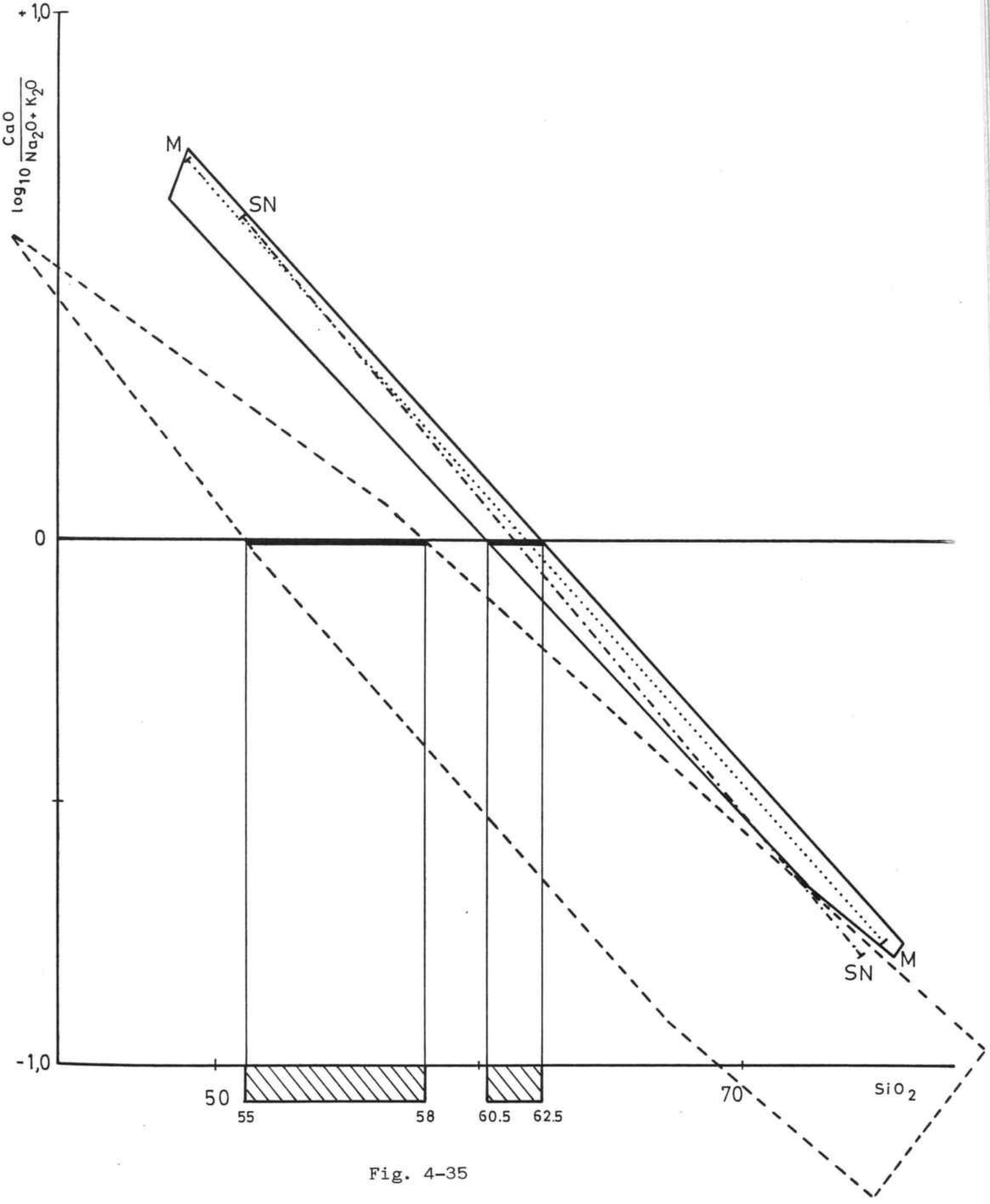


Fig. 4-35

4.4.17. Diagrama $\log_{10}(K_2O/Na_2O)$. (BROWN,1982).

Este diagrama nos indica cómo varía la relación K/Na en función de la SiO_2. Aunque de un modo más impreciso tiene un significado análogo al diagrama del apartado anterior. Sin embargo la relación K/Na (puestas de manifiesto por las variaciones de pendiente de las rectas) puede verse influenciada dentro de una misma área geográfica, por ejemplo, por la variación en el contenido de K_2O en relación con la profundidad a un plano de Benioff. No obstante como tendencia general, la posición de las curvas refleja también el grado de madurez de la serie.
En la Figura 4-36 se representa la serie del Montnegre en relación con otras series magmáticas. (Comparar, por ejemplo, con la de Cerdeña y Sierra Nevada).

- Diagramas de elementos traza.

En las Figuras 4-37 a la 4-44 se han representado las distribuciones de los elementos traza frente al índice de diferenciación (DI) de algunos de los tipos cartografiados.
En los casos del Rb (Fig 4-37), Sr(Fig 4-38), y P_2O_5 (Fig 4-39), existe una buena correlación entre el contenido en estos elementos y el DI.
En el caso del Cu (Figura 4-41) se observa una dispersión total de los puntos, con grandes oscilaciones dentro de un mismo tipo.
En el caso del Ba (Figura 4-42) se aprecia un contenido relativamente elevado en todos los tipos (particularmente en algunas muestras del granito leucocrático del Montnegre, tipo-Gb), sin variaciones importantes respecto a su contenido en SiO_2. Cabe destacar una fuerte anomalía negativa en los leucogranitos más diferenciados (tipo-m), incluso con respecto a los leucogranitos dominantes (tipo-M).

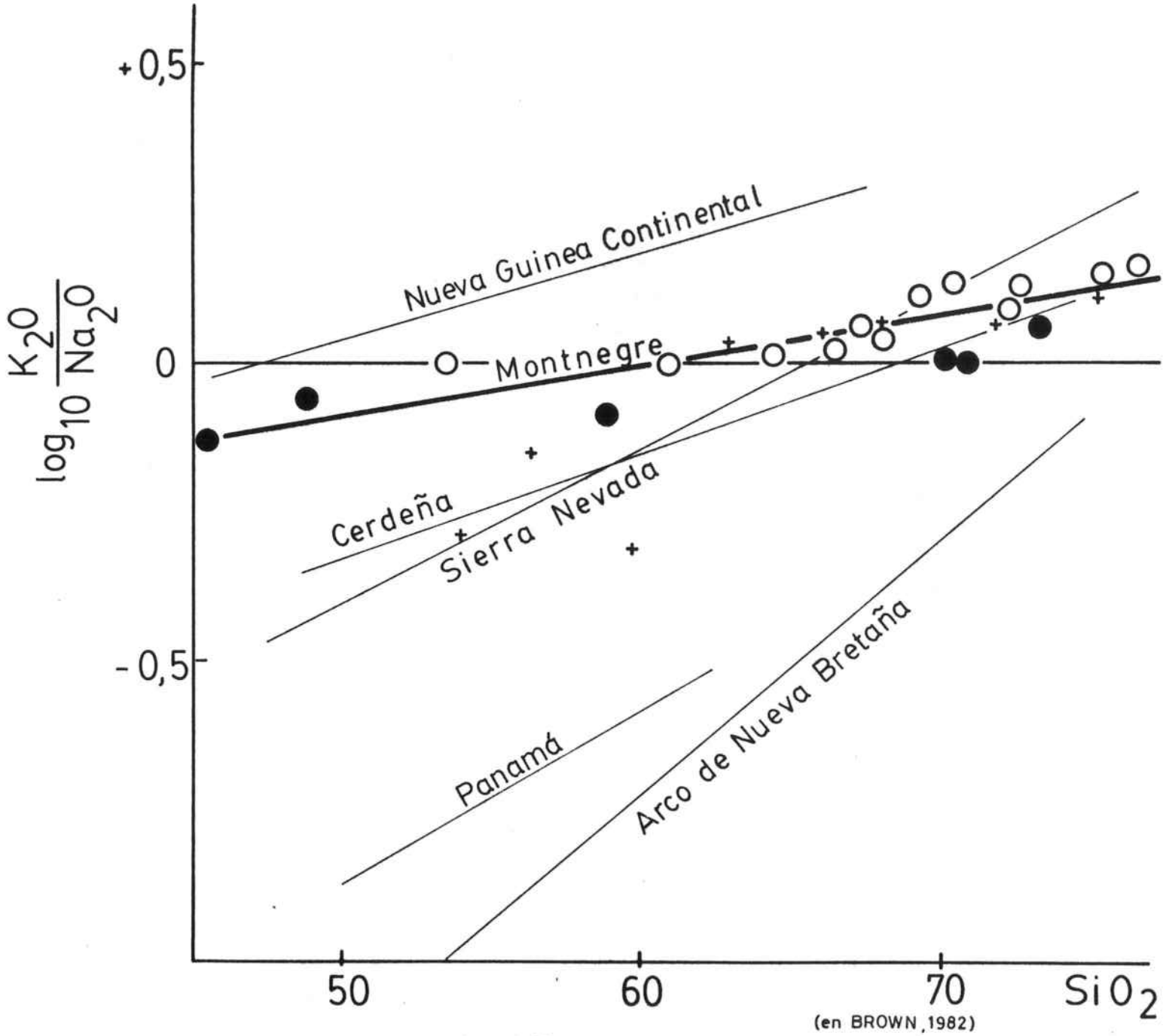

+0,5
0
-0,5
$\frac{K_2O}{\log_{10} Na_2O}$
Nueva Guinea Continental
Montnegre
Cerdeña
Sierra Nevada
Panamá
Arco de Nueva Bretaña
50
60
70
SiO_2
(en BROWN, 1982)

Fig. 4-36

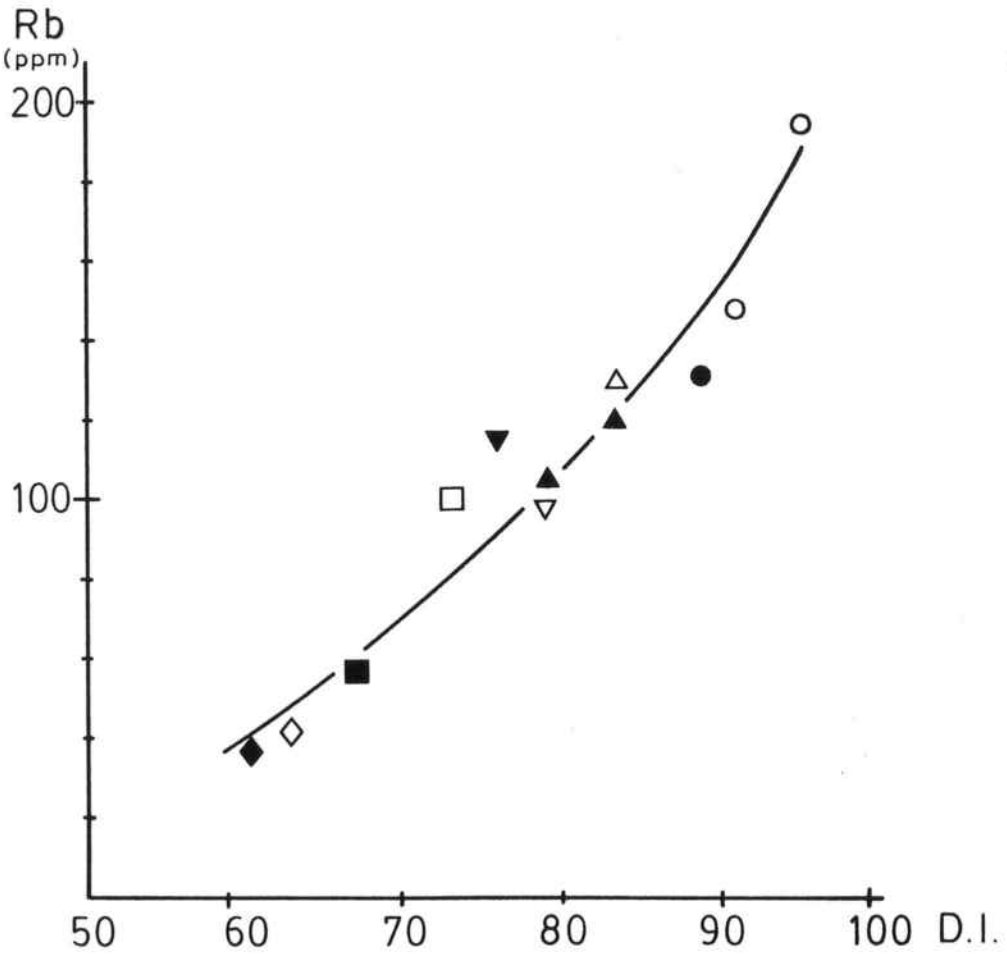


Fig. 4-37

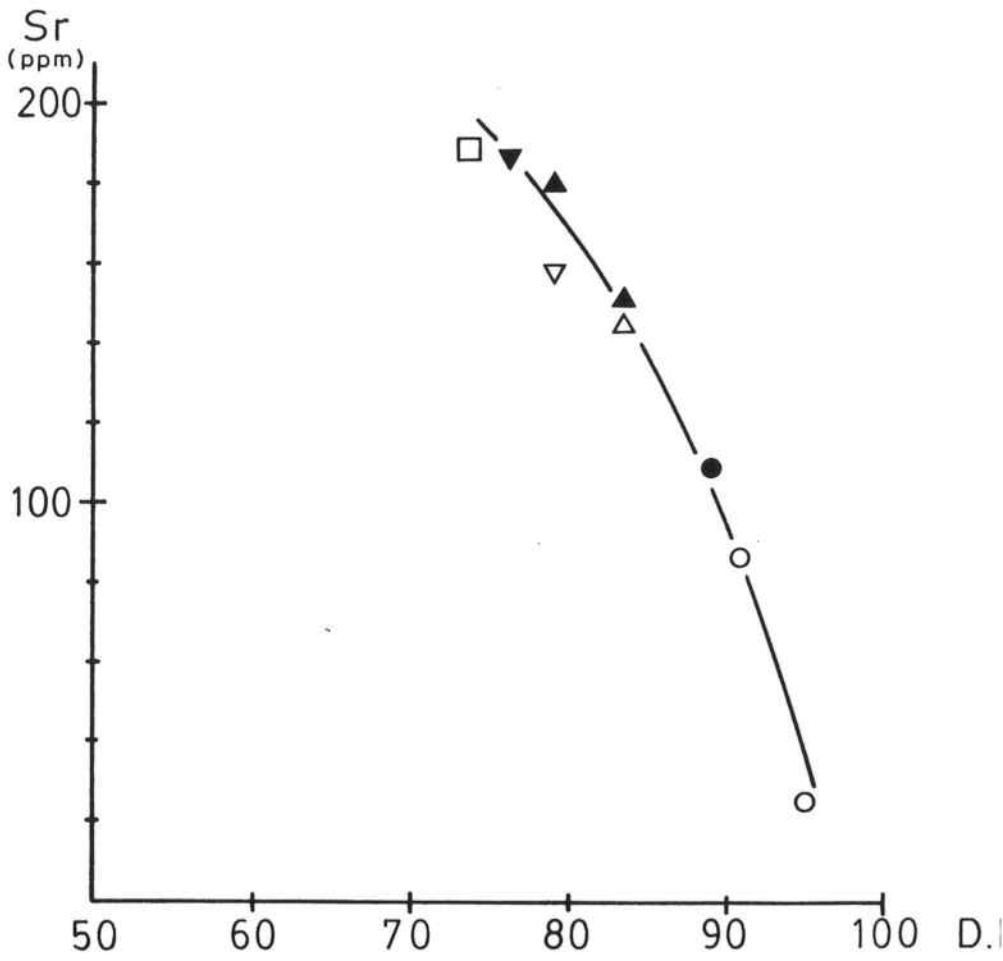


Fig. 4-38

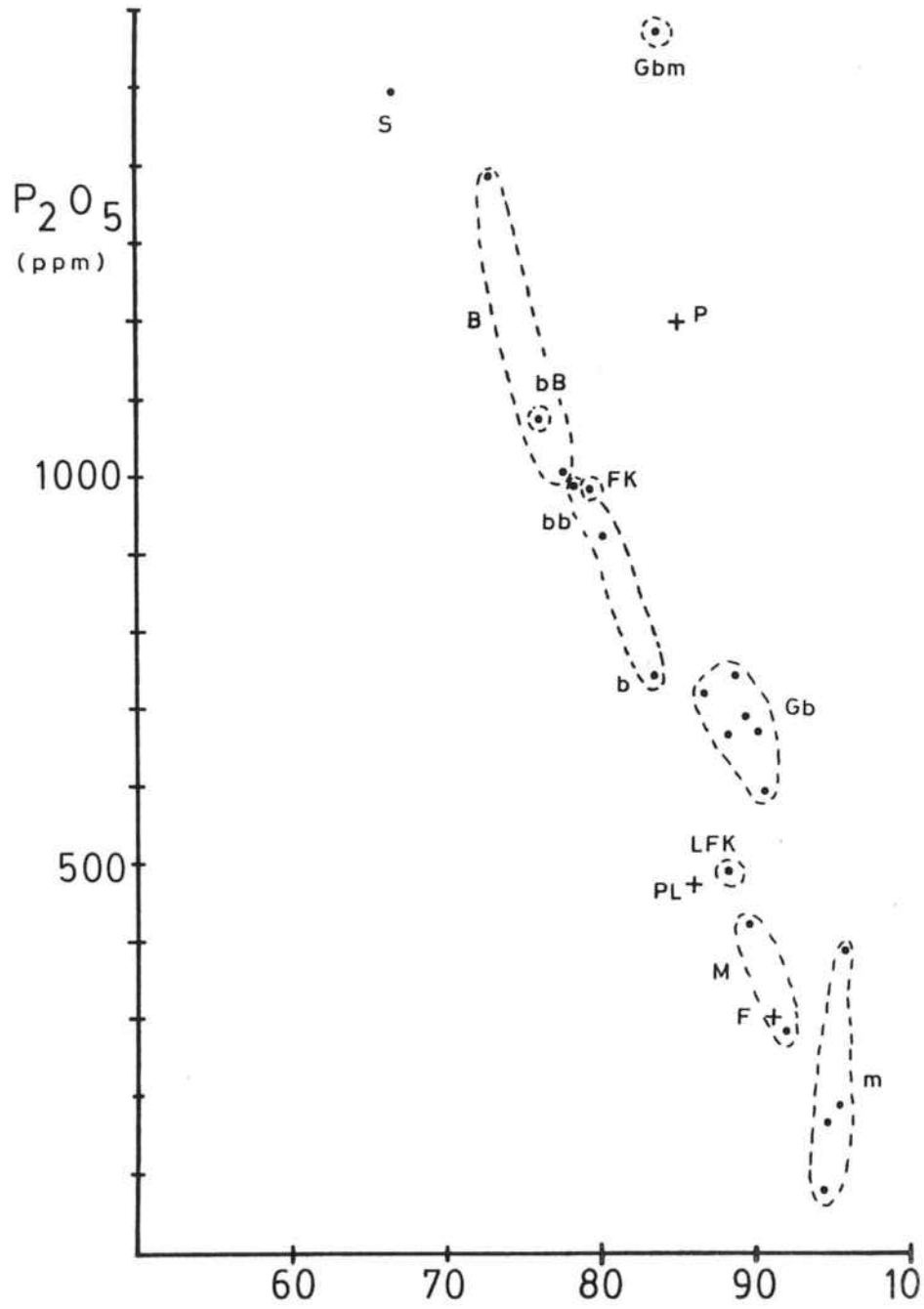


Fig. 4-39

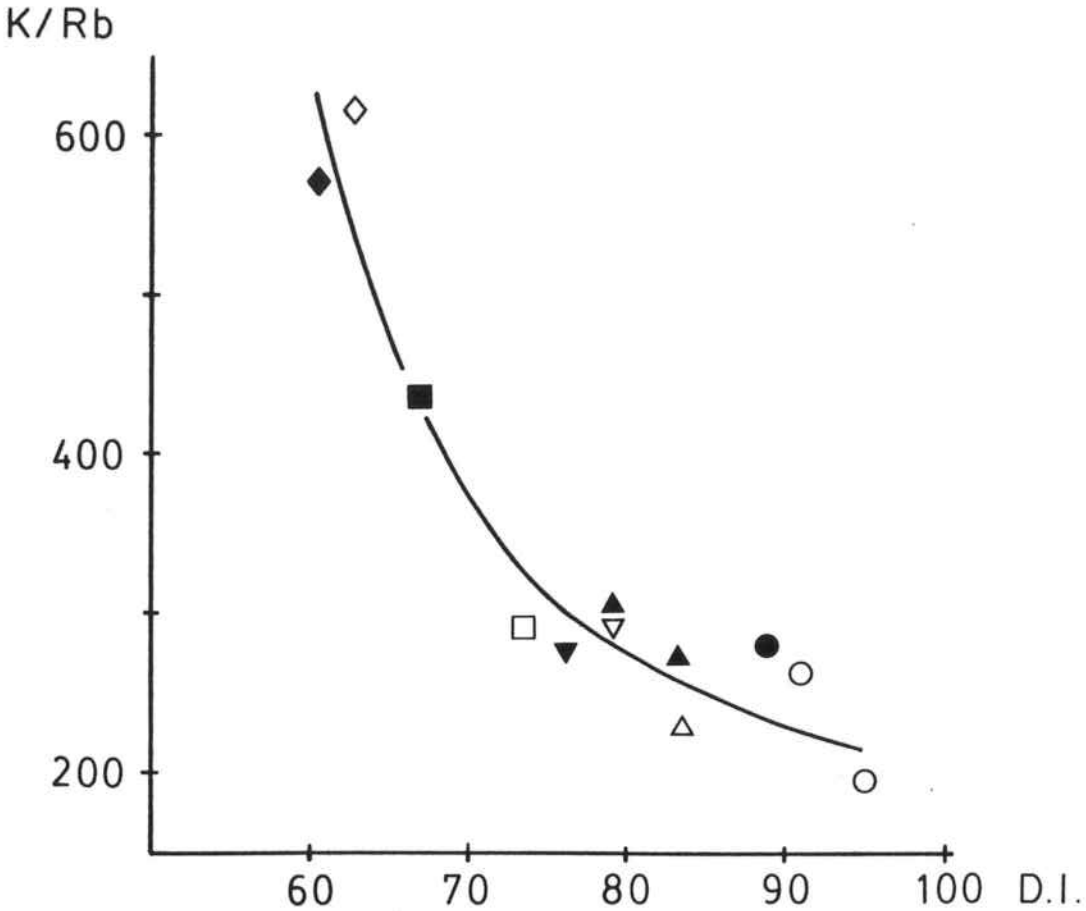


Fig. 4-40

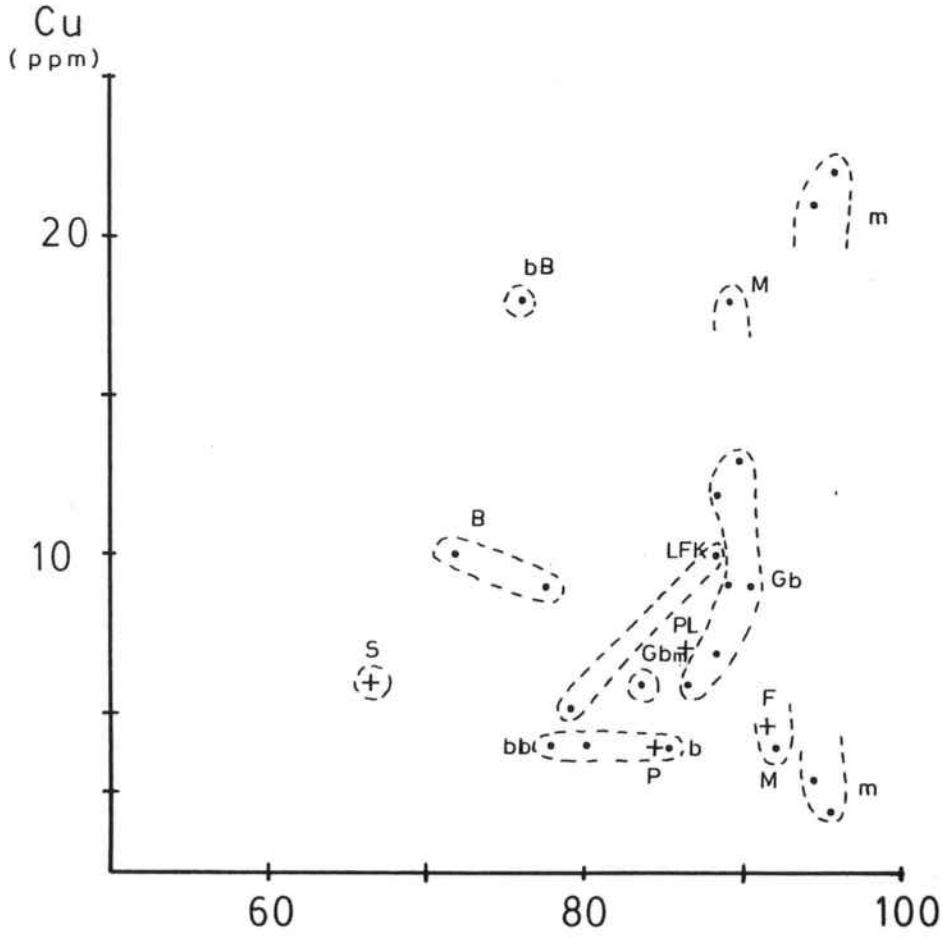


Fig. 4-41

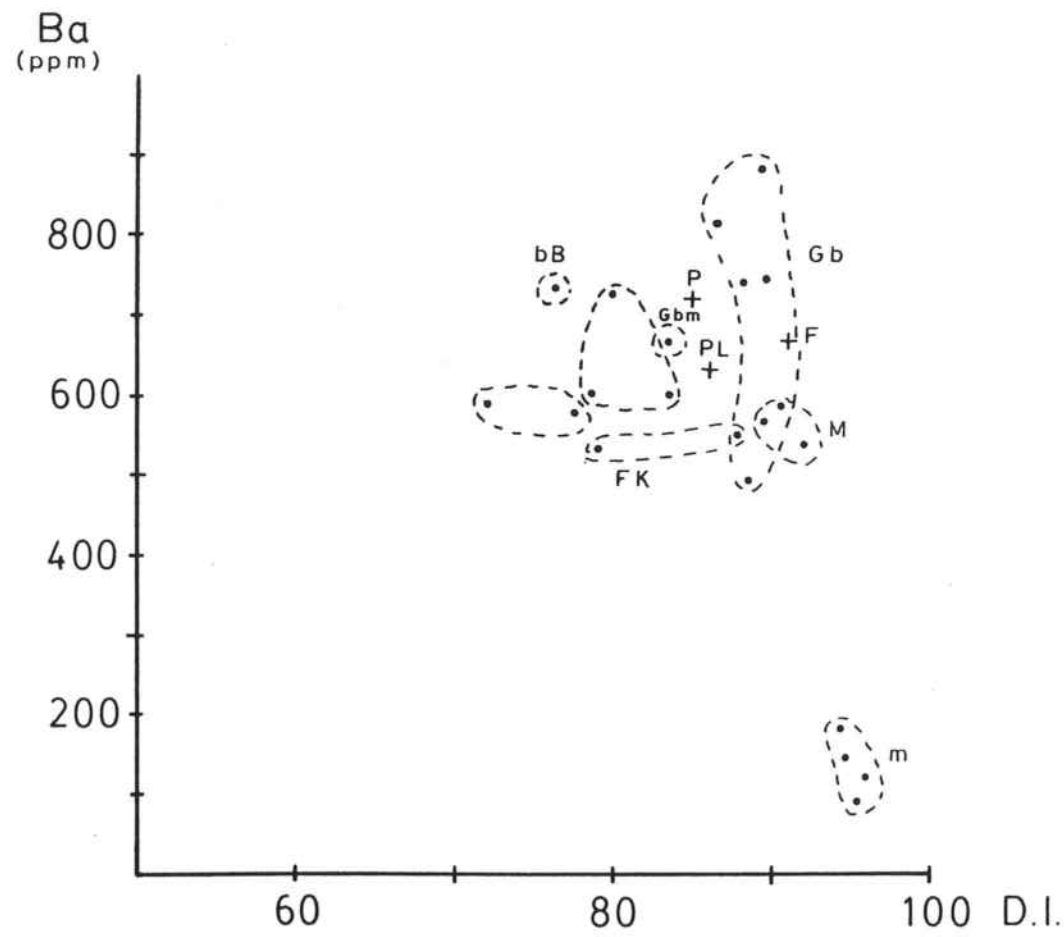


Fig. 4-42

El Li (Figura 4-43), parece comportarse de manera opuesta según el tipo de roca en el que se halle. Por ejemplo, la granodiorita tipo-bb (granodioritas de Castellar d´Indies) se halla asociada al granito tipo-b (granito de Can Montsant de la Rocosa), más diferenciado. En el diagrama se observa un fuerte incremento de Li hacia la roca más diferenciada.
En cambio los leucogranitos del tipo-M (leucogranitos de Céllecs-Burriac-Corredor) disminuyen bruscamente su contenido en Li hacia sús términos más diferenciados,en contra de lo que cabría esperar ya que en esos tipos incluso aparece algo de moscovita.
Del mismo modo ocurre en la granodiorita con megacristales de Tordera (tipo-FK) en la que se observa un fuerte decrecimiento en Li en sus términos más diferenciados (tipo-LFK).
También cabe destacar que la muestra analizada del tipo-Gbm (Granodiorita de Roca Miralles) muestra una fuerte anomalía positiva en Li (por un factor de 10 respecto a los tipos más empobrecidos).
El Zn (Figura 4-44) mustra un comportamiento algo similar al del Li salvo en dos aspectos: se observa una importante anomalía positiva en las granodioritas heterogranulares de grano fino del tipo-bB; y, en todos los demás casos disminuye con la diferenciación.

En la Figura 4-40 se observa un fuerte decrecimiento de la relación K/Rb con respecto al índice de diferenciación, lo cual refuerza el argumento de la existencia de una cristalización fraccionada.
Finalmente, en la Figura 4-45 se han representado los contenidos relativos en Rb, Sr, y Ba. Según EL BOUSEILY et al(1975) en este diagrama se representan de forma clara las tendencias de diferenciación de los granitoides.
BISTE (1981), halla una buena correlación entre los términos más diferenciados (zona rayada) y las mineralizaciones de Sn y W.
Solamente las muestras más diferenciadas de los tipos leucograníticos entran algo en dicha zona sombreada.

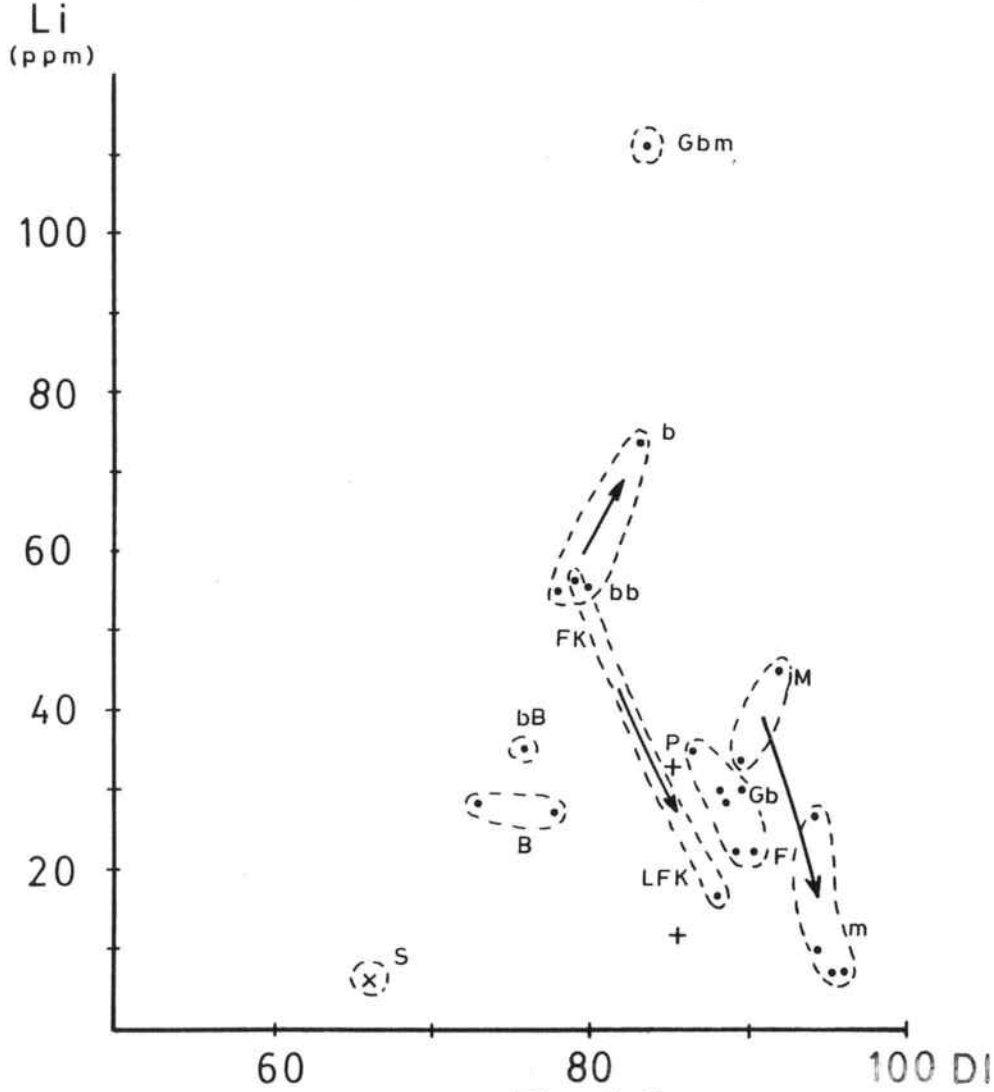


Fig. 4-43

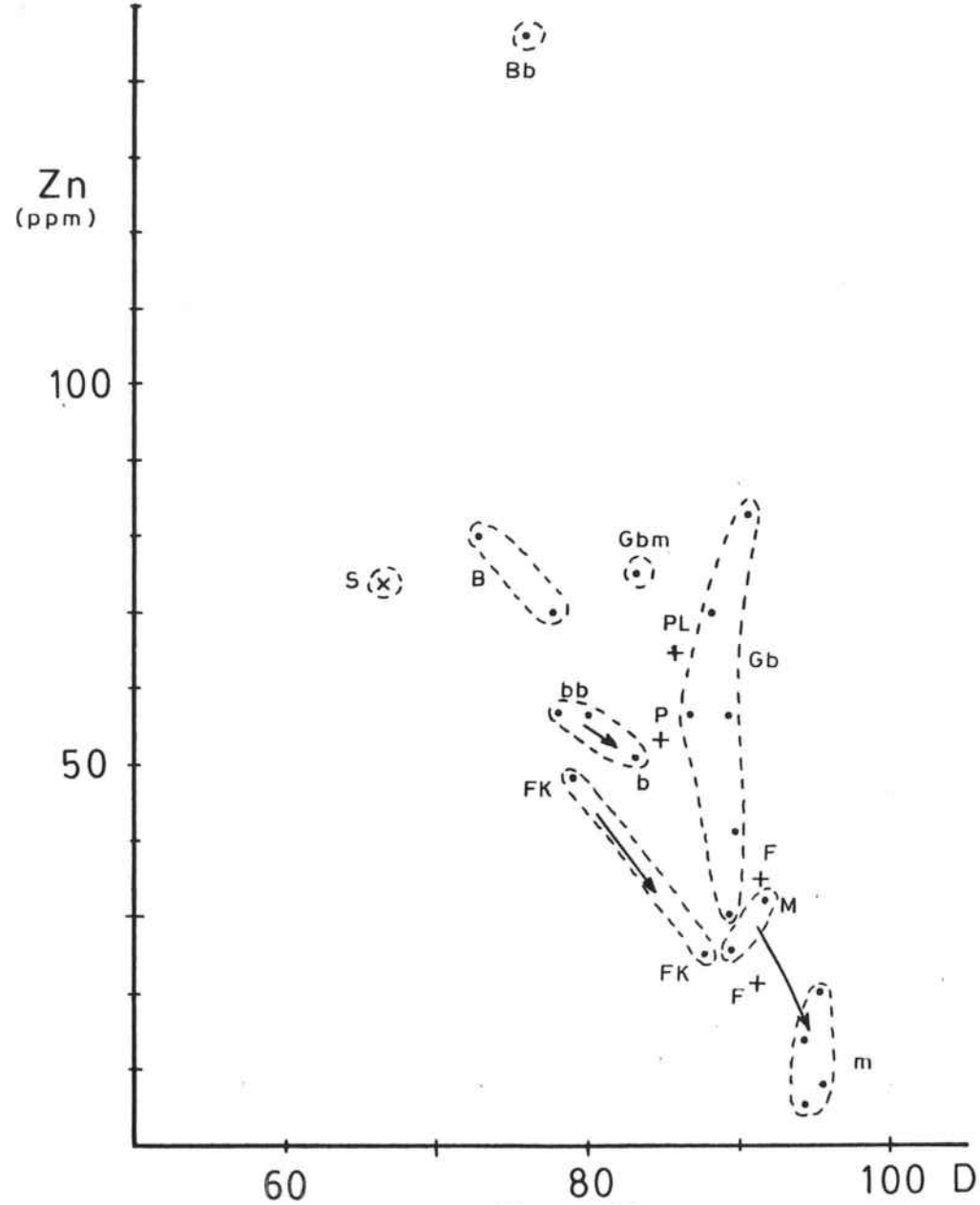


Fig. 4-44

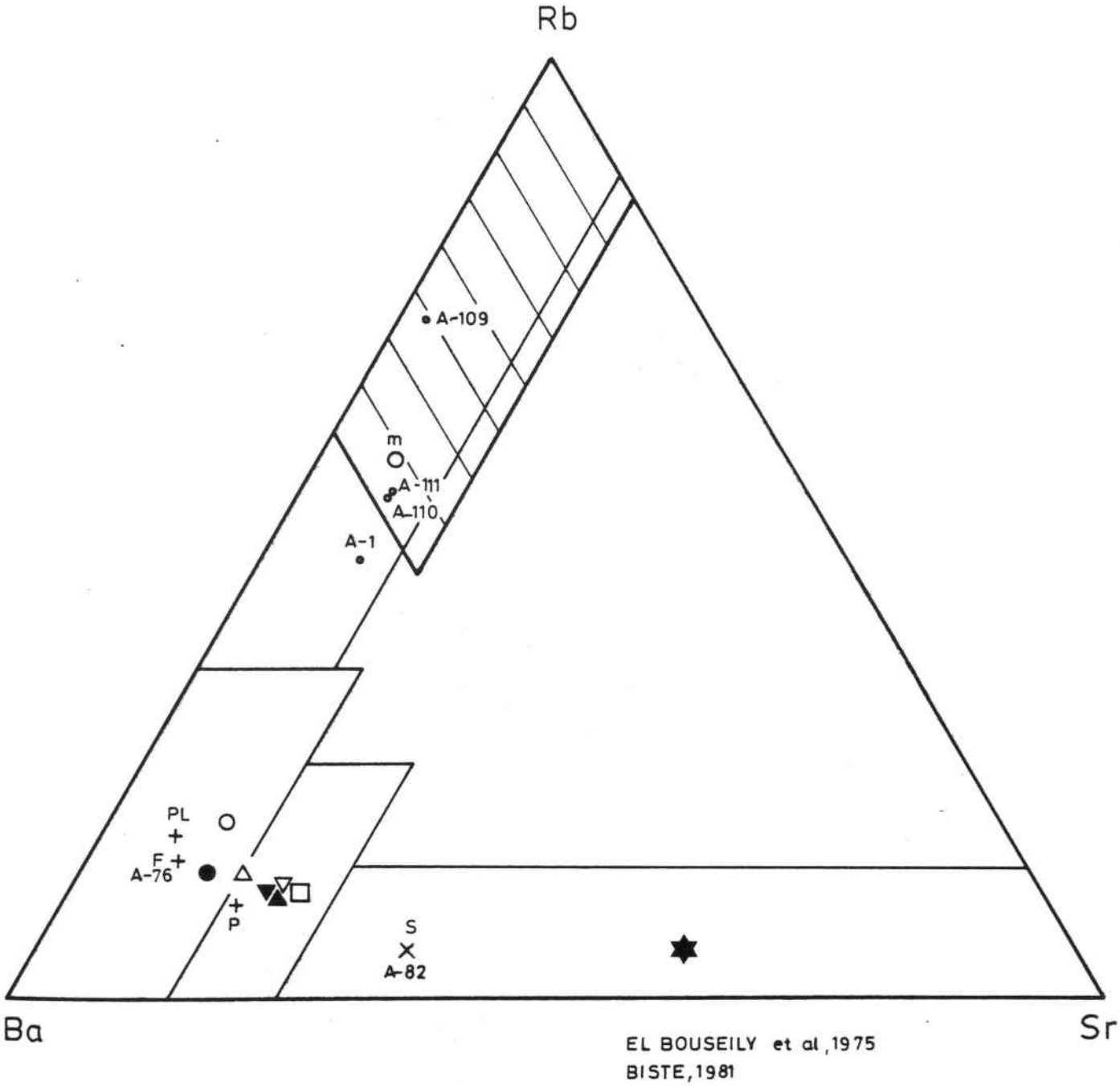

Rb
A-109
m
A-111
A-110
A-1
PL
F
A-76
P
S
A-82
Ba
Sr
EL BOUSEILY et al, 1975
BISTE, 1981

Fig. 4-45

4.5. CONCLUSIONES GEOQUIMICAS.

Las relaciones petrográficas y geoquímicas entre los distintos tipos plutónicos estudiados han permitido poner en evidencia:

1. Una homogeneidad notable de cada uno de los tipos cartografiados.
2. Un amplio espectro composicional comprendido entre las rocas ultramáficas y los leucogranitos.
3. La pertenecia de dichas rocas a una misma asociación magmática, puesta de manifiesto por la variación progresiva de sus componentes entre los tipos petrográficos extremos.
4. La existencia posible de dos subunidades distintas (la del N y la del S del Montnegre) puestas de manifiesto por sus distintas relaciones entre Na, K, y Ca.
5. La estrecha relación geoquímica entre las rocas plutonicas e hipabisales del área estudiada.
6. La coincidencia geoquímica notable entre los términos plutonico-hipabisales del Macizo del Montnegre y los de la serie volcánica Prepirenaica.
7. La pertenecia de la asociación magmática estudiada a una serie calco-alcalina típica.
8. La pertenencia de la asociación plutónico-hipabisal del Montnegre (y posiblemente una asociación volcánica hipotética asociada) a una serie magmática originada en una zona de subducción.
9. El carácter cálcico de dicha serie calco-alcalina (Indice de Peacock de aproximadamente 62) indicando una posible poca madurez del arco magmático correspondiente (Brown 1982).
10. La probable pertenencia de la asociación estudiada a una serie magmática de tipo compresivo, puesta de manifiesto po su elevado índice de Peacock citado anteriormente.

11. El carácter potásico de la serie respecto a la sílice, el cual, dado su contenido en K20 a 55% de Si02 (K55 = 1.75), podría indicar un origen de los magmas por encima de un plano de Benioff situado a unos 185 Km de profundidad (Haterton & Dickinson, 1969).

12. La clara pertenencia de la asociación a granitoides de tipo-I, indicada por su mineralogía, sus enclaves, y su situación modal en el diagrama de Streckeisen.

13. Las importantes diferencias de madurez de los arcos magmáticos que originaron los granitoides del grupo Montnegre-Pirineos Orientales-Cerdeña, en relación con los del grupo Macizo Ibérico-Macizo Central Francés-Alpes Meridionales, puestas de manifiesto por las diferentes posiciones que ocupan en el diagrama log((Na20+K20)/CaO) sus rectas correspondientes.

14 La posible, aunque dudosa, pertenencia de los enclaves microgranudos a una serie toleítica.

15. La posible evolución en la madurez del arco magmático con el tiempo puesta de manifiesto por el aumento en el índice de Peacock de las rocas hipabisales respecto a las plutónicas.

16. La posible potencialidad metalogenética de la serie en Cu y Mo, dada su probable pertenencia a una asociación calcoalcalina de tipo Andino, tipo-I, y por sus numerosos (aunque de muy escasa importancia) indicios minerales hallados. Asimismo su posible potencialidad en Sn-Mo-W de sus términos más fuertemente diferenciados (Ver diagrama Rb-Ba-Sr).

5 PETROGENESIS

5. PETROGENESIS

5.1. INTRODUCCION.

En este capítulo se estudian los aspectos relacionados con el nivel de emplazamiento, la posible evolución, y los posibles procesos genéticos y áreas fuente de los magmas, teniendo en cuenta las limitaciones impuestas por los aún escasos datos geoquímicos disponibles en la actualidad.

5.2. NIVEL DE EMPLAZAMIENTO.

Las rocas plutónicas y filonianas estudiadas en este trabajo representan los productos finales de unos magmas evolucionados, cuyo lugar de origen no coincide con el de su emplazamiento definitivo, donde se finalizó la cristalización de los mismos.

Aunque no es posible determinar con precisión las condiciones de presión y temperatura prevalecientes en los magmas a lo largo de su evolución, debido al gran número de variables indeterminadas, existen una serie de evidencias indirectas indirectas que permiten limitar considerablemente el intérvalo de valores posibles.

Se pueden considerar los siguientes factores limitantes:

1) Condiciones de estabilidad de los minerales constituyentes de las rocas ígneas.
2) Condiciones de estabilidad de los minerales formados en las rocas encajantes durante el metamorfismo de contacto.
3) Temperaturas mínimas deducidas de los diagramas de fases de las rocas ígneas.

1). Condiciones de estabilidad de los minerales constituyentes de las rocas ígneas.

ROBERTSON Y WYLLIE(1971) distinguen 4 grupos de asociaciones en los sistemas silicatos-agua, en condiciones subsolidus:

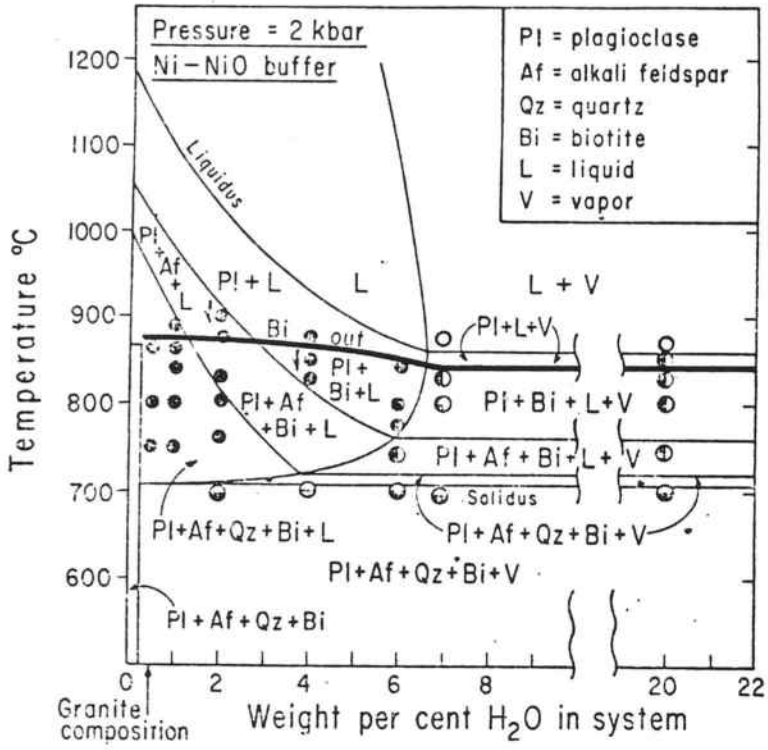
* I.- Sin agua (minerales anhidros y sin fase vapor).
* II.- Deficitarios en agua y sin fase vapor (puede incluir minerales hidratados, pero sin fase vapor libre).
* III.- Deficitarios en agua pero con fase vapor presente (puede incluir o no minerales hidratados, pero hay insuficiente agua para saturar el líquido a la presión a la que se encuentra).
* IV.- Agua en exceso (con o sin minerales hidratados, pero con agua suficiente para saturar el líquido a la presión considerada).

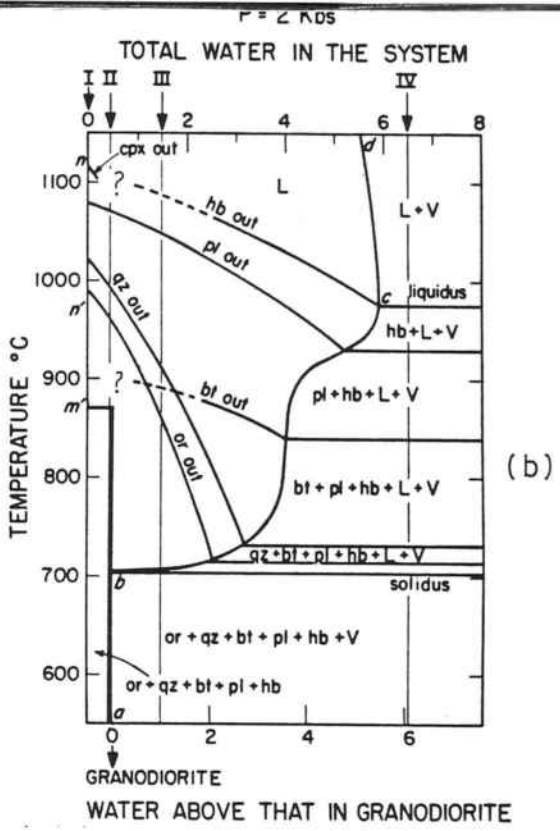
En las Figuras 5-1 d y 5-1 e se muestran los campos de estabilidad (con sus respectivas curvas de cambio de fase) de los minerales de una roca de composición granodiorítica en condiciones de saturación de H_2O (Tipo-IV), y en condiciones de fuerte subsaturación, con solamente el agua suficiente para formar biotita y hornblenda.

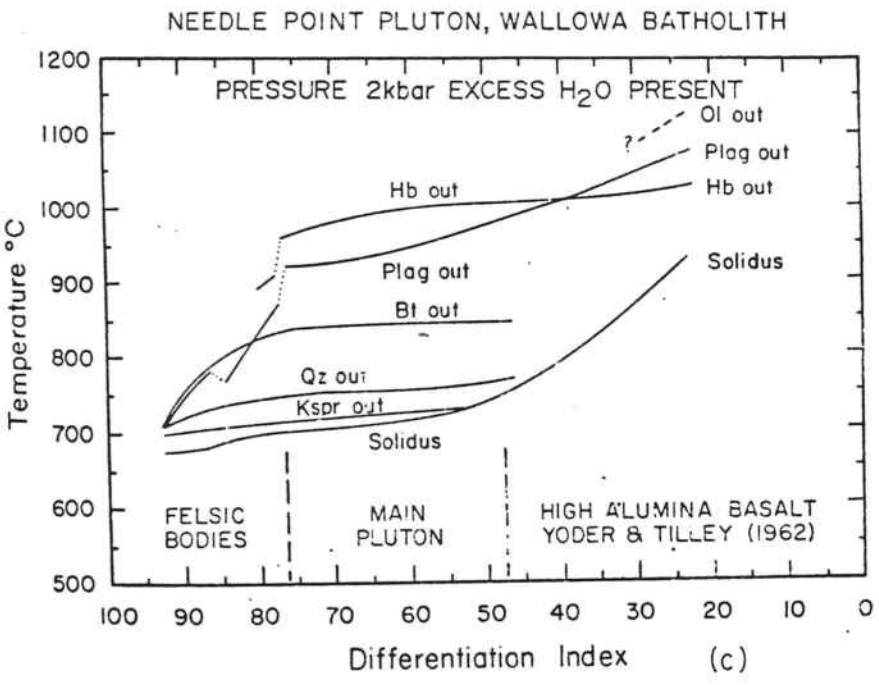
El campo de estabilidad de la biotita nos determina que, en condiciones magmáticas (intersección del solidus con la curva de la biotita), ésta solo puede existir en equilibrio a presiones superiores a 0.75 Kb aproximadamente (ver figuras 5-1d y e), tanto en condiciones de exceso de agua como en las condicionesde fuerte subsaturación del tipo II.

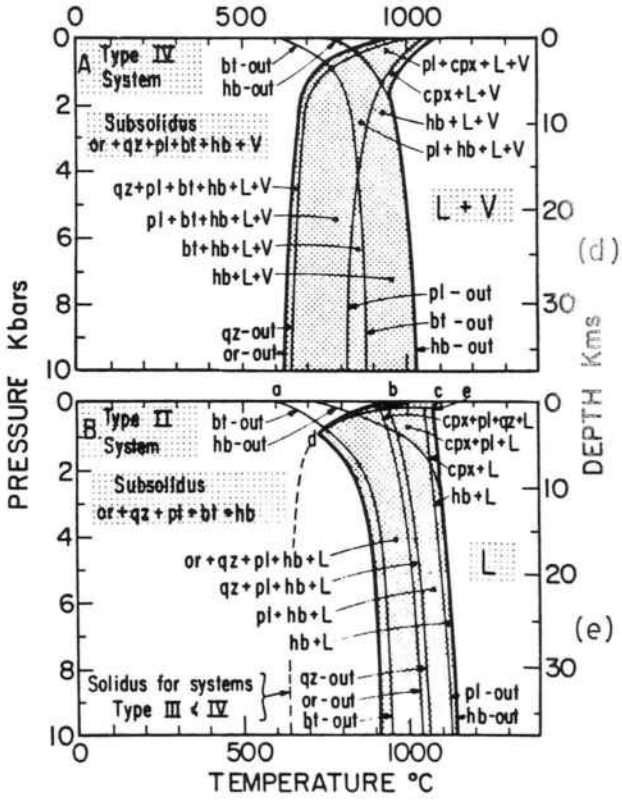
Por tanto, todas las rocas plutónicas del Macizo del Montnegre deben de haber cristalizado totalmente a presiones iguales o superiores a 0.75 Kb. Esta presión (a una densidad de aproximadamente 2.70) equivale a unos 2.75 Km de profundidad mínima,

Por otro lado, según puede verse en la Figura 5-1d, el campo de estabilidad del clinopiroxeno en condiciones de saturación de agua está limitado a presiones inferiores a aproximadamente 1.65 Kb (es decir puede ser estable como máximo hasta unos 6 Km de profundidad; a presiones mayores se produciría una reacción de transformación a hornblenda).


Pressure = 2 kbar
Ni–NiO buffer
Pl = plagioclase
Af = alkali feldspar
Qz = quartz
Bi = biotite
L = liquid
V = vapor
Liquidus
Bi out
Solidus
Pl+L+V
Pl+Af+Bi+L
Pl+Bi+L+V
Pl+Af+Bi+L+V
Pl+Af+Qz+Bi+L
Pl+Af+Qz+Bi+V
Pl+Af+Qz+Bi
Temperature °C
Granite composition
Weight per cent H2O in system
(a)


P = 2 Kbs
TOTAL WATER IN THE SYSTEM
cpx out
hb out
pl out
qz out
bt out
or out
liquidus
solidus
L
L+V
hb+L+V
pl+hb+L+V
bt+pl+hb+L+V
qz+bt+pl+hb+L+V
or+qz+bt+pl+hb+V
or+qz+bt+pl+hb
TEMPERATURE °C
(b)
GRANODIORITE
WATER ABOVE THAT IN GRANODIORITE


NEEDLE POINT PLUTON, WALLOWA BATHOLITH
PRESSURE 2kbar EXCESS H2O PRESENT
Ol out
Plag out
Hb out
Hb out
Plag out
Bt out
Qz out
Kspr out
Solidus
Solidus
FELSIC BODIES
MAIN PLUTON
HIGH ALUMINA BASALT YODER & TILLEY (1962)
Temperature °C
Differentiation Index
(c)


A Type IV System
bt-out
hb-out
Subsolidus
or+qz+pl+bt+hb+V
pl+cpx+L+V
cpx+L+V
hb+L+V
pl+hb+L+V
qz+pl+bt+hb+L+V
pl+bt+hb+L+V
bt+hb+L+V
hb+L+V
L+V
pl-out
bt-out
hb-out
qz-out
or-out
(d)
B Type II System
bt-out
hb-out
Subsolidus
or+qz+pl+bt+hb
cpx+pl+qz+L
cpx+pl+L
cpx+L
hb+L
or+qz+pl+hb+L
qz+pl+hb+L
pl+hb+L
hb+L
L
Solidus for systems Type III < IV
qz-out
or-out
bt-out
pl-out
hb-out
(e)
PRESSURE Kbars
DEPTH Kms
TEMPERATURE °C

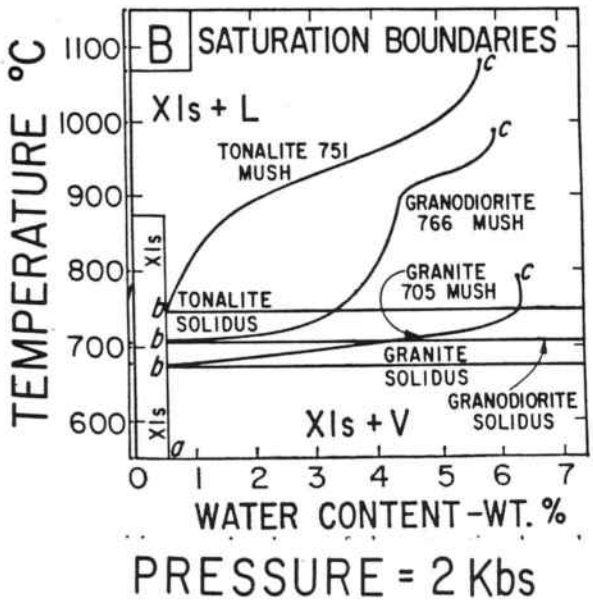

B SATURATION BOUNDARIES
Xls + L
TONALITE 751 MUSH
GRANODIORITE 766 MUSH
GRANITE 705 MUSH
TONALITE SOLIDUS
GRANITE SOLIDUS
GRANODIORITE SOLIDUS
Xls + V
Xls
TEMPERATURE °C
WATER CONTENT-WT. %
PRESSURE = 2 Kbs
(f)

Fig. 5-1

En las condiciones de fuerte subsaturación del tipo II, como se representa en la Figura 5-1d, el campo de estabilidad del clinopiroxeno se extiende hasta aproximadamente 2.5 Kb, equivalentes a unos 9 Km de profundidad.

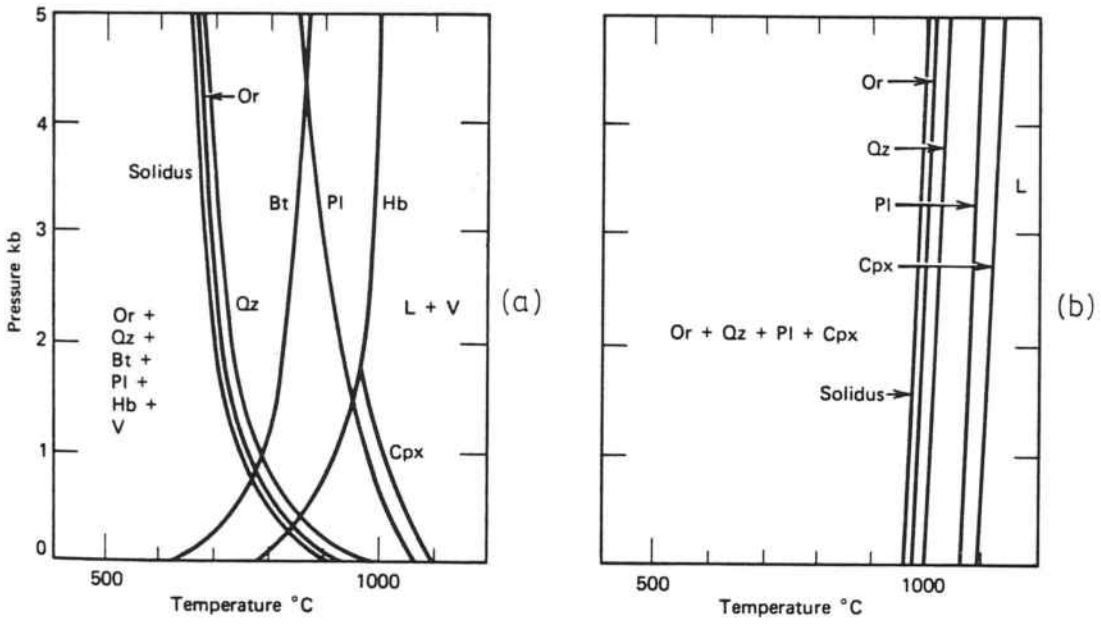
La cuarzodiorita de Can Camps (Orsavinyà) (A-91) contiene biotita, hornblenda, clinopiroxeno y ortopiroxeno. Dado que su índice de diferenciación es de 54.5, tal como puede comprobarse en la Fig. 5-1c sus relaciones de fases no presentan variaciones significativas con las de las granodioritas, por lo que los diagramas de las Figuras 5-1d y e pueden ser utilizados con escaso márgen de error.

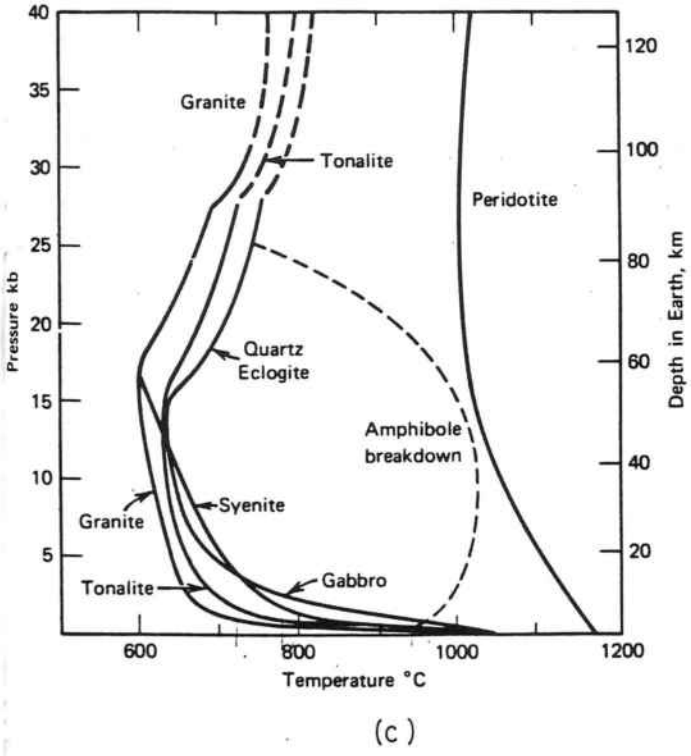
Así pues, la existencia de estos minerales en la cuarzodiorita puede tener varias interpretaciones, tanto partiendo de sistemas casi sin H_2O o con sistemas saturados en ella.

En primer lugar debe tenerse en cuenta que la presencia de tantas fases máficas en la misma roca sería un indicio de que no se han alcanzado condiciones de equilibrio(HUGHES, 1982, p 166), lo que también puede deducirse por la existencia de bordes de reacción y reemplazamientos observados en tales minerales.

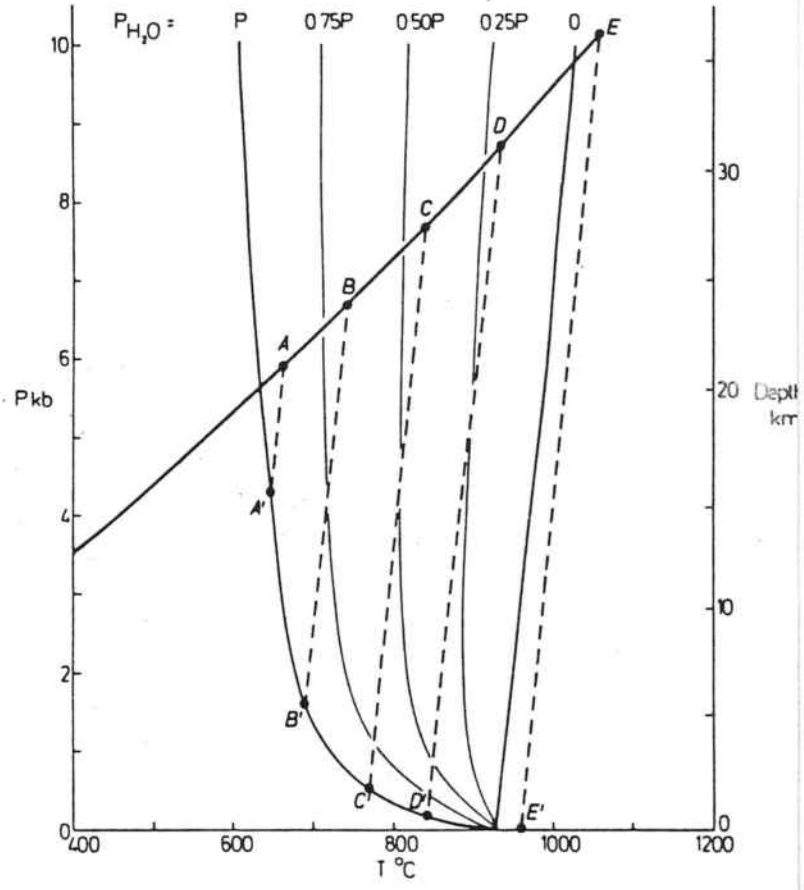
1^a Hipótesis.

Quizás el caso más simple, aunque parece poco probable (como se verá posteriormente al tratar de los gabroides) sería el que tiene como punto de partida un magma extremadamente subsaturado en agua (por ejemplo un caso intermedio entre los tipos I yII). En este caso las fases máficas primeramente formadas serían piroxenos (ver Figura 5-3b), los cuales al irse saturando el magma con la progresiva cristalización y ascenso en la corteza, podrían reemplazarse en parte por hornblenda y biotita, a la vez que estos minerales podrían cristalizar directamente a partir del magma en las últimas fases de la consolidación. En este caso no podemos establecer límites de estabilidad respecto a la presión ya que en condiciones de tal subsaturación en H_2O el piroxeno sería estable a todas las presiones.

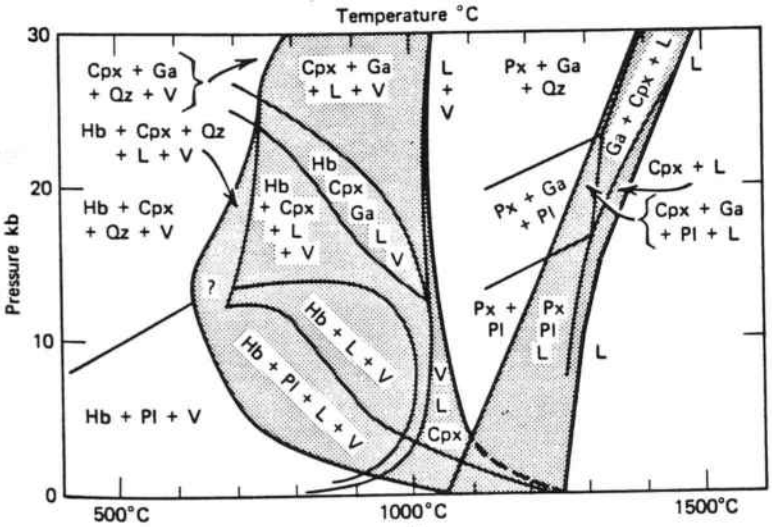

Pressure kb
Temperature °C
Solidus
Or
Bt
Pl
Hb
Qz
Cpx
L + V
Or + Qz + Bt + Pl + Hb + V
(a)
Or
Qz
Pl
Cpx
L
Or + Qz + Pl + Cpx
Solidus
(b)


Granite
Tonalite
Peridotite
Quartz Eclogite
Amphibole breakdown
Syenite
Granite
Tonalite
Gabbro
Pressure kb
Depth in Earth, km
Temperature °C

(c)


P H2O =
P
0·75P
0·50P
0·25P
0
E
D
C
B
A
A'
B'
C'
D'
E'
P kb
T °C
Depth km

(d)


Temperature °C
Pressure kb
Cpx + Ga + Qz + V
Cpx + Ga + L + V
L + V
Px + Ga + Qz
Ga + Cpx + L
L
Hb + Cpx + Qz + L + V
Hb + Cpx + Qz + V
Hb + Cpx + L + V
Hb Cpx Ga L V
Cpx + L
Px + Ga + Pl
Cpx + Ga + Pl + L
Px + Pl
Px Pl L
Hb + L + V
Hb + Pl + L + V
Hb + Pl + V
V L Cpx
500°C
1000°C
1500°C

(e)

Fig. 5-3

2ª Hipótesis.

Otra posibilidad es que hubiera suficiente agua al principio para transformar la totalidad del piroxeno en biotita y hornblenda (tipos II, III, y IV). En este caso, tal como puede verse en las Figuras 5-1 d y e, salvo a presiones muy bajas, habrían cristalizado biotita y hornblenda desde el principio. A presiones bajas (inferiores a 1.6 y a 2.5 Kb, en condiciones saturadas o subsaturadas, respectivamente) (es decir hasta 6 o 9 Km de profundidad), el clinopiroxeno prodría haber sido la primera fase en cristalizar.
Dado que estas rocas contienen biotita este campo de profundidades quedaría limitado entre 2.7 y 6 Km y entre 2.7 y 9 Km, respectivamente.
En estos casos, despues de la total cristalización, el clinopiroxeno sería un mineral relíctico que no habría conseguido reaccionar totalmente para formar hornblenda.
Por otro lado, en esas mismas condiciones de agua disponible, la presencia de hiperstena podría explicarse por la descomposición de la biotita previamente formada.
Si el nivel de emplazamiento hubiera rebasado el campo de estabilidad de la biotita (con una P inferior a 0.75 Kb) este mineral podría descomponerse según la reacción:

$$\text{Biotita} + \text{Cuarzo} = \text{Ortosa} + \text{Hiperstena} + H_2O$$

Esta reacción se da frecuentemente en rocas pelíticas en la facies de la corneana piroxénica (DEER et al, 1966).
Esta reacción permitiría explicar la presencia de los bordes de corrosión observados en la biotita de esta roca, así como su estrecha asociación con la hiperstena.
Otra indicación en el mismo sentido podría ser la observación de mirmequitas en asociación entre biotitas y plagioclasas, lo cual podría venir determinado por la expulsión de ortosa en la reacción mencionada.

Si realmente la hiperstena se ha formado como consecuencia de la reacción que se acaba de describir, la implicación más probable sería que el magma hubiera ascendido hasta niveles tan poco profundos como para que aún en condiciones de saturación de H_2O la biotita fuera inestable, es decir aproximadamente a menos de 2.75 Km de profundidad.
Dado que la supuesta reacción es incompleta, ya que la biotita persiste en gran parte, parece poco probable que el magma hubiera ascendido mucho más del nivel mencionado, con lo que esa profundidad (2.7 Km ≅ 0.75 Kb) podría considerarse como una posible aproximación a la de su emplazamiento.

Así pues, si consideramos como aceptable que el magma que dió origen a las dioritas tenía suficiente H_2O, por lo menos como para formar biotita y hornblenda (Tipo-II de ROBERTSON Y WYLLIE, 1971-Fig.5-1 d), la cristalización habría podido seguir una secuencia como la siguiente:
Entre 2.6 y 1 Kb podría haberse iniciado la cristalización del Clpx a temperaturas comprendidas entre 950 y 1100° C. Con el descenso progresivo de la T (entre 1000 y 850°C, según la cantidad de agua disponible) el clinopiroxeno empezaría a ser reemplazado por hornblenda. La T seguirá descendiendo hasta empezar a cristalizar la biotita, a una presión próxima a la de su límite de estabilidad (a unos 800°C). Un ligero ascenso hasta su emplazamiento definitivo, rebasaría dicho límite (por disminución de la presión), con lo cual la biotita iniciaría su deshidratación y corrosión con la subsiguiente cristalización de la hiperstena.

Por otra parte, los "gabroides" parecen sugerir conclusiones algo distintas de las que se acaban de exponer.
Como ya se ha descrito en el capítulo 3, las rocas máficas y ultramáficas del Montnegre presentan anfíboles como minerales máficos predominantes o exclusivos. En algunos afloramientos presentan clinopiroxenos, y las cortlandtitas contienen además, aunque como accesorio ortopiroxeno.

La microestructura subofítica que presentan dichos anfíboles en algunos casos (Tipo-gA, muestra A-93) y el contenido muy elevado de An de las plagioclasas (labradorita-bytownita), parecen indicar con bastante probabilidad que el anfíbol representa en gran parte un mineral primario (de cristalización magmática) (no obstante también de presentan frecuentemente anfíboles de tipo fibroso que reemplazan a piroxenos o a otros anfíboles, que deben haber cristalizado en condiciones subsólidus).

Igualmente en las cortlandtitas, las inclusiones de olivino en grandes anfíboles poiquilíticos (a veces zonados) parecen indicar una cristalización primaria de estos últimos.

Según el diagrama grabro-H_2O de la figura 5-3 e (WYLLIE, 1971, p202), la cristalización primaria del anfíbol en condiciones saturadas de H_2O en un magma gabroico,solo puede producirse a presiones superiores, aproximadamente, a 1 Kb, lo cual corresponde a una profundidad de unos 3.7 Km. Esta profundidad es algo superior a la obtenida en las consideraciones anteriores referentes a las cuarzodioritas.

Otro aspecto que llama la atención es que la cristalización debería haberse producido necesariamente en condiciones de saturación en H_2O.

Este hecho no parece anormal en las series plutónicas calcoalcalinas como lo demuestra la extendida distribución de acumulados anfibólicos atribuídos a esta causa, en otras áreas (p. ej. PITCHER & BERGER, 1972; PITCHER, 1978; MULLAN & BUSSELL,1977, etc).

El magma gabroico no estaría en principio necesariamente enriquecido en H_2O, sino que ésta se iría concentrando al ascender en la corteza y a medida que fuera en progreso su cristalización.

Este hecho, junto a la proximidad y a la posible relación genética de estas rocas con las dioritas, hace improbable el pensar que dichas dioritas pudieran representar magmas extraordinariamente secos como se había supuesto en la 1ª hipótesis.

Por el contrario, si tanto el magma gabroico como el cuarzodiorítico estaban saturados en agua en el nivel de su emplazamiento, entonces parece más probable el razonamiento de la 2ª hipótesis.
Sin embargo, en este caso existe la discrepancia relativa a la profundidad mínima del emplazamiento (entre 2.7 y 3.7 Km según las estimaciones de la estabilidad de la biotita y del anfíbol respectivamente).
Debe tenerse en cuenta, no obstante, que las curvas de estabilidad de los minerales considerados están obtenidas a partir de extrapolaciones importantes, y en caso de los anfíboles, por ejemplo, no existen datos experimentales de su límite de estabilidad determinados en el solidus (GILBERT et al, 1982). Por lo tanto, las estimaciones deducidas a partir de tales curvas, con respecto a la presión , pueden presentar variaciones dentro de un margen de error relativamente importante, aunque de todos modos parecen estar próximas a 1 Kb (GILBERT et al, 1982). Cabe destacar también, según el mismo autor, que el campo de estabilidad del anfíbol en magmas basálticos se expande con la disminución de la actividad de la SiO_2. (el % en SiO_2 de los gabroides del Montnegre está comprendido entre 47 y 49).

2). Condiciones de estabilidad de los minerales formados en la roca encajante durante el metamorfismo de contacto y en los enclaves.

Si se supone que todas las rocas actualmente aflorantes en el Macizo del Montnegre se emplazaron a un nivel similar en la corteza, se podría considerar la existencia de wollastonita en la aureola de contacto para hacer una estimación aproximada de las temperaturas alcanzadas por los magmas en el lugar de su emplazamiento. JAEGER, 1957 (en WINKLER, 1978) concluye que la temperatura de la roca encajante en el contacto inmediato a una intrusión (T_{ct}) es aproximadamente el 60% de la temperatura de la intrusión (T_i) más la temperatura de roca antes de la intrusión (T_r): $T_{ct} = 60\% \, T_i + T_r$.
Con lo que si se puede determinar la T en el contacto se podrá saber con cierta aproximación la T de la intrusión:

$$T_i = (T_{ct} - T_r) \, 100 \, / \, 60.$$

Si se considera un gradiente geotérmico hipotético anterior a la intrusión de 25 °C/Km (siguiendo al mismo autor), entonces T_r sería de unos 68°C a 0.75 Kb, y de unos 92°C a 1 Kb.

Por otra parte la T de formación de la wollastonita en intrusiones poco profundas (según WINKLER, 1978) se forma probablemente a una X_{CO_2} bastante alta, a cualquier presión, seguramente solo a unos 20-30°C por debajo de las condiciones de equilibrio correspondientes a $X_{CO_2} = 1$.

Por tanto según la Fig 5-2(WINKLER,1978, p.138) a una presión de 0.75 Kb la T de formación de la wollastonita sería de unos 635°C lo que implicaría una temperatura en la intrusión de un mínimo de:

(a 0.75 Kb): (635-68)100/60 = 945°C.

(a 1 Kb) : (650-92)100/60 = 930°C.

Estos datos están basados en estimaciones probables, pero las condiciones posibles son mucho más amplias dado que de hecho todas las variables utilizadas son inseguras.

Como comparación con áreas colindantes (Tibidabo, VAQUER, 1972; y Montseny, VILADEVALL, 1975) tenemos los siguientes datos relativos a las condiciones del metamorfismo de contacto:

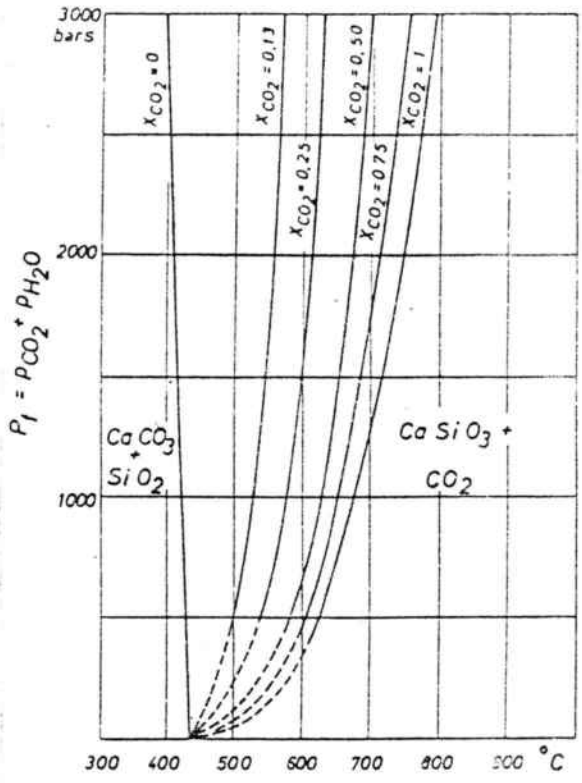
Tibidabo: 0.7 Kb y 560° C, lo que siguiendo el método anterior nos daría una T_i = 825°C.

Montseny: 2Kb y 580°C lo que nos daria (a 0.7 Kb) una T_i = 855°C.

La estimación de la T máxima en el Tibidabo se basa en la no observación de la reacción Moscovita+cuarzo= Feld-K + Al_2SiO_5.

En el Montseny la estimación de la T máxima está basada en la reacción de formación de wollastonita, asumiendo una baja X_{CO_2} debido a una probable dilución del CO_2 de la fase gaseosa por H_2O procedente del magma.

Así pues parece probable que las temperaturas de la intrusión de los granitoides en el lugar de su emplazamiento definitivo debieron estar comprendidas entre 825 y 930°C. (La wollastonita se ha hallado en el Macizo del Montnegre en asociación con diópsido y grosularia junto al contacto de las tonalitas de Calella-Pineda con las rocas calcáreas silúrico-devónicas de la cantera de Pineda).



b). Sillimanita.- La existencia de un enclave rico en sillimanita en las granodioritas (M-862) nos marca un mínimo en la temperatura alcanzada por el magma que a una presión de aproximadamente 1Kb es de unos 650°C (WINKLER, 1978).

c). Corindón-espinela.- En el Macizo del Montnegre la asociación de corindón y espinela verde (hercinita ?) se encuentra frecuentemente en enclaves de tipo micáceo (Emet) englobados en las tonalitas del tipo-H (tonalitas de Sant Mateu. (ver fotos

La asociación de corindón y espinela verde es relativamente frecuente en xenolitos ricos en aluminio que han sido sometidos a temperaturas elevadas (como por ejemplo xenolitos en noritas y basaltos; DEER et al 1966). Asimismo dichos minerales son frecuentes en los enclaves micáceos (surmicacées) derivados de anatexia inducida de corneanas alumínicas englobadas en granitoides (DIDIER, 1973). Según este autor dichos enclaves habrían alcanzado la facies de las corneanas piroxénicas, pudiendo producirse la siguiente reacción:

Biotita + andalucita = ortoclasa + cordierita + corindón + hercinita + H_2O.

$$K_2MgFe_3Al(Al_3Si_5O_{20})(OH)_4 + 6Al_2SiO_5 = 2KAlSi_3O_8 + Al_3Mg_2(Si_5AlO_{18}) + 2Al_2O_3 + FeAl_2O_4 + 2H_2O.$$

Esta asociación de corindón-espinela es típica también de rocas pelíticas en la facies sanidinita producidas por pirometamorfismo en contacto con rocas gabroicas (MIYASHIRO, 1973).
Así pues esta asociación se halla en rocas metamórficas formadas a baja presión (facies corneánicas) en un intérvalo de temperatura bastante amplio de aproximadamente entre 650 y 1000°C.

d). Vesubianita.- Este mineral se halla en el Macizo del Montnegre en rocas con un importante metamorfismo de contacto (y/o Skarns) en los alrededores de la Mina de Can Montsant (Orsavinyà). Se halla asociada con granatitas, diopsiditas, y mármoles con hornblenda.
La vesubianita se halla frecuentemente en asociación con diópsido, grosularia y wollastonita en las zonas más internas de las aureolas de metamorfismo de contacto (MIYASHIRO,1966), por lo que en esta asociación debe tener un significado similar al de la wollastonita respecto a las temperaturas. Sin embargo, como hace notar WINKLER, 1978, este mineral puede presentar un amplio intérvalo de temperaturas de formación durante el metamorfismo, por lo que su significación real es bastante ambigua.

3). Temperaturas mínimas deducidas de los diagramas de fases de las rocas ígneas.

En la Figura 5-2 a (WYLLIE, 1971) se pueden ver las temperaturas magmáticas mínimas posibles (solidus) de diversos tipos de rocas plutónicas en condiciones de saturación en agua.
Se observa, como a bajas presiones las curvas solidus, tanto del granito, como de la tonalita o del gabro, tienen pendientes fuertemente negativas, lo que condiciona que su temperatura se incremente muy rápidamente a presiones inferiores a 4 Kb.

Dado que, salvo en los sistemas totalmente secos el solidus es independiente de la cantidad de agua disponible (ver Figs. 5-1 a, WYLLIE,1977; y Fig. 5-1-b, WYLLIE, 1971, correspondientes a los sistemas granito-H_2O y granodiorita-H_2O respectivamente), si se tiene una estimación aproximada de la presión de confinamiento puede deducirse aproximadamente la temperatura mínima del magma en el lugar de su emplazamiento. Si tomamos como valor medio probable el intérvalo de presiones comprendido entre 0.75 y 1 Kb (estimado en apartados anteriores), las temperaturas mínimas posibles en el momento de su cristalización total serían (figs. 5-3 a y 5-1 d):

	0.75 Kb	1 Kb
Granitos	735°C	720°C
Granodioritas	760°C	730°C
Tonalitas	795°C	780°C
Bojitas	965°C	940°C

Las temperaturas correspondientes del líquidus (a 1 Kb) podría variar en las granodioritas entre 980°C (en condiciones saturadas, fig 5-1 d, ROBERTSON Y WYLLIE, 1971, tipoIV) y aproximadamente 1090°C (fig 5-1 e) en condiciones de fuerte subsaturación (tipo-II).
En la figura 5-1 c, puede verse que la variación de la T del líquidus, así como las de cambio de fase de los distintos minerales, no varía mucho en el intérvalo de composiciones intermedias (granodioritas, tonalitas, cuarzodioritas) aunque desciende apreciablemente en los tipos leucograníticos (en condiciones de exceso de H_2O).

Si se considera aceptable que la temperatura de los cuerpos plutónicos puede haber sido similar a la temperatura de las rocas filonianas de composición equivalente, observando los fenocristales de estas últimas rocas se pueden establecer algunas limitaciones adicionales.

Quizás el argumento principal derive del hecho de la existencia de inclusiones de biotita en los núcleos de las grandes plagioclasas zonadas de las granodioritas y tonalitas, presumiblemente formados en estadios precoces de la cristalización.

En los pórfidos granodioríticos y tonalíticos se observan fenocristales de cuarzo corroído, de biotita (generalmente también algo corroídos), de plagioclasa (algunas veces con corrosión), y de hornblenda.

Al igual que en sus equivalentes plutónicos, se encuentran frecuentes inclusiones de biotita en los fenocristales de plagioclasa, lo que sugiere una cristalización precoz de la biotita (los fenocristales de biotita también incluyen frecuentemente cristales de plagioclasa).

Esta cristalización precoz de la biotita prácticamente nos excluye la posibilidad de magmas muy pobres en agua cuando se formaron dichos fenocristales, anteriormente a su emplazamiento definitivo. Si se observa la fig. 5-1 e puede verse que en esas condiciones (tipo II) la biotita representaría el último mineral en cristalizar, lo que se halla en contradicción con los datos petrográficos. En condiciones de saturación de agua en cambio, es posible la cristalización temprana de la biotita como fenocristales en un amplio margen de presiones.

En cualquier caso sin embargo, la cristalización temprana de la biotita nos marca un límite en la temperatura del magma durante su emplazamiento inferior a 900°C.

Debido a que la curva de la biotita tiene pendiente positiva (independientemente del contenido en agua), al disminuir la presión durante el emplazamiento podrían volver a disolverse en el magma los fenocristales ya formados, aún con la temperatura en progresivo descenso.

Por otro lado la existencia de fenocristales de cuarzo con corrosiones resulta más difícil de explicar sin ambigüedades. Desde luego implica que su cristalización se produjo en condiciones de no saturación en H_2O, ya ya que en tales condiciones sería de las últimas fases en cristalizar. No obstante como se ha

visto en el caso de la biotita, es prácticamente imposible que ésta cristalizara en condiciones muy "secas".

Parece probable que el contenido en agua de los magmas estuviera próximo a la saturación pero que ésta no fuera alcanzada (por lo menos hasta muy avanzada la cristalización, o tuviera variaciones periódicas),(la curva del cuarzo se ve extraordinariamente afectada por pequeñas variaciones en el contenido en agua, ver figs 5-1 d y e).

De todos modos parece necesario para explicar la precipitación y las resorcionesdel cuarzo el recurrir a pérdidas bruscas de la cantidad de agua en el magma, debidas a fugas rápidas de las fases volátiles, seguidas de aumentos posteriores de la misma. (Estas variaciones podrían darse durante el emplazamiento por aberturas y cierres de fisuras).

Así pues, parece necesario aceptar que las temperaturas máximas en el nivel de emplazamiento de las granodioritas y tonalitas, no debió superar seguramente los 850-875°C, datos muy acordes con los deducidos de los estudios del metamorfismo de contacto en el Tibidabo (VAQUER, 1972) y en el Montseny (VILADEVALL, 1975).

5.3. EVOLUCION DE LOS MAGMAS.

La proyección en el diagrama Q-Or-Ab de las composiciones normativas de los granitoides del Macizo del Montnegre puede verse en la Fig. 5.4 . En ella se observa que todos los puntos correspondientes a las rocas de composición comprendida entre leucogranitos y tonalitas, se sitúan en posiciones muy próximas a las composiciones de fundidos mínimos del sistema Q-Or-Ab-H_2O, en particular a los mínimos correspondientes a 2, 1, y 0.5 Kb de H_2O (M, M', y M", respectivamente) (datos de TUTTLE Y BOWEN, 1958).

En la figura se han representado también dos isotermas correspondientes al líquidus a la presión de 2 Kb de H_2O para dar una idea aproximada de la forma de dicha superficie.

Como puede verse, la proyección de las rocas de composición diorírica a ga-

brodiorítica se alejan rápidamente de la zona central del triángulo, aunque se sitúan en el "valle térmico" que baja desde el mínimo binario Or-Ab hasta la línea cotéctica.

El significado petrogenético de este triángulo es limitado, confirmando únicamente el claro carácter magmático de las rocas estudiadas, ya que se sitúan coincidentemente con las composiciones de menor punto de fusión, que son las que deben esperarse de procesos que impliquen anatexia selectiva o intensa cristalización fraccionada.

Sin embargo, propiamente, en este triángulo solo tienen significado cuantitativo las composiciones en las que no interviene el componente $CaAl_2Si_2O_8$ (An), es decir, en composiciones de rocas que contengan únicamente cuarzo y feldespato alcalino.

Las rocas más próximas a esa composición en el macizo del Montnegre son los leucogranitos (Tipo-M: Céllecs-Burriac-Corredor) que proyectados en el diagrama se sitúan en la línea cotéctica próximos al mínimo correspondiente de 0.5 Kb de H_2O. Asimismo los granitos leucocráticos del Montnegre (Tipo-Gb), se sitúan próximos al mínimo de 1 Kb de H_2O. (Fig. 5-5).

Hay que tener en cuenta, sin embargo, que a pesar de que estos leucogranitos son pobres en An, ésta debe tenerse en consideración pues representa entre un 6.1 y 6.7 % del total de los componentes Q+Or+Ab+An.

Si se tiene en cuenta el componente An, las composiciones de las rocas se hallarán en el espacio interno de un tetraedro de vértices An-Q-Ab-Or, en el cual se hallan 3 superficies cotécticas que se intersectan en una línea cotéctica en la que coexisten en equilibrio: líquido + plagioclasa + cuarzo + + cuarzo + feldespato alcalino + vapor, la cual acaba en el mínimo cotéctico (o punto eutéctico a determinadas presiones) Q-Ab-Or, para composiciones con An = 0 (WINKLER, 1978).

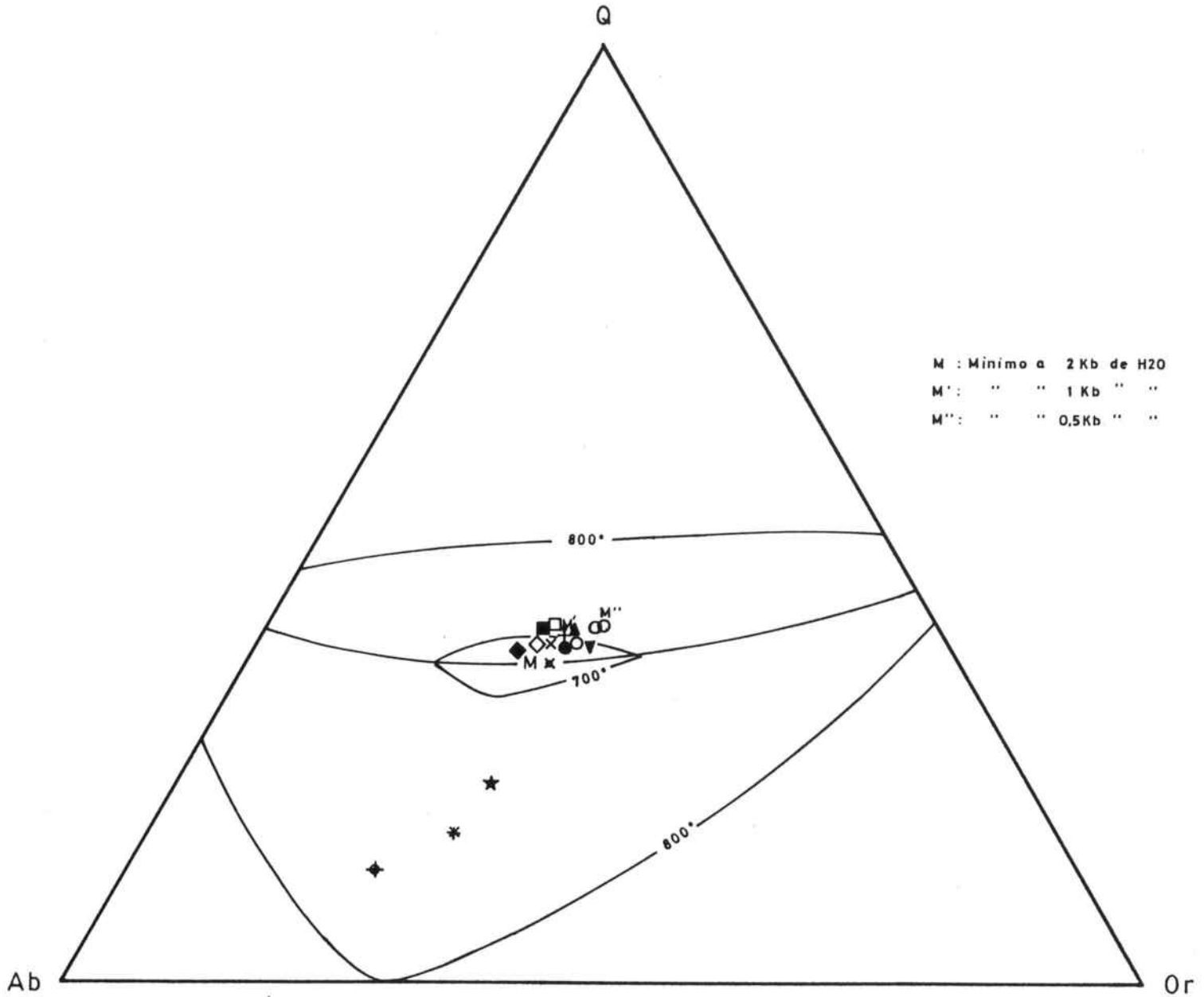

Q
Ab
Or
M : Minimo a 2 Kb de H2O
M' : " " 1 Kb " "
M'' : " " 0,5Kb " "
800°
700°
600°
M
M'
M''
TUTTLE Y BOWEN, 1958

Fig. 5-4

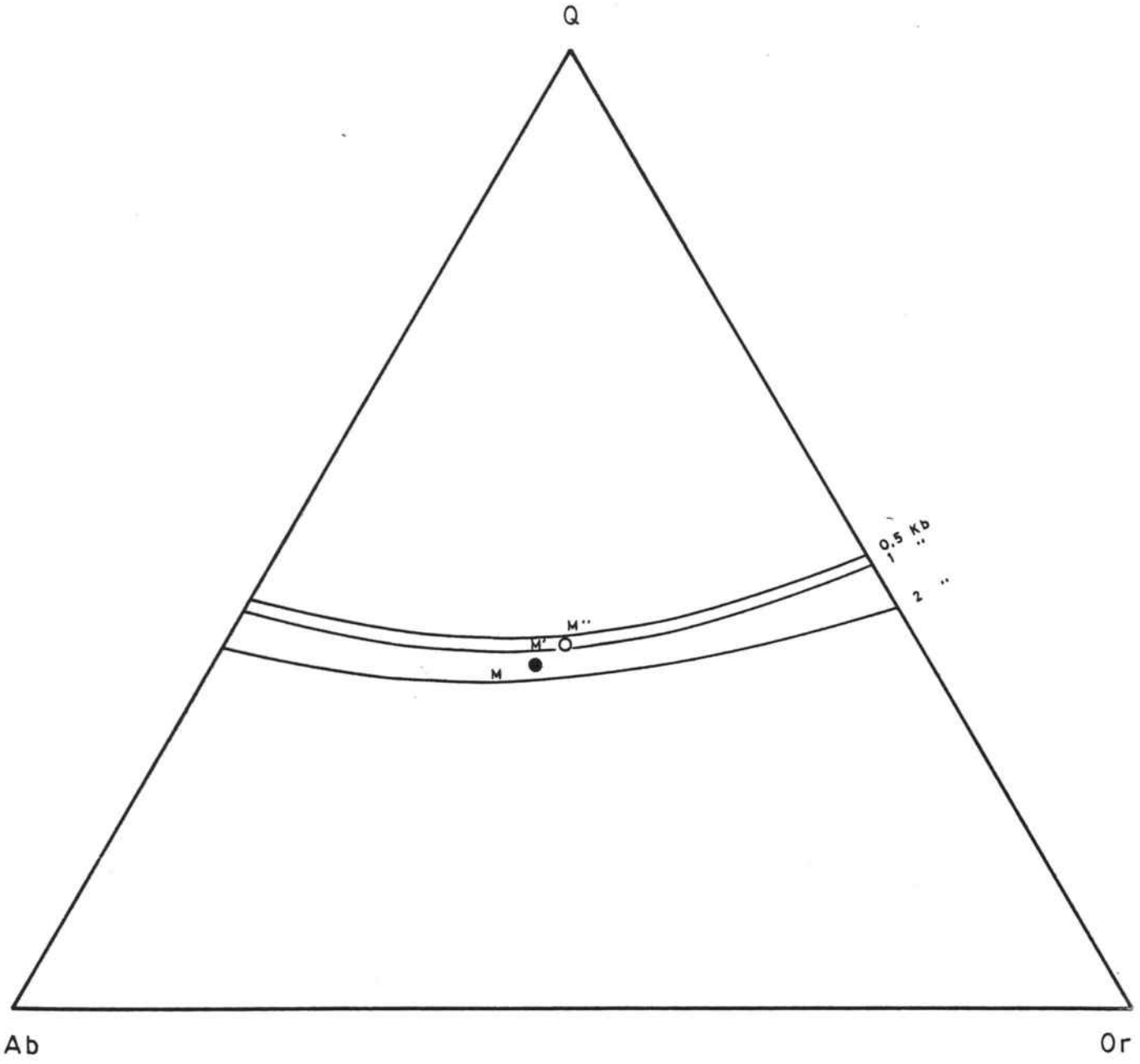


Fig. 5-5

Para consideraciones petrogenéticas, el tetraedro se proyecta habitualmente sobre el plano Q-Ab-Or, a través de haces de rectas radiales que parten del vértice An.

Mediante este procedimiento puede visualizarse con facilidad la variación de las líneas cotécticas a diversas presiones de H_2O. En la Fig 5-6 se proyectan los granitoides del Macizo del Montnegre junto a una serie de líneas cotécticas del sistema An-Q-Ab-Or-H_2O correspondientes a 2, 4 y 7 Kb de presión de H_2O, siendo $P_{H_2O} = P_{Total}$.

En ella se observa claramente como las rocas de composicion granítica s.s. se proyectan casi exactamente sobre la línea cotéctica de 4 Kb de H_2O, coincidiendo también casi exactamente su contenido en An correspondiente como puede verse en el tetraedro An-Q-Ab-Or de la Fig 5-7.

En dicha figura se ve también cómo las composiciones de los demás granitoides (que ya no corresponden a "fundidos mínimos") salen enseguida de la línea cotéctica, e incluso de la superficie cotéctica plag+Q+liq+vapor, para situarse en el volumen primario de la plagioclasa (plag+liq+vapor) de temperaturas de fusión mucho más altas.

Debe advertirse que el tetraedro corresponde a P_{H_2O}= 5 Kb, que se ha puesto de referencia por ser el de mayor similitud al de 4 Kb de que se ha podido disponer. No obstante, según WINKLER, 1978, dado que las superficies cotécticas varían muy poco dentro del rango de presiones comprendido entre 3 y 10 Kb, para consideraciones petrogenéticas en las que solo interesen las composiciones y no las temperaturas exactas, puede utilizarse el diagrama correspondiente a 5 Kb.

La proyección de las muestras de los tipos petrográficos del Macizo del Montnegre en el tetraedro An-Q-Ab-Or muestra la existencia de 2 secuencias de cristalización distintas, correspondientes a las rocas del Sector-N y del Sector-S del Montnegre, las cuales nos definen dos superunidades distintas.

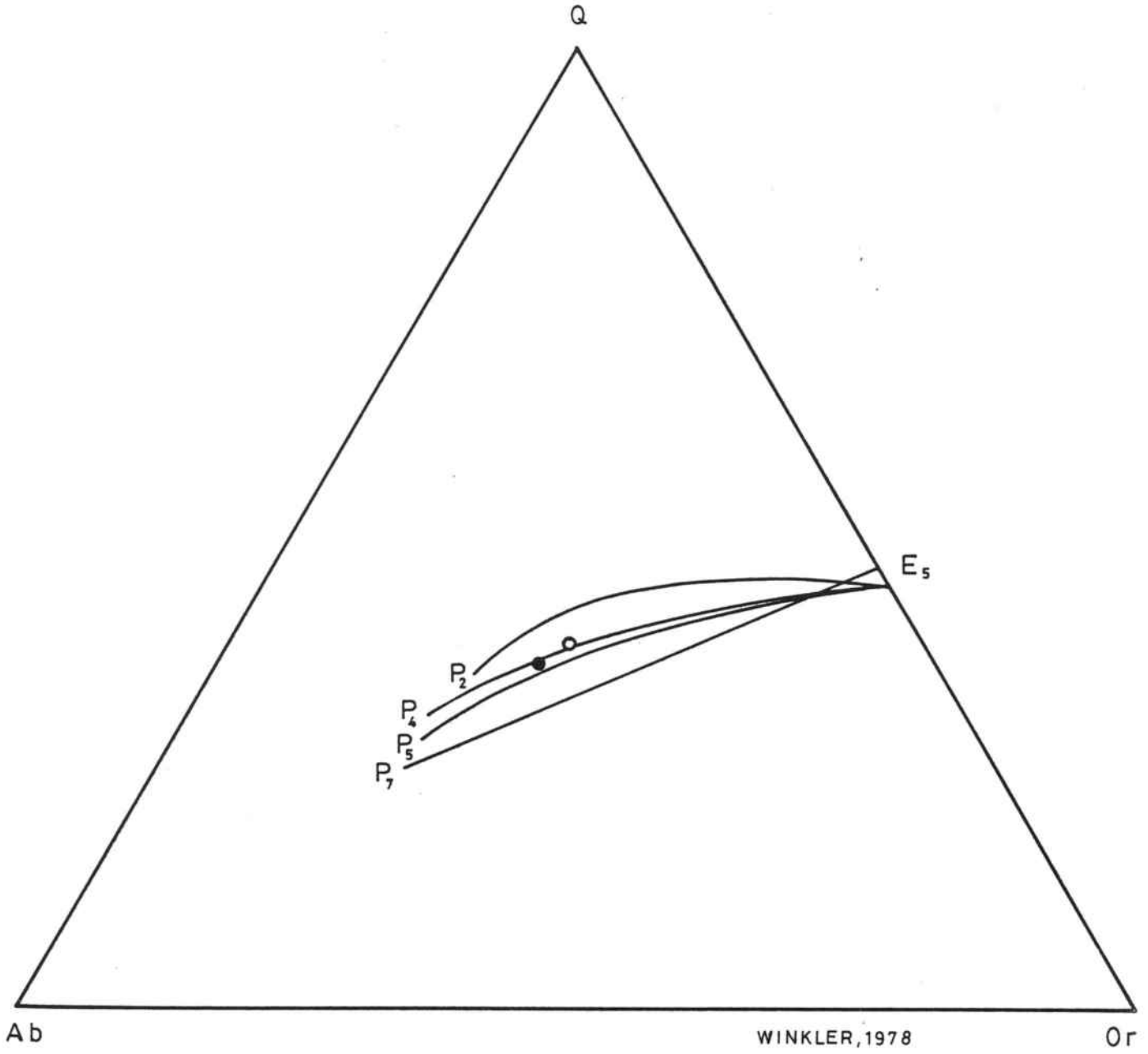


Fig. 5-6

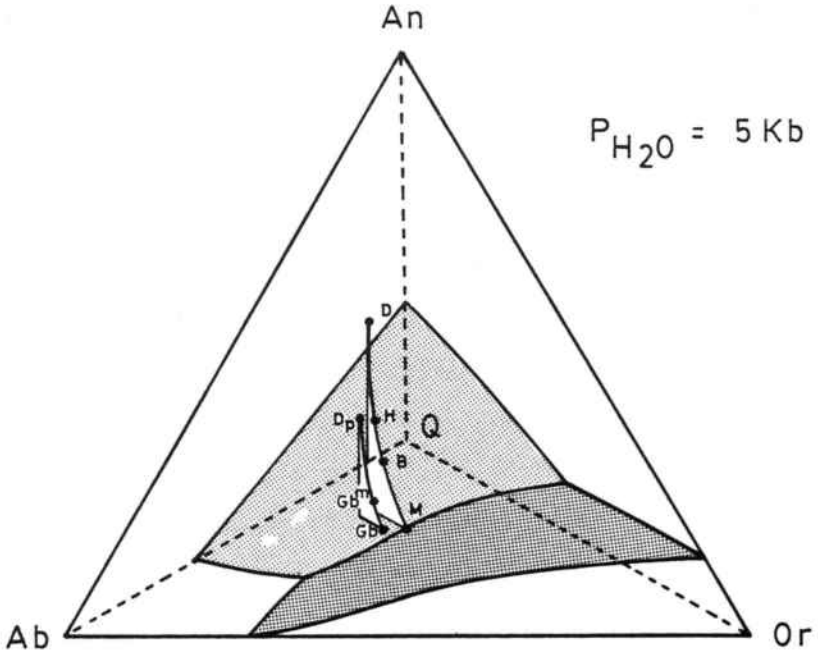


Fig. 5-7

Estas superunidades pueden representar lo que ATHERTON et al (1979) consideran el el Batolito del Perú como asociaciones de rocas ígneas consanguíneas, es decir, derivadas por la evolución de una masa magmática inicial (p. ej. también PRESNALL & BATEMAN, 1973). Estas dos "superunidades" (o subgrupos, o subunidades, en el M. del Montnegre) se ponen igualmente de manifiesto en las figuras 4-15 a la 4-18.

Los granitos y leucogranitos de ambas series convergen en la línea cotéctica a 4 Kb de H_2O ($P_{H_2O}=P_{Total}$), pero como se ha dicho anteriormente los otros términos salen enseguida incluso de la superfice cotéctica. Este último hecho podría deberse, primero a que no se trata de una cristalización en equilibrio (dado que estamos considerando una cristalización fraccionada), y segundo, que puede haberse dado una cristalización contínua durante el ascenso del magma, en cuyo caso, los términos de la secuencia magmática podrían situarse sobre las superficies cotécticas correspondientes a cada presión. (el volumen del tetraedro correspondiente al Cuarzo, limitado por la superficie Q+pl+liq+v disminuye al disminuir la presión).
Por tanto el resultado puede ser compatible con 2 procesos de cristalización fraccionada evolucionando paralelamente en magmas con distinto origen, progresivamente a menor presión (con la consiguiente disminución,con la caída de presión,del contenido en An en el líquido de la superficie cotéctica que limita el volumen del cuarzo y el de la plagioclasa)(WINKLER, 1978,pp309 y 310).

La cristalización fraccionada terminaría con la producción de los fundidos mínimos correspondientes a la presión aproximada de 4Kb de H_2O. ($P_{H2O}=P_{Total}$).

Todas las consideraciones realizadas hasta aquí se refieren al caso hipotético de que se mantuvieran las condiciones de saturación de H_2O en la fase fundida silicatada, lo cual, tal como se ha visto en los apartados anteriores y como se verá más adelante, parece bastante improbable.

Aunque las relaciones de fase del diagrama Q-Ab-Or-An-H20 no son bien conocidas a todas las presiones existentes en la Corteza, ni a contenidos variables de H_2O, y aunque la presión y el contenido en H_2O influyen en las relaciones de fase, estos cambios no parecen afectar significativamente las interpretaciones semicuantitativas referentes a la fusión y cristalización de composiciones graníticas, bajo condiciones secas y subsaturadas en H_2O, a las presiones indicadas (PRESNALL & BATEMAN, 1973).
Por tanto el razonamiento anterior puede considerarse válido también en condiciones de subsaturación en agua.

Una de las razones pra pensar que los magmas que dieron origen a los granitoides de Montnegre estaban inicialmente subsaturados en agua, es el nivel próximo a la superficie terrestre alcanzado.
La intrusión de magmas graníticos en niveles próximos a la superficie indica claramente su carácter subsaturado, en profundidad (CANN, 1970),(a no ser que hayan sido recalentados por la mezcla con magmas básicos o por otra causa) ya que de otro modo los magmas no podrían ascender mucho desde su lugar de origen sin cristalizar totalmente (pendiente negativa del sólidus en exceso de H_2O; ver fig.5-3 d, CANN, 1970), como es el caso normal de los granitoides autóctonos o paraautóctonos formados por anatexia húmeda.
Como ejemplo en el área próxima de los Pirineos Orientales puede considerarse el caso de los granitos en macizos intermedios anatécticos, y los pegmatoides perianatécticos, descritos por AUTRAN et al (1970).

Sin embargo conviene tener en cuenta que la solubilidad del H_2O en los fundidos silicatados disminuye al disminuir la presión, y por tanto, líquidos que en profundidad pueden estar muy subsaturados en H_2O, al ascender durante su emplazamiento se irán aproximando al punto de saturación, sin necesidad de variar su contenido total de H_2O.

De este modo, es probable que aún con un escaso contenido en H_2O (% en peso de H_2O) puedan llegar a estar saturados cuando alcanzan su nivel de emplazamiento, o incluso antes).

Así pues, resumiendo, los leucogranitos del Macizo del Montnegre podrían haberse originado, según una 1ª hipótesis, por diferenciación fraccionada de un magma más básico subsaturado en agua, terminando la diferenciación a unos"4 Kb", alcanzando la composición de fundido mínimo a esa presión. A continuación ese líquido se segregaría en gran parte de las fases sólidas precipitadas iniciando un ascenso en condiciones subsaturadas, cristalizando y saturándose progresivamente hasta su emplazamiento definitivo.

Debe tenerse muy en cuenta que la presión de 4 Kb es solo indicativa y de hecho representa un mínimo posible, ya que no se dispone de datos suficientes para ver la variación de la posición de la línea cotéctica en el sistema An-Q-Ab-Or-H_2O en condiciones de subsaturación. No obstante, si se compara con lo que ocurre en el sistema Q-Or-Ab en condiciones de exceso de agua y en seco (WILLIE, 1977) se ve que a la misma presión, en condiciones anhidras, el minimo ternario P se desplaza hacia el Q (y con él la línea cotéctica P-E_5 del sistema An-Q-Ab-Or). Esta migración de la línea P-E_5 hacia el vértice del cuarzo en condiciones anhidras (y en menor cuantía en condiciones subsaturadas) situaría las composiciones de los leucogranitos de Montnegre sobre alguna línea cotéctica (P-E_5) correspondiente a una presión total mayor de 4 Kb, y por tanto la diferenciación podría haberse realizado aún a mayor profundidad.

Por supuesto, una 2ª hipótesis que explicara la posición en el tetraedro de los leucogranitos podría ser simplemente mediante una anatexia húmeda a unos 4 Kb y próxima a la temperatura mínima de fusión en esas condiciones, lo que nos originaría un fundido sobre la línea cotéctica P-E_5 (WINKLER,1978). Sin embargo, como ya se ha visto, se requeriría un aporte adicional de calor para su ascenso. Además las composiciones más básicas se irían produciendo con posterioridad a medida que progresara la anatexia, lo cual está en desacuerdo con el orden de emplazamiento observado.

5.4. ORIGEN DE LOS MAGMAS.

Los granitoides del Macizo del Montnegre no pueden considerarse aislados del conjunto de las rocas plutónicas de la Cordillera Herciniana de la que forman parte.

Sobre el origen de las rocas plutónicas hercinianas existen ungran número de trabajos realizados que plantean las distintas posibilidades genéticas y las limitaciones que se deducen en cada área de trabajo estudiada.

Está bien establecido que en la Cordillera Herciniana existen varios grupos de granitoides que se diferencian, no solo por el quimismo, sino también por su relación temporal respecto a las fases deformativas de la Orogenia.
Con respecto a su relación con la deformación se suelen distinguir los granitoides "sintectónicos" emplazados durante,o entre, fases de deformación, y los"tardi" o "postectónicos" intruídos posteriormente a las fases principales de deformación.

En el Macizo Ibérico, por ejemplo (FLOOR, 1970; CAPDEVILA & FLOOR, 1970; CAPDEVILA et al, 1973; CORRETGE, 1983; GIL IBARGUCHI et al, 1983; etc), las rocas plutónicas sintectónicas son predomonantemente de tipo ácido y peralumínicas, y son consideradas de origen anatéctico mesocrustal, relacionadas estrechamente con el metamorfismo regional, y pertenecientes al tipo-S de WHITE & CHAPPELL(1977) (la denominada "Serie Alcalina").

Además de esta serie existen intrusiones emplazadas durante el metamorfismo regional pero con las características del tipo-I (GIL IBARGUCHI et al, 1983). Son las denominadas "granodioritas calcoalcalinas precoces".

Finalmente las rocas plutónicas tardi a postectónicas ("Serie Calcoalcalina Tardía") se consideran del tipo-I o híbridas, y al igual que las granodioritas precoces se les atribuye un origen basi o infracortical.

De modo análogo, en los Pirineos, AUTRAN et al (1970) reconocen la existencia de dos asociaciones principales de granitoides: los "granitoides en macizos inferiores", generalmente leucograníticos y de dos micas, de origen fundamentalmente anatéctico(VITRAC et al, 1975) y ligados al metamorfismo regional; y los "granitoides en macizos superiores", calcoalcalinos, emplazados en la epizona posteriormente a las principales fases de deformación, y con un origen mixto, mantélico-cortical (VITRAC et al 1975).

Así pues, estos dos tipos de granitoides pueden asimilarse "grosso modo" con los de la serie alcalina y calcoalcalina del Macizo Ibérico.

En el dominio de las Cordilleras Costeras Catalanas, en las que se integra el Macizo del Montnegre, existe una gran extensión de afloramientos de granitoides, en relación a la extensión total de los materiales paleozoicos. En su gran mayoría son tardi o postectónicos (en el sentido anteriormente citado) emplazándose principalmente en niveles epizonales (VAN DER SIJP,1951; VAQUER, 1972; VILADEVALL, 1975), y de características calcoalcalinas. En las áreas de metamorfismo regional más intenso (Guilleries, p. Ej.) se hallan pequeños cuerpos leucograníticos,con moscovita, foliados, y según VAN DER SIJP (1951) sintectónicos tardíos. Estos leucogranitos podrían representar, aunque a una escala casi insignificante, a los granitoides de la serie alcalina del M.Ibérico o a los granitos en macizos intermedios de los Pirineos. Con respecto al origen de los granitoides de los Catalánides, VILADEVALL (1975) en su estudio de los granitoides del Montseny, considera probable un origen por anatexia seca de la base de la Corteza.

En resumen pues, y dejando aparte el origen por anatexia húmeda mesocortical generalmente aceptada para los leucogranitos "sintectónicos", la génesis de los magmas calcoalcalinos tardíos hercinianos ha sido objeto de numerosas hipótesis.

Se pueden considerar las siguientes posibilidades:

1) Origen por anatexia de la Corteza.
2) Origen mixto por hibridación entre magmas anatécticos corticales y magmas derivados del Manto.
3) Origen puramente mantélico, evolucionado a través de una cristalización fraccionada.

1) Anatexia Cortical

a) Por metamorfismo regional.-

Este modelo, como ya se ha mencionado, explica bien la formación de granitoides leucocráticos ligados al metamorfismo regional y a migmatitas.
En estas condiciones es posible producir magmas ácidos por anatexia húmeda a partir de materiales corticales s.s., es decir, a partir de esquistos, metagrauvacas, gneises, etc, condiciones que se dan entre la facies de la anfibolita y de granulita.
Esta anatexia mesocortical depende decisivamente del H_2O aportado por las reacciones metamórficas, y cesa practicamente por completo a niveles corticales inferiores, donde existe déficit de H_2O.
Los magmas producidos por anatexia en saturación de agua están limitados en su posibilidad de ascenso, y por ello generalmente son autóctonos o paraautóctonos.
La composición de los fundidos no puede alejarse mucho del mínimo granítico, y por ello los magmas con este origen y con composiciones granodioríticas o tonalíticas deben haber consistido en una suspensión de abundantes cristales restíticos impregnada en un fundido de composición leucogranítica (WYLLIE; 1977).
Este modelo no permite pues explicar el fuerte ascenso hasta niveles epizonales de los granitoides del Macizo del Montnegre.

b) Anatexia inducida.-

La posibilidad de formar fundidos en la corteza en condiciones de subsaturación en agua, es tanto más difícil cuanto más seco sea el entorno, por las altas temperaturas requeridas.

Un granito con 2% de H_2O, por ejemplo, necesita una temperatura comprendida entre 950 y 1000ºC para su fusión total (entre 20 y 40 Km de profundidad), llegando a ser de 1000 a 1200ºC en condiciones secas (WYLLIE, 1971).

Líquidos de composición tonalítica o dicrítica con un 2% de H_2O requerirían igualmente temperaturas superiores a 1100ºC, por lo que WYLLIE,(1977) concluye que estos magmas no pueden generarse en la corteza continental bajo las condiciones de un metamorfismo regional normal.

No obstante sería posible formar tales magmas por anatexia inducida a partir de magmas muy calientes procedentes del manto, o de la fusión parcial de una corteza oceánica en subducción (WYLLIE, 1984;.PRESNALL & BATEMAN, 1973).

2) Origen Mixto.

El origen híbrido entre magmas mantélicos y anatécticos continentales es una hipótesis mantenida frecuentemente para el origen de los granitoides calcalcalinos hercinianos (Macizo Ibérico, Pirineos, Macizo Central, Corcega,etc). Consiste en la mezcla en proporciones variables de magma anatéctico con magmas del manto (ya más o menos diferenciados) los cuales generalmente son los causantes de la fusión en la base de la corteza. Estos magmas híbridos, posteriormente pueden sufrir una cristalización fraccionada.

3) Origen mantélico.

Este origen, aunque posible (magmas andesíticos procedentes de la cuña del Manto sobre la zona de Benioff) no parece probable para los granitos hercinianos, y ni siquiera (como factor único) para la mayoría de los magmas calcoalcalinos de los bordes convergentes de tipo-Andino.

Los datos geoquímicos actuales de los granitoides de los Catalánides son insuficientes para poder precisar los materiales fuente de los magmas que los originaron.

Los datos analíticos expuestos en el capítulo de geoquímica apuntan hacia una serie calcoalcalina típica, en principio compatible tanto con las series plutónicas como volcánicas de los bordes continentales activos (tipo-Andino) relacionados con zonas de subducción.

Esta posibilidad, sin embargo, no concuerda con las interpretaciones obtenidas en áreas graníticas hercinianas próximas.
Por ejemplo, en el Batolito de la Maladeta, VITRAC et al (1980) concluyen que la interpretación más aceptable implica fusión a diferentes niveles de la corteza continental, a partir de materiales heterogéneos, en parte sedimentarios y en parte volcánicos o plutónicos (estos últimos derivados en última instancia del Manto). Esta fusión se habría producido por un importante aumento en el grosor de la Corteza sin necesidad de aportes de calor por magmas mantélicos coetáneos.

En la mayoría de los trabajos referentes al Macizo Hespérico (CORRETGE, 1984, etc) asumen como más probable la mezcla de material cortical y mantélico pero no lo relacionan con posibles zonas de subducción salvo en el caso de las rocas plutónicas híbridas del S de la Península Ibérica (BARD, 1971, en CAPDEVILA et al , 1973).

En Córcega (COCHERIE, et al, 1984), otra zona que, junto a Cerdeña puede considerarse muy próxima a los Catalánides durante el Hercínico, estos autores hallan dos series plutónicas en estrecha asociación espacial y temporal:
Una de ellas, la que incluye las rocas básicas y ultrabásicas, constituye una serie calcoalcalina que ha evolucionado por cristalización fraccionada, partiendo de la fusión parcial de un manto heterogéneo, o de un fundido mantélico algo contaminado en la corteza.

La serie que incluye las granodioritas y monzogranitos, en cambio, está probablemente derivada de la mezcla entre tipos de la serie básica y fundidos monzograníticos.

Estas conclusiones referentes a granitoides hercinianos de otras áreas, en particular las del Batolito de Córcega acabadas de mencionar, no están necesariamente en contradicción con la existencia de una zona de subducción, ya que los magmas producidos en esas zonas (en los bordes continentales activos o en arcos isla) incluyen muy probablemente una proporción importante de material anatéctico cortical (BROWN, 1982; WYLIIE, 1984; etc).

Así pues, los modelos de generación de los magmas calcoalcalinos hercinianos se hallan en función del modelo geodinámico escogido en la formación de la Cordillera.

Básicamente existen dos posibilidades. La más aceptada es la que considera el orógeno herciniano como intracontinental (Hercinotipo, de PITCHER,1979), el cual se habría originado por compresión sobre materiales depositados en una corteza continental (ZWART, 1974,) o bien se habría formado mediante colisión continental.

Existen numerosos modelos de diferentes autores basados en la colisión continental (ver JULIVERT Y MARTINEZ, 1983). Estos modelos presentan diferencias notables entre ellos, aunque necesariamente todos necesitan una zona de subducción previa a la colisión.

Otros modelos aplican parcialmente el concepto de colisión continental, pues mientras en algunas zonas se produce tal colisión, en otras sigue existiendo la corteza continental en contacto con una placa oceánica (LAURENT, 1972; RIDING,1974, etc).

NICOLAS(1972) sugiere incluso la posibilidad de un margen continental activo herciniano, bordeado por el Paleotethys con una zona de subducción buzando hacia el N.

Un dato nuevo a tener en cuenta, tratado en el capítulo de geoquímica, es el que se deriva de la utilización del diagrama: log(CaO/(Na2O+K2O))vs.SiO2 de BROWN (1982), a diversos granitoides hercinianos.
Aunque solo puede ser considerado como un primer intento de comparación, pues se han utilizado un número limitado de zonas distintas, puede apreciarse claramente (Fig. 4-34) la división en dos grupos de las series plutónicas comparadas (la "cálcica" y la "alcalicálcica").

Es importante destacar que ambos grupos parecen reunirse geográficamente, y a la vez parecen bastante independientes de su intérvalo de variación composicional, pudiendo abarcar tanto términos predominantemente ácidos como básicos.

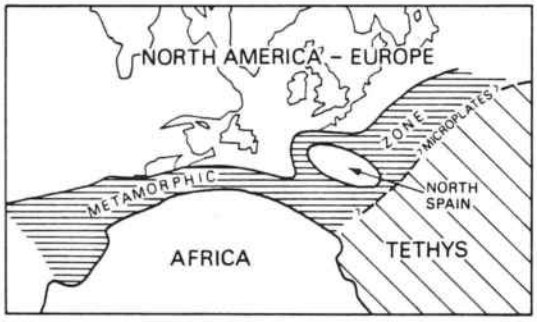
Este hecho podría indicar la existencia de contextos geotectónicos distintos en la generación de las distintas series plutónicas hercinianas, y por tanto que pudiera existir más de un modelo genético para los distintos granitoides, según su posición relativa en la Cadena.

Así pues, mientras que la génesis de determinados granitoides podría haber estado dominada por la anatexia a una escala importante en zonas de colisión entre la placa europea y la placa africana (o con microplacas que podían precederla-RIDING, 1974), o con arcos-islas posibles frente al continente europeo (como por ejemplo en el Caucaso, ADAMIYA et al , 1979), en áreas adyacentes el magmatismo podría haber estado determinado por un borde destructivo de placa (tipo-andino o tipo arco-insular) con un importante aporte magmático subcortical.

En el modelo de placas tectónicas aplicado a la Orogenia Herciniana de RIDING,(1974) así como en el de LAURENT, 1972 (en JULIVERT et al, 1983), al E de la Península Ibérica la Cordillera habría limitado con un área oceánica, y por tanto no serían de esperar zonas de sutura.

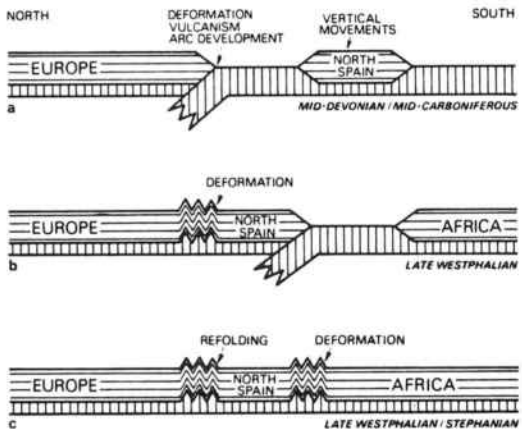
Si consideráramos como válidas estas hipótesis entonces gran parte de los plutones hercinianos próximos a la supuesta zona de subducción podrían haberse formado como consecuencia de la actividad de la misma.
En nuestra área geográfica, por tanto, se podría esperar una semejanza en las características geoquímicas de los granitoides de los Catalánides, Macizo Corso-Sardo y, probablemente, Pirineo Oriental (como de hecho así se halla, ver figs 4-34 y 4-35).
Sin embargo cabe preguntarse por qué la duración del magmatismo es tan limitada, probablemente entre el Westfaliense Superior y el Pérmico Inferior, ya que la supuesta zona de subducción debería aparentemente haber actuado desde mucho antes.

En la hipótesis de RIDING, 1974, en referencia al área geográfica española, se dibujan de hecho dos zonas de subducción (Fig. 5-8 b).
La primera funcionaría al N del microcontinente del "Norte de España" hasta la colisión de éste con el continente europeo (Fig 5-8 b y c (a).
Inmediatamente después se iniciaría otra al S del microcontinente del Norte-de-España (Fig 5-8 b-(b)) que permitiría la continuación del acercamiento de la placa africana. Esta nueva zona de subducción probablemente bordearía el microcontinente "N de España" por el E, posiblemente para unirse con la 1ª, más allá de la zona de colisión. Esta zona de subducción podría haber funcionado entre el Westfaliense superior y el Estefaniense, hasta la colisión con el continente africano (RIDING, 1974), y posiblemente durante algo más de tiempo más allá de la zona de colisión continental.
En la fig. 5-8 d puede verse el modelo paleotectónico propuesto por ADAMIYA & SHAVISHVILI (1979) en el Cáucaso durante el paleozoico terminal-triásico. Este modelo encajaría con las hipótesis anteriores si fuera válida la continuación de sus estructuras algo más hacia el E.



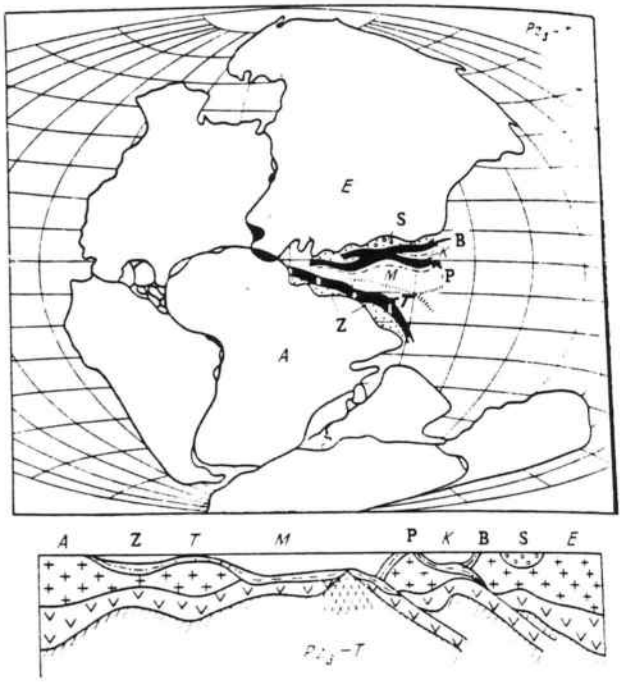
(a)

RIDING, 1974



(b)

RIDING, 1974

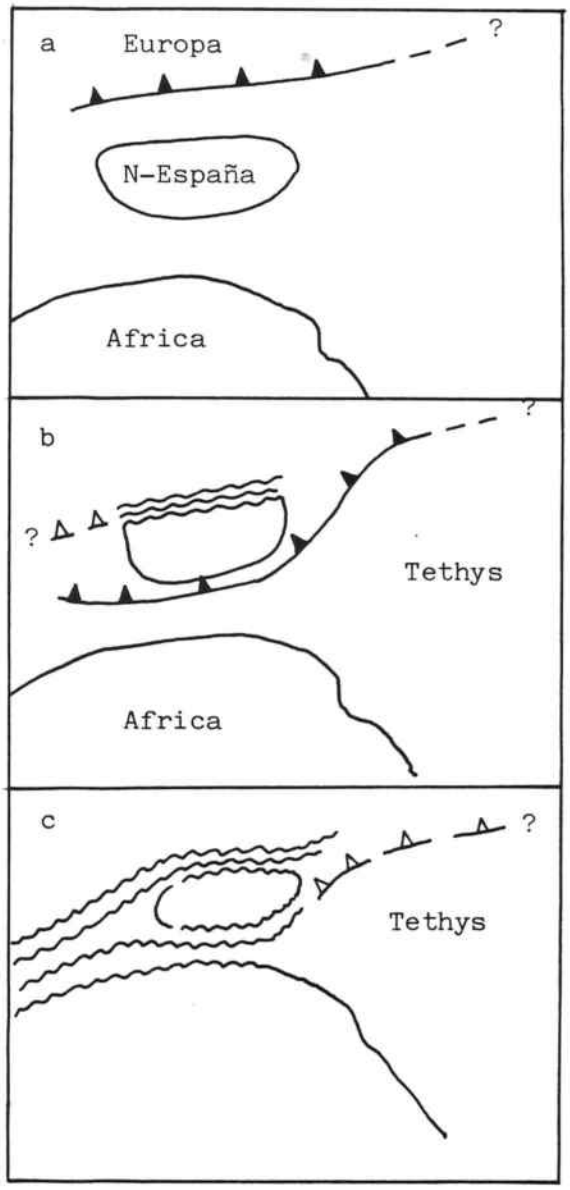


(d)

ADAMIYA & SHAVISHVILI, 1979.

B y P: Arcos insulares.

T: Microcontinentes.



(c)

Fig. 5-8

Otro inconveniente aparente es la ausencia (por lo menos con los datos conocidos hasta la fecha) de indicios de la existencia de un cinturón metamórfico de alta presión y baja temperatura de los normalmente asociados a zonas de subducción. En cambio sí que existe y es característico un metamorfismo típico de baja presión y alta temperatura , con gradientes entre 40 y 100ºC/Km (ZWART, 1974).
Sin embargo MIYASHIRO (1973) considera que aunque en algunas zonas de subducción se hallan cinturones metamórficos apareados ("paired metamorphic belts"), es decir una asociación entre un cinturón metamórfico de alta presión y baja temperatura relacionado con la fosa oceánica, y otro de baja presión y alta temperatura relacionado con la cadena volcánica, el grado de desarrollo de ambos cinturones difiere mucho según los casos, en función de la velocidad de acercamiento de las placas, de su espesor, etc.
Cuando el contraste entre ambos cinturones es oscuro, o cuando uno de ellos no se ha desarrollado, o se ha perdido, el terreno metamórfico resultante forma un único cinturón metamórfico. El mismo autor añade además, que los cinturones metamórficos de baja presión y alta temperatura, acompañados de rocas graníticas, andesíticas y/o riolíticas, probablemente representa la zona de una antigua cadena volcánica formada en un arco insular o en un margen continental. La transferencia de calor por el ascenso de magmas parece jugar un papel esencial en la creación de los altos gradientes geotérmicos de los cinturones de baja presión y alta T.

Desafortunadamente aún no disponemos de datos isotópicos relativos al Rb-Sr y Sm-Nd, principalmente. Sin embargo, existen datos sobre granitoides de áreas muy próximas, como son los de los Pirineos Orientales (VITRAC et al, 1975). Según estos autores la edad (determinada por el método Rb-Sr) de los granitoides con intrusión epizonal (y de características similares a los de los Catalánides) es muy moderna, estando comprendida entre los 268 $\pm$ 10 m.a. (Granito del Costabona) y los 275 $\pm$ 12 m.a. de los granitoides de Quérigut, Millas y Mont Lluis.

Dadas las similares características globales de los granitoides mencionados y los de las Cordilleras Costeras Catalanas es probable que su edad sea muy próxima a la de los mismos (es decir, Estefaniense superior- Pérmico inferior).

Los datos referentes a los valores iniciales de la relación $^{87}Sr/^{86}Sr$ para los granitoides de los Pirineos oscila entre 0.710 y 0.711 para los granitoides postectónicos del Pirineo Oriental (VITRAC et al, 1975).
En el Batolito de La Maladeta (VITRAC et al, 1980) los valores oscilan entre 0.709 para las rocas básicas, 0.711 para las granodioritas, y 0.715 para los granitos de valores más altos. (Edad 277 $\pm$ 7 m.a.).

Estos datos indican con bastante claridad que los magmas no pueden haber representado productos de un origen puramente mantélico cuyos valores correspondientes (según los mismos autores) deberían estar comprendidos entre 0.702 y 0.705.

VITRAC et al (1980) concluyen que en los granitoides citados del Pirineo Oriental existe una parte de material mantélico en su constitución.
VITRAC et al (1980), en cambio, concluyen para el Batolito de La Maladeta que ninguno de los tipos magmáticos parece derivar de un borde destructivo de placa, y que su origen parece ser puramente derivado de una anatexia cortical, aunque con un material fuente mezclado entre metasedimentos y rocas manto-derivadas.

Según BROWN (1982) las rocas intrusivas mesozoicas y terciarias formadas en arcos magmáticos ligados a zonas de subducción con un basamento precámbrico, tienen relaciones isotópicas iniciales con un intérvalo bastante amplio de valores, llegando por ejemplo a 0.709 en las rocas de los batolitos de Whashington y California, y a 0.712 en los del Japón, siendo en general muchísimo más altos para los ligados a colisión continental que llegan a superar valores de 0.740.

Por lo tanto estos valores son compatibles con los dados por VITRAC et al (1975, 1980) para los Pirineos. Únicamente discrepan bastante los datos de los granitos de La Maladeta con 0.715. Debe destacarse, sin embargo, que justamente en dicho batolito y como caso excepcional o totalmente desconocido en los granitoides de los Pirineos Orientales y en los Catalánides, existen dos facies graníticas con cordierita, lo cual en un buen indicio para presumirles un origen anatéctico (tipos-S de WHITE & CHAPPELL, 197 .)
Dicho batolito, por otra parte, es el más alejado hacia el W y como se ha visto en párrafos anteriores, podría empezar a tener una historia geológica algo distinta.

Otro modelo para explicar las características aparentemente intracontinentales del Orógeno Herciniano pero que añade un nuevo componente respecto a la tectónica de placas, es el sugerido por WEBER & BEHR (1983) para el Herciniano medio-europeo.
Estos autores sugieren que en un momento dado se originaría un despegue del manto subyacente al continente europeo e iniciaría una"subducción" bajo el mismo (subfluencia). Este proceso provocaría una convección forzada de la astenosfera (células de Andrews & Sleep,1974), las cuales en su ascenso serían la causa de una distensión en la corteza situada por encima de ellas. Este proceso distensivo daría origen a un magmatismo que se traduciría en un volcanismo y en la itrusión de granitoides tardi a postectónicos.

Este modelo, sin embargo no parece adecuado para explicar la formación de los granitoides estudiados en este trabajo, ya que como se ha visto en el capítulo de geoquímica, sus características geoquímicas indican claramente un regimen compresivo, siendo muy distintas de las características de los granitoides formados en régimen distensivo (BROWN, 1982; PETRO et al,1979).

5.5. CONCLUSIONES PETROGENETICAS.

Los resultados petrológicos y geoquímicos de la asociación plutónica del Macizo del Montnegre parecen indicar lo siguiente:

- Pertenencia al tipo-I de WHITE & CHAPPELL (1977) (Fig 3- , BOWDEN et al, 1984), y por tanto con un componente mantélico en su material primordial.
- Tipo Cafémico de DEBON Y LE FORT (1983) (Figs 4-7 y 4-9) y por tanto con una proporción importante de material mantélico en su composición.
- Diagrama de La ROCHE (1980): distribución de los puntos coincidente con la de los granitos Cordilleranos, caracterizados tectónicamente como de magmatismo de borde convergente de placa (BOWDEN et al, 1984) y por tanto de asociación muy probable con una zona de subducción, y como consecuencia con una presumiblemente importante participación mantélica.
- Tipo cálcico (figs. 4-25, 4-33, 4-34, y 4-35), respecto a su índice de Peacock, y por tanto probablemente relacionado a una zona de subducción poco evolucionada (BROWN, 1982), y sintomático de una serie magmática originada en un régimen tectónico (a gran escala) de tipo compresivo (PETRO et al, 1979).
- Representación de la asociación magmática del Macizo del Montnegre en el diagrama K_2O-SiO_2 casi coincidente con las series magmáticas andinas, indicando un contenido en K_2O respecto a SiO_2 relativamente alto (Fig. 4-28 a). La similitud citada entre ambas curvas sugiere la posibilidad de procesos petrogenéticos parecidos, y por tanto relacionados con una zona de subducción.
- Una similitud composicional y temporal entre las rocas ígneas del Montnegre y las rocas volcánicas estefano-pérmicas del Pirineo (ver Fig. 4-29). La existencia de tal serie andesítica y una serie plutónica semejante, relativamente próxima, y temporalmente relacionadas, también parece sugerir la existencia de una zona de subducción.

Si se asume pues como probable la génesis de los granitoides del Macizo del Montnegre en una zona de subducción, el origen de los magmas tendrá los condicionantes que se dan en tales zonas geotectónicas.

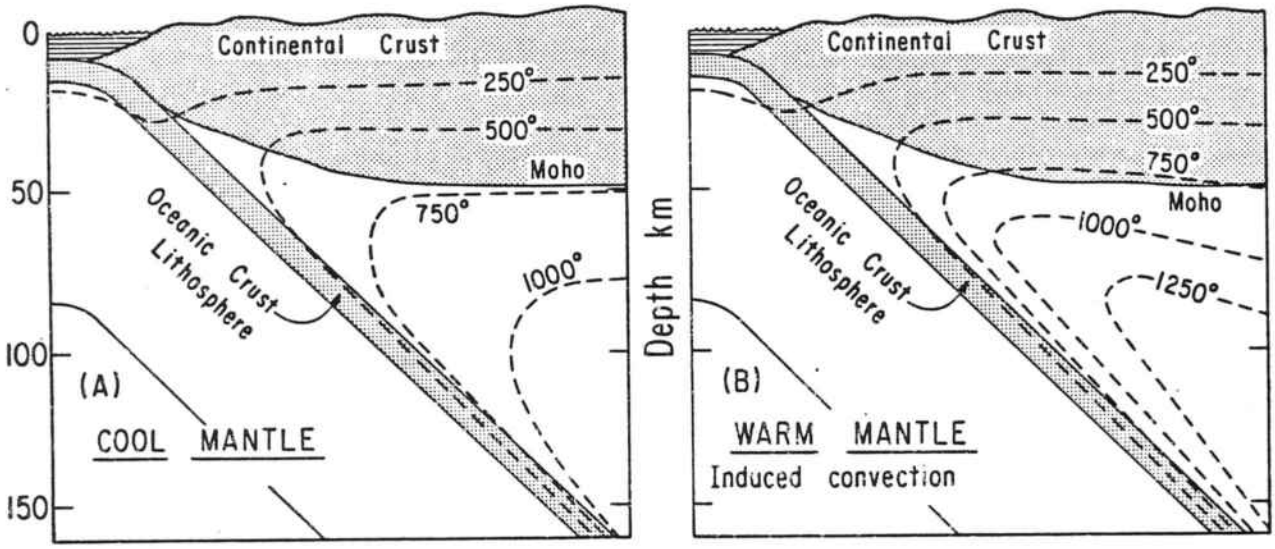
Según WYLLIE (1984) en las zonas de subducción de los bordes continentales activos existen tres posibles zonas potenciales de génesis de magmas (ver Fig. 5-9 a, b y c):

- Corteza oceánica en subducción.
- Zona del Manto situada sobre el plano de Benioff y bajo la corteza continental ("Mantle wedge").
- Base de la corteza continental.

En el caso más complejo (Fig 5-9 d) en el origen de batolitos y rocas volcánicas asociadas pueden haber intervenido magmas procedentes de las tres áreas fuente mezclados en diversas proporciones.
A esto debe añadirse la probable cristalización fraccionada producida durante el emplazamiento, y la posible re-hibridación en niveles superficiales entre los distintos magmas fraccionados.

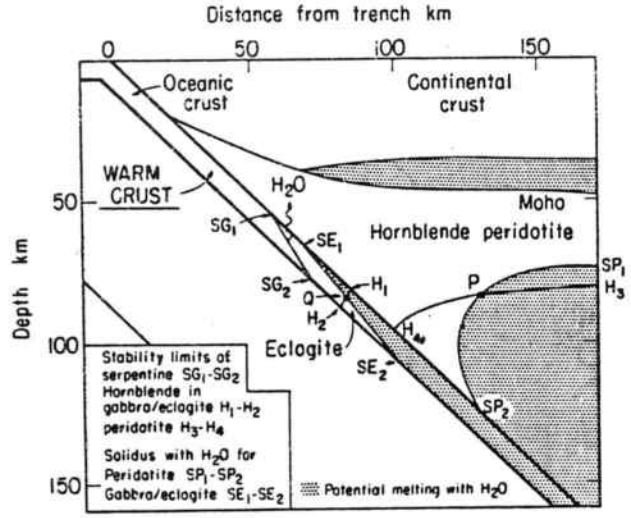
No es en absoluto posible con los datos actuales definirse por ningún modelo probable que implique a las áreas fuente mencionadas. Estos modelos más concretos deberán basarse en trabajos próximos, o en curso, encaminados hacia estudios isotópicos y de elementos traza.

Concluyendo pues, se admite, como hipótesis de trabajo, la génesis de los magmas en una zona de subducción con una historia compleja, iniciándose por la fusión parcial de una corteza oceánica y/o del manto suprayacente.
Este magma podría haber producido una anatexia inducida seca en la base de la corteza continental cuyos magmas resultantes (de composición granítica predominante) se hibridarían con los magmas procedentes del Manto (en proporciones desconocidas).

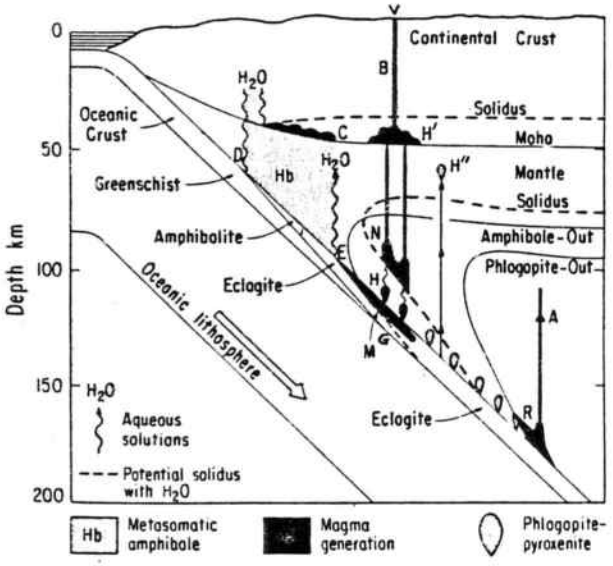


(a) (b)

Intérvalos posibles en la distribución de las temperaturas en la Corteza Continental y en el Manto subyacente en un Borde Continental Activo (WYLLIE, 1984)



(c) Zonas de fusión parcial potencial con agua disponible. (WYLLIE,1984)



(d) Posible origen y evolución de los magmas andesíticos y de los batolitos asociados en los bordes convergentes de placa. (WYLLIE,1984)

Fig. 5.9

A partir de aquí se iniciaría un ascenso diapírico en la corteza como magmas de composición intermedia-básica, muy subsaturados en H_2O, produciéndose una progresiva diferenciación fraccionada. Aproximadamente a unos 4-6 Kb de presión y aún en condiciones de fuerte subsaturación se desarrollaría una intensa cristalización fraccionada hasta producir magmas leucograníticos (fundidos mínimos) estables a esa presiones (Figs. 5-6 y 5-7).

Por lo menos parte de estos fundidos mínimos se segregarían para iniciar un ascenso independiente hasta su lugar definitivo de emplazamiento.

Al lugar de emplazamiento, muy superficial, podrían haber llegado en condiciones saturadas o próximas a la saturación en H_2O (debido a la escasa presión de confinamiento).

Ya en su nivel de emplazamiento definitivo podría haberse producido una nueva cristalización fraccionada in situ,acorde con las nuevas condiciones, que podría explicar la existencia de diferenciados apicales muy leucocráticos y las granodioritas heterogranulares del tipo-bB ("microgranodioritas" de VILADEVALL, 1975) asociadas generalmente a los leucogranitos aparentemente en posiciones profundas en el plutón.

Los magmas de otras composiciones más básicas (granodioritas y tonalitas) podrían haber alcanzado su lugar de emplazamiento y su cristalización definitiva mediante procesos similares.

Las granodioritas heterogranulares (tipo-bB) relacionadas espacialmente con los leucogranitos podrían representar pues los productos más básicos de la diferenciación fraccionada de los mismos, por acumulación de plagioclasa y biotita.

Los enclaves microgranudos cuarzodioríticos y/o gabrodioríticos de las tonalitas podrían representar los restos de una hibridación incompleta entre los magmas basicorticales (graníticos) y los infracorticales (basáltico-andesíticos), los cuales habrían ascendido solidariamente con el magma tonalítico, englobados por éste. Este acenso conjunto solo sería posible en condiciones de una viscosidad relativamente elevada del magma, el cual podría estar cristalizado en gran parte durante su ascenso, como lo sugiere la existencia de inclusiones de biotita en los fenocristales de plagioclasa (con la limitación de temperatura que ello impone).

Finalmente, las cortlandtitas podrían ser el resultado de acumulaciones de olivino y anfíbol a partir de los términos magmáticos más primordiales (y más escasos) representados por los gabroides y bojitas.

6 CONCLUSIONES

6. CONCLUSIONES.

Cartográficas

1) Se ha desarrollado un método cartográfico para ser utilizado en la cartografía de rocas graníticas , u otro tipo de rocas en las que:

   a) Se descococen a priori el tipo de contactos con las rocas encajantes (bruscos, graduales, etc.)
   b) Se desconocen las formas de las superficies de contacto (horizontales, verticales, irregulares, etc).
   c) Se desconocen las variaciones posibles en la composición de los litosomas, tanto lateral como verticalmente.

   Es decir, para rocas que no contengan puntos de referencia fijos, tales como planos de foliación, estratificación, orientaciones pre, ferentes etc.

   El método se ha basado en el establecimiento de una red de puntos de información sobre el mapa, con un número mayor de ellos cuanto mayor ha sido la complejidad hallada.

   Dichos puntos se han representado simbólicamente, expresando una información condensada de las principales características del afloramiento, y con los símbolos abiertos a albergar mayor información según las características de las rocas halladas durante el progreso de la cartografía.

2) La aplicación practica de la metodología anterior sobre la zona estudiada ha puesto de manifiesto de modo claro la existencia de numerosas facies de rocas plutónicas, cuyas características distintivas han permitido su cartografía.

   En concreto, han sido cartografiados hasta el momento, 18 Tipos distintos de rocas plutónicas y 9 Tipos de rocas filonianas.

   Estos "TIPOS" corresponden a facies rocosas de características más o menos homogéneas dentro de una definición arbitrariamente elegida. Esta definición corresponde aproximadamente (aunque no es equivalente) al concepto de "Litodema" del N.A.S.C.

3) La cartografía de los "Tipos" citados ha mostrado que los límites de unos tipos con otros corresponden según los casos a:

   a) Contactos de tipo intrusivo entre dos plutones, o entre un plutón y su encajante metamórfico.
   b) Variaciones graduales en las características mineralógico-texturales de un mismo plutón.

4) Los nombres dados a las distintas unidades plutónicas que corresponden a las rocas de cada tipo con un afloramiento limitado cartográficamente se han basado en los nombres geográficos más representativos de los afloramientos, constituyendo lo que se han denominado "Unidades Plutónicas Cartográficas".

Petrológicas.

5) El estudio petrológico de los tipos petrológicos del Montnegre ha puesto de manifiesto la existencia de dos agrupaciones plutónicas con distintas características, limitadas por la banda de materiales paleozoicos metasedimentarios del Montnegre. Se han denominado el "Sector-Sur" (con biotita prismática predominante) y el "Sector-Norte" (sin biotita prismática).

6) Entre los tipos petrográficos del Sector-S predominan facies relativamente básicas (granodioritas y tonalitas) hallándose muy restringidas las rocas ácidas de tipo leucogranítico.
En el Sector-N sucede lo contrario, predominando rocas ácidas pero con la existencia (desconocida en el Sector-S) de pequeños afloramientos de rocas máficas y ultramáficas (Cortlandtitas, etc).

7) Las rocas plutónicas del Montnegre se hallan constituídas por numerosos plutones de edades y tamaños diferentes formando parte, por tanto, de un batolito compuesto.
Algunos de los afloramientos plutónicos más extensos parecen disponerse de forma alargada según la direcció "alpina" dominante ENE-WSW, así como el importante haz de diques de rocas hipabisales de composiciones semejantes.

Estas direcciones pueden ofrecer un indicio de la forma del batolito ya que en los principales batolitos (por ejemplo Perú) son paralelas al eje del batolito, y por tanto al eje de la Cordillera (y consecuentemente a la zona de subducción asociada).

8) Las formas irregulares y angulosas de los contactos, así como la ausencia de deformación y las características tajantes de los mismos, implican un mecanismo de emplazamiento en condiciones frágiles, que sugieren unos mecanismos de cauldron subsidence o magmatic stoping de grandes bloques corticales.

9) Los complejos leucograníticos del Sector-S podrían haberse originado por cauldron subsidence con una diferenciación magmática subsiguiente, que produciría la disposición aparentemente estratificada de las facies de los mismos.

10) La banda paleozoica del Montnegre podría representar un septa que separa los complejos plutónicos del Sector-N de los del Sector-S.

Geoquímica

11) Las características geoquímicas de las rocas ígneas del Macizo del Montnegre indican su pertenencia a una serie calcoalcalina del Tipo-I.

12) El carácter cálcico de la serie magmática del Montnegre sugiere su pertenencia a una serie de tipo compresivo, posiblemente relacionada con una zona de subducción.

13) El estudio sistemático de las características geoquímicas de los granitos hercinianos de áreas próximas en lo que respecta a su relación álcalis-calcio en función de la sílice, sugiere la existencia de dos grupos de granitoides con petrogénesis posiblemente distinta, principalmente respecto a las proporciones del material cortical y mantélico implicados en la misma.

Se han distinguido un"grupo cálcico" (Montnegre, Cerdeña, Pirineos Orientales) y un "grupo alcalicálcico" (Macizo Ibérico, Macizo Central, etc).

Petrogenéticas

14) Las características geoquímicas, muy similares a las de los granitoides Cordilleranos, así como su coincidencia notable composicional y temporal con las rocas volcánicas del Prepirineo, sugieren que la serie del Montnegre pudo haberse originado en una zona de subducción.

15) Diversos modelos de la Orogenia Herciniana (Riding, etc) dan a entender la existencia de una zona de subducción próxima al área estudiada, durante el estefano-pérmico. Esta posible zona de subducción podría haber originado un magmatismo típico de borde continental activo (o más improbablemente de arco insular).

16) Los magmas tendrían un componente mantélico subcortical y otro componente cortical formado por anatexia seca inducida en la base de la corteza.
La hibridación de tales magmas así como su posterior cristalización fraccionada durante su ascenso diapírico, y aún durante su emplazamiento definitivo, podrían haber sido la causa de la formación de las rocas plutónicas del Macizo del Montnegre.

APENDICE 1

FOTOGRAFIAS

LAMINA 1

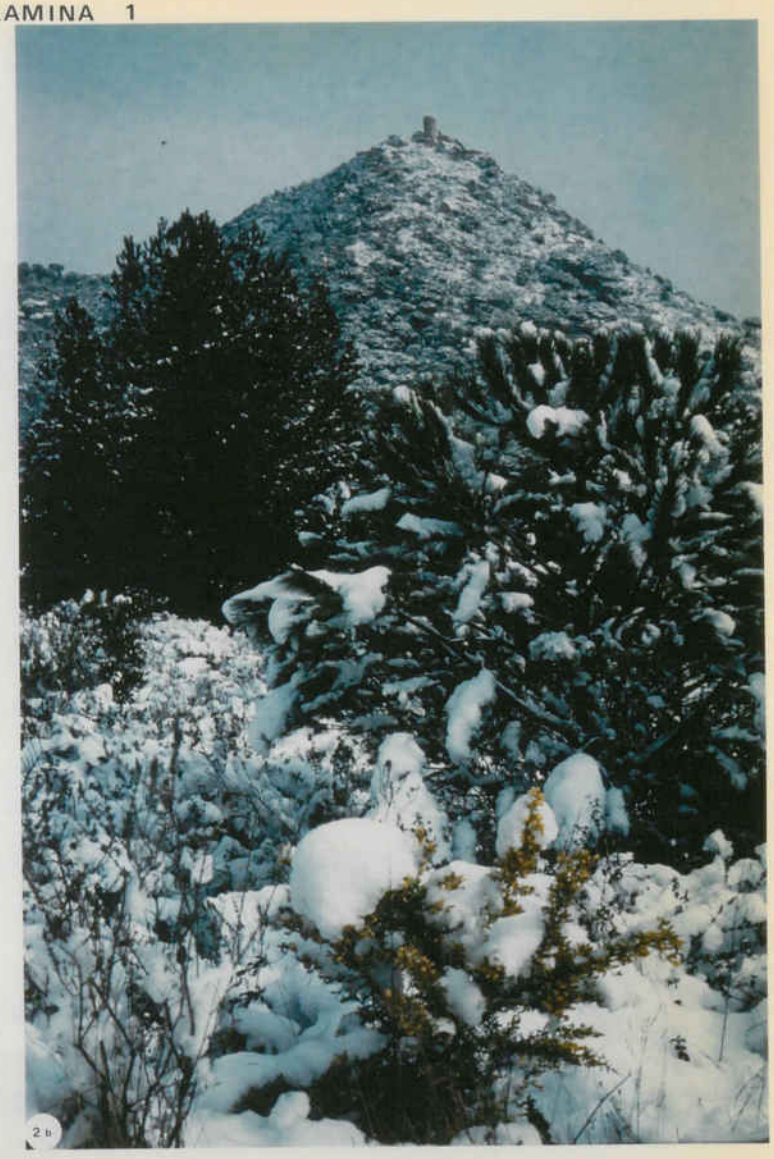
1a

1b

2a

3

4a


2b

4b

5

6

7a

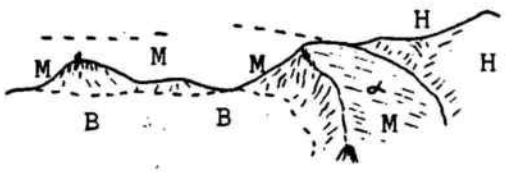
7b

LAMINA 1

1 a .- Turó de Céllecs. Aspecto del afloramiento de los leucogranitos (Tipo-M) del mismo nombre en una zona densamente poblada por el encinar típico mediterráneo, apreciándose algunas de sus especies arbóreas y arbustivas características : encinas, al fondo (alzina, Quercus ilex), pino piñonero (pi pinyer, Pinus pinea), roble, centro (roure, Quercus sp), madroño, derecha (arboç, Arbutus unedo).

1 b .- Cumbre del Turó de Céllecs (530 m). Afloran leucogranitos (Tipo-M) y, localmente, diferenciados aún más leucocráticos (Tipo-m). Las zonas deprimidas corresponden a la Fosa Prelitoral Catalana. A la derecha, al fondo en dirección N, se distingue la silueta del Macizo del Montseny (1700 m).

2 a .- Visión hacia el S del complejo leucogranítico de Mont Cabrer-Burriac-Roques dén Vivó. Puede distinguirse claramente la superficie estructural (α) del contacto entre los leucogranitos de Les Roques d´en Vivó y las tonalitas de Sant Mateu (H), dejada al descubierto por erosión diferencial.(Ver figura adjunta: M=leucogranitos; B= granodioritas biotíticas de Cabrera).



2 b .- Panorámica invernal de la montaña leucogranítica del Castell de Burriac ( ) con su vegetación mediterránea característica: Ulex parviflorus (argelaga), flores amarillas en primer término. Pinus pinea y Quercus ilex.

3.-Vista del Macizo del Montseny desde las montañas de El Corredor en un día tormentoso primaveral. (Can Arenes).

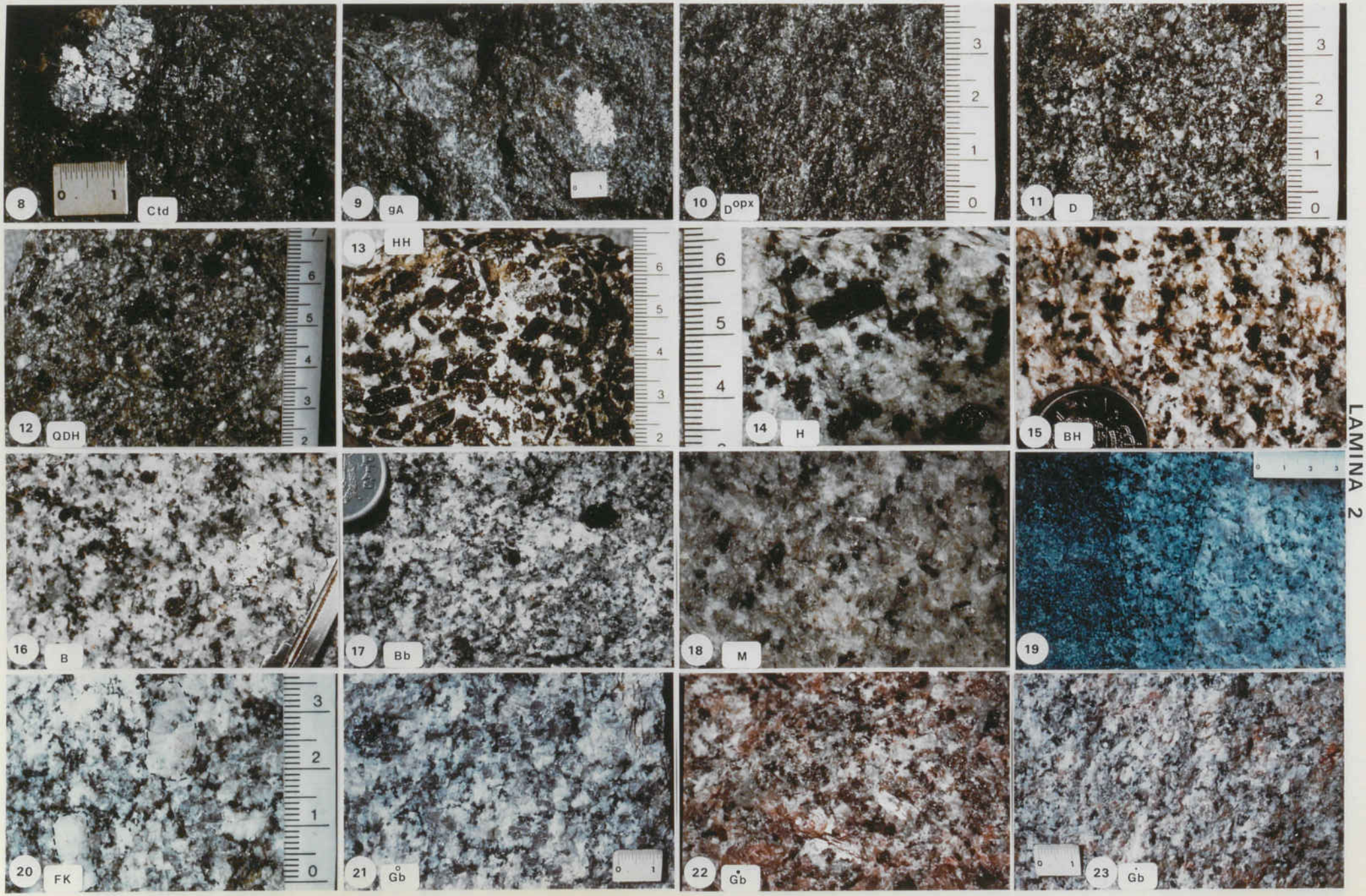
4 a.-Aspecto típico del Montnegre (757 m) con sus tonalidades oscuras características producidas por su densa vegetación, desde la carretera de Sant Celoni a Santa Fe del Montseny.

4 b.-Paisaje característico del Montnegre, con un recubrimiento vegetal muy importante. (Torrent de Can Cornei).

5.- El Turó de Nofre Arnau, pequeño fragmento aislado de la roca encajante de los granitoides, próximo a Mataró, constituído principalmente por rocas gneísicas.

6.- Orsavinyà, pequeño caserío situado en la parte central del Montnegre.

7 a.-Panorámica del Macizo del Montnegre (Cordillera Litoral Catalana) desde la carretera a Sta. Fe del MOntseny (Cordillera Prelitoral Catalana). Se aprecia perfectamente la Depresión o Fosa Prelitoral, rellena con materiales terciarios. Hacia la izquierda puede verse la terminación NE del área estudiada, correspondiente al curso bajo del Río Tordera.


8 Ctd
9 gA
10 D^opx
11 D
12 QDH
13 HH
14 H
15 BH
16 B
17 Bb
18 M
19
20 FK
21 Gb
22 Gb
23 Gb

LAMINA 2

7 b .- Vista de los últimos relieves del área estudiada, al NE de la misma, (Castell de Palafolls, construído sobre un dique de pórfido granítico con dirección, excepcionalmente ≅ NW-SE) desde Blanes. Al fondo se observan los relieves del Macizo del Montseny.

LAMINA 2

8.- Aspecto macroscópico de las cortlandtitas (Tipo-Ctd, A-92), rocas ultramáficas de grano grueso constituídas principalmente por anfíbol, y subordinadamente por olivino, espinela verde, flogopita, clinopiroxeno y ortopiroxeno, además de óxidos opacos. Puede verse un plano de exfoliación de un anfíbol alotriomorfo poiquilítico con numerosas inclusiones de olivino (granos negros)(Ver fotomicrografía 144). Can Caselles, Orsavinyà.

9.- Bojita de Can Rec (Tipo-gA, A-93). Roca constituída casi exclusivamente por anfíboles y plagioclasa cálcica (a veces con algo de cuarzo accesorio). Se aprecia el reflejo de un plano de exfoliación de un cristal de anfíbol alotriomorfo. Este tipo de anfíbol, en esta roca, incluye numerosos cristales idiomórficos de plagioclasa en relación "suboffítica". (Ver fotos 38, 110 y 143).

10.- Cuarzodiorita con biotita, hornblenda, clinopiroxeno y ortopiroxeno (Tipo-Dopx, A-91) del sector N del Montnegre (Can Camps). (Ver también las fotos 112 y 113).

11.- Cuarzodiorita (STRECKEISEN, 1976) o gabrodiorita (DE LA ROCHE, 1980) biotítico-hornbléndica de Can Capa (Dosrius) del Tipo-D (A-67). Constituye el tipo más básico reconocido en el Sector S del Macizo del Montnegre, habiéndose hallado un único afloramiento no muy extenso.(ver también la foto 30).

12.- Melatonalita heterogranular biotítico-hornbléndica (Tipo-QDH, A-12) (Ver también las fotos 88 y 89). Teià. Se hallan en pequeños cuerpos adyacentes o inmersos en las tonalitas biotitico-hornbléndicas"de Sant Mateu" (Tipo-H). (Ver también foto 30).

13.- Aspecto de una melatonalita biotítico-hornbléndica de las que se hallan ocasionalmente como masas o enclaves irregulares y de bordes difusos en el seno de las tonalitas normales. Presentan una textura equigranular. Por la disposición de los cristales de hornblenda parecen haberse formado como acumulados de minerales máficos.

14.- Tonalita biotítico-hornbléndica (Tipo-H, A-71) ("Tonalitas de Sant Mateu"). Destacan los grandes cristales idiomórficos de hornblenda característicos, de aproximadamente 1 cm de longitud. También contiene típicamente grandes cristales prismáticos de biotita los cuales predominan en gran medida sobre los de hornblenda. Cabrils.

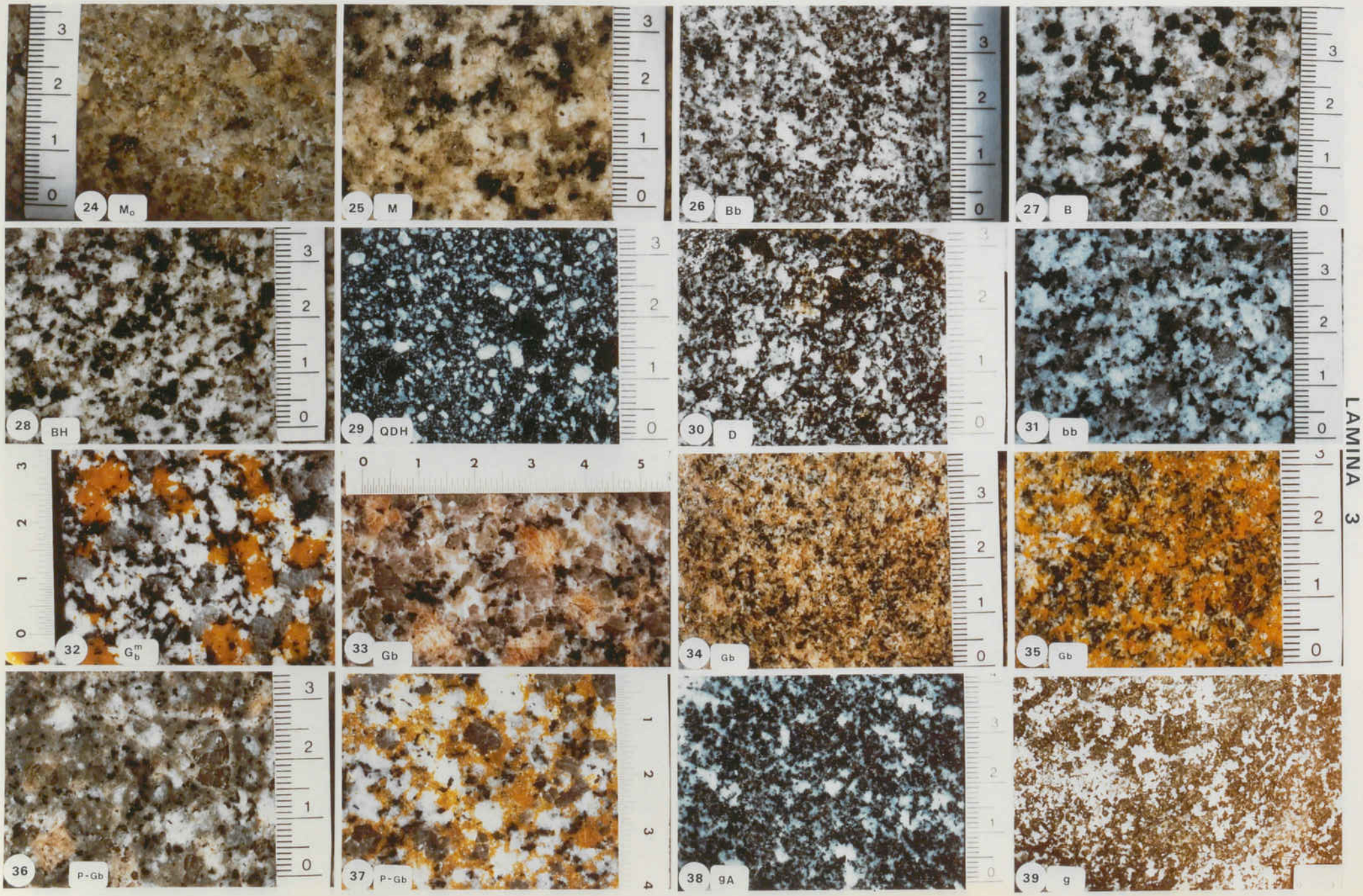
15.- Granodioríta tonalítica biotítica con hornblenda accesoria (Tipo-BH, A-69) ("Granodioritas tonalíticas de Llavaneres" y de "Tiana-MOntornés"). Contiene grandes cristales prismáticos de biotita y esporádicamente alguno de hornblenda. El feldespato potásico es típicamente intersticial y por ello fuertemente alotriomorfo. Sant Andreu de Llavaneres.

16.- Granodiorita biotítica (Tipo-B, A-45)("Granodioritas de Órrius" y de "Cabrera") (ver foto 99). Contiene grandes cristales prismáticos de biotita. El feldespato potásico es intersticial englobando numerosos pequeños cristales de biotita y plagioclasa (poiquilítico)(ver también foto 28). Cabrera.

17.- Granodiorita biotítica heterogranular (Tipo-bB, A-104)("Granodioritas de Serra Ameia" y de "Can Cosí"). Contienen, además de biotita en grandes cristales prismáticos, numerosos pequeños cristales de biotita tabular o escamosa, que proporciona a la roca una tonalidad grisácea más oscura que la de las granodioritas normales del tipo-B. (Ver también la foto 26). Can Cosí (El Corredor).

18.- Leucogranito biotítico de grano medio (Tipo-M, A-26). Roca relativamente pobre en biotita (3-4% aprox.) la cual generalmente se presenta con hábito tabular.("Leucogranitos de Céllecs-Burriac-Corredor"). Estos leucogranitos se hallan en estrecha asociación con el conjunto de rocas plutónicas del Sector S del Macizo del Montnegre.(Ver también fotos 25 y 103).

19.- Zona de contacto híbrida (de color gris) entre los enclaves melagranodioríticos (Gris oscuro) y las granitos del Montnegre de color rosado (en la fotografía de color gris más claro). Turó de la Font d´en Roca (Sant Celoni)


24 M_o
25 M
26 Bb
27 B
28 BH
29 QDH
30 D
31 bb
32 G_b^m
33 Gb
34 Gb
35 Gb
36 P-Gb
37 P-Gb
38 gA
39 g

LAMINA 3

20.- Granodiorita biotítica con megacristales de feldespato potásico (Tipo-FK, A-96). Se ven algunos cristales de Feld-K que, predominantemente en estas rocas, tienden al idiomorfismo. La biotita muestra hábito tabular. ("Granodioritas de Tordera"). Tordera.

21.- "Granito del Montnegre" de grano grueso (Tipo-G_b^o, A-36). Se observa abundante cuarzo (granos grises), feldespato potásico rosado (ángulo superior-derecho) y biotita (hábito tabular o escamoso). Hostalric.

22.- "Granito del Montnegre" de grano medio-grueso (Tipo-Gb, A-39)con feldespato potásico rosado y plagioclasa verdosa. (Ver foto 33). Riera de Fuirosos.

23.- "Granito del Montnegre"de grano medio-fino (Tipo-Gb)(A-73). Serra de Roca Rossa. (Ver también las fotos 34 y 35).

LAMINA 3

24.- Sección pulida de un leucogranito fuertemente diferenciado (Tipo-M_o = m) (A-1) del complejo leucogranítico de Mont Cabrer-Burriac-Roques d´en Vivó Destacá la casi total ausencia de biotita. Cantera de las Roques d´en Vivó (Argentona).

25.- Sección pulida de una facies media de leucogranito (Tipo-M, A-26). Escasa proporción de biotita. (ver también las fotos 48 y 103). Cantera de Céllecs, "Calatayud-I" (La Roca).

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

26.- Sección pulida de una granodiorita biotítica heterogranular del Tipo-bB (A-18). Se aprecia claramente la alta proporción de biotita en pequeñas láminas que la distingue facilmente de la granodiorita biotítica normal del tipo-B, foto 27. Pedrera de Roques Blaves, Orrius.

27.- Sección pulida de una granodiorita biotítica (Tipo-B, A-19). Observar el notable contenido en biotita en gruesos prismas. La plagioclasa es hipidiomorfa, mientras que el feldespato potásico y el cuarzo son alotriomorfos e intersticiales. Sant Bartomeu de Cabanyes (Orrius).

28.- Sección pulida de una granodiorita tonalítica biotítica con hornblenda accesoria (Tipo-BH, A-69). Presenta un aspecto similar al de la granodiorita tipo-B (foto 27), aunque con mayor contenido en máficos y plagioclasa. La plagioclasa se ve en forma de cristales hipidiomorfos rectangulares, a veces con inclusiones de biotita. Sant Andreu de Llavaneres.

29.- Sección pulida de una melatonalita biotítico-hornbléndica heterogranular (Tipo-QDH)(A-12). Presenta un aspecto marcadamente heterogranular, casi porfídico, aunque la matriz es granuda de grano fino (Ver fotos 88 y 89).

30.- Sección pulida de gabrodiorita biotítico-hornbléndica (Tipo-D, A-67). Se destaca el alto contenido en minerales máficos constituídos, casi a partes iguales, por biotita y hornblenda. Asimismo se aprecia la gran abundancia de cristales idio a hipidiomorfos de plagioclasas zonadas, frecuentemente con inclusiones de biotita y hornblenda. Microestructura granuda. Alrededores de Can Capa (Dosrius).

31.- Sección pulida de granodiorita biotítica del Tipo-bb (A-78) ("Granodiorita de Castellar d´Indies"). Esta granodiorita biotítica aflora en la vertiente S del Montnegre junto al contacto con las rocas metamórficas. Se aprecia un notable contenido en biotita, aunque ésta presenta normalmente un hábito tabular que la diferencia del Tipo-B (Foto 27). Además, el cuarzo se presenta en cristales globulares, con una menor tendencia a dar formas intersticiales.

32.- Sección pulida y teñida con cobaltinitrito potásico, de la granodiorita biotítica con moscovita accesoria del Tipo-Gbm (A-10) (Granodiorita de Roca Miralles"). Se observa: biotita con escaso desarrollo prismático (hábito tabular), cuarzos globulares, feldespato potásico de tendencia idiomorfa. Roca Miralles (Sant Genis de Palafolls).

33.- Sección pulida de un Granito del Montnegre de grano grueso del tipo-Gb (A-39). Se aprecia el Feld-K en cristales rosados, presentando a veces la macla de Carlsbad. La plagioclasa es de color verde por inicio de sericitización y la biotita presenta hábito tabular. Fuirosos.

34.- Sección pulida de un "granito del Montnegre de grano fino" del Tipo-Gb (≅ A-73). Biotita escamosa relativamente abundante, y bastante feldespato potásico de color rosado. Can Riera (Fuirosos).

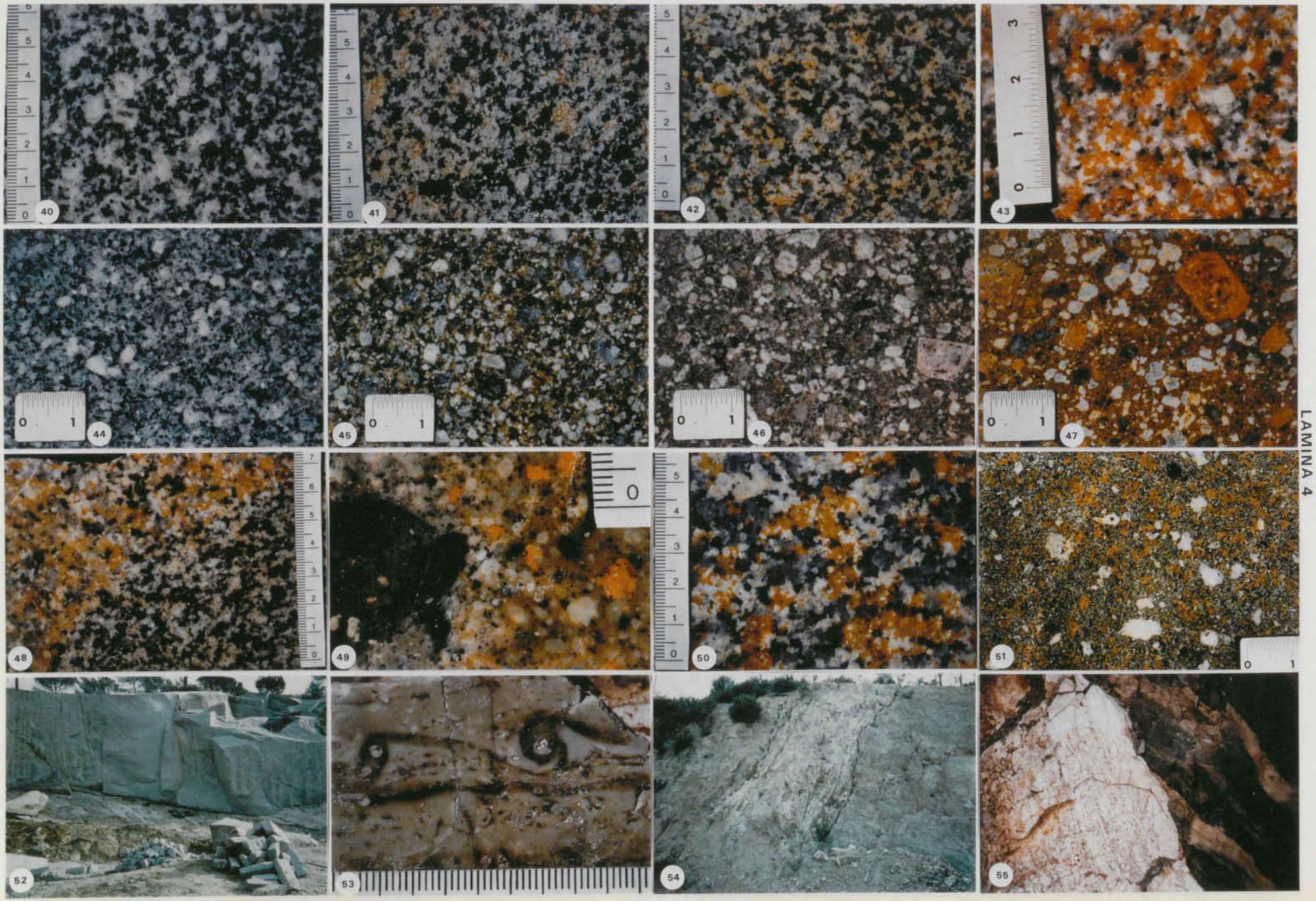
35.- Sección pulida y teñida, con cobaltinitrito potásico, de una muestra de mismo tipo que la anterior (foto, 34). Se aprecia un alto contenido en feldespato potásico . Can Xifré.

36.- Sección pulida de la facies transicional entre el granito del Montnegre y un tipo de pórfido granítico (Tipo- P-Gb, A-119)(ver también fotos 37 y 117). Se aprecian fenocristales de cuarzo, plagioclasa, feld.K, y algunos de biotita, inmersos en una matriz de grano muy fino. Este tipo pasa gradualmente pero de forma rápida hacia la facies del tipo Gb (Foto 33). Turó de la Font d'en Roca. Sant Celoni.

37.- Sección pulida y teñida con cobaltinitrito potásico de una muestra análoga a la de la fotografía anterior (Tipo P-Gb) de La Batllòria. Se observan claramente los fenocristales de cuarzo, con formas bipiramidales, de plagioclasa (blancos), de biotita, y de feldespato potásico (amarillo). El feldespato potásico, sin embargo, se concentra fundamentalmente en la matriz, representando junto al cuarzo la última fracción en cristalizar (ver también foto 117).

38.- Sección pulida de una bojita del Tipo-gA (A-93). Se aprecia el elevado contenido en minerales máficos, como corresponde a una roca de composición gabroica, constituídos por anfíbol marrón (granos mayores) y hornblenda. Los cristales blancos son de plagioclasa cálcica (An 50). Can Rec (Orsavinyà).

39.- Sección pulida de la bojita de Can Caselles (Tipo-g, A-43). Similares características que la roca que se acaba de describir en la foto 38.



LAMINA 4

LAMINA 4

40.- Sección pulida de una tonalita biotítico-hornbléndica del tipo-hh (A-20), "Tonalitas de Calella-Pineda". Destaca su relativa riqueza en máficos constituídos principalmente por biotita, y subordinadamente, hornblenda. Observar el gran contenido en plagioclasa hipidiomorfa, zonada, y a veces con inclusiones de biotita y hornblenda. Pineda.

41.- Sección pulida y teñida con cobaltinitrito-K de una tonalita biotítico-hornblendica del Tipo-H (A-54)("Tonalitas de St. Mateu"). Se destaca la abundancia de máficos, principalmente de biotita y en menor cantidad, de hornblenda. En la parte inferior izquierda se aprecia un cristal idiomórfico rctangular negro de hornblenda. Se ve también la gran abundancia de plagioclasa, mientras que el feldespato-K (amarillo) está muy subordinado y ocupando zonas dispersas intersticiales entre los cristales de plagioclasa y biotita. El cuarzo también ocupa posiciones intersticiales. Cantera de Argentona.

42. Sección pulida y teñida de una granodiorita biotítica del Tipo-B (A-19). Presenta un aspecto similar a la roca anterior, pero sin hornblenda y con un mayor contenido en feldespato potásico, el cual ocupa también posiciones intersticiales. Carretera de Sant Bartomeu de Cabanyes a La Roca.

43. Sección pulida y teñida de un leucogranito del Tipo-M (A-35) de la montaña de El Corredor. Frente a los tipos anteriores (tipos B y H) se observa un decrecimiento muy notable del índice de color, así como un incremento muy importante del FK (amarillo) que sin embargo, junto al cuarzo, sigue ocupando posiciones principalmente intersticiales alotriomorfas. De todos modos, en muchas muestras el feldespato potásico tiende a individualizarse en cristales hipidiomorfos.

44.- Sección pulida de un pórfido muy rico en fenocristales (Tipo PB = PGd, A-56). Tiene un aspecto macroscópico que recuerda el de una granodiorita debido a que la muestra pertenece a la parte central de un dique relativamente ancho. Fenocristales de cuarzo (de tendencia bipiramidal hexagonal), de plagioclasa zonada (cristales poligonales blancos), y biotita. Cantera de Dosrius. (ver también foto 45 y 122).

45.- Sección pulida y teñida del mismo pórfido anterior (A-56) de la cantera de Dosrius. Se aprecia el gran contenido en fenocristales, principalmente de plagioclasas idiomorficas con zonaciones muy evidentes, de cuarzo, y de biotita. El feldespato potásico se halla restringido a la matriz y es relativamente escaso.

46.- Sección pulida de un pórfido granítico (Tipo-P) de la Montaña de Sant Mateu. Se aprecia un alto contenido en fenocristales de tendencia idiomorfa de cuarzos bipiramidados hexagonales, de feldespato-K rosado y de plagioclasa blanca. Los de biotita son escasos.

47.- Sección pulida y teñida de la misma muestra anterior de la foto 46. Se observa la abundancia y mayor tamaño de los fenocristales de feldespato potásico (amarillo), así como los de plagioclasa (blancos) y los de cuarzo (gris oscuro). Asimismo puede apreciarse el gran contenido de Feld-K de la matriz. Sant Mateu.

48.- Sección pulida y teñida del contacto entre un leucogranito del Tipo-M (Cantera de Céllecs)(ver tambien fotos 18 y 43) y un enclave (xenolito) de una roca plutónica (granodiorita biotítica) similar a las rocas encajantes del plutón. Aunque este tipo de enclaves es poco frecuente, se han hallado varios, incluso en zonas muy alejadas de la roca encajante. Estos xenolitos indican sin lugar a dudas el orden de emplazamiento entre dos plutones contiguos.

49.- Sección pulida y teñida de un pórfido granítico (Tipo-P, A-2) mostrando un enclave microgranudo de los que frecuentemente se pueden hallar en los pórfidos. Se puede apreciar claramente su composición más básica y menos potásica, que ha sido la causa de la contaminación a su alrededor, la cual ha impedido la cristalización de feldespato potásico en la matriz por el empobrecimiento en K de la misma. Puede verse que contiene algunos fenocristales de plagioclasa similares a los del pórfido que podrían haber sido introducidos mecánicamente durante el emplazamiento. Cabrera.

50.- Sección pulida y teñida de un"Granito del Montnegre" de grano grueso (Tipo-$G\overset{o}{b}$, A-36). Se aprecia un gran contenido en cuarzo y en feldespato potásico, ambos con predominio de su disposición intersticial. Hostalric.

51.- S. pulida y teñida de uno de los enclaves característicos del Granito del Montnegre , Tipo E(Gb), A-40. A pesar del color oscuro, casi negro, en el afloramiento, puede verse el abundante contenido el feldespato potásico, que le proporciona, junto al alto contenido en cuarzo, una composición granodiorítica. Destaca también, sorprendentemente, el bajo contenido en biotita, en contra de cualquier apariencia superficial. Asimismo es notable la presencia de grandes cristales de plagioclasa (de características similares a los del granito encajante) que sobresalen por su tamaño de las pequeñas plagioclasas más características del enclave. Según J Pons y J Marre (comunicación personal) estos "xenocristales" podrían haber penetrado mecánicamente en el enclave procedentes del granito que los rodea, a causa de la escasa diferencia de viscosidades relativa entre ambos, durante el emplazamiento (ver también las fotos 19, 56 y 118). Tª de la Font d´en Roca. Sant Celoni.

56

57

B
Ctd
58

Ctd
59

H
DDH
60

H
B
61

H
M
62

P
M
63

64

65

BH
P
BH
66

PD
H
67

Z
Gn
Z
L
68

Gn
L
69

Gn
70

H
B
H
71

LAMINA 5

52.- Aspecto de una de las canteras de leucogranito del Tipo-M en el plutón de Céllecs (La Roca). Cantera"Calatayud-II". Notar el aspecto bastante isótropo del granito puesto de manifiesto por su fractura "concoide" difícil de ajustar a las direcciones de fractura preferente del mismo.

53.- Estructuras "plegadas" halladas en el interior del dique de felsita (Tipo-F, A-90) de la figura 54. La diferencia de velocidad de los planos de fluidalidad en un regimen laminar muy viscoso ha producido una rotación en los fenocristales (de plagioclasa), la cual se pone de manifiesto por la existencia de una lámina de color más oscuro, de diferente composición o microestructura. Destacar el bandeado y la escasa proporción de fenocristales. Tordera.

54.- Dique de felsita (Tipo-F, A-90) atravesando la granodiorita biotítica con megacristales (Tipo-FK) de Tordera. Puede apreciarse un bandeado de fluidalidad paralelo a los contactos con el encajante (Tordera).

55.- Dique de felsita (Tipo-F, A-76) atravesando los materiales carboníferos turbidíticos ("Culm") escasamente metamórficos de Santa Susanna, en una dirección secante a la estratificación de los mismos. Se aprecia claramente una estructura fluidal paralela al contacto. En esta zona del dique, próxima al contacto se hallan microestructuras esferulíticas (ver foto 149).

LAMINA 5

56.- Aspecto en el afloramiento de los grandes enclaves del Tipo-E, de composición "mela"-granodiorítica del"granito del Montnegre". Turó de la Font d'en Roca. Sant Celoni. (Ver también las fotos 19, 51 y 118).

57.- Aspecto en el afloramiento del contacto entre los gabroides (bojitas del Tipo-g) de Orsavinyà con el encajante silurico-devónico calcosilicatado. Puede verse que el contacto es neto pero irregular, hallándose numerosos xenolitos del encajante en su interior, con formas redondeadas que podrían indicar reacción con el magma, el cual por tanto sería susceptible de haber sufrido una cierta contaminación. Alrededores de Can Rec (Orsavinyà).

58.- Contacto entre las cortlandtitas (Tipo-Ctd, A-92) y una granodiorita biotítica (Tipo-BD) cerca de Can Caselles (Orsavinyà). Puede apreciarse la forma muy angulosa del contacto (señalado con líneas de trazos negras) que indica que se trata de grandes bloques de cortlandtita desmembrados por la intrusión de la granodiorita. En la parte inferior, y en situación subhorizontal, se ve un estrecho dique de aplita seccionando la cortlandtita (El afloramiento de halla extremadamente meteorizado).

59.- Detalle de uno de los contactos entre las cortlandtitas y las granodioritas descrito en la fotografía anterior (Foto 58).

60.- Contacto entre una melatonalita biotítico-hornbléndica heterogranular (Tipo-QDH, A-12)(de color gris oscuro), y la tonalita biotítico-hornbléndica (Tipo-H, A-13)"de Sant Mateu". Observar el tipo de contactos sinuosos, en algunos puntos nítido y en otros difuso, que muestra su coexistencia simultánea en estado magmático. Cantera de Teià.

61.- Aspecto de uno de los escasísimos contactos claros visibles entre las granodioritas y las tonalitas en el área estudiada. El contacto ha sido resaltado con líneas de trazos negras. Aunque el estado de la roca es de intensa meteorización puede apreciarse como existe un contacto muy neto entre la granodiorita (Tipo-B) parte inferior de la fotografía, de color grisáceo claro, y la tonalita(Tipo-H) en la parte superior (color gris más oscuro). En la parte subhorizontal del contacto, y por la misma discontinuidad existe un estrecho dique de aplita-pegmatita de edad posterior. Cabrils.

62.- Contacto entre los leucogranitos del Mont Cabrer (Tipo-M, A-5 y A-6) con las tonalitas de "Sant Mateu" (Tipo-H). Se aprecia perfectamente un contacto totalmente neto, suavemente inclinado hacia la izquierda de la fotografía. Los leucogranitos, debido a su composición, se hallan menos meteorizados que las tonalitas. La intrusión de los leucogranitos es posterior a la de las tonalitas, como puede observarse claramente en otros afloramientos del contacto en los que éste corta diversas estructuras internas de las tonalitas (bandeados, enclaves, etc).

63.- Aspecto del contacto entre un pórfido granítico (Tipo-P) y el leucogranito (Tipo-M) del Mont Cabrer. En las partes más próximas al contacto, el pórfido disminuye el número de fenocristales y sobre todo el tamaño de la matriz, adquiriendo un color negro pero variando generalmente de modo insignificante en su composición (ver por ejemplo los análisis A-2, facies central, y A-3, facies de borde, de un dique de pórfido similar al de la fotografía). Cabrils.

64.- Como comparación, y debido a la poca vistosidad de los contactos de los granitoides de la zona estudiada con las rocas metamórficas encajantes, en esta foto se muestra un contacto de características similares entre la granodiorita de Perramó (Posets) y las rocas encajantes devónicas. Observar el contacto perfectamente neto del granitoide con el encajante.

65.- Del mismo modo que en la foto anterior, pero solo a escasos Km más al N de la zona estudiada (en la Costa Brava), pueden verse algunos contactos de interés para comprender los mecanismos de emplazamiento de los granitoides estudiados. En esta foto (Monte de San Esteban, Palamós) se observa como el granito (superior) secciona perfectamente las estructuras de un granitoide anterior (parte inferior de la fotografía), como puede verse por el enclave de la parte central-inferior cortado por la mitad.

66.-Aspecto en el afloramiento de un potente dique de pórfido granítico (Tipo-P) cortado perpendicularmente por el desmonte de una carretera. Puede verse su disposición no vertical (en este caso con buzamiento hacia el SE) y su estructura interna compuesta por dos franjas de color claro laterales, y una franja interior más ancha y de color más oscuro. Estas franjas laterales pueden testimoniar una intrusión múltiple por la misma fisura, o más generalmente las facies de borde más bruscamente enfriadas del dique en contacto con el encajante. Cruce de las carreteras de Tiana-La Conreria y Badalona-La Conrería.

67.- Aspecto de un dique de pórfido diorítico sinplutónico (PITCHER & BERGER, 1972) en el interior de las tonalitas biotítico-hornbléndicas (Tipo-H). Puede verse cómo el dique ha sido fragmentado posteriormente a su intrusión, implicando con ello que a pesar de que el magma tonalítico estaba ya suficientemente cristalizado como para responder de modo frágil frente a determinados esfuerzos, todavía presentaba plasticidad suficiente como para fluir de modo limitado. Cantera de Teià.

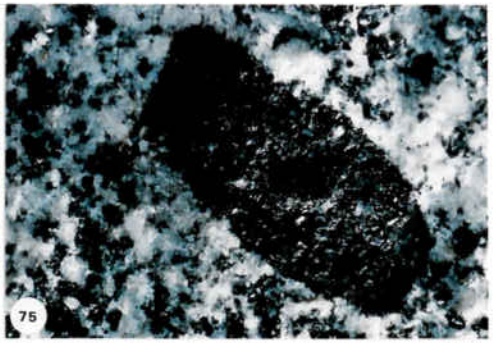
68.- Intrusión de un leucogranito (color claro) en una granodiorita (color gris) mediante "magmatic stoping" en la Cala Pedrosa (Palafrugell), algunos Km al NE de la zona estudiada. Ejemplo, a título ilustrativo, de uno de los mecanismos posibles en el emplazamiento de los granitoides en las Cadenas Costeras Catalanas. En la foto puede verse cómo el leucogranito penetra en

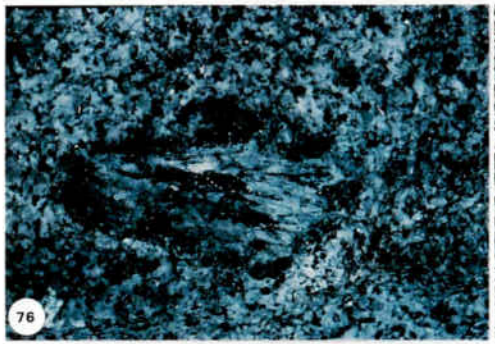
forma de diques por las diaclasas de la garnodiorita, desmembrando bloques angulosos de la misma, que ocasionalmente quedan incorporados en el leucogranito. La misma granodiorita incluye grandes xenolitos de cornubianitas (Color más oscuro), sugiriendo un mecanismo análogo de emplazamiento en el encajante metamórficos en un estadio anterior.

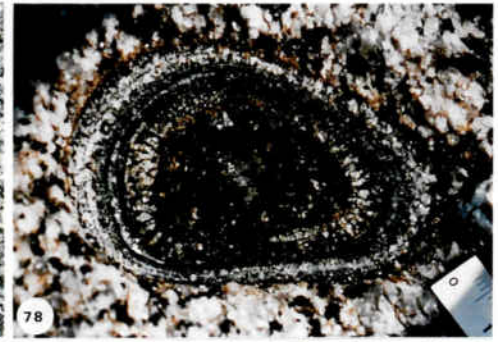
69.- Detalle del contacto entre los granitoides y los gneises del pequeño resto preservado del encajante metamórfico del Turó de Nofre Arnau (ver foto 5). Los contactos son difusos y parecen distorsionar plasticamente la esquistosidad de los gneises aparentemente a causa de una migmatización inducida por la intrusión, a escasa distancia de la misma.

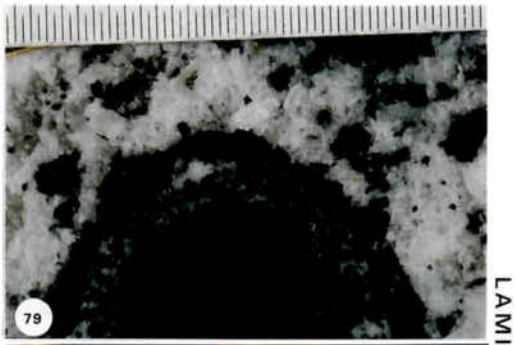
70.- Detalle de un contacto entre un granito de características análogas a las del Tipo-Gb del Montnegre, y unos gneises leucograníticos de composición semejante, en Sant Feliu de Buxalleu, muy pocos Km al N del Montnegre, en los alrededores de la zona estudiada. El contacto es difuso, hallandose los gneises parcialmente migmatizados.

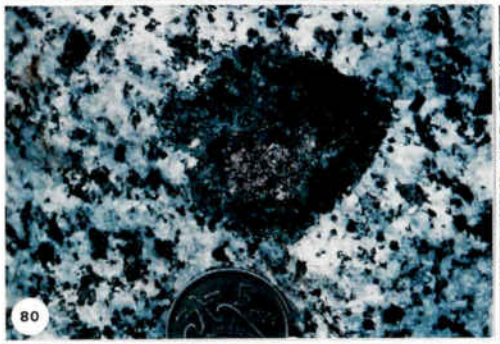
71.- Aspecto de uno de los diques de granodiorita que se hallan con relativa frecuencia en los alrededores de los contactos entre las granodioritas (Tipo-B) y las tonalitas (Tipo-H), y que permiten establecer la mayor antigüedad de las tonalitas (dado que nunca se han observado diques al contrario, es decir, diques de tonalitas intruyendo en las granodioritas). Estos diques, generalmente de unos 0.5 m de anchura, suelen estar limitados por zonas pegmatíticas (quizás stocksheiders ?), y algunas veces muestran schlieren internos que se disponen a "grosso modo" paralelos a los contactos.

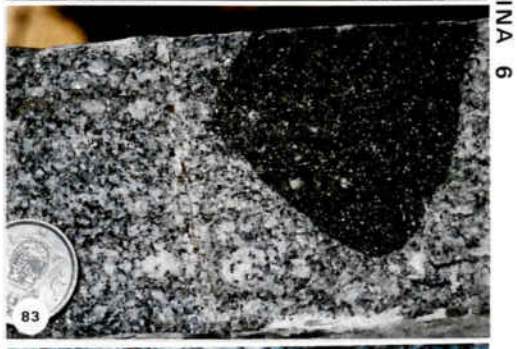


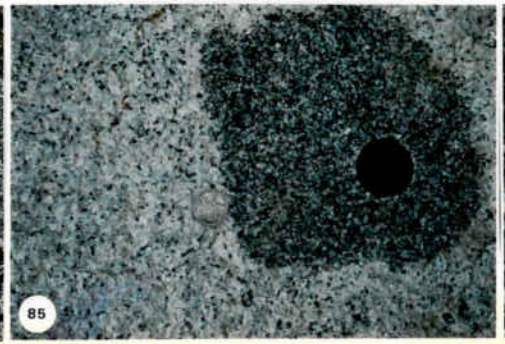












LAMINA 6

LAMINA 6

72.- Aspecto general de un gran xenolito de cornubianitas incluído en las granodioritas biotíticas de tipo-B, del Mont Llorer (Montnegre) a algunos centenares de metros de distancia del contacto con la roca encajante

73.- Enclave de origen metasedimentario rico en biotita, con restos de foliación, y de composición heterogénea. Estos enclaves suelen portar minerales muy alumínicos (corindón, espinela, andalucita, etc) producidos por intenso metamorfismo debido a las altas temperaturas del magma. (ver las fotos 97, 98 y 140 correspondientes a este enclave, y la 141, correspondiente a un enclave de análogas características pero de otra localidad. Este enclave se halla englobado en la tonalita biotítico-hornbléndica (Tipo-H) lejos de cualquier encajante conocido. Cantera de Dosrius.

74.- Enclave metasedimentario muy evolucionado mostrando los restos de unos pliegues, puestos de manifiesto por acumulaciones de biotita. Es de destacar que no existen afloramientos de rocas metamórficas a varios Km del lugar donde ha sido hallado el enclave. Teià.

75.- Enclave micáceo ("Enclave surmicacée", DIDIER, 1973) en las tonalitas biotítico-hornblendicas (Tipo-H). Cantera de Argentona. Este tipo de enclaves son considerados,por el autor mencionado, como los productos finales , restíticos, de la fusión parcial de enclaves (xenolitos) cornubianíticos atrapados por el magma durante su emplazamiento.

76.- Tipo de enclave, único encontrado en el área estudiada, constituído casi integramente por sillimanita (foto 150) englobado en la granodiorita biotítica (Tipo-B) de la montaña de El Corredor.

77.- Enclave de roca calcosilicatada (básicamente una diopsidita) incluído en la granodiorita con megacristales de S´Agaró, algunos Km al N del área estudiada.

78.- Enclave fuertemente zonado, englobado en las granodioritas tonaliticas (Tipo-BH) de Caldetes. Su composición no ha podido ser determinada por el momento, por haber sido imposible su extracción del afloramiento, aunque presumiblemente se trata de una reacción progresiva de asimilación de un enclave calcosilicatado. Su núcleo parece estar constituído por granate o idocrasa .

79.- Enclave esférico zonado, con una capa externa blindada por biotita y con las capas internas ricas en anfíbol y en óxidos opacos. Su origen es totalmente desconocido. Roca que lo incluye: Tonalita (Tipo-H, A-71). Cabrils.

80.- Enclave rico en anfíbol con una parte importante constituída por un grueso cristal de granate rojo (con inclusiones orientadas de rutilo(?)). Su origen es desconocido y no se ha hallado ningún otro de características semejantes. ¿Quizás podría tratarse de una eclogita retrometamorfizada?. Englobado en las tonalitas (Tipo-H) de la Cantera de Dosrius.

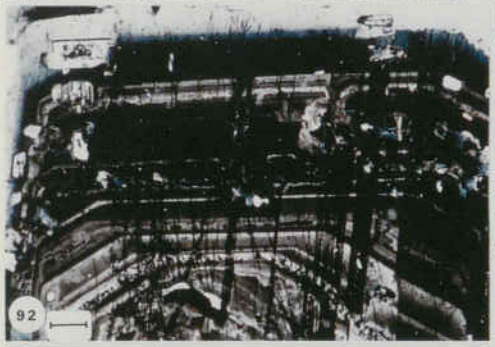
81.- Enclave cuarzodiorítico, o gabrodiorítico, (según las clasificaciones de STRECKEISEN (1976) o de LA ROCHE (1980) respectivamente) típico de las tonalitas biotítico-hornbléndicas del Tipo-H (ver fotomicrografía 139) (Tipo Emi(H), A-53). Generalmente presenta formas redondeadas y es de grano fino, con microestructura algo heterogranular por la presencia de cristales mayores de biotita, hornblenda y plagioclasa. Cantera de Argentona.

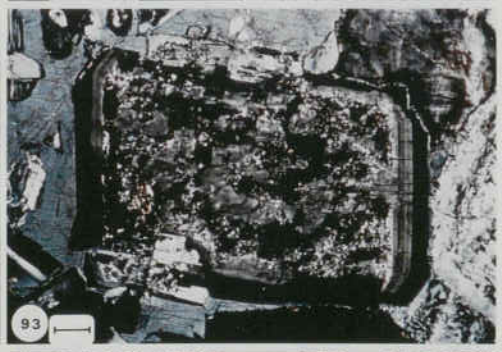
82.- Aspecto de uno de los escasos enclaves microgranudos de los leucogranitos del Tipo-M. Por sus características macroscópicas recuerda las melatonalitas heterogranulares. Cantera de leucogranito(A-26) de Céllecs. La Roca.

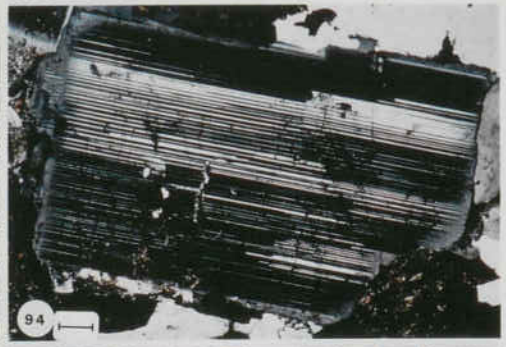
83.- Enclave microgranudo de un pórfido granodiorítico (cantera de Alella). Un enclave similar de un pórfido granodiorítico de la cantera de Dosrius tiene la composición dada en el análisis A-56, es decir, tonalítica.

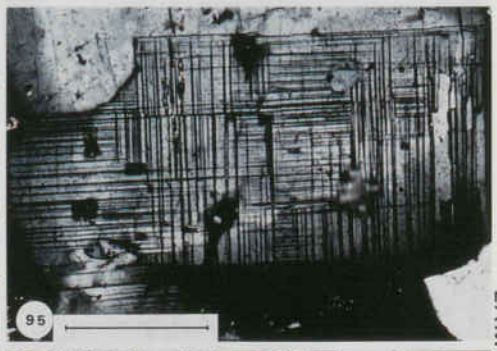
84.- Enclave de tonalita biotítico-hornbléndica (Tipo-H) en la melatonalita heterogranular de la cantera de Teià. (ver foto 60). En ese mismo afloramiento es posible igualmente hallar la situación inversa: enclaves de melatonalita (QDH) incluídos en la tonalita (H), lo cual junto al tipo de contactos observados sugiere una coexistencia simultánea en estado magmático de ambas rocas.

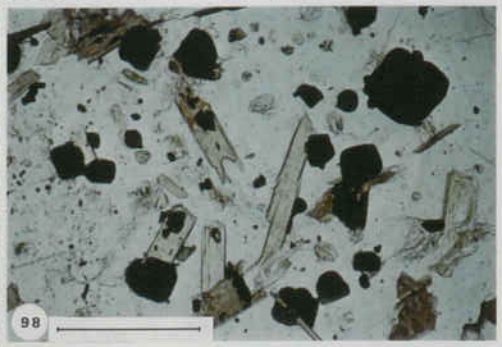
85.- Enclave de una roca plutónica granuda de composición granodiorítica biotítica en los leucogranitos de Céllecs (ver también la foto 48 referente a la misma roca).











LAMINA 7

86.- Detalle del contacto de la fotografía anterior. Los contactos no son netos, probablemente por corrosión debida a la composición no muy distinta entre ambas rocas.

87.- Otro enclave granodiorítico en los leucogranitos pero del plutón leucogranítico (Tipo-M) del Corredor. Como puede verse presenta características análogas a las anteriormente descritas en las fotos 85 y 86. Cabe destacar que ambos plutones (el de Céllecs y el del Corredor) se hallan encajados en granodioritas biotíticas.

LAMINA 7

FOTOMICROGRAFIAS

*(NOTA: La escala de las fotografías mide 250 micras)

88.- Aspecto a pequeño aumento en nícoles cruzados (NC) de las melatonalitas heterogranulares biotítico-hornbléndicas (Tipo-QDH) de Teià. Se reconoce una matriz granuda de grano fino, muy rica en plagioclasa, y en menor cantidad de cuarzo. Destacan grandes cristales de hornblenda (cristal superior) idiomórficos.(ver también fotos 12, 29 , 60 y 89).

89.- Melatonalita heterogranular biotítico-hornbléndica de Teià. Se observa una synneusis de dos cristales de plagioclasa idiomórficos rodeados por una envuelta común casi albítica, alotriomorfa. En el cristal mayor puede observarse una intensa corrosión magmática que alcanza el núcleo del mismo, y es rellenado posteriormente por la envuelta albítica Este ejemplo constituye una evidencia notable sobre el origen del patchy zoning de las plagioclasas de los granitoides estudiados (ver foto 88).(NC).

90.- Aspecto general a bajo aumento (NC) de una tonalita biotítico-hornbléndica del Tipo-H ("Tonalitas de Sant Mateu"). Se observa un gran contenido en plagioclasas hipidiomorfas a idiomorfas envueltas generalmente en cuarzo intersticial, y en menor proporción en feldespato potásico. Asimismo pueden verse en la parte superior de la fotografía, algunos cristales de biotita con desarrollo prismático, y a la derecha, un grano alotriomorfo de hornblenda. (Muestra equivalente a la A-13, de Teià)(Ver también la foto 137 y la 138).

91.- Sección basal de un cristal de hornblenda maclado, en una tonalita del Tipo-H (*190) Sant Pere de Premià.(La Cisa)(NC).
(NOTA: * = nº de muestra).

92.- Gran cristal de plagioclasa con intenso zonado oscilatorio. Pueden verse asimismo algunos pequeños cristales de plagioclasa incluídos con disposición paralela a las caras de crecimiento del cristal mayor (NC). Granodiorita biotítica (Tipo-B, A-14). Vallensana, Badalona.

93.- Cristal de plagioclasa casi desprovisto de maclado polisintético en el que puede observarse: un núcleo cálcico que ocupa gran parte del cristal de composición aproximadamente uniforme, y en el que hay un desarrollo importante de "patchy zoning" (manchas negras con bordes angulosos); inmediatamente después hacia las zonas externas, se aprecia un zonado oscilatorio con numerosos cambios bruscos de composición, pero con escaso desarrollo; y finalmente un borde más albítico (en negro) recubriendo todo el cristal y probablemente causante del Patchy zoning. El cristal se halla rodeado en gran parte por un grano de ortosa, de mucho menor relieve, y de color gris azulado en la fotografía. Tonalita (Tipo-H, A-13).Teià.(NC).

94.- Cristal hipidiomórfico de plagioclasa mostrando el típico maclado polisintético de la Albita (NC). Granodiorita biotítica (Tipo-B, A-58). Llinars.(Ver también fotos 16, 27, 42, y 99).

95.- Cristal de plagioclasa mostrando simultaneamente el maclado polisintético de la Albita y el de la Periclina. Notar el alto relieve del cristal en relación al cuarzo de la parte superior de la fotografía, denotando un importante contenido en Ca de la plagioclasa. Tonalita (Tipo-H) (A-13). Teià. (NC).

96.- Cristal de plagioclasa idiomorfo mostrando simultaneamente el maclado de Carlsbad y de la Albita. Tonalita (Tipo-H) Teià. (NC).

97.- Cristal de corindón con maclado polisintético en un enclave metamórfico rico en aluminio de las tonalitas biotítico-hornbléndicas (Tipo-H). Cantera de Dosrius. (ver también fotos 73, 98, y 140)(NC).

98.- Cristales octaédricos de espinela verde (el color verde oscuro ha quedado enmascarado en la fotografía por el fuerte contraste de luminosidad, y por aparecen en color negro). Enclave metamórfico de las tonalitas. (el mismo de la foto 97) . Cantera de Dosrius."Nícoles Paralelos"(NP).

99.- Aspecto general a bajo aumento y en NC de una granodiorita biotítica típica (Tipo-B, A-58). Se aprecia una notable abundancia de plagioclasa hipidiomorfa, y algunos cristales de biotita con las mismas características, englobados en granos poiquilíticos de feldespato potásico (por ejemplo el grano de la izquierda de color gris oscuro) y por granos alotriomorfos de cuarzo. Llinars.

100.- Desarrollo de mirmequitas en el contacto entre un cristal zonado de plagioclasa y un grano de feldespato potásico (parte superior de la fotografía). Observar que las mirmequitas se han formado en el borde más albítico de la plagioclasa, el cual no obstante es bastante cálcico, como puede verse por el contraste de relieve con el feldespato potásico. Granodiorita biotítica Tipo-B, A-58) Llinars (NC).

101.- Cristal idiomórfico maclado de allanita con un reemplazamiento parcial en los bordes por epidotas secundarias. En el centro presenta una inclusión de biotita. Observar las típicas fracturas radiales en el feldespato potásico en el que se halla parcialmente englobado, producidas por el aumento de volumen debido a la metamictización. Granodiorita biotítica del Tipo-B. Llinars.

103.- Microestructura típica, a bajo aumento, con NC, de un leucogranito del Tipo-M. Se distinguen claramente, la abundante ortosa pertítica, cuarzo y plagioclasas alotriomorfos, en proporciones casi equivalentes (Monzogranito), y su escaso contenido en biotita. Céllecs.

102.- Cristal idiomórfico de circón en su forma típica de presentarse en las tonalitas, granodioritas y granitos (ver también foto 119), junto a otros cristales más pequeños de apatito. Granodiorita biotítica (Tipo-B, A-58) Llinars.

LAMINA 8

LAMINA 8

104.- Intercrecimientos gráficos entre cuarzo y feldespato potásico en un leucogranito del Tipo-M (* 250 = A-27) del plutón leucogranítico de Céllecs. El resto de la roca, no constituído por dichos intercrecimientos, presenta la microestructura granuda alotriomorfa típica de los leucogranitos.

105.-Cristal de microclina con su maclado polisintético característico,en un leucogranito del Tipo-m (=A-111). Esta variedad del feldespato potásico es frecuente en los leucogranitos, aunque no es rara en las granodioritas y tonalitas. (*123). Mont Cabrer.

106.- Típico intercrecimiento mesopertítico de los feldespatos potásicos de los leucogranitos del Tipo-M (Céllecs).

107.- Aspecto general a bajo aumento de la microestructura del leucogranito aplítico (Tipo-MA,A-109) de la cumbre del Castell de Burriac. Se trata de una microestructura granuda alotriomorfa de grano muy fino, destacándose abundante cuarzo y feldespato potásico, algo de plagioclasa, y algún grano de moscovita. Esta roca contiene granate, ocasionalmente.

108.- Aspecto a bajo aumento y en "nicoles paralelos" de las cortlandtitas del Montnegre. Puede verse: en el centro, un cristal de tamaño considerable de espinela verde oscura incluída en un mineral incoloro de bajo relieve relativo (flogopita). El mineral de la derecha, grisáceo, de alto relieve y numerosas fracturas negras, es olivino. Todo el resto de la fotografía es anfíbol (relieve moderado y color marrón grisáceo)(Tipo-Ctd, A-92). (Ver también fotos 8 y 109).

109.- Cristales idiomorficos de espinela verde oscura incluídos en el olivino de las cortlandtitas (A-92) de Can Caselles. Orsavinyà.

110.- Aspecto a medio aumento de la microestructura de las bojitas de Can Rec (Tipo-gA, A-93), mostrando una textura "subofítica" entre cristales idiomórficos de plagioclasa muy cálcica (con maclas de carlsbad), y anfíbol algo marrón (se aprecian las líneas de exfoliación basal)(Ver también la foto 143).

111.- Sección basal de un clinopiroxeno, maclado, en la bojita augítica de la Mina de Can Montsant (Orsavinyà) (Tipo-g, A-42). El mineral blanco y grisáceo a la izquierda de la foto es cuarzo. El mineral que aparece en la parte inferior-izquierda con color verde es anfíbol. (Ver también la foto 142).

112.- Aspecto general, a bajo aumento, de de la cuarzodiorita con biotita, hornblenda, ortopiroxeno y clinopiroxeno de Can Camps (Tipo-Dopx, A-91). Destaca su gran contenido en plagioclasa y su grano fino predominante, aunque a veces presenta algunos cristales de mayor tamaño (Ver también las fotos 10, 113, y 146).

113.- Sección basal de piroxeno en contacto con un cristal corroído de biotita, en las cuarzodioritas de Can Camps (Tipo-Dopx, A-91)."Nícoles Paralelos". (Ver foto anterior).

114.- Gran cristal de plagioclasa con patchy zoning en el núcleo (el cual abarca la mayor parte del cristal), incluyendo algunos cristales de biotita. La zona externa del cristal se halla recubierta por una envuelta más albítica de contornos alotriomorfos. A la derecha se observa parte de un cristal de microclina, de menor relieve. Granodiorita biotítica con megacristales de Feld-K de Tordera (Tipo-FK, A-96).(Ver también foto 20).

115.- Aspecto a bajo aumento de la "Granodiorita de Roca Miralles" (Tipo-Gbm, A-10). En la foto puede apreciarse: arriba, parte de un gran cristal de feldespato potásico; abajo-derecha, varios cristales de plagioclasa; en la parte central algo desplazado hacia arriba y a la izquierda, un cristal hipidiomorfo de biotita (marrón oscuro). Los cristales de colores vivos son de moscovita alotriomorfa.

116.- Aspecto típico a pequeño aumento de la microestructura de los "granitos del Montnegre" (Tipo-Gb, A-73). Se aprecia una microestructura de tipo alotriomorfo con biotitas de hábito tabular-escamoso (secciones muy alargadas según las trazas de exfoliación, centro de la fotografía). Serra de Roca Rossa (Ver también fotos 23, 34 , 35 y 145).

117.- Microestructura a pequeño aumento de la facies transicional a pórfido granítico del granito del Montnegre (Tipo P-Gb, A-119) (Ver también fotos 36 y37)(NC), Turó de la Font d´en Roca (Sant Celoni).

118.- Enclave microgranudo gris oscuro típico del "granito del Montnegre". (Tipo-E(Gb), A-40) (ver fotos 19, 51 y 56). Sorprende fuertemente el escaso contenido en minerales máficos (biotita) si se tiene en cuenta la intensa tonalidad oscura de los enclaves en muestra de mano (foto 56). Como puede apreciarse en la fotografía,este hecho se debe al gran número de minúsculos cristales de biotita escamosa, la cual muestra una gran superficie en los planos de fractura, pero representando un porcentaje volumétrico muy pequeño.

LAMINA 9

Presenta una microestructura semejante a la del garnito que los engloba, aunque de grano bastante más fino. Tº de la F. d´en Roca (St. Celoni).

119.- Aspecto de los circones de los "granitos del Montnegre" (Tipo-Gb, A-74) de la Serra de Roca Rossa. Destaca su casi perfecto idiomorfismo y el predominio de hábitos prismáticos bastante alargados. Asimismo presentan frecuentes zonaciones.
Los circones han sido concentrados mediante un ataque fluorhídrico y sulfúrico sobre una fracción de biotita previamente preconcentrada magnéticamente.

LAMINA 9

120.- Aspecto microscópico de un pórfido granítico típico (Tipo-P, =A-2). Se observa un abundante contenido en fenocristales de cuarzo con hábito bipiramidal hexagonal (cuarzo-beta) con corrosiones magmáticas. Asimismo se ven fenocristales de plagioclasa idiomorfos, y de biotita con hábito prismático bien desarrollado. La matriz es microgranuda, y rica en cuarzo y feldespato potásico (aunque también contiene biotita y plagioclasa en menor proporción) (Ver también fotos 46 y 47) (NC). Cabrera de Mar.

121.- Microestructura de un pórfido granodiorítico (Tipo-PGd=PB, *818) del Macizo del Corredor. Se aprecian abundantes fenocristales de plagioclasa con características muy semejantes a los de las granodioritas y tonalitas. En la parte central-derecha de la fotografía se ve un gran fenocristal de plagioclasa en el que se destaca un patchy zoning, incluyendo un cristal de biotita orientado sobre una cara de crecimiento de la plagioclasa. En su parte externa se desarrolla una intensa zonación oscilatoria.

Abundan también los fenocristales de cuarzo y biotita. La matriz es en parte microlítica, por la abundancia de plagioclasa, y en parte microgranuda.

122.- Facies central de un pórfido granodiorítico (PGd=PB, A-56) en la que se aprecian fenocristales de cuarzo y plagioclasa inmersos en una matriz granuda de grano relativamente grueso constituída por los mismos minerales (ver también fotos 44 y 45).

123.- Pórfido granodiorítico con megacristales de feldespato potásico (Tipo-Pfk, A-8). Destacan los grandes fenocristales de ortosa (que pueden alcanzar por lo menos hasta 7 cm de longitud) inmersos en una matriz microgranuda. Observar las numerosas inclusiones de plagioclasa y biotita orientadas según las caras de crecimiento del fenocristal, que sugieren un crecimiento en un medio magmático del megacristal.

124.-Pórfido tonalítico del Tipo-PTH (*193). En la fotografía se observa: fenocristales idiomorfos de plagioclasa zonada y biotita, englobados en una matriz granofídica de cuarzo y feldespato alcalino. La Cisa.(St. Pere de Premià).

125.- Pórfido tonalítico del Tipo-PTH (A-102). Puede verse un fenocristal de cuarzo con intensa corrosión magmática. A la izquierda se ven dos fenocristales de biotita (color verde oscuro) y en la parte inferior-derecha, parte de un cristal de hornblenda. La matriz tiene tendencia a ser granofídica. Santa Agnès de Malanyanes.

126.- Pórfido diorítico del tipo-PD (*411 ≅ A-72). En la fotografía pueden verse dos fenocristales de plagioclasa adheridos, mostrando patchy zoning (manchas blancas en el cristal de la izquierda) y corrosión magmática (cristal de la derecha). La matriz es en parte microlítica. Teià.

127.- Cristal de augita maclado. Dique de gabrodiorita del Tipo-d, *781≅ A-33). La Roca.

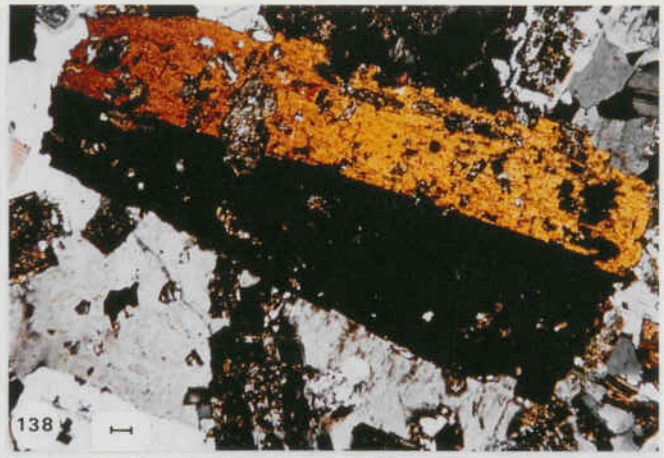
128.- Greisen (*733.0). Roca metasomática constituída casi exclusivamente por cuarzo y moscovita. Este tipo de rocas son bastante raras en el Macizo del Montnegre. Coll de la mina d´Or (Tordera).

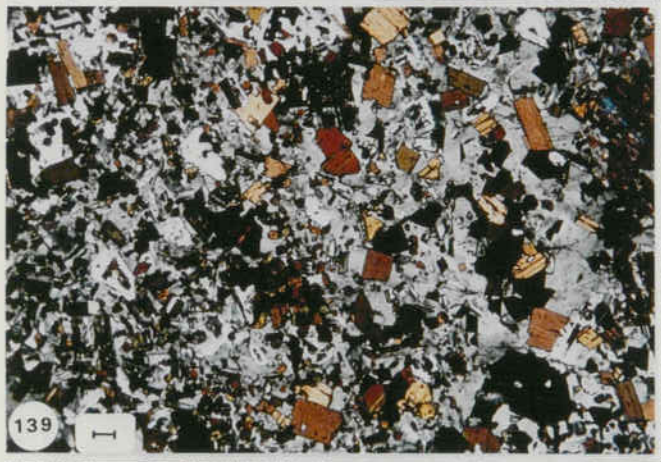
129.- Monzonita hornbléndica (Tipo-S, *748). En la fotografía se ve, a la izquierda feldespato potásico; a la derecha-abajo plagioclasa, y en la parte superior-derecha un agregado de pequeños cristales de hornblenda. No contiene cuarzo. Esta roca es posiblemente de origen metasomático aunque desconcierta su contenido en hornblenda. Alrededores de Can Font-rodona (Orsavinyà).

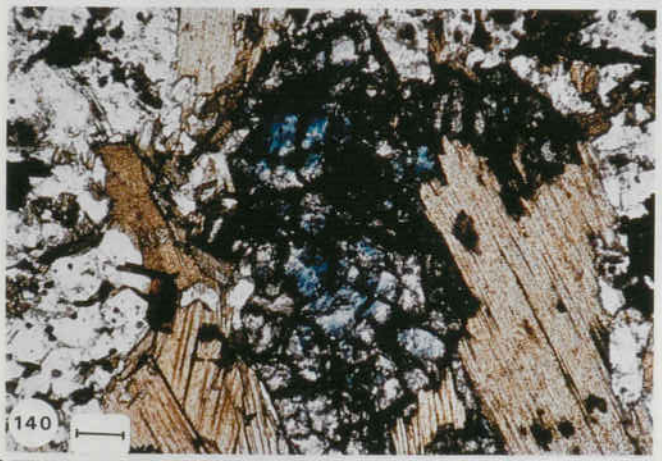
130.- Aspecto microscópico de una epidotita (*208). Roca constituída muy predominantemente por epidota, formada por metasomatismo hidrotermal y hallada frecuentemente en asociación con las episienitas. Sant Pere de Premià.

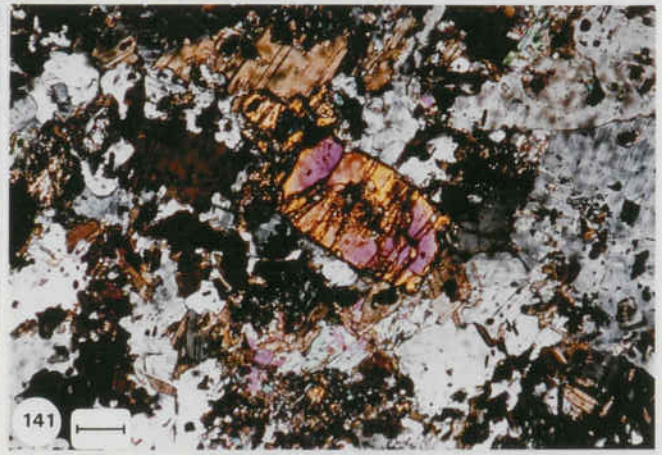
131.- Cristal de estaurolita incluído en una vena pegmatítica de las cornubianitas carboníferas, al N de Roca Miralles (Sant Genís de Palafolls).

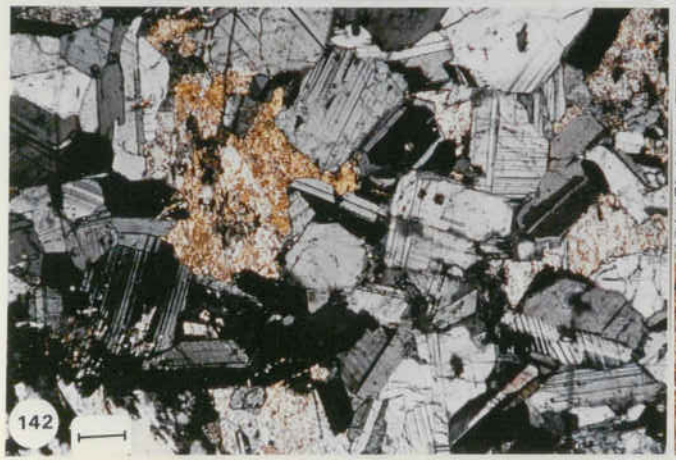
LAMINA 10

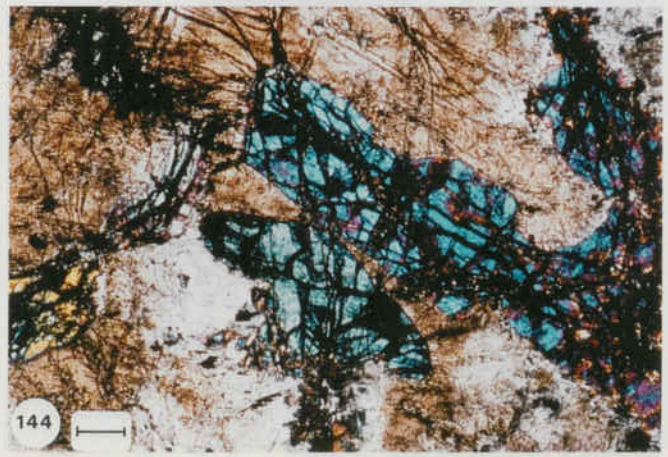












132.- Porfiroblasto de cordierita con su estructura "en sectores" característica. Cornubianita pelítica. Vertiente N de Sant Martí del Montnegre.

133.- Parte de un porfiroblasto de cordierita pinitizado (amarillo) englobando la crenulación de la cornubianita (*664) y poniendo con ello de manifiesto la posterioridad de la intrusión a las dos fases principales de deformación de las rocas metamórficas del Montnegre. Montaña del Montnegre.

134.- Cristales radiales de idocrasa (vesubianita) (*666). Mina de Can Montsant (Orsavinyà).

135.- Cristales aciculares desarrollados por la fusión parcial del feldespato en un xenolito granítico englobado por los basaltos terciarios del volcán de Sant Corneli. ("sieve texture" COX et al, 1979).

LAMINA 10

136.- Cristal de ortosa pertítica zonado en un leucogranito del Tipo-M del Corredor (A-35). En la parte inferior-derecha se observa un cristal alotriomorfo de moscovita.

137.- Synneusis afectando a cuatro cristales de plagioclasas zonadas. Los cuatro cristales, en la misma orientación óptica, se hallan recubiertos conjuntamente por un reborde externo de plagioclasa más albítica. Tonalitas biotítico-hornbléndicas del Tipo-H (A-13). Teià.

138.- Aspecto microscópico de uno de los cristales de hornblenda característicos de las tonalitas biotítico-hornblendicas (Tipo-H). El cristal se halla maclado y presenta algunas inclusiones, principalmente de plagioclasa y apatito.

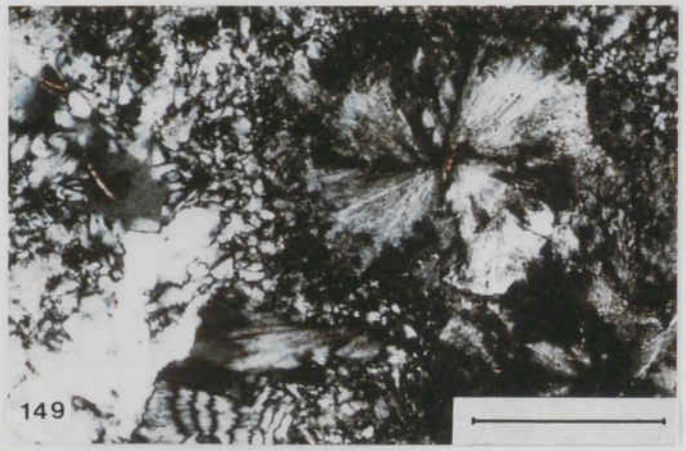
139.- Aspecto microscópico de los enclaves cuarzodioríticos de las tonalitas biotitico-hornbéndicas (Tipo-H) (Ver también la foto 81).
Destaca el elevado contenido en pequeños cristales idiomórficos de biotita y hornblenda inmersos en una matriz poiquilítica de plagioclasa y cuarzo. Cabrils.

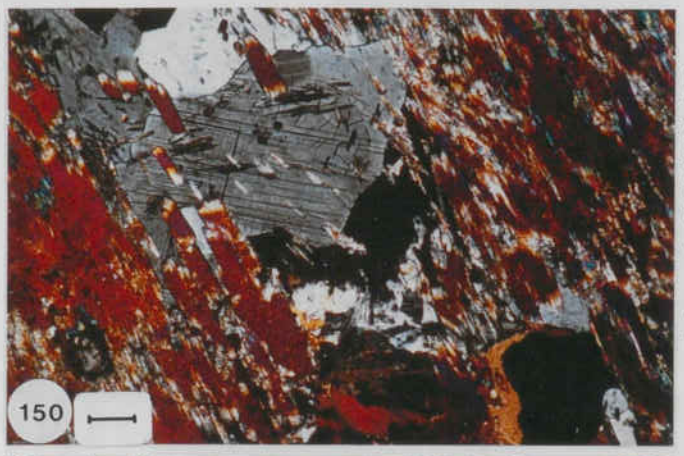
140.- Cristal de corindón azul pleocroico ("Nicoles Paralelos") en un enclave metamórfico rico en biotita y plagioclasa, de las tonalitas biotítico-hornbléndicas (Tipo-H). Cantera de Dosrius. (Ver también las fotos 73, 97, y 98).

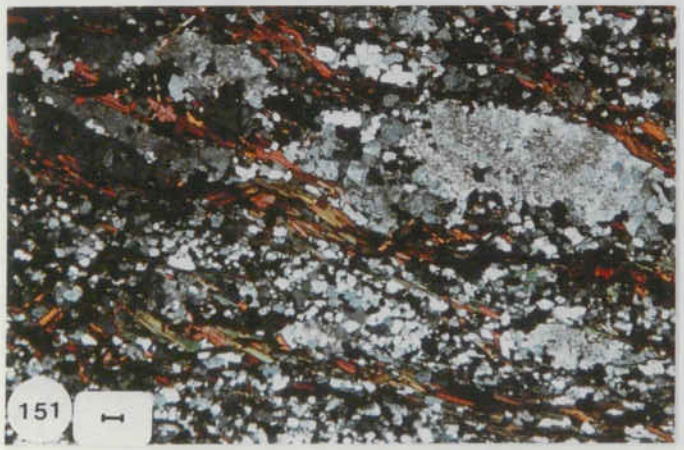
141.- Cristal idiomórfico de corindón en un enclave metamórfico de las tonalitas Tipo-H, de características similares al descrito en la fotografía anterior. Cabrils.

142.- Aspecto general de la bojita con clinopiroxeno de la mina de Can Montsant (tipo-g, A-42). La muestra corresponde a una zona particulamente pobre en máficos (leuco-bojita, o bojita anortosítica). Se destaca el gran contenido en plagioclasas hipidiomorfas diversamente macladas. Orsavinyà.

143.- Bojita de Can Rec.(Tipo-gA, A-93). En la foto se aprecia una microestructura de tipo ofítico entre la plagioclasa y el anfíbol (ver también las fotos 38 y 110). Orsavinyà.







LAMINA 11

144.- Cortlandtita (Tipo-Ctd, A-92). Granos de olivino, muy fracturados, incluídos en anfíbol(Ver además fotos 8, 108 y 109).

LAMINA 11

145.- "Granito del Montnegre" de grano medio-fino (Tipo-Gb, *662 ≅ A-73). Microestructura en parte granuda y en parte gráfica.

146.- Cristal de hiperstena en la cuarzodiorita del tipo-Dopx (A-91) de Can Camps. El cristal se halla rodeado en parte por una aureola de biotita monocristalina.

147.- Gabrodiorita biotítico-hornbléndica (Tipo-D, A-67). Observar el elevado contenido en minerales máficos y la estructura granuda. (Ver también fotos 11 y 30). Alrededores de Can Capa (Dosrius).

148.- Cristal de plagioclasa mostrando un intenso zonado oscilatorio. Es su parte interna se halla una inclusión de biotita ordenada según una cara de crecimiento del cristal que produce una distorsión en el posterior desarrollo del zonado oscilatorio. Granodiorita biotítica con megacristales de FK ("Granodioritas de Tordera"). Tipo-FK, A-96.

149.- Microestructura esferulítica en una felsita (Tipo-F, A-76), intrusiva en los materiales del Culm de Santa Susanna. (Ver también foto 55).

150.- Sillimanita (mineral fuertemente coloreado) en un enclave metamórfico de las granodioritas biotíticas del Tipo-B. Forn del Vidre (El Corredor). (Ver tambien la foto 76).

151.- Aspecto microscópico de los gneises del Turó de Nofre Arnau (Mataró).

152.- Wollastonita (cristal rojo y cristal gris del centro de la fotografía) con calcita (parte inferior-derecha) y cuarzo (pequeños cristales blancos). Corneana calcosilicatada en contacto con las tonalitas de Pineda. Cantera de Pineda.

153.- Anfíbol con extinción recta (Antofilita (?)) incoloro. Raro en las Cortlandtitas (A-92). Can Caselles (orsavinyà).

BIBLIOGRAFIA

ADAMIYA, SH.A. & SHAVISHVILI, I.D. (1979): A Model for the Tectonic Evolution of the Earth´s Crust in the Caucasus and Neighboring Territories (Pre-Alpine Stage). Geotectonics, 13(1):51-56.

ADAN DE YARZA, R. (1896): Rocas eruptivas de la Provincia de Barcelona. Mem. de la Real Acad. de Ciencias y Artes de Barcelona, 3ª época t.II,nº 19, 359 p.

ALMERA, J. (1900): Mapa Geológico-Topográfico de la Prov. de Barcelona. Región I.

ALMERA, J. (1914): Mapa Geológico-Topográfico de la Prov. de Barcelona. Región V.

ANDREWS, D.L. & SLEEP, N.H (1974): Numerical modelling of tectonic flow behind Island Arcs. Geophys. J. R. Astr.Soc. 38:237-251.

APARICIO,A., BARRERA, J.L., y CARABALLO, J.M. (1975): Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central Español. Mem.Inst.Geol. Min. de España.Tomo 88, 146pp.

APARICIO,A., BARRERA, J.L., CASQUET, C., PEINADO, M., TINAO, J.M.(1977): El plutonismo hercínico post-metamórfico en el SO del Macizo Hespérico (España). Bol.Geol.Minero T.LXXXVIII-VI: 497-500.

ARCULUS, R.J. & CURRAN, E.B. (1972): The genesis of the Calc-Alkaline Rock Suite. Earth and Planet. Sci. Lett. 17: 255-262.

ARTHAUD, F. et MATTE,P. (1977): Détermination de la position initiale de la Corse et de la Sardaigne à la fin de l´Orogenèse Hercinienne grâce aux marqueurs géologiques anté-mesozoïques. Bull.Soc.géol. France (7) t.XIX, nº 4, :833-840.

ASHAUER, H. y TEICHMULLER,R. (1935): Origen y desarrollo de las Cordilleras variscas y alpídicas de Cataluña (Traducido por Rios J.M.) de de "Die variscische und alpidische Gebirsbildung Katalonien Abh. Gessels. Wiss Göttingen Math. Phys. Kl. 1935. Publ.Extr. Geol España t III : 7-102. Madrid, 1946.

AUTRAN, A., FONTEILLES, M. & GUITARD G (1970): Relations entre les intrusions de granitoïdes, l´anatexie, et le métamorphisme régional considerées principalement du point de vue de l´eau: cas de la Chaîne Hercynienne des Pyrénées Orientales. Bull.Soc.Géol. de France (7) XII, nº4. pp 673-731.

BARGOSSI GM, D´AMICO CD & VISONA D. (1979): Hercynian plutonism in the Southern Alps. A brief report. Newsletter nº 1, IGCP Project nº 5 p 1-32.

BARTH TFW (1969): Feldspars. Wiley-Interscience.John Wiley&Sons. 261 pp.

BEA F (1975): Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres. Tesis Univ. de Salamanca (Inéd).

BENDER JF, HANSON GN, & BENCE AE (1982): The Cortlandt Complex: evidence for large-scale liquid immiscibility involving granodiorite and diorite magmas. Earth and Planet. Cci. Letters 58(3): 330-344.

BESSON M et FONTEILLES M (1974): Relations entre les comportements contrastés de l´alumine et du fer dans la différentiation des séries tholéitique et calco-alcaline. Bull.Soc.Fr.Mineral. et Cristallogr. 97: 445-449.

BISTE M (1981) : Application of various geochemical proximity indicators to the tin favorability of South Sardinian granites. J.Geoch.Expl. 15: 295-306.

BOETTCHER AL (1973): Volcanism and Orogenic Belts. The Origin of Andesites. Tectonophysics. 17: 223-240.

BONIN B (1977): Les complexes granitiques subvolcaniques de Corse: caracteristiques, signification et origine. Bull.Soc.Geol.France. 7 ser. t.XIX,nº4. pp 865-871.

BONIN B (1982): Les granites des complexes annulaires. Manuels & Methodes nº4.Bureau de Recherches Géologiques et Minières.BRGM-BP 6009-45060 Orleans.

BOWDEN P, BATCHELOR RA, CHAPPEL BW, DIDIER J, & LAMEYRE J (1984): Petrological, Geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 35: 1-11.

BRALIA A, GHEZZO C, GUASPARRI G;& SABATINI G (1981): Aspetti genetici del batolite Sardo-Corso. Rendic.Soc.Ital.Mineral.Petrol. 38(2):701-764.

BROWN GC (1982): Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. Andesites. Edited by R.S. Thorpe. John Wiley and Sons.

BROWN GC & FYFE WS (1970): The production of granitic melts during ultrametamorfism. Contrib.Mineral.Petrol 28: 310-318.

BUDDINGTON A F (1959): Granite emplacement with special reference to North America. Bull.Geol.Soc of America 70: 671-747.

CANN JR (1970): Upward movement of granitic magma. Geol. Mag. 107: 335-340.

CAPDEVILA R, et FLOOR P (1970): Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-ouest de l´Espagne. Bol.Geol. y Min. T. LXXXI-II-III (215-225): 101-111.

CARMICHAEL ISE, TURNER F J & VERHOOGEN J (1974): Igneous Petrology. McGraw-Hill Book Company N Y .739 pp.

CARRERAS J,y LOSANTOS M (1982): Geological setting of the Roses Granodiorite (E-Pyrenees, Spain). Acta Geol. Hispanica 17(4):211-217.

CHARLET J M, (1968): Etude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). Ann Soc Géol.Nord. LXXXVIII(2): 65-75.

CHARLET J M (1979): Le massif granitique de la Maladeta (Pyrénées Centrales Espagnoles). Synthese des données geologiques. Ann. Soc.Géol.Belgique. T. 102: 313-323.

COBBING E J, & PITCHER W S (1972): The Coastal Batholith of Central Peru. J.Geol.Soc.London. 128: 421-460.

COBBING E J, PITCHER W S, & TAYLOR W P (1977): Segments and Super-Units in the Coastal Batholith of Perú. J.Geol. 85: 625-631.

COBBING E J, & MALLICK I V (1983): A new approach to mapping granites. Episodes No 3: 10-14.

CORRETGE G (1971): Estudio petrológico del Batolito de Cabeza de Araya (Cáceres). Tesis (inéd).

CORRETGE L G, y MARTINEZ F J (1978): Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides: aplicación a los batolitos hercinianos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica. Geología de la parte Norte del Macizo Ibérico. Ed. homenaje a I. Parga Pondal. Ediciones del Castro.Sada.La Coruña.

D´AMICO C (1974): Hercynian Plutonism in the Alps. A report 1973-1974. Mem. Soc.Geol Ital. 13(1): 49-118.

DEBON F (1980): Genesis of the three concentrically-zoned granitoid plutons of Cauterets-Panticosa. Geol Rundschau, 69(1): 107-130.

DEBON F & LE FORT (1983): A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. Trans. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci, 73: 135-149.

DE LA ROCHE H (1964): Sur l´expresion graphique des relations entre la composition chimique et la composition mineralogique quantitative des roches cristallines. Presentation d´un diagramme destiné a l´étude chimico-mineralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Aplication aux Vosges cristallines. Sci. de la Terre, Fr, 9: 293-337.

DE LA ROCHE H (1978): La Chimie des roches présenté et interpretée d´après la structure de leur facies mineral dans l´espace des variables chimiques: fonctions specifiques et diagrammes qui sén deduisent. Aplication aux roches ignées. Chem. Geol. 28: 63-87.

DE LA ROCHE H (1979): Granites´Chemistry Through Multicationic Diagrams. Sci. de la Terre, ser. "Inform. Geologique" 13. Proceedings of GEPIC Meeting of 26-27 April 1979.Nancy-Vandoeuvre (France) IGCP 154: 65-88.

DE LA ROCHE H, LETERRIER J, GRANDCLAUDE P, et MARCHAL M (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 Diagram and major element analyses- its relationships with current nomenclature. Chem. Geol. 29: 183-210.

DE PAOLO D J, & JOHNSON R W (1979): Magma genesis in the New Britain Island Arc:Constraints from Nd and Sr isotopes and trace-elements patterns. Contrib.Mineral. Petrol. 70: 367-379.

DILIER J (1973): Granites and their enclaves: the bearing of enclaves on the origin of granites. Elsevier. 393 pp.

DICKINSON W (1968): Circum-Pacific Andesite Types. J. Gephys. Res.73:(6): 2261-2269.

DIDIER J et LAMEYRE J (1971): Les roches granitiques du Massif Central Symp. J Jung: Géologie, geomorphologie et structure profonde du Massif Central Français.

DIDIER J, DUTHOU J L, & LAMEYRE J (1982): Mantle and Crustal Granites: Genetic Classification of orogenic granites and the nature of their enclaves. Journal of Volc. and Geoch. Res. 14: 125-132.

DI SIMPLICIO, FERRARA G, GHEZZO C, GUASPARRI G, PELLICER R, RICCI C, RITA F, & SABATINI G (1974): Il metamorfismo e il magmatismo paleozoico nella Sardegna. Rendiconti Soc.Ital.Miner. Petrol. XXX(2): 979-1068.

DOMENICK M A, & BASU A R (1982): Age and origin of the Cortlandt Complex, New York: implications from Sm-Nd data. Contrib. Mineral. Petrol. 79: 290-294.

DONVILLE B (1976): Géologie néogène de la Catalogne orientale. Bull. BRGM 2 sér.(4) 3: 177-210.

DUPUY C, DOSTAL J, & FRATTA M (1982): Geochemistry of the Adamello Massif (Northern Italy). Contrib.Mineral.Petrol. 80: 41-48.

DURAN H, MARTINEZ F J, y JULIVERT M (1981): The Guilleries Area. Guide to the field trips in the Eastern Pyrenees and Catalonian Coastal Ranges. IGCP Project No 5. Correlation of Prevariscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt. Barcelona.

EL BOUSEYLY A M, & EL SOKKARY A A (1975): The relation between Rb, Ba,Sr in granitic rocks. Chem Geol. 16: 207-219.

ENRIQUE P (1978): Petrología de los granitoides del Sector de la Cordillera Litoral Catalana comprendido entre el Río Besós y la Riera de Argentona. Tesis de Lic. Fac. Geol. Univ. Barcelona (inéd).

ENRIQUE P (1979): Las rocas graníticas de la Cordillera Litoral Catalana entre Mataró y Barcelona. Acta Geol. Hisp. 13: 81-86.

ENRIQUE P (1981): Late tectonic granitoids of the Catalonian Coastal Ranges. Guide to the field trips in the Eastern Pyrenees and Catalonian Coastal Ranges (13-15 June, 1981. Barcelona) IGCP Project No 5 Correlation of Prevariscan and Variscan Events of the Alpine-Mediterranean Mountain Belt.

ENRIQUE P (1981-1982): Presència de scheelita ($CaWO_4$) a les granodiorites dels Catalànids. Rev.Inst.Inv.Geol.Dip.Prov.-Univ. Barcelona 35: 123-126.

ENRIQUE P (1983): Existencia de una asociacion plutónica intermedia-mafica-ultramáfica de edad herciniana en el Macizo del Montnegre (Cordillera Litoral Catalana) . Rev. Inv. Geol. 36: 25-38.

ENRIQUE P (1984): The hercinian post-tectonic plutonic and hipabissal rocks of the Montnegre Massif, Catalonian Coastal Ranges (NE Spain). In Sassi, F P & Julivert M eds. IGCP No 5, Newsletter 3: 45-55.

ESTEVEZ A (1973): La vertiente meridional del Pirineo Catalán al Norte del curso medio del Río Fluviá. Secr.Publ.Univ Granada.Tesis doctoral nº44.

EWART A (1982): The mineralogy and petrology of Tertiary-Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to andesitic-basaltic compositional range. In Andesites Ed. by R S Thorpe. John Wiley & Sons.

FLOOR P (1970): Session de travail consacrée à la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest péninsulaire. Bol. Geol. Minero. T. LXXXI-II-III.(245-248): 131-134.

FLOOR P, KISCH H J, et OEN ING SOEN (1970): Essai de corrélation de quelques granites hercyniens de la Galice et du Nord du Portugal. Bol. Geol. Min. T. LXXXI-II-III (242-244): 128-130.

FONTBOTÉ J M, & JULIVERT M (1952): Algunas precisiones sobre la cronología de los plegamientos hercinianos en Cataluña. XV Congr.Geol.Intern. Alger. t. XIV-XV: 575

FRANCO M P (1980): Estudio petrológico de las formaciones metamórficas y plutónicas al NE de la depresión del Corneja-Ambles (Sierra de Ávila) Tesis doctoral. Univ. Salamanca. (inéd).

FRENCH W J, & ADAMS S J (1973): Polipropilene bottles in the decomposition of silicate rocks. Anal.Chim.Acta 62: 324-328.

FYFE W S (1973): The generation of Batholiths. Tectonophysics 17: 273-283.

GALAN G (1980): Estudio petrológico y geoquímico de la "Granodiorita Precoz" de Vivero y Rocas Ultramáficas asociadas. Tesis Licenc.Univ.Oviedo (inéd).

GARCIA L C, UGIDOS J M, BEA F, CARNICERO P, FRANCO P, RODRIGUEZ D, y LOPEZ-PLAZA (1980): Plutonism of Central Western Spain. A Preliminary note. Estudios Geol. 36: 339-348.

GHEZZO C, GUASPARRI G, & SABATINI G (1979): Late-hercynian post-orogenic magmatism in the sardo-corsican microplate. IGCP Project No 5 Newsletter. Ed. by F P Sassi & Visonà. Inst. Miner.Petrol.Univ. Padova.Italy.

GILL J B (1981): Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag.

GISBERT J (1981): Estudio geológico y petrológico del Estefaniense-Pérmico de la Sierra del Cadí (Pirineo de Lérida): Diagénesis y Sedimentología. Tesis doctoral de la Univ. de Zaragoza.(inéd).

GISBERT J, MARTI J, y VAQUER R (1984): El volcanismo estefano-pérmico del Pirineo Catalán. En: Seminario sobre el volcanismo antiguo del Pirineo. Dep. Petrol. i Geoq. Fac. Geol. Univ. Barcelona. Barcelona 25-29 Sept. 1984.

GREEN D H & RINGWOOD A E (1968): Genesis of the calc-alkaline igneous suite. Contrib. Mineral. Petrol. 18: 105-162.

GROVE T L, GERLACH D C, & SANDO T W (1982): Origin of Calc-Alkaline Series Lavas at Medicine Lake Volcano by Fractionation, Assimilation and Mixing. Contrib.Mineral.Petrol. 80: 160-182.

GUITARD G et RAGUIN E (1961): Sur les roches ultrabasiques (cortlandites) du paleozoïque inferieur de la partie oriental des Pyrénées. C.R.A. Sci. Paris. t.252, : 3606-3608.

HAMILTON W, & MYERS W B (1967): The Nature of Batholiths. Prof. Pap.U.S. geol. Survey. 554-C. 30pp.

HATCH F H , WELLS A K, & WELLS M K (1975): Petrology of the Igneous Rocks. Thomas Murby &Co.

HATHERTON T, & DICKINSON W R (1969): The relationship between Andesite Volcanism and seismicity in Indonesia, the Lesser Antilles, and Others Island Arcs. J. Geophy. Res. 74: 5301-5310.

HIBBARD M J (1981): The Magma Mixing Origin of Mantled Feldspars. Contrib. Mineral.Petrol. 76: 158-170.

HUGHES C J . (1982): Igneous Petrology. Elsevier. Amsterdam.

HUTCHINSON C S (1974): Laboratory Handbook of Petrographic Techniques. John Wiley & Sons.

HINDMAN D W (1972): Petrology of igneous and metamorphic rocks.Mac Graw-Hill book Company.

IGME (1946): "Mapa Geológico de España" 1: 50.000. Hoja nº 393. Mataró:1-124.

IGME (1972): "Mapa Geológico de España" 1: 200.000. Hoja nº 35. Barcelona.

IGME (1976): "Mapa Geológico de España". 1: 50.000. Hoja nº 364.La Garriga.

IGME (1976): "Mapa Geológico de España". 1: 50.000. Hoja nº 393, Mataró. Segunda Serie. Primera Edición.

IGME (1977): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares (Contribución al Mapa Tectónico de Europa). Escala 1: 1000.000.

IGME (1981): Mapa Geológico de la Península Ibérica, Baleares y Canarias. Escal 1: 1.000.000.

IRVINE T N, & BARAGAR W R A (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canad. J. Earth Sci. 8: 523-548.

JULIVERT M (1979): The Hercynian of the Pyrenees. Introduction: general features of the Hercynian Orogenic Belt. Guide to the Hercinian of the Eastern and Central Pyrenees. International Conference on Shear Zones in Rocks. Barcelona.

JULIVERT M, & MARTINEZ F J (1980): The Paleozoic of the Catalonian Coastal Ranges (Northwestern Mediterranean). In: Sassi F P ed.,IGCP No 5, Newsletter 2: 124-128.

JULIVERT M, & MARTINEZ F J (1981): General Outline of the Paleozoic Geology of the Catalonian Coastal Ranges. Guide to the field trips in the Eastern pyrenees and Cat. Coast. Rang. IGCP No 5 Barcelona.

JULIVERT M, FONTBOTE J M, RIBEIRO A, & CONDE L(1974): Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. Inst.Geol.Min. España. 113 pp.

JULIVERT M, & MARTINEZ F J (1983): Estructura de conjunto y visión global de la Cordillera Hercíniana. Libro Jubilar J M Rios. Tomo I: Geología de España. Inst.Geol. Min. Madrid.

KAY R W (1980): Volcanic Arc Magmas: Implications of a melting-mixing model for element recicling in the Crust-Upper Mantle system. The Journal of Geology. 88(5)

KERR P F (1965): Mineralogía Optica. Edic. Castillo SA. Madrid.

LAMEYRE J (1980): Les magmas granitiques: leurs comportements, leurs associations et leurs sorces. Mém.h.sér.Soc.Geol. France 10: 52-62.

LAMEYRE J, ROCCI G, et DIDIER J (1974): Granites Orogeniques et Granites Cratoniques: reflexions sur un aspect fondamental de la géotectonique. Cent.Soc.Geol. Belgique.Geologie des domaines cristallins.Liege. p183-221.

LAMEYRE J & BOWDEN P (1982): Plutonic Rock Types Series: Discrimination of various Granitoid series and related rocks. J.Volc.Geotherm.Res. 14: 169-186.

LE MAITRE R W (1976): Some Problems of the Projection of Chemical Data into Mineralogical Classification. Contrib.Mineral.Petrol. 56:181-184.

LE MAITRE R W (1976): A New Approach to the Classification of Igneous Rocks Using the Basalt-Andesite-Dacite-Riolite Suite as an example. Contrib. Miner.Petrol. 56: 191-203.

LE PICHON X & SIBUET J C (1982): Passive margins: a Model of Formation. J.Geophys. Res. 86: 3708-3720.

LETERRIER J (1972): Etude pétrographique et géochimique du Massif Granitique de Quériqut (Ariège). Ann. Ecole Nat.Sup.Geol.Appl. et Prosp. Min. Centre. Recherche Petr. et Geoch. (CNRS) NANCY. Mem. nº 23.

LETERRIER J, ET DEBON F (1978): Caractères chimiques comparés des roches granitoides et leurs enclaves microgrenues. Implications génetiques. Bull.Soc. géol. France t.XX(1): 3-10.

LORENZ V, & NICHOLLS I A (1976): The Permocarboniferous Basin and Range Province of Europe. An Application of Plate Tectonics. In: H Falke (Ed.) The Continental Permian in Central, West, and South Europe. pp313-342.

LLOPIS N (1947): Contribución al conocimiento de la Morfoestructura de los Catalánides. CSIC. Inst. "Lucas Mallada". 372 pp.

LLOPIS N (1948): Sobre la tectónica del granito de las Sierras de Levante de Barcelona. Est. Geológicos. 8: 187.

MARMO V (1971): Granite Petrology and the granite problem. Elsevier. Amst.

MARRE J (1973): Le Complexe éruptif de Quérigut. Petrologie, structurologie, cinematique de mise en place.

MARTI J (1982): Estudi Petrològic i Geoquímic de la Formació Volcànica Erill Castell (Pont de Suert, Lleida). Tesi de Llic. (inèd).

MARTI J (1983): La formación volcánica estefaniense Erill Castell (Pirineo de Lérida). Acta Geol. Hisp. 18(1): 27-33.

MARTIN H, & EDER F W (Eds.) (1983):Intracontinental Fold Belts. Case studies in the Variscan Belt of Europe and the Damara Belt in Namibia. Springer-Verlag.

MARTINEZ F J (1974): Petrografía, estructura y geoquímica de los diferentes tipos de granitoides del NW de Salamanca (Cordillera Herciniana, España). Sep. Trabajos de Geol. nº 7. Fac de Cienc. Univ. Oviedo : 61-141.

MATA J M (1981): Els minerals de Catalunya. Tesis doct. Univ. Barcelona (inéd).

MEHNERT K R (1968): Migmatites and the Origin of Granitic Rocks. Elsevier.

MEIJER A, & REAGAN M (1981): Petrology and Geochemistry of the Island of Sarigan in the Mariana Arc; Calc-Alkaline Volcanism in an Oceanic setting. Contrib.Mineral.Petrol. 77: 337-354.

MIYASHIRO A (1961): Evolution of Metamorphic belts. J. Petrol 2: 277-311.

MIYASHIRO A (1972): Metamorphism and Related Magmatism in Plate Tectonics. Am.J.Sci. 272: 629-656.

MIYASHIRO A (1973): Paired and Unpaired Metamorphic Belts. Tectonophysiscs 17: 241-254.

MIYASHIRO A (1974): Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. Am.J.Sci. 274: 321-355.

MONTOTO M (1967): Estudio petrológico y petrogenético de las rocas graníticas de la Cadena Litoral Catalana. Tesis doct. Univ.Barcelona (inéd).

MULLAN H S, & BUSSELL M A (1977): The basic rock series in batholithic association. Geol. Mag. 114: 265-280.

N A C S N (1983): North American Stratigraphic Code. The Amer. Assoc. Petrol. Bull. 67 (5): 841-875.

NICOLAS A (1972): Was the Hercynian Orogenic Belt of Europe of Andean Type? Nature 236: 221-223.

OENG ING SOEN (1970): Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. Bol. Geol. Min.España T.LXXXI-II-III: 271-298.

ORSINI J (1976): Les granitoïdes hercyniens corso-sardes: mise en évidence de deux associations magmatiques. Bull.Soc.Géol.France t. XVIII(5):1203-1207.

PARGA J R (1970): Evolución del Macizo Hespérico en los tiempos ante-mesozoicos y sus relaciones con otras áreas europeas. Bol.Geol.Min.T. 81: 115-143.

PEACOCK M A (1931): Classification of igneous rock series. J.Geol. 39: 54-67.

PECCERILLO A, & TAYLOR S R (1976): Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. Contrib. Mineral.Petrol. 58: 63-81.

PETRO W, VOGEL T, & WILBAND J (1979): Major-element Chemistry of Plutonic Rock Suites from compresional and extensional plate boundaries. Chem. Geol. 26: 217-235.

PITCHER W S (1978): The Anatomy of a Batholith. J.Geol.Soc.London 135:157-182.

PITCHER W S (1979): The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. J.Geol.Soc. London. 136: 627-662.

PITCHER W S, & BERGER A R (1972): The Geology of Donegal: A Study of Granite Emplacement and Unroofing. John Wiley & Sons. 435 pp.

PONS J (1982): Un modèle d´évolution de complexes plutoniques: Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Thèse.Toulouse.

PUGA E, y FONTBOTE J M (1979): Estudio Petrológico de las Rocas Volcánicas del Pérmico de Gréixer (Pirineo Catalán). Acta Geol. Hisp. Homenatge a Lluis Solé i Sabarís. 14: 80-89.

RAGUIN E (1946): Géologie du granite. Masson. pp 206.

RAGUIN E (1970) : Pétrographie des Roches Plutoniques dans leur cadre geologique. Masson et Cie. Eds. Paris. 239 pp.

RATCLIFFE N M (1968): Contact Relations of the Cortlandt Complex at Stony Point. Geol.Soc.Am.Bull. 79: 777.

RATCLIFFE N M , ARMSTRONG R L, MOSE D G, SENESCHAL R, WILLIAMS N, & BAIAMONTE M J (1982): Emplacement history and tectonic significance of the Cortlandt Complex, related plutons, and dike swarms in the taconide zone of sotheastern New York based on K-Ar and Rb-Sr investigations. Am.J.Sci 282: 358-390.

REID J B, EVANS O C, & FATES D G (1983): Magma mixing in granitic rocks of the Central Sierra Nevada, California. Earth and Planet.Sci. Lett. 66: 243-261.

RIDING R (1974): Model of the Hercynian Foldbelt. Earth and Plane. Sci. Lett. 24: 125-135.

ROBERTSON J K, & WYLLIE P J (1971): Rock-water systems, with special reference to the water-deficient region. Amer. J. Sci. 271: 287-338.

SAEZ A (1982): Estudio Estratigráfico y Sedimentológico de los materiales paleozoicos de la parte central del Priorat (Tarragona). Tesis de Lic. Univ. Barcelona.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M (1936): Estudio de las rocas eruptivas de España. Mem. Acad. Cienc. Madrid. Ser.Ciencias Nat. Tomo VI.

SAN MIGUEL DE LA CAMARA M (1929): Catálogo de las rocas eruptivas de la Provincia de Barcelona. Publ. Inst.Geol-Topogr. de la Dip. Prov. Barcelona nº 1.

SPRY A (1969): Metamorphic Textures.Pergamon Press. 350 pp.

STRECKEISEN A L (1976): To each plutonic rock its proper name. Earth-science reviews. 12(1).

TURNER J T, & VERHOOGEN J (1963): Petrología Ignea y Metamórfica. Ed.Omega Barcelona.

TUTTLE O F, & BOWEN N L (1958): Origin of Granite in the light of experimental studies. Geol. Soc. Am. Mem. No 74.

VAN DER SIJP J W (1951): Petrography and Geology of Montseny-Guillerias (NE Spain). Tesis Utrecht.

VAQUER R (1972): El Metamorfismo y las Rocas Plutónicas y Filonianas de la Serra de Collcerola , Tibidabo (Barcelona). Tesis Univ.Barcelona.(inéd).

VILADEVALL M (1975): Estudio Petrológico y Estructural de las rocas Metamórficas y Graníticas del Sector N-Oriental del Macizo del Montseny (Prov. Barcelona y Gerona). Tesis. Univ. Barcelona (inéd).

VITRAC-MICHARD A, ALBAREDE F, DUPUIS C, & TAYLOR H P (1980): The Genesis of Variscan (Hercynian) Plutonic Rocks: Inferences from Sr, Pb, and O studies on the Maladeta Igneous Complex, Central Pyrenees (Spain). Contrib. Mineral. Petrol. 72: 57-72.

VITRAC-MICHARD A, & ALLEGRE C J (1975): A Study of the Formation and History of a Piece of Continental Crust by ^{87}Rb-^{87}Sr Method: The Case of the French Oriental Pyrenees. Contrib. Mineral. Petrol. 50: 257-285.

WEBER K, & BEHR H J (1983): Geodinamic Interpretation of the Mid-European Variscides. In: Intracontinental Fold-Belts.Martin & Eder(Edts) Springer-Verlag. Berlin.

WHITE A JR, & CHAPPELL B W (1977): Ultrametamorphism and Granitoid Genesis. Tectonophysics 43: 7-22.

WINKLER H G F (1978): Petrogénesis de Rocas Metamórficas. Ed. Blume.Madrid.

WYLLIE P J (1962): The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. J. Petrol. 3: 238-242.

WYLLIE P J (1967): Ultramafic and Related Rocks. John Wiley & Sons.

WYLLIE P J (1971): The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences. John Wiley&Sons.

WYLLIE P J (1977): From Crucibles through Subduction to Batholiths. In: Surendra, Saxena, & Bhattacharji (Edts.): Energetics of Geological Processes. Springer-Verlag. N Y.

WYLLIE P J (1977 b) : Crustal Anatexis: an experimental review. Tectonophysics. 43: 41- 71.

WYLLIE P J, & SEKINE T (1982): The Formation of Mantle Phlogopite in Subduction Zone Hybridization. Contrib. Mineral. Petrol. 79(4):375-380.

YOUNKER L W, & VOGEL T A (1976): Plutonism and Plate Tectonics: The Origin of Circum-Pacific Batholiths. Can. Mineral. 14: 238-244.

ZWART H J (1974): L´Orogeno Ercinico in Europa. Mem.Soc.Geol.It.13(1):3-5.

ANEXO BIBLIOGRAFICO

ANADON P, COLOMBO F, ESTEBAN M, y MARZO M , ROBLES S, SANTANACH P, y SOLE SUGRAÑES LL (1979): Evolución tectonoestratigráfica de los Catalánides. Acta Geol. Hisp. Homenatge a Lluis Solé Sabarís 14:242-270

ATHERTON M P, McCOURT W J, SANDERSON L M & TAYLOR W P (1979): The geochemical character of the Segmented Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. In. Atherton and Tarney (Eds) :Origin of the granite Batholiths.

ATHERTON M P & TARNEY J (Eds) (1979): Origin of Granite Batholiths: Geochemical evidence. Shiva Publ.Ldt.

BARD J P et FABRIES J (1970) : Aperçu petrrographique et structural sur les granitoïdes de la Sierra Morena Occidentale (Espagne). Bol Geol Min T 81: 226-241.

BATEMAN P C & NOCKLEBERG W J (1978): Solidification of the Mount Givens granodiorite, Sierra Nevada , California. J. Geol. 86:573-579.

BECKINSALE R D (1979): Granite magmatism in the tin belt of sutheast Asia. In Atherton & Tarney (Eds): Origin of granite batholiths:Geochemical Evidence Shiva.

BORREL A (1978): Le Massif Granitique du Sidobre: Pétrographie, Structure, Relations Mise en Place- Cristallisation. Thèse 3 Cycle. Toulouse.

BOWEN N L (1928): The Evolution of the Igneous Rocks.Princeton University Press.

BROWN G C (1979): The changing pattern of batholith emplacement during Earth History. In Atherton & Tarney (Eds): Origin of granite batholiths.

CHAYES, F (1981): Distribution of basalt, andesite and dacite in a normative equivalent of the QAPF double triangle. Chem. Geol. 33:127-140.

COCHERIE A, ROSSI P H et LE BEL L (1984): The Variscan Calc-alkalic putonism of western Corsica: mineralogy and major trace-element geochemistry. Physics of the Earth and Planet. Int. 35: 145-178.

CORRETGE L G (1983): Las rocas graníticas del Macizo Ibérico. Libro Jubilar J M Rios- Tomo-I: Geología de España. Madrid. Inst. Geol. Min. Esp.

COX K G, BELL J D and PANKHURST R J (1979): The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen & Unwin. London.

DEER W A , HOWIE R A & ZUSSMAN J (1966): An introduction to the Rock-Forming Minerals . Longmans London.

DI SIMPLICIO P, FERRARA G, GHEZZO C, GUASPARRI G, PELLZZER R, RICCI CA, RITA F & SABATINI (1974): Notes on tehe paleozoic magmatism and metamorphism of Sardinia. Mem Soc It 18(1):161-164.

FOLCH R. FRANQUESA T, i CAMARASA J M (1984): Història Natural dels Països Catalans. Vol 7: Vegetació. Enciclopèdia Catalana S A. Barcelona.

FUSTER J M (1954): Formación de las plagioclasas zonales en las rocas volcánicas. Est. Geol. (Inst Inves Geol "Lucas Mallada"), V. 10 nº 22: 177-214.

FUSTER J M, y IBARROLA F (1956): Una nueva interpretación de las estructuras zonales en las plagioclasas: Tercera Reunion Internacional sobre reactividad de los sólidos, Madrid (sección III), P. 391-406.

LLOPIS N (1948): Sobre la tectónica del granito de las Sierras de Levante de Barcelona. Est. Geol 8:187-208.

LOPEZ RUIZ J, y RODRIGUEZ BADIOLA E (1980): La región volcánica del Sureste de España. Est. Geol 36:5-63.

PRESNALL D C & BATEMAN P C (1973): Fusion relations in the system NaAlSi308-CaAl2Si208-KalSi308-Si02-H20 and generation of granite magmas in the Sierra Nevada Batholith. Bull geol Soc Am 84: 3181-3202.

PUPIN J P, BONIN B, TESSIER M et TURCO G (1978): Rôle de l´eau sur les caractère morphologiques et la cristallisation du zircon dans les granitoïdes. Bull Soc géol France (7) t XX nº 5: 721-725.

RIBA O, BOLOS O, PANARERA J M, NUET J, GOSALBEZ J (1979): Geografía Física dels Països Catalans. Ed Ketres. Barcelona.

SHIBATA K & ISHISHARA S (1979): Initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ Ratios of Plutonic Rocks from Japan. Contrib. Mineral Petrol 70:381-390.

SOLE SABARIS LL (1964): Geologia de los alrededores de Barcelona. Publ. Dir. Genrl.Ens. Media. Num 379 Madrid.

SOLE SUGRAÑES LL (1978): Alineaciones y fracturas en el sistema catalán según las imágenes del LANDSTAT-1. Tacniterrae 22:6-16

SAN MIGUEL A (1966): Estudio petrológico de los diques de pórfidos graníticos de la garganta del Ter entre El Pasteral y Susqueda (Gerona) Inst. Inv. Geol. Dip. Barcelona. 20:73-81.

SAN MIGUEL A, y CARRERAS J (1971): Relaciones entre el metamorfismo y el emplazamiento del granito en el área del Cap Gros de Palamós (Gerona). Inst. Inv Geol Dip Prov Barcelona 26: 94-116.

STEPHENS W E & HALLIDAL A N (1979): Compositional variation in the Galloway plutons. In Atherton M P , and Tarney J (eds): Orirgin of granite batholiths Geochemical Evidence.

THORPE R S, & FRANCIS P W (1979): Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes. In Atherton and Tarney (Eds): Origin or granite Geochemical Evidence. Shiva.

THORPE R S, FRANCIS P W, HAMILL, M & BAKER M C W (1982): The Andes. In Andesites Edited by R S Thorpe. John Wiley & Sons.

VANCE J A (1962): Zoning in igneous plagiclase:normal and oscillatory zoning Am J Sci 260:746-760

VANCE J A (1965): Zoning in igneous plagioclase: patchy zoning. J Geol 73: 636-651.

VEBLEN R, & RIBBE P H (Eds) (1982): Reviews in Mineralogy. Vol 9 B Amphiboles. Petrology and experimental Phase relationships. Min soc Am.

WYLLIE P J (1984) : Sources of granitoid magmas at convergent plate boundaries. Physics of the Earth and Planetary Interiors 35: 12-18

APENDICE 2

DATOS GEOQUIMICOS

1ª PARTE : Datos geoquímicos de las muestras, desde la A-1 a la A-121.

2ª PARTE : Datos geoquímicos de los principales tipos y subtipos cartografiados (Valores obtenidos a partir de los promedios aritméticos de los análisis de las muestras correspondientes). Numeración de los tipos : desde el 1.01 al 1.27.

R. 2081

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

BIBLIOTECA DE LA UNIVERSITAT DE BARCELONA
0700051669

APENDICE 2

DATOS GEOQUIMICOS.

1ª PARTE

Números de las muestras analizadas que corresponden a cada uno de los tipos cartografiados:

ROCAS PLUTONICAS.

-Sector S del Montnegre:

M : Leucogranitos : A-1, A-5, A-6, A-11, A-26, A-27, A-28, A-30, A-32, A-34, A-35, A-109, A-110, A-111.

m : Facies más ácidas del complejo leucogranítico : A-1, A-6, A-30, A-109, A-110, A-111.

M(n) : Facies "normales" del complejo leucogranítico : A-5, A-11, A-27, A-28, A-34, A-35.

MB : Facies de tendencia granodiorítica del complejo leucogranítico : A-26, A-32.

bb : Granodioritas de Castellar d´Indies: A-78, A-105.

b : Granitos de Can Montsant de la Rocosa : A-79.

bB : Granodioritas de grano fino heterogranulares de Serra Ameia y Can Cosí : A-18, A-99, A-104.

B : Granodioritas biotíticas de grano medio : A-4, A-14, A-19, A-45, A-46, A-47, A-58, A-59, A-60, A-68, A-77, A-83, A-85, A-86, A-89, A-94, A-98, A-101, A-106, A-113, A-114, A-115.

BH : Granodioritas tonalíticas: A-9, A-31, A-62, A-69, A-70, A-81, A-88.

H : Tonalitas : A-7, A-13, A-20, A-48, A-54, A-55, A-61, A-64, A-71, A-84, A-87.

H(StM) : Tonalitas de Sant Mateu : A-7, A-13, A-48, A-54, A-55, A-61, A-64, A-71, A-87.

hh : Tonalitas de Calella-Pineda : A-84, A-20.

QDH : Melatonalitas heterogranulares : A-12, A-63.

D : Gabrodioritas de Can Capa: A-67.

-Sector N del Montnegre:

Gb : Granitos del Montnegre : A-36, A-39, A-49, A-50, A-51, A-65, A-73, A-74, A-75, A-119.

Gb : Facies de grano medio-fino: A-51, A-65, A-73, A-74, A-75.

$\overset{\circ}{Gb}$: Facies de grano grueso : A-36, A-39, A-50, A-97.

$\overset{\circ}{Gb}$(FRc) : Facies del Turó de la Font d'en Roca: A-39, A-50.

$\overset{\circ}{Gb}$(Ht) : Facies de Hostalric : A-36, A-97.

Pb-Gb : Facies de tránsito granito-pórfido granítico : A-49, A-119.

Gbm : Granodioritas biotítico-moscovíticas de Roca Miralles : A-10, A-80.

FK : Granodioritas con megacristales de Tordera: A-95, A-96.

FK(n) : Facies "normal" : A-96.

LFK : Facies leucocrática : A-95.

Dopx : Cuarzodioritas de Can Camps : A-91.

g : Rocas de composición gabroide (Bojitas de Orsavinyà) : A-42, A-43, A-93.

Ctd : Rocas ultramáficas ("Cortlandtitas") : A-92, A-108.

ROCAS HIPOABISALES.

F : Felsitas : A-76, A,90.

PL : Pórfidos leucograníticos : A-66.

P : Pórfidos graníticos : A-2, A-3, A-100.

PB = PGd: Pórfidos granodioríticos : A-8, A-56, A-112.

PBH : Pórfidos granodiorítico-tonalíticos : A-103.

PTH : Pórfidos tonalíticos: A-102, A-121.

PDh : Pórfido diorítico-tonalítico : A-117.

PD : Pórfidos dioríticos : A-72.

d : Diques de gabrodioritas: A-24, A-33.

Gfr : Pórfidcs granodioríticos rojos sin fenocristales de cuarzo :A-118.

ENCLAVES

Emi(H) : Enclaves microgranudos de las tonalitas: A-22, A-23, A-53.

Emet(H): Enclave metamórfico en las tonalitas: A-21.

Emi?(B): Enclave de las granodioritas: A-25

E(Gb) : Enclave microgranudo de los granitos del Montnegre: A-39, A-40

==========
MOSTRA: A-1
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1

% PES
=====
SIO2 = 76.55
TIO2 = 0.09
AL2O3 = 12.93
FE2O3 = 0.40
FEO = 0.30
MNO = 0.02
MGO = 0.06
CAO = 0.59
NA2O = 3.33
K2O = 5.12
P.FOC = 0.69
TOTAL =100.09

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 36.19
CORINDO = 0.83
ORTOSA = 30.25
ALBITA = 28.17
ANORTITA = 2.92
HIPERSTENA = 0.25
MAGNETITA = 0.59
ILMENITA = 0.17

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 9 %

MGO/MGO+FEO = 0.66

INDEX DE COLOR= 0.0059

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 0.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 2.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2697.81
R2= 319.72

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 5.1
MGO = 0.4
AL2O3 = 94.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 49.3
AB= 45.9
AN= 4.7

TRIANGLE A-F-M: A= 91.6
F= 7.7
M= 0.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 37.1
A= 57.4
P= 5.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 37.1
A= 31.0
P= 31.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.10246
B=FE+MG+TI= 11.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 201.8985
P=K-(NA+CA)= -9.018898

F=555-(Q+B)= 341.6015

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.3781
B= 2.072072
F= 61.54983

NA+K= 216.3555
K/(NA+K)= .5035054
MG/(FE+MG)= .1445783

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.156005
LOG (K2O/NA2O)= .1868257

LOG (K2O/CAO)= .9384179

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 92.35982
F= 6.98437
M= .655803

NA2O+K2O= 8.45
(NA2O+K2O)/AL2O3= .653519

==========
MOSTRA: A-2
==========

NUMERO DE MOSTRA = 2

% PES
=====
SIO2 = 71.68
TIO2 = 0.16
AL2O3 = 14.37
FE2O3 = 1.26
FEO = 1.07
MNO = 0.06
MGO = 0.69
CAO = 1.82
NA2O = 3.47
K2O = 4.20
P.FOC = 1.08
TOTAL = 99.87

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 30.14
CORINDO = 0.80
ORTOSA = 24.81
ALBITA = 29.36
ANORTITA = 9.02
HIPERSTENA = 2.49
MAGNETITA = 1.83
ILMENITA = 0.30

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 24 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0330

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 9.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2494.00
R2= 510.82

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 13.4
MGO = 3.9
AL2O3 = 82.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 39.2
AB= 46.4
AN= 14.2

TRIANGLE A-F-M: A= 71.6
F= 21.8
M= 6.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.3
A= 47.6
P= 18.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.3
A= 26.6
P= 41.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 15.46753
B=FE+MG+TI= 48.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 175.2584
P=K-(NA+CA)= -55.07379

F=555-(Q+B)= 331.2417

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.57808
B= 8.738739
F= 59.68318

NA+K= 201.2972
K/(NA+K)= .4439293
MG/(FE+MG)= .3709678

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.624724
LOG (K2O/NA2O)= 8.291977E-02

LOG (K2O/CAO)= .3631779

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 73.28493
F= 20.1223
M= 6.592777

NA2O+K2O= 7.67
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5337509

==========
MOSTRA: A-4---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-4

% PES
=====
SIO2 = 67.77
TIO2 = 0.64
AL2O3 = 15.89
FE2O3 = 1.83
FEO = 1.94
MNO = 0.08
MGO = 1.15
CAO = 3.84
NA2O = 2.79
K2O = 3.17
P.FOC = 0.81
TOTAL = 99.92

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.97897
B=FE+MG+TI= 84

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 173.3389
P=K-(NA+CA)= -91.12462

F=555-(Q+B)= 297.6611

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.23224
B= 15.13514
F= 53.63263

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 28.94
CORINDO = 0.88
ORTOSA = 18.73
ALBITA = 23.60
ANORTITA = 19.04
HIPERSTENA = 4.00
MAGNETITA = 2.66
ILMENITA = 1.21

NA+K= 157.4468
K/(NA+K)= .4283784
MG/(FE+MG)= .3782895

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1909151
LOG (K2O/NA2O)= 5.545505E-02

LOG (K2O/CAO)= -8.327193E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 56.69712
F= 32.36302
M= 10.93988

NA2O+K2O= 5.96
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3750787

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 45 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0567

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 10.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 19.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2665.10
R2= 779.57

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.1
MGO = 5.5
AL2O3 = 76.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 30.5
AB= 38.4
AN= 31.0

TRIANGLE A-F-M: A= 54.7
F= 34.7
M= 10.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.0
A= 33.7
P= 34.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.0
A= 20.7
P= 47.2

==========
MOSTRA: A-5---M
==========

% PES
=====
SIO2 = 75.26
TIO2 = 0.10
AL2O3 = 13.05
FE2O3 = 0.66
FEO = 0.52
MNO = 0.05
MGO = 0.14
CAO = 1.19
NA2O = 2.90
K2O = 4.79
P.FOC = 0.40
TOTAL = 99.07

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 37.14
CORINDO = 0.93
ORTOSA = 28.30
ALBITA = 24.53
ANORTITA = 5.90
HIPERSTENA = 0.70
MAGNETITA = 0.95
ILMENITA = 0.18

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 19 %

MGO/MGO+FEO = 0.56

INDEX DE COLOR= 0.0115

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 1.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2828.71
R2= 390.24

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.2
MGO = 0.9
AL2O3 = 90.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 48.1
AB= 41.7
AN= 10.0

TRIANGLE A-F-M: A= 85.2
F= 13.1
M= 1.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 38.7
A= 50.7
P= 10.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 38.7
A= 29.5
P= 31.7

NUMERO DE MOSTRA = A-5

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 17.91907
B=FE+MG+TI= 19.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 208.4812
P=K-(NA+CA)= -12.88349

F=555-(Q+B)= 326.8939

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 37.56417
B= 3.536036
F= 58.89979

NA+K= 195.4633
K/(NA+K)= .5214017
MG/(FE+MG)= .1904762

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8103794
LOG (K2O/NA2O)= .2179375

LOG (K2O/CAO)= .6047886

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 86.39479
F= 12.03236
M= 1.572857

NA2O+K2O= 7.69
(NA2O+K2O)/AL2O3= .589272

==========
MOSTRA: A-6---AM
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-6

% PES
=====
SIO2 = 75.95
TIO2 = 0.09
AL2O3 = 13.13
FE2O3 = 0.40
FEO = 0.30
MNO = 0.04
MGO = 0.08
CAO = 0.76
NA2O = 3.34
K2O = 5.13
P.FOC = 0.38
TOTAL = 99.61

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 35.08
CORINDO = 0.70
ORTOSA = 30.31
ALBITA = 28.26
ANORTITA = 3.77
HIPERSTENA = 0.34
MAGNETITA = 0.59
ILMENITA = 0.17

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 12 %

MGO/MGO+FEO = 0.65

INDEX DE COLOR= 0.0067

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 0.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 3.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2651.98
R2= 342.82

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 5.1
MGO = 0.5
AL2O3 = 94.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 48.6
AB= 45.3
AN= 6.0

TRIANGLE A-F-M: A= 91.4
F= 7.6
M= 0.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 36.0
A= 56.9
P= 7.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 36.0
A= 31.1
P= 32.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.41727
B=FE+MG+TI= 12

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 196.006
P=K-(NA+CA)= -12.16443

F=555-(Q+B)= 346.994

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.31639
B= 2.162162
F= 62.52144

NA+K= 216.8909
K/(NA+K)= .5032436
MG/(FE+MG)= .1839081

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.04707
LOG (K2O/NA2O)= .1863709

LOG (K2O/CAO)= .8293038

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 92.17542
F= 6.953966
M= .8706061

NA2O+K2O= 8.47
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6450876

==========
MOSTRA: A-7---H
==========

% PES
=====
SIO2 = 64.79
TIO2 = 0.48
AL2O3 = 16.75
FE2O3 = 2.14
FEO = 2.52
MNO = 0.16
MGO = 2.08
CAO = 5.16
NA2O = 2.71
K2O = 2.64
P.FOC = 0.72
TOTAL =100.16

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 23.69
CORINDO = 0.05
ORTOSA = 15.60
ALBITA = 22.92
ANORTITA = 25.59
HIPERSTENA = 7.54
MAGNETITA = 3.11
ILMENITA = 0.91

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 53 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0890

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 17.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 25.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2598.98
R2= 983.80

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.8
MGO = 8.8
AL2O3 = 71.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 24.3
AB= 35.7
AN= 39.9

TRIANGLE A-F-M: A= 44.2
F= 38.5
M= 17.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 27.0
A= 27.7
P= 45.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 27.0
A= 17.8
P= 55.3

NUMERO DE MOSTRA = A-7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 5.04245
B=FE+MG+TI= 121.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 156.9949
P=K-(NA+CA)= -119.7929

F=555-(Q+B)= 276.7551

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 28.28736
B= 21.84685
F= 49.86579

NA+K= 145.1956
K/(NA+K)= .391255
MG/(FE+MG)= .4628821

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -3.947031E-02
LOG (K2O/NA2O)= -.0112393

LOG (K2O/CAO)= -.2672157

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 45.24169
F= 37.02961
M= 17.72672

NA2O+K2O= 5.41
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3247299

==========
MOSTRA: A-8---PFK
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-8

% PES
=====
SIO2 = 68.18
TIO2 = 0.49
AL2O3 = 15.93
FE2O3 = 1.67
FEO = 1.69
MNO = 0.12
MGO = 1.18
CAO = 3.57
NA2O = 3.11
K2O = 3.35
P.FOC = 1.07
TOTAL =100.37

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.34
CORINDO = 0.69
ORTOSA = 19.79
ALBITA = 26.31
ANORTITA = 17.70
HIPERSTENA = 4.06
MAGNETITA = 2.43
ILMENITA = 0.93

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0545

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 10.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2551.51
R2= 752.95

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.4
MGO = 5.7
AL2O3 = 77.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.0
AB= 41.2
AN= 27.7

TRIANGLE A-F-M: A= 58.6
F= 30.6
M= 10.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.0
A= 36.9
P= 33.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.0
A= 21.7
P= 48.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.25375
B=FE+MG+TI= 77.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.6786
P=K-(NA+CA)= -92.79598

F=555-(Q+B)= 312.5714

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.67182
B= 14.00901
F= 56.31917

NA+K= 171.5992
K/(NA+K)= .4153668
MG/(FE+MG)= .4118674

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2575643
LOG (K2O/NA2O)= 3.228438E-02

LOG (K2O/CAO)= -2.762343E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 60.52656
F= 28.4175
M= 11.05594

NA2O+K2O= 6.46
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4055242

==========
MOSTRA: A-9---BH
==========

% PES
=====
SIO2 = 66.35
TIO2 = 0.51
AL2O3 = 16.20
FE2O3 = 2.14
FEO = 2.45
MNO = 0.16
MGO = 1.94
CAO = 4.35
NA2O = 2.61
K2O = 2.71
P.FOC = 1.15
TOTAL =100.58

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.58
CORINDO = 1.06
ORTOSA = 16.01
ALBITA = 22.08
ANORTITA = 21.57
HIPERSTENA = 7.02
MAGNETITA = 3.10
ILMENITA = 0.96

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 49 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0846

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 21.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2723.16
R2= 879.41

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.2
MGO = 8.5
AL2O3 = 71.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.8
AB= 37.0
AN= 36.1

TRIANGLE A-F-M: A= 44.8
F= 38.7
M= 16.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.6
A= 29.1
P= 39.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.6
A= 18.4
P= 50.0

NUMERO DE MOSTRA = A-9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 20.4368
B=FE+MG+TI= 112.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 174.9723
P=K-(NA+CA)= -104.2126

F=555-(Q+B)= 267.6527

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.52654
B= 20.24775
F= 48.22571

NA+K= 141.8531
K/(NA+K)= .4064738
MG/(FE+MG)= .4575472

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -8.742235E-02
LOG (K2O/NA2O)= 1.632876E-02

LOG (K2O/CAO)= -.20552

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 46.66667
F= 36.31579
M= 17.01754

NA2O+K2O= 5.32
(NA2O+K2O)/AL2O3= .328395

==========
MOSTRA: A-10---GBM
==========

% PES
=====
SIO2 = 70.42
TIO2 = 0.36
AL2O3 = 15.20
FE2O3 = 1.70
FEO = 1.57
MNO = 0.04
MGO = 0.51
CAO = 2.43
NA2O = 3.46
K2O = 3.51
P.FOC = 0.64
TOTAL = 99.85

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 30.45
CORINDO = 1.29
ORTOSA = 20.74
ALBITA = 29.27
ANORTITA = 12.05
HIPERSTENA = 2.23
MAGNETITA = 2.46
ILMENITA = 0.68

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 29 %

MGO/MGO+FEO = 0.63

INDEX DE COLOR= 0.0352

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 12.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2544.86
R2= 583.43

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.2
MGO = 2.6
AL2O3 = 80.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 33.4
AB= 47.1
AN= 19.4

TRIANGLE A-F-M: A= 64.7
F= 30.4
M= 4.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.9
A= 42.4
P= 24.7

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.9
A= 22.4
P= 44.7

NUMERO DE MOSTRA = A-10

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 24.95975
B=FE+MG+TI= 58.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 175.9999
P=K-(NA+CA)= -80.32491

F=555-(Q+B)= 320.7501

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.71169
B= 10.4955
F= 57.79281

NA+K= 186.2938
K/(NA+K)= .4008768
MG/(FE+MG)= .2372093

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4576266
LOG (K2O/NA2O)= 6.230938E-03

LOG (K2O/CAO)= .1597008

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 66.81365
F= 28.29755
M= 4.888804

NA2O+K2O= 6.970001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4585527

==========
MOSTRA: A-11---M
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-11

% PES
=====
SIO2 = 75.33
TIO2 = 0.12
AL2O3 = 13.56
FE2O3 = 0.72
FEO = 0.57
MNO = 0.04
MGO = 0.23
CAO = 1.58
NA2O = 3.19
K2O = 4.67
P.FOC = 0.46
TOTAL =100.48

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 7.188874
B=FE+MG+TI= 23.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 197.4256
P=K-(NA+CA)= -31.75581

F=555-(Q+B)= 334.0745

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.57217
B= 4.234235
F= 60.1936

NA+K= 202.2649
K/(NA+K)= .4912454
MG/(FE+MG)= .2613636

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.6967655
LOG (K2O/NA2O)= .1655262

LOG (K2O/CAO)= .4706598

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 84.88122
F= 12.63499
M= 2.483801

NA2O+K2O= 7.86
(NA2O+K2O)/AL2O3= .579646

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 35.02
CORINDO = 0.38
ORTOSA = 27.59
ALBITA = 26.99
ANORTITA = 7.83
HIPERSTENA = 0.90
MAGNETITA = 1.05
ILMENITA = 0.22

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 23 %

MGO/MGO+FEO = 0.70

INDEX DE COLOR= 0.0142

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2755.08
R2= 446.43

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.6
MGO = 1.5
AL2O3 = 89.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 44.2
AB= 43.2
AN= 12.5

TRIANGLE A-F-M: A= 83.7
F= 13.8
M= 2.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 35.9
A= 49.9
P= 14.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 35.9
A= 28.3
P= 35.7

==========
MOSTRA: A-12---QDH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-12

% PES
=====
SIO2 = 60.91
TIO2 = 0.75
AL2O3 = 17.46
FE2O3 = 2.79
FEO = 3.60
MNO = 0.10
MGO = 2.45
CAO = 6.02
NA2O = 2.75
K2O = 2.29
P.FOC = 0.75
TOTAL = 99.88

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 18.40
ORTOSA = 13.53
ALBITA = 23.26
ANORTITA = 28.53
DIOPSIDA = 1.07
HIPERSTENA = 8.83
MAGNETITA = 4.05
ILMENITA = 1.42

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 55 %

MGO/MGO+FEO = 0.71

INDEX DE COLOR= 0.1124

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 17.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 29.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2355.09
R2=1108.09

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 24.3
MGO = 9.3
AL2O3 = 66.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 20.7
AB= 35.6
AN= 43.6

TRIANGLE A-F-M: A= 36.2
F= 46.0
M= 17.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 22.0
A= 25.1
P= 52.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 22.0
A= 16.2
P= 61.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -10.08014
B=FE+MG+TI= 150.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 129.2892
P=K-(NA+CA)= -147.4863

F=555-(Q+B)= 275.0859

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 23.29534
B= 27.13964
F= 49.56502

NA+K= 137.4331
K/(NA+K)= .3545246
MG/(FE+MG)= .4336283

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= 7.716593E-02
LOG (K2O/NA2O)= -7.949723E-02

LOG (K2O/CAO)= -.4197611

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 38.03774
F= 43.47171
M= 18.49057

NA2O+K2O= 5.04
(NA2O+K2O)/AL2O3= .2886598

MOSTRA: A-13---H

% PES

SIO2	= 63.57
TIO2	= 0.63
AL2O3	= 16.87
FE2O3	= 2.19
FEO	= 2.60
MNO	= 0.07
MGO	= 1.85
CAO	= 5.10
NA2O	= 2.82
K2O	= 2.63
P.FOC	= 0.60
TOTAL	= 98.94

NORMA CIPW

QUARS =	22.47
CORINDO =	0.11
ORTOSA =	15.54
ALBITA =	23.86
ANORTITA =	25.29
HIPERSTENA =	6.67
MAGNETITA =	3.17
ILMENITA =	1.19

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0832

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 15.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 25.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2473.80
R2= 968.32

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.4
MGO = 7.8
AL2O3 = 71.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 24.0
AB= 36.8
AN= 39.1

TRIANGLE A-F-M: A= 45.0
F= 39.6
M= 15.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 25.8
A= 28.2
P= 46.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 25.8
A= 17.8
P= 56.4

NUMERO DE MOSTRA = A-13

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 1.716248
B=FE+MG+TI= 114.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 145.5272
P=K-(NA+CA)= -126.0817

F=555-(Q+B)= 295.3478

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 26.22112
B= 20.56306
F= 53.21582

NA+K= 146.9252
K/(NA+K)= .3808567
MG/(FE+MG)= .4352941

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -2.882634E-02
LOG (K2O/NA2O)= -3.029336E-02

LOG (K2O/CAO)= -.2876145

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 46.90189
F= 37.17728
M= 15.92083

NA2O+K2O= 5.45
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3230587

==========
MOSTRA: A-18---BBO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-18

% PES
=====
SIO2 = 69.21
TIO2 = 0.51
AL2O3 = 15.62
FE2O3 = 1.72
FEO = 1.62
MNO = 0.06
MGO = 1.12
CAO = 2.90
NA2O = 3.10
K2O = 3.94
P.FOC = 0.54
TOTAL =100.35

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.84
CORINDO = 0.98
ORTOSA = 23.28
ALBITA = 26.22
ANORTITA = 14.38
HIPERSTENA = 3.61
MAGNETITA = 2.50
ILMENITA = 0.96

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 35 %

MGO/MGO+FEO = 0.82

INDEX DE COLOR= 0.0512

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 9.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 14.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2486.03
R2= 672.22

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.6
MGO = 5.5
AL2O3 = 77.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 36.4
AB= 41.0
AN= 22.5

TRIANGLE A-F-M: A= 61.1
F= 29.1
M= 9.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.4
A= 43.0
P= 26.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.4
A= 25.4
P= 44.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 18.87329
B=FE+MG+TI= 76.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 166.1464
P=K-(NA+CA)= -67.95592

F=555-(Q+B)= 312.6036

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.93629
B= 13.73874
F= 56.32497

NA+K= 183.8298
K/(NA+K)= .4560185
MG/(FE+MG)= .4007156

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3851747
LOG (K2O/NA2O)= .1041345

LOG (K2O/CAO)= .1330982

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 62.99776
F= 26.97987
M= 10.02237

NA2O+K2O= 7.04
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4507042

==========
MOSTRA: A-19---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-19

% PES
=====
SIO2 = 68.44
TIO2 = 0.52
AL2O3 = 15.62
FE2O3 = 1.83
FEO = 1.82
MNO = 0.08
MGO = 1.34
CAO = 3.57
NA2O = 3.13
K2O = 3.40
P.FOC = 0.62
TOTAL =100.38

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.06
CORINDO = 0.30
ORTOSA = 20.09
ALBITA = 26.48
ANORTITA = 17.70
HIPERSTENA = 4.46
MAGNETITA = 2.65
ILMENITA = 0.98

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.80

INDEX DE COLOR= 0.0598

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 11.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2541.65
R2= 754.81

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.7
MGO = 6.4
AL2O3 = 75.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.2
AB= 41.1
AN= 27.5

TRIANGLE A-F-M: A= 56.6
F= 31.7
M= 11.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 29.6
A= 37.4
P= 33.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 29.6
A= 22.0
P= 48.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 5.466339
B=FE+MG+TI= 85.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.414
P=K-(NA+CA)= -92.37732

F=555-(Q+B)= 304.836

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.62415
B= 15.45045
F= 54.9254

NA+K= 173.3082
K/(NA+K)= .4174092
MG/(FE+MG)= .4227129

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.262245
LOG (K2O/NA2O)= 3.593452E-02

LOG (K2O/CAO)= -2.118927E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 58.49158
F= 29.50555
M= 12.00287

NA2O+K2O= 6.53
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4180538

MOSTRA: A-20---HOHO

NUMERO DE MOSTRA = A-20

% PES

SIO2	= 62.92
TIO2	= 0.67
AL2O3	= 16.94
FE2O3	= 2.42
FEO	= 2.78
MNO	= 0.09
MGO	= 2.38
CAO	= 5.11
NA2O	= 3.03
K2O	= 2.95
P.FOC	= 0.88
TOTAL	=100.18

NORMA CIPW

QUARS =	18.83
ORTOSA =	17.43
ALBITA =	25.63
ANORTITA =	23.90
DIOPSIDA =	1.15
HIPERSTENA =	7.53
MAGNETITA =	3.51
ILMENITA =	1.27

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 48 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0990

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 17.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 25.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2269.49
R2= 997.06

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.2
MGO = 9.7
AL2O3 = 69.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.0
AB= 38.2
AN= 35.6

TRIANGLE A-F-M: A= 44.0
F= 38.3
M= 17.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 22.0
A= 32.9
P= 45.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 22.0
A= 20.3
P= 57.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -10.85101
B=FE+MG+TI= 133

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 128.2143
P=K-(NA+CA)= -126.226

F=555-(Q+B)= 293.7857

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 23.10168
B= 23.96396
F= 52.93436

NA+K= 160.5079
K/(NA+K)= .3910459
MG/(FE+MG)= .4774323

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -6.828026E-02
LOG (K2O/NA2O)= -1.162062E-02

LOG (K2O/CAO)= -.2385989

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 45.82727
F= 35.93379
M= 18.23895

NA2O+K2O= 5.98
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3530106

==========
MOSTRA: A-21---EMET(HOHO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-21

% PES
=====
SIO2 = 47.74
TIO2 = 1.05
AL2O3 = 24.09
FE2O3 = 3.52
FEO = 4.75
MNO = 0.14
MGO = 3.02
CAO = 6.96
NA2O = 3.77
K2O = 3.27
P.FOC = 1.04
TOTAL = 99.36

==========
NORMA CIPW
==========
CORINDO = 1.69
ORTOSA = 19.32
ALBITA = 21.30
ANORTITA = 34.52
NEFELINA = 5.01
OLIVINA = 8.63
MAGNETITA = 5.10
ILMENITA = 1.99

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 62 %

MGO/MGO+FEO = 0.69

INDEX DE COLOR= 0.0892

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 44.2

DIAGRAMA R1-R2: R1= 829.55
R2=1366.99

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.3
MGO = 8.5
AL2O3 = 68.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 25.7
AB= 28.3
AN= 45.9

TRIANGLE A-F-M: A= 38.3
F= 45.1
M= 16.4

TRIANGLE A-P-F: A= 23.1
P= 66.6
F= 10.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 32.59415
B=FE+MG+TI= 192.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= -8.822296
P=K-(NA+CA)= -176.3242

F=555-(Q+B)= 371.6973

TRIANGLE % Q-B-F
Q= -1.589603
B= 34.61712
F= 66.97249

NA+K= 191.1874
K/(NA+K)= .3639073
MG/(FE+MG)= .4217877

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -4.963418E-03
LOG (K2O/NA2O)= -6.179363E-02

LOG (K2O/CAO)= -.3280615

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 40.20101
F= 42.55368
M= 17.24532

NA2O+K2O= 7.04
(NA2O+K2O)/AL2O3= .2922374

==========
MOSTRA: A-22---EMI(HOHO)
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-22

% PES
=====
SIO2 = 58.90
TIO2 = 0.84
AL2O3 = 17.75
FE2O3 = 3.34
FEO = 4.23
MNO = 0.14
MGO = 3.33
CAO = 5.93
NA2O = 3.22
K2O = 2.41
P.FOC = 0.65
TOTAL =100.75

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 12.06
ORTOSA = 14.24
ALBITA = 27.24
ANORTITA = 26.86
DIOPSIDA = 2.06
HIPERSTENA = 11.18
MAGNETITA = 4.84
ILMENITA = 1.59

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.1435

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 20.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 28.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=1992.86
R2=1147.81

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 26.4
MGO = 11.6
AL2O3 = 61.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 20.8
AB= 39.8
AN= 39.3

TRIANGLE A-F-M: A= 34.0
F= 45.8
M= 20.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 15.0
A= 29.5
P= 55.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 15.0
A= 17.7
P= 67.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -18.89404
B=FE+MG+TI= 188.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 101.4794
P=K-(NA+CA)= -158.4872

F=555-(Q+B)= 265.0206

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 18.28458
B= 33.96396
F= 47.75146

NA+K= 155.1476
K/(NA+K)= .3305021
MG/(FE+MG)= .4676967

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= 2.254628E-02
LOG (K2O/NA2O)= -.1258388

LOG (K2O/CAO)= -.3910376

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 35.67355
F= 43.22646
M= 21.09999

NA2O+K2O= 5.63
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3171831

MOSTRA: A-24---DO
==========

% PES
=====
SIO2 = 52.71
TIO2 = 1.01
AL2O3 = 18.21
FE2O3 = 3.10
FEO = 4.63
MNO = 0.12
MGO = 5.18
CAO = 7.42
NA2O = 3.35
K2O = 1.66
P.FOC = 3.02
TOTAL =100.42

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 2.73
ORTOSA = 9.80
ALBITA = 28.34
ANORTITA = 29.74
DIOPSIDA = 5.66
HIPERSTENA = 14.67
MAGNETITA = 4.50
ILMENITA = 1.91

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.1947

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 28.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 36.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=1700.40
R2=1408.04

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 24.8
MGO = 16.6
AL2O3 = 58.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 14.4
AB= 41.7
AN= 43.8

TRIANGLE A-F-M: A= 27.9
F= 43.1
M= 28.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 3.9
A= 23.8
P= 72.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 3.9
A= 13.9
P= 82.2

NUMERO DE MOSTRA = A-24

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -51.32483
B=FE+MG+TI= 238.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 61.11634
P=K-(NA+CA)= -205.2454

F=555-(Q+B)= 255.0087

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 11.01195
B= 43.04054
F= 45.94751

NA+K= 143.3837
K/(NA+K)= .2463262
MG/(FE+MG)= .5723756

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .1705662
LOG (K2O/NA2O)= -.3049368

LOG (K2O/CAO)= -.6502959

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 29.20261
F= 40.60387
M= 30.19352

NA2O+K2O= 5.01
(NA2O+K2O)/AL2O3= .2751236

==========
MOSTRA: A-25---EMI(B)
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-25

% PES
=====
SIO2 = 55.57
TIO2 = 0.84
AL203 = 17.60
FE203 = 3.87
FEO = 5.23
MNO = 0.17
MGO = 3.49
CAO = 5.36
NA2O = 2.71
K2O = 2.81
P.FOC = 1.47
TOTAL = 99.13

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 9.93
CORINDO = 0.35
ORTOSA = 16.60
ALBITA = 22.92
ANORTITA = 26.58
HIPERSTENA = 14.04
MAGNETITA = 5.61
ILMENITA = 1.59

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 54 %

MGO/MGO+FEO = 0.68

INDEX DE COLOR= 0.1619

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 19.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 27.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=1817.64
R2=1091.83

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 30.1
MGO = 11.5
AL203 = 58.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 25.1
AB= 34.6
AN= 40.2

TRIANGLE A-F-M: A= 30.4
F= 50.2
M= 19.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 13.1
A= 33.4
P= 53.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 13.1
A= 21.8
P= 65.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 6.46286
B=FE+MG+TI= 211.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 97.70612
P=K-(NA+CA)= -123.3464

F=555-(Q+B)= 245.6689

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 17.60471
B= 38.13063
F= 44.26467

NA+K= 147.2066
K/(NA+K)= .4061451
MG/(FE+MG)= .4338098

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.277427E-02
LOG (K2O/NA2O)= 1.573699E-02

LOG (K2O/CAO)= -.2804585

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 32.07624
F= 47.64368
M= 20.28009

NA2O+K2O= 5.52
(NA2O+K2O)/AL203= .3136364

==========
MOSTRA: A-26---MB
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-26

% PES
=====
SIO2 = 72.93
TIO2 = 0.28
AL203 = 14.30
FE203 = 1.17
FEO = 1.00
MNO = 0.06
MGO = 0.62
CAO = 2.37
NA2O = 3.29
K2O = 4.03
P.FOC = 0.59
TOTAL =100.65

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 32.12
CORINDO = 0.21
ORTOSA = 23.81
ALBITA = 27.83
ANORTITA = 11.75
HIPERSTENA = 2.07
MAGNETITA = 1.69
ILMENITA = 0.53

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 30 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0303

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 11.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2682.01
R2= 564.81

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 12.7
MGO = 3.6
AL203 = 83.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.5
AB= 43.9
AN= 18.5

TRIANGLE A-F-M: A= 72.3
F= 21.5
M= 6.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.6
A= 44.4
P= 21.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.6
A= 24.9
P= 41.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 3.87558
B=FE+MG+TI= 46.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 185.0787
P=K-(NA+CA)= -62.70577

F=555-(Q+B)= 323.6713

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.3475
B= 8.333333
F= 58.31916

NA+K= 191.8737
K/(NA+K)= .4468808
MG/(FE+MG)= .3625731

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4897628
LOG (K2O/NA2O)= 8.810919E-02

LOG (K2O/CAO)= .2305567

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 73.92446
F= 19.81418
M= 6.261361

NA2O+K2O= 7.32
(NA2O+K2O)/AL203= .5118882

==========
MOSTRA: A-27---M
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-27

% PES
=====
SIO2 = 75.42
TIO2 = 0.14
AL2O3 = 13.62
FE2O3 = 0.75
FEO = 0.59
MNO = 0.04
MGO = 0.38
CAO = 1.66
NA2O = 3.24
K2O = 4.65
P.FOC = 0.49
TOTAL =100.99

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 4.320832
B=FE+MG+TI= 28.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 195.7858
P=K-(NA+CA)= -35.22281

F=555-(Q+B)= 331.0892

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.27672
B= 5.067568
F= 59.65571

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 34.51
CORINDO = 0.23
ORTOSA = 27.47
ALBITA = 27.41
ANORTITA = 8.23
HIPERSTENA = 1.25
MAGNETITA = 1.09
ILMENITA = 0.26

NA+K= 203.4523
K/(NA+K)= .4862868
MG/(FE+MG)= .3601896

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.676969
LOG (K2O/NA2O)= .156908

LOG (K2O/CAO)= .4473449

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 83.18397
F= 12.8097
M= 4.006326

NA2O+K2O= 7.890001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5792952

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 23 %

MGO/MGO+FEO = --- 0.80- -

INDEX DE COLOR= 0.0183

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 3.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 8.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2746.19
R2= 463.61

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.7
MGO = 2.4
AL2O3 = 88.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 43.5
AB= 43.4
AN= 13.0

TRIANGLE A-F-M: A= 82.0
F= 14.0
M= 3.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 35.4
A= 49.7
P= 14.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 35.4
A= 28.1
P= 36.5

==========
MOSTRA: A-28---M
==========

% PES
=====
SIO2 = 75.35
TIO2 = 0.15
AL2O3 = 12.95
FE2O3 = 0.86
FEO = 0.65
MNO = 0.04
MGO = 0.34
CAO = 0.89
NA2O = 3.09
K2O = 5.09
P.FOC = 0.58
TOTAL =100.00

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 35.33
CORINDO = 0.73
ORTOSA = 30.07
ALBITA = 26.14
ANORTITA = 4.41
HIPERSTENA = 1.17
MAGNETITA = 1.24
ILMENITA = 0.28

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 14 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0182

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 3.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 4.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2687.32
R2= 366.10

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 10.2
MGO = 2.2
AL2O3 = 87.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 49.6
AB= 43.1
AN= 7.2

TRIANGLE A-F-M: A= 81.4
F= 15.1
M= 3.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 36.8
A= 55.1
P= 8.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 36.8
A= 31.3
P= 31.8

NUMERO DE MOSTRA = A-28

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 14.16055
B=FE+MG+TI= 29.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 200.0406
P=K-(NA+CA)= -7.272408

F=555-(Q+B)= 325.5844

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.04335
B= 5.292793
F= 58.66386

NA+K= 207.9753
K/(NA+K)= .5207247
MG/(FE+MG)= .3090909

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.9633633
LOG (K2O/NA2O)= .2167593

LOG (K2O/CAO)= .7573278

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 82.72653
F= 13.83495
M= 3.438511

NA2O+K2O= 8.18
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6316603

==========
MOSTRA: A-29---B(H)
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-29

% PES
=====
SIO2 = 67.37
TIO2 = 0.57
AL203 = 16.01
FE203 = 2.08
FEO = 2.09
MNO = 0.08
MGO = 1.53
CAO = 3.61
NA2O = 3.08
K2O = 3.55
P.FOC = 0.57
TOTAL =100.55

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 10.10626
B=FE+MG+TI= 97.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 156.4149
P=K-(NA+CA)= -88.28721

F=555-(Q+B)= 300.9602

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 28.18286
B= 17.59009
F= 54.22705

NA+K= 174.8868
K/(NA+K)= .4318905
MG/(FE+MG)= .422652

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 25.24
CORINDO = 0.53
ORTOSA = 20.97
ALBITA = 26.06
ANORTITA = 17.90
HIPERSTENA = 5.14
MAGNETITA = 3.02
ILMENITA = 1.08

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2640064
LOG (K2O/NA2O)= 6.167761E-02

LOG (K2O/CAO)= -7.278864E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 55.61148
F= 31.5551
M= 12.83342

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

NA2O+K2O= 6.63
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4141162

INDEX DE COLOR= 0.0682

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2438.10
R2= 776.17

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 19.2
MGO = 7.0
AL203 = 73.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.2
AB= 40.1
AN= 27.5

TRIANGLE A-F-M: A= 53.7
F= 33.8
M= 12.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 28.0
A= 38.8
P= 33.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 28.0
A= 23.3
P= 48.7

==========
MOSTRA: A-30---M0
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-30

% PES
=====
SIO2 = 75.53
TIO2 = 0.08
AL2O3 = 13.11
FE2O3 = 0.52
FEO = 0.40
MNO = 0.05
MGO = 0.16
CAO = 1.00
NA2O = 3.32
K2O = 4.85
P.FOC = 0.56
TOTAL = 99.59

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 35.15
CORINDO = 0.58
ORTOSA = 28.65
ALBITA = 28.09
ANORTITA = 4.96
HIPERSTENA = 0.66
MAGNETITA = 0.76
ILMENITA = 0.15

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 15 %

MGO/MGO+FEO = 0.66

INDEX DE COLOR= 0.0103

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 1.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2690.96
R2= 372.08

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 6.5
MGO = 1.1
AL2O3 = 92.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 46.4
AB= 45.5
AN= 8.0

TRIANGLE A-F-M: A= 88.2
F= 10.0
M= 1.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 36.3
A= 54.3
P= 9.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 36.3
A= 29.6
P= 34.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 11.05628
B=FE+MG+TI= 16.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 197.4181
P=K-(NA+CA)= -21.76243

F=555-(Q+B)= 340.9569

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.57083
B= 2.995495
F= 61.43368

NA+K= 210.2883
K/(NA+K)= .4907145
MG/(FE+MG)= .256

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.912222
LOG (K2O/NA2O)= .1646037

LOG (K2O/CAO)= .6857418

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 89.12403
F= 9.130577
M= 1.745391

NA2O+K2O= 8.17
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6231885

==========
MOSTRA: A-31---BH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-31

% PES
=====
SIO2 = 66.83
TIO2 = 0.62
AL2O3 = 15.86
FE2O3 = 2.22
FEO = 2.36
MNO = 0.10
MGO = 1.87
CAO = 4.11
NA2O = 2.95
K2O = 3.11
P.FOC = 0.74
TOTAL =100.78

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 25.41
CORINDO = 0.16
ORTOSA = 18.37
ALBITA = 24.96
ANORTITA = 20.38
HIPERSTENA = 6.33
MAGNETITA = 3.22
ILMENITA = 1.17

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 45 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0808

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 14.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 20.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2538.77
R2= 843.59

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.5
MGO = 8.3
AL2O3 = 71.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 28.8
AB= 39.1
AN= 31.9

TRIANGLE A-F-M: A= 48.4
F= 36.6
M= 14.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 28.5
A= 33.9
P= 37.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 28.5
A= 20.6
P= 50.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 2.863159
B=FE+MG+TI= 111.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 161.0177
P=K-(NA+CA)= -102.3839

F=555-(Q+B)= 282.1073

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.0122
B= 20.15766
F= 50.83015

NA+K= 161.3315
K/(NA+K)= .4101506
MG/(FE+MG)= .4489796

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1686308
LOG (K2O/NA2O)= 2.293835E-02

LOG (K2O/CAO)= -.1210815

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 50.24459
F= 34.25089
M= 15.50452

NA2O+K2O= 6.06
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3820933

==========
MOSTRA: A-32---MB
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-32

% PES
=====
SIO2 = 71.58
TIO2 = 0.24
AL2O3 = 15.39
FE2O3 = 1.06
FEO = 0.89
MNO = 0.05
MGO = 0.64
CAO = 2.82
NA2O = 3.45
K2O = 4.30
P.FOC = 0.46
TOTAL =100.89

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.88
ORTOSA = 25.40
ALBITA = 29.19
ANORTITA = 13.80
DIOPSIDA = 0.14
HIPERSTENA = 1.99
MAGNETITA = 1.53
ILMENITA = 0.45

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 32 %

MGO/MGO+FEO = 0.82

INDEX DE COLOR= 0.0291

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 13.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2479.10
R2= 635.33

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 10.8
MGO = 3.5
AL2O3 = 85.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.1
AB= 42.6
AN= 20.1

TRIANGLE A-F-M: A= 74.8
F= 18.9
M= 6.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 29.0
A= 46.0
P= 25.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 29.0
A= 26.4
P= 44.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -1.729279
B=FE+MG+TI= 43.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 161.3155
P=K-(NA+CA)= -70.1581

F=555-(Q+B)= 350.1845

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.06586
B= 7.837838
F= 63.0963

NA+K= 202.7797
K/(NA+K)= .4511762
MG/(FE+MG)= .3950617

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4390527
LOG (K2O/NA2O)= 9.564933E-02

LOG (K2O/CAO)= .1832194

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 76.3246
F= 17.37246
M= 6.302935

NA2O+K2O= 7.75
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5035737

==========
MOSTRA: A-33---DO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-33

% PES
=====
SIO2 = 55.09
TIO2 = 0.85
AL203 = 17.27
FE203 = 2.92
FEO = 4.31
MNO = 0.12
MGO = 5.17
CAO = 7.18
NA2O = 3.06
K2O = 1.61
P.FOC = 2.95
TOTAL =100.54

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 7.58
ORTOSA = 9.51
ALBITA = 25.89
ANORTITA = 28.63
DIOPSIDA = 5.59
HIPERSTENA = 14.51
MAGNETITA = 4.24
ILMENITA = 1.61

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 53 %

MGO/MGO+FEO = 0.80

INDEX DE COLOR= 0.1900

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 30.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 35.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=1990.87
R2=1363.43

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 24.3
MGO = 17.4
AL203 = 58.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 14.8
AB= 40.4
AN= 44.7

TRIANGLE A-F-M: A= 27.3
F= 42.3
M= 30.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 10.6
A= 22.3
P= 67.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 10.6
A= 13.3
P= 76.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -50.76612
B=FE+MG+TI= 230.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 87.61438
P=K-(NA+CA)= -192.6686

F=555-(Q+B)= 237.0106

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 15.78637
B= 41.50901
F= 42.70462

NA+K= 132.965
K/(NA+K)= .2576266
MG/(FE+MG)= .5881684

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .1868076
LOG (K2O/NA2O)= -.2788956

LOG (K2O/CAO)= -.6492986

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 28.55222
F= 39.83859
M= 31.6092

NA2O+K2O= 4.67
(NA2O+K2O)/AL203= .2704111

==========
MOSTRA: A-34---M
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-34

% PES
=====
SIO2 = 74.45
TIO2 = 0.10
AL2O3 = 13.89
FE2O3 = 0.74
FEO = 0.57
MNO = 0.04
MGO = 0.24
CAO = 1.23
NA2O = 3.64
K2O = 4.68
P.FOC = 0.42
TOTAL =100.01

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 32.22
CORINDO = 0.60
ORTOSA = 27.65
ALBITA = 30.79
ANORTITA = 6.10
HIPERSTENA = 0.94
MAGNETITA = 1.08
ILMENITA = 0.18

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 17 %

MGO/MGO+FEO = 0.69

INDEX DE COLOR= 0.0145

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2534.43
R2= 415.95

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.5
MGO = 1.5
AL2O3 = 89.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 42.8
AB= 47.7
AN= 9.4

TRIANGLE A-F-M: A= 84.2
F= 13.3
M= 2.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.3
A= 54.6
P= 12.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.3
A= 28.6
P= 38.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 11.43054
B=FE+MG+TI= 23.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 181.9744
P=K-(NA+CA)= -39.80917

F=555-(Q+B)= 349.2756

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.78819
B= 4.279279
F= 62.93254

NA+K= 216.9938
K/(NA+K)= .4588816
MG/(FE+MG)= .2666667

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8302181
LOG (K2O/NA2O)= .1091444

LOG (K2O/CAO)= .5803407

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 85.35084
F= 12.18712
M= 2.462044

NA2O+K2O= 8.32
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5989921

==========
MOSTRA: A-35---M
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-35

% PES
=====
SIO2 = 75.64
TIO2 = 0.10
AL2O3 = 13.76
FE2O3 = 0.78
FEO = 0.59
MNO = 0.05
MGO = 0.22
CAO = 1.11
NA2O = 3.64
K2O = 4.59
P.FOC = 0.39
TOTAL =100.88

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 34.02
CORINDO = 0.78
ORTOSA = 27.12
ALBITA = 30.79
ANORTITA = 5.50
HIPERSTENA = 0.92
MAGNETITA = 1.13
ILMENITA = 0.18

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 15 %

MGO/MGO+FEO = 0.66

INDEX DE COLOR= 0.0144

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2633.11
R2= 399.57

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.9
MGO = 1.4
AL2O3 = 89.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 42.7
AB= 48.5
AN= 8.6

TRIANGLE A-F-M: A= 83.7
F= 14.0
M= 2.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 34.9
A= 54.1
P= 11.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.9
A= 27.8
P= 37.3

PARAMETRES DE.
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 15.08214
B=FE+MG+TI= 24

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 191.929
P=K-(NA+CA)= -39.58121

F=555-(Q+B)= 339.071

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 34.5818
B= 4.324324
F= 61.09388

NA+K= 215.0789
K/(NA+K)= .4540639
MG/(FE+MG)= .2417583

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8700769
LOG (K2O/NA2O)= .1007112

LOG (K2O/CAO)= .6164897

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 84.9154
F= 12.81469
M= 2.269913

NA2O+K2O= 8.230001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5981105

==========
MOSTRA: A-36---GB000
==========

% PES
=====
SIO2 = 73.25
TIO2 = 0.19
AL2O3 = 14.30
FE2O3 = 0.83
FEO = 0.67
MNO = 0.06
MGO = 0.52
CAO = 1.73
NA2O = 3.44
K2O = 4.57
P.FOC = 0.89
TOTAL =100.46

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.11
CORINDO = 0.54
ORTOSA = 27.00
ALBITA = 29.10
ANORTITA = 8.58
HIPERSTENA = 1.63
MAGNETITA = 1.21
ILMENITA = 0.36

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 23 %

MGO/MGO+FEO = 0.83

INDEX DE COLOR= 0.0231

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 8.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2543.93
R2= 491.38

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 9.2
MGO = 3.1
AL2O3 = 87.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 41.7
AB= 44.9
AN= 13.2

TRIANGLE A-F-M: A= 79.7
F= 15.0
M= 5.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.5
A= 51.2
P= 16.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.5
A= 28.2
P= 39.3

NUMERO DE MOSTRA = A-36

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 10.40466
B=FE+MG+TI= 34.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 178.1474
P=K-(NA+CA)= -44.62656

F=555-(Q+B)= 342.6026

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.09864
B= 6.171171
F= 61.73019

NA+K= 208.2018
K/(NA+K)= .4670183
MG/(FE+MG)= .4078432

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.6655865
LOG (K2O/NA2O)= .1233578

LOG (K2O/CAO)= .4218701

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 80.9991
F= 13.74254
M= 5.258368

NA2O+K2O= 8.01
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5601399

==========
MOSTRA: A-39---GB00
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-39

% PES
=====
SIO2 = 72.44
TIO2 = 0.22
AL2O3 = 14.45
FE2O3 = 1.27
FEO = 1.06
MNO = 0.06
MGO = 0.47
CAO = 1.88
NA2O = 3.97
K2O = 3.84
P.FOC = 0.77
TOTAL =100.44

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.63
CORINDO = 0.34
ORTOSA = 22.69
ALBITA = 33.59
ANORTITA = 9.32
HIPERSTENA = 1.81
MAGNETITA = 1.85
ILMENITA = 0.41

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 22 %

MGO/MGO+FEO = 0.71

INDEX DE COLOR= 0.0273

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 9.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2449.74
R2= 507.89

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 13.5
MGO = 2.7
AL2O3 = 83.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 34.5
AB= 51.1
AN= 14.2

TRIANGLE A-F-M: A= 73.5
F= 22.0
M= 4.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.1
A= 48.8
P= 20.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.1
A= 23.8
P= 45.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 6.423859
B=FE+MG+TI= 43.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 170.2969
P=K-(NA+CA)= -79.93381

F=555-(Q+B)= 340.9531

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.68412
B= 7.882883
F= 61.433

NA+K= 209.7666
K/(NA+K)= .3894906
MG/(FE+MG)= .2865854

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.6184933
LOG (K2O/NA2O)= -1.445928E-02

LOG (K2O/CAO)= .3101734

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 75.19738
F= 20.27729
M= 4.525323

NA2O+K2O= 7.81
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5404845

==========
MOSTRA: A-40---E(GB00)
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-40

% PES
=====
SIO2 = 68.21
TIO2 = 0.37
AL2O3 = 15.71
FE2O3 = 2.11
FEO = 1.96
MNO = 0.10
MGO = 0.83
CAO = 2.53
NA2O = 4.14
K2O = 3.18
P.FOC = 0.85
TOTAL =100.00

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.47412
B=FE+MG+TI= 76.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 151.7841
P=K-(NA+CA)= -111.0674

F=555-(Q+B)= 326.8409

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.34849
B= 13.76126
F= 58.89025

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 24.64
CORINDO = 0.85
ORTOSA = 18.79
ALBITA = 35.02
ANORTITA = 12.55
HIPERSTENA = 3.51
MAGNETITA = 3.06
ILMENITA = 0.70

NA+K= 201.208
K/(NA+K)= .3362669
MG/(FE+MG)= .2891986

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4613906
LOG (K2O/NA2O)= -.1145732

LOG (K2O/CAO)= 9.930658E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 61.91846
F= 31.06074
M= 7.020809

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 26 %

MGO/MGO+FEO = 0.65

NA2O+K2O= 7.32
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4659453

INDEX DE COLOR= 0.0494

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 12.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2212.05
R2= 620.01

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.7
MGO = 4.0
AL2O3 = 76.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 28.3
AB= 52.7
AN= 18.9

TRIANGLE A-F-M: A= 59.8
F= 33.3
M= 6.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 27.1
A= 43.7
P= 29.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 27.1
A= 20.6
P= 52.3

==========
MOSTRA: A-41---E/G/GB00
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-41

% PES
=====
SIO2 = 69.38
TIO2 = 0.33
AL2O3 = 15.29
FE2O3 = 1.75
FEO = 1.58
MNO = 0.08
MGO = 0.79
CAO = 1.88
NA2O = 4.00
K2O = 3.49
P.FOC = 1.11
TOTAL = 99.69

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.07
CORINDO = 1.51
ORTOSA = 20.62
ALBITA = 33.84
ANORTITA = 9.32
HIPERSTENA = 3.02
MAGNETITA = 2.54
ILMENITA = 0.62

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 22 %

MGO/MGO+FEO = 0.71

INDEX DE COLOR= 0.0428

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 9.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2287.86
R2= 540.24

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.1
MGO = 4.0
AL2O3 = 78.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.3
AB= 53.0
AN= 14.6

TRIANGLE A-F-M: A= 64.4
F= 28.7
M= 6.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 29.8
A= 48.3
P= 21.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 29.8
A= 22.7
P= 47.5

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 29.37351
B=FE+MG+TI= 65.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 159.7759
P=K-(NA+CA)= -88.34837

F=555-(Q+B)= 329.5991

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 28.78846
B= 11.82432
F= 59.38722

NA+K= 203.2876
K/(NA+K)= .3652723
MG/(FE+MG)= .3211382

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.600324
LOG (K2O/NA2O)= -5.923458E-02

LOG (K2O/CAO)= .2686676

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 66.36541
F= 26.63477
M= 6.999823

NA2O+K2O= 7.49
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4898627

==========
MOSTRA: A-42---GO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-42

% PES
=====
SIO2 = 49.09
TIO2 = 0.32
AL2O3 = 19.38
FE2O3 = 1.76
FEO = 3.67
MNO = 0.10
MGO = 5.91
CAO = 15.66
NA2O = 1.46
K2O = 0.77
P.FOC = 1.81
TOTAL = 99.94

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 0.30
ORTOSA = 4.55
ALBITA = 12.35
ANORTITA = 44.05
DIOPSIDA = 26.95
HIPERSTENA = 6.74
MAGNETITA = 2.56
ILMENITA = 0.60

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 78 %

MGO/MGO+FEO = 0.80

INDEX DE COLOR= 0.1991

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 43.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 72.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2415.66
R2=2348.77

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.7
MGO = 19.2
AL2O3 = 63.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 7.4
AB= 20.2
AN= 72.2

TRIANGLE A-F-M: A= 16.4
F= 40.0
M= 43.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 0.5
A= 9.3
P= 90.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 0.5
A= 7.4
P= 92.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -242.7655
B=FE+MG+TI= 219.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 22.81391
P=K-(NA+CA)= -310.3566

F=555-(Q+B)= 312.4361

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 4.110613
B= 39.59459
F= 56.29479

NA+K= 63.47975
K/(NA+K)= .258082
MG/(FE+MG)= .6848205

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .8464869
LOG (K2O/NA2O)= -.2778622

LOG (K2O/CAO)= -1.308301

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 17.10648
F= 37.55753
M= 45.336

NA2O+K2O= 2.23
(NA2O+K2O)/AL2O3= .1150671

TRIANGLE P-OPX-OL: P = 89.3
OPX= 10.7
OL = 0.0

TRIANGLE P-OL-CPX: P = 67.7
OL = 0.0
CPX= 32.3

TRIANGLE P-OPX-CPX: P = 62.6
OPX= 7.5
CPX= 29.9

==========
MOSTRA: A-43---GO
==========

% PES
=====
SIO2 = 49.60
TIO2 = 0.53
AL2O3 = 12.45
FE2O3 = 2.99
FEO = 6.12
MNO = 0.13
MGO = 12.20
CAO = 11.34
NA2O = 0.69
K2O = 1.60
P.FOC = 2.47
TOTAL =100.13

==========
NORMA CIPW
==========
ORTOSA = 9.45
ALBITA = 5.83
ANORTITA = 26.14
DIOPSIDA = 24.01
HIPERSTENA = 26.30
OLIVINA = 0.54
MAGNETITA = 4.34
ILMENITA = 1.00

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 82 %

MGO/MGO+FEO = 0.83

INDEX DE COLOR= 0.3861

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 51.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 51.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2424.81
R2=2062.74

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 27.0
MGO = 36.1
AL2O3 = 36.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 22.8
AB= 14.0
AN= 63.0

TRIANGLE A-F-M: A= 9.6
F= 38.6
M= 51.6

TRIANGLE A-P-F: A= 10.2
P= 34.7
F= 55.1

NUMERO DE MOSTRA = A-43

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -217.183
B=FE+MG+TI= 425.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 84.25496
P=K-(NA+CA)= -190.7155

F=555-(Q+B)= 45.12006

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 15.18107
B= 76.68919
F= 8.12974

NA+K= 56.30062
K/(NA+K)= .6046568
MG/(FE+MG)= .7279236

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .6947776
LOG (K2O/NA2O)= .3652709

LOG (K2O/CAO)= -.8504931

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 10.089
F= 36.16178
M= 53.74924

NA2O+K2O= 2.29
(NA2O+K2O)/AL2O3= .1839358

MOSTRA: A-45---B

NUMERO DE MOSTRA = A-45

% PES

SIO2	= 67.60
TIO2	= 0.52
AL2O3	= 15.75
FE2O3	= 1.85
FEO	= 1.92
MNO	= 0.04
MGO	= 1.65
CAO	= 3.49
NA2O	= 3.04
K2O	= 3.13
P.FOC	= 0.70
TOTAL	= 99.70

NORMA CIPW

QUARS =	27.44
CORINDO =	1.01
ORTOSA =	18.49
ALBITA =	25.72
ANORTITA =	17.31
HIPERSTENA =	5.33
MAGNETITA =	2.68
ILMENITA =	0.98

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.81

INDEX DE COLOR= 0.0683

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 14.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2577.43
R2= 764.18

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.8
MGO = 7.7
AL2O3 = 74.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 30.0
AB= 41.8
AN= 28.1

TRIANGLE A-F-M: A= 53.1
F= 32.5
M= 14.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.8
A= 35.7
P= 33.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.8
A= 20.8
P= 48.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.52042
B=FE+MG+TI= 95

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 169.3477
P=K-(NA+CA)= -93.7902

F=555-(Q+B)= 290.6524

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.5131
B= 17.11712
F= 52.36979

NA+K= 164.6603
K/(NA+K)= .4044434
MG/(FE+MG)= .4661017

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2474598
LOG (K2O/NA2O)= 1.267071E-02

LOG (K2O/CAO)= -.0472811

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 54.98129
F= 30.31545
M= 14.70326

NA2O+K2O= 6.17
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3917461

==========
MOSTRA: A-46---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-46

% PES
=====
SIO2 = 69.61
TIO2 = 0.44
AL2O3 = 15.07
FE2O3 = 1.80
FEO = 1.75
MNO = 0.08
MGO = 1.20
CAO = 3.06
NA2O = 3.01
K2O = 3.54
P.FOC = 0.49
TOTAL =100.06

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.68
CORINDO = 0.72
ORTOSA = 20.91
ALBITA = 25.46
ANORTITA = 15.17
HIPERSTENA = 4.14
MAGNETITA = 2.61
ILMENITA = 0.83

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 37 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0554

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 10.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 15.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2634.14
R2= 682.51

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.9
MGO = 6.0
AL2O3 = 75.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 33.9
AB= 41.3
AN= 24.6

TRIANGLE A-F-M: A= 57.9
F= 31.4
M= 10.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 32.5
A= 39.1
P= 28.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 32.5
A= 22.9
P= 44.5

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.78857
B=FE+MG+TI= 80

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 177.8777
P=K-(NA+CA)= -76.42048

F=555-(Q+B)= 297.1223

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.05003
B= 14.41442
F= 53.53556

NA+K= 172.4159
K/(NA+K)= .4368457
MG/(FE+MG)= .4026846

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3305199
LOG (K2O/NA2O)= 7.043678E-02

LOG (K2O/CAO)= 6.328181E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 59.79551
F= 29.24959
M= 10.9549

NA2O+K2O= 6.55
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4346384

==========
MOSTRA: A-47---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-47

% PES
=====
SIO2 = 68.19
TIO2 = 0.52
AL2O3 = 15.73
FE2O3 = 1.99
FEO = 2.01
MNO = 0.08
MGO = 1.50
CAO = 3.31
NA2O = 3.09
K2O = 3.34
P.FOC = 0.60
TOTAL =100.37

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.49
CORINDO = 1.01
ORTOSA = 19.73
ALBITA = 26.14
ANORTITA = 16.42
HIPERSTENA = 5.07
MAGNETITA = 2.89
ILMENITA = 0.98

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 39 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0664

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 16.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2543.93
R2= 737.09

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.8
MGO = 7.0
AL2O3 = 74.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.6
AB= 41.9
AN= 26.3

TRIANGLE A-F-M: A= 53.8
F= 33.5
M= 12.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.6
A= 37.9
P= 31.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.6
A= 22.0
P= 47.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.47583
B=FE+MG+TI= 94.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 168.6874
P=K-(NA+CA)= -87.72073

F=555-(Q+B)= 292.1877

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.39412
B= 16.95946
F= 52.64643

NA+K= 170.7412
K/(NA+K)= .4162077
MG/(FE+MG)= .4279601

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.288383
LOG (K2O/NA2O)= 3.378799E-02

LOG (K2O/CAO)= 3.918453E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 55.72407
F= 31.27654
M= 12.99939

NA2O+K2O= 6.43
(NA2O+K2O)/AL2O3= .408773

==========
MOSTRA: A-48---H
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-48

% PES
=====
SIO2 = 64.20
TIO2 = 0.71
AL2O3 = 16.89
FE2O3 = 2.54
FEO = 2.97
MNO = 0.10
MGO = 2.30
CAO = 4.76
NA2O = 2.76
K2O = 2.74
P.FOC = 0.64
TOTAL =100.62

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 22.95
CORINDO = 0.72
ORTOSA = 16.19
ALBITA = 23.35
ANORTITA = 23.61
HIPERSTENA = 8.10
MAGNETITA = 3.68
ILMENITA = 1.34

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.0999

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 17.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2490.28
R2= 954.67

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.3
MGO = 9.3
AL2O3 = 68.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 25.6
AB= 36.9
AN= 37.3

TRIANGLE A-F-M: A= 41.2
F= 41.4
M= 17.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.7
A= 29.8
P= 43.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.7
A= 18.8
P= 54.5

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.84631
B=FE+MG+TI= 135.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 152.6698
P=K-(NA+CA)= -115.7344

F=555-(Q+B)= 266.9552

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.50808
B= 24.39189
F= 48.10003

NA+K= 147.3301
K/(NA+K)= .3956955
MG/(FE+MG)= .4545455

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -6.275575E-02
LOG (K2O/NA2O)= -3.158514E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2398564

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 43.07644
F= 38.90977
M= 18.01378

NA2O+K2O= 5.5
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3256365

==========
MOSTRA: A-49---PB-GB
==========

% PES
=====
SIO2 = 75.72
TIO2 = 0.16
AL2O3 = 13.44
FE2O3 = 0.84
FEO = 0.67
MNO = 0.04
MGO = 0.32
CAO = 1.32
NA2O = 3.70
K2O = 3.98
P.FOC = 0.69
TOTAL =100.89

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 35.50
CORINDO = 0.64
ORTOSA = 23.51
ALBITA = 31.30
ANORTITA = 6.54
HIPERSTENA = 1.14
MAGNETITA = 1.22
ILMENITA = 0.30

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 17 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0179

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 3.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2754.38
R2= 420.72

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 9.9
MGO = 2.0
AL2O3 = 87.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 38.3
AB= 51.0
AN= 10.6

TRIANGLE A-F-M: A= 80.6
F= 15.9
M= 3.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 36.7
A= 49.6
P= 13.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 36.7
A= 24.3
P= 39.1

NUMERO DE MOSTRA = A-49

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.35089
B=FE+MG+TI= 29

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 200.9167
P=K-(NA+CA)= -58.24542

F=555-(Q+B)= 325.0833

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.20121
B= 5.225225
F= 58.57357

NA+K= 204.0357
K/(NA+K)= .4150296
MG/(FE+MG)= .2962963

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7647873
LOG (K2O/NA2O)= 3.168136E-02

LOG (K2O/CAO)= .4793092

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 81.98121
F= 14.6029
M= 3.415884

NA2O+K2O= 7.680001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5714286

==========
MOSTRA: A-50---GB00
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-50

% PES
=====
SIO2 = 72.53
TIO2 = 0.21
AL203 = 13.97
FE203 = 1.21
FEO = 1.00
MNO = 0.05
MGO = 0.60
CAO = 1.23
NA2O = 3.56
K2O = 4.24
P.FOC = 0.96
TOTAL = 99.57

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.79
CORINDO = 1.28
ORTOSA = 25.05
ALBITA = 30.12
ANORTITA = 6.10
HIPERSTENA = 2.08
MAGNETITA = 1.75
ILMENITA = 0.39

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 17 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0296

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2511.25
R2= 435.38

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 13.2
MGO = 3.5
AL203 = 83.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 40.8
AB=-49.1
AN= 9.9

TRIANGLE A-F-M: A= 73.4
F= 20.9
M= 5.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 34.2
A= 52.9
P= 12.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 34.2
A= 26.9
P= 38.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 24.94151
B=FE+MG+TI= 45.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 183.2501
P=K-(NA+CA)= -46.59023

F=555-(Q+B)= 326.3749

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.01804
B= 8.175676
F= 58.80628

NA+K= 205.0515
K/(NA+K)= .4399518
MG/(FE+MG)= .3508772

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8021895
LOG (K2O/NA2O)= 7.591584E-02

LOG (K2O/CAO)= .5374608

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 75.01443
F= 19.21523
M= 5.770341

NA2O+K2O= 7.8
(NA2O+K2O)/AL203= .5583393

==========
MOSTRA: A-51---GB00 GRIS
==========

% PES
=====
SIO2 = 73.47
TIO2 = 0.21
AL2O3 = 13.49
FE2O3 = 1.10
FEO = 0.90
MNO = 0.06
MGO = 0.55
CAO = 1.06
NA2O = 3.24
K2O = 4.64
P.FOC = 0.79
TOTAL = 99.52

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 33.55
CORINDO = 1.21
ORTOSA = 27.41
ALBITA = 27.41
ANORTITA = 5.25
HIPERSTENA = 1.87
MAGNETITA = 1.60
ILMENITA = 0.39

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 16 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0270

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2599.56
R2= 405.30

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 12.5
MGO = 3.4
AL2O3 = 84.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 45.6
AB= 45.6
AN= 8.7

TRIANGLE A-F-M: A= 75.4
F= 19.2
M= 5.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 35.8
A= 53.8
P= 10.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 35.8
A= 29.3
P= 34.9

NUMERO DE MOSTRA = A-51

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 25.68634
B=FE+MG+TI= 41.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 191.0631
P=K-(NA+CA)= -26.12106

F=555-(Q+B)= 322.8119

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 34.42578
B= 7.40991
F= 58.16431

NA+K= 205.175
K/(NA+K)= .4811668
MG/(FE+MG)= .3192183

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8869832
LOG (K2O/NA2O)= .148004

LOG (K2O/CAO)= .6536806

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 77.00515
F= 18.24265
M= 4.752207

NA2O+K2O= 7.94
(NA2O+K2O)/AL2O3= .581685

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

==========
MOSTRA: A-53---EMI(H)
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-53

% PES
=====
SIO2 = 56.09
TIO2 = 0.90
AL2O3 = 18.26
FE2O3 = 3.41
FEO = 4.59
MNO = 0.16
MGO = 3.85
CAO = 6.99
NA2O = 3.35
K2O = 2.13
P.FOC = 1.13
TOTAL =100.87

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 7.05
ORTOSA = 12.58
ALBITA = 28.34
ANORTITA = 28.49
DIOPSIDA = 4.99
HIPERSTENA = 11.60
MAGNETITA = 4.94
ILMENITA = 1.70

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.1617

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 22.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 33.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=1811.75
R2=1297.02

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 26.5
MGO = 12.7
AL2O3 = 60.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 18.1
AB= 40.8
AN= 41.0

TRIANGLE A-F-M: A= 31.6
F= 46.1
M= 22.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 9.2
A= 27.8
P= 63.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 9.2
A= 16.5
P= 74.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -44.98731
B=FE+MG+TI= 207.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 75.01315
P=K-(NA+CA)= -187.5668

F=555-(Q+B)= 272.3619

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 13.51588
B= 37.40991
F= 49.07421

NA+K= 153.3837
K/(NA+K)= .2954627
MG/(FE+MG)= .4901337

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .1056966
LOG (K2O/NA2O)= -.1966652

LOG (K2O/CAO)= -.5160976

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 33.13381
F= 43.58789
M= 23.27831

NA2O+K2O= 5.48
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3001095

==========
MOSTRA: A-54---H
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-54

% PES
=====
SIO2 = 64.53
TIO2 = 0.65
AL2O3 = 16.37
FE2O3 = 2.35
FEO = 2.71
MNO = 0.10
MGO = 2.05
CAO = 4.63
NA2O = 2.81
K2O = 2.79
P.FOC = 0.74
TOTAL = 99.74

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 23.55
CORINDO = 0.30
ORTOSA = 16.48
ALBITA = 23.77
ANORTITA = 22.96
HIPERSTENA = 7.26
MAGNETITA = 3.41
ILMENITA = 1.23

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 49 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.0901

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2496.33
R2= 918.16

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.5
MGO = 8.7
AL2O3 = 69.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.0
AB= 37.6
AN= 36.3

TRIANGLE A-F-M: A= 44.0
F= 39.8
M= 16.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 27.1
A= 30.4
P= 42.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 27.1
A= 19.0
P= 53.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 5.616394
B=FE+MG+TI= 122.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 153.3741
P=K-(NA+CA)= -113.962

F=555-(Q+B)= 278.8759

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.63497
B= 22.11712
F= 50.24791

NA+K= 150.0069
K/(NA+K)= .3957266
MG/(FE+MG)= .4471102

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -8.260704E-02
LOG (K2O/NA2O)= -3.102119E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2199769

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 45.85278
F= 37.36183
M= 16.78539

NA2O+K2O= 5.6
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3420892

==========
MOSTRA: A-55---H
==========

% PES
=====
SIO2 = 64.02
TIO2 = 0.77
AL2O3 = 16.57
FE2O3 = 2.65
FEO = 3.15
MNO = 0.11
MGO = 2.40
CAO = 4.97
NA2O = 2.76
K2O = 2.58
P.FOC = 0.62
TOTAL =100.61

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 22.71
CORINDO = 0.20
ORTOSA = 15.24
ALBITA = 23.35
ANORTITA = 24.65
HIPERSTENA = 8.51
MAGNETITA = 3.84
ILMENITA = 1.46

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.1050

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 17.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 24.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2506.39
R2= 975.82

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.4
MGO = 9.6
AL2O3 = 66.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 24.1
AB= 36.?
AN= 38.9

TRIANGLE A-F-M: A= 39.4
F= 42.8
M= 17.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.4
A= 28.1
P= 45.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.4
A= 17.7
P= 55.8

NUMERO DE MOSTRA = A-55

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 3.476074
B=FE+MG+TI= 142.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 152.5741
P=K-(NA+CA)= -122.8886

F=555-(Q+B)= 260.1759

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.49083
B= 25.63063
F= 46.87854

NA+K= 143.9259
K/(NA+K)= .381402
MG/(FE+MG)= .4524034

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -3.118492E-02
LOG (K2O/NA2O)= -.0292894

LOG (K2O/CAO)= -.2847367

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 41.17511
F= 40.31922
M= 18.50567

NA2O+K2O= 5.34
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3222692

MOSTRA: A-56---PB=PGD
==========

% PES
=====
SIO2 = 68.35
TIO2 = 0.47
AL2O3 = 15.61
FE2O3 = 1.65
FEO = 1.63
MNO = 0.06
MGO = 1.21
CAO = 3.23
NA2O = 3.31
K2O = 3.27
P.FOC = 0.79
TOTAL = 99.59

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.41
CORINDO = 0.75
ORTOSA = 19.32
ALBITA = 28.00
ANORTITA = 16.02
HIPERSTENA = 3.99
MAGNETITA = 2.39
ILMENITA = 0.89

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 36 %

MGO/MGO+FEO = 0.80

INDEX DE COLOR= 0.0537

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 10.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 16.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2513.17
R2= 711.79

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.3
MGO = 6.0
AL2O3 = 77.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 30.5
AB= 44.2
AN= 25.2

TRIANGLE A-F-M: A= 59.3
F= 29.6
M= 10.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.2
A= 38.2
P= 31.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.2
A= 21.3
P= 48.5

NUMERO DE MOSTRA = A-56

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 14.37262
B=FE+MG+TI= 77.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.9212
P=K-(NA+CA)= -94.87829

F=555-(Q+B)= 312.8289

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.71552
B= 13.91892
F= 56.36556

NA+K= 176.3487
K/(NA+K)= .3945279
MG/(FE+MG)= .4238179

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3090234
LOG (K2O/NA2O)= -5.280257E-03

LOG (K2O/CAO)= 5.345246E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 61.20361
F= 27.54163
M= 11.25477

NA2O+K2O= 6.58
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4215247

MOSTRA: A-57---EMI(PGD)

NUMERO DE MOSTRA = A-57

% PES

SIO2	= 64.58
TIO2	= 0.68
AL2O3	= 16.97
FE2O3	= 2.19
FEO	= 2.46
MNO	= 0.08
MGO	= 1.80
CAO	= 4.28
NA2O	= 3.18
K2O	= 2.73
P.FOC	= 1.49
TOTAL	=100.45

NORMA CIPW

QUARS =	22.99
CORINDO =	1.00
ORTOSA =	16.13
ALBITA =	26.90
ANORTITA =	21.23
HIPERSTENA =	6.21
MAGNETITA =	3.18
ILMENITA =	1.29

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 44 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0801

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 14.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 21.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2392.56
R2= 880.08

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.8
MGO = 7.6
AL2O3 = 72.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 25.1
AB= 41.8
AN= 33.0

TRIANGLE A-F-M: A= 47.7
F= 37.6
M= 14.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.3
A= 31.8
P= 41.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.3
A= 18.5
P= 55.2

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.2222
B=FE+MG+TI= 111.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 147.1597
P=K-(NA+CA)= -120.9241

F=555-(Q+B)= 296.0903

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 26.51526
B= 20.13514
F= 53.34961

NA+K= 160.6657
K/(NA+K)= .3615276
MG/(FE+MG)= .4358354

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1401437
LOG (K2O/NA2O)= -.0662645

LOG (K2O/CAO)= -.1952812

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 49.64718
F= 35.23185
M= 15.12097

NA2O+K2O= 5.91
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3482617

==========
MOSTRA: A-58---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-58

% PES
=====
SIO2 = 67.68
TIO2 = 0.67
AL2O3 = 15.67
FE2O3 = 2.12
FEO = 2.19
MNO = 0.08
MGO = 1.50
CAO = 3.60
NA2O = 3.00
K2O = 3.26
P.FOC = 0.65
TOTAL =100.43

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.54758
B=FE+MG+TI= 99.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 167.007
P=K-(NA+CA)= -91.69821

F=555-(Q+B)= 288.1181

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.09134
B= 17.9955
F= 51.91316

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.20
CORINDO = 0.66
ORTOSA = 19.26
ALBITA = 25.38
ANORTITA = 17.85
HIPERSTENA = 5.05
MAGNETITA = 3.08
ILMENITA = 1.27

NA+K= 166.1359
K/(NA+K)= .4174998
MG/(FE+MG)= .4098361

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2402719
LOG (K2O/NA2O)= 3.609633E-02

LOG (K2O/CAO)= -4.308489E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 53.74313
F= 33.37912
M= 12.87775

NA2O+K2O= 6.26
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3994895

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0689

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2548.58
R2= 766.94

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.1
MGO = 6.9
AL2O3 = 72.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 30.8
AB= 40.6
AN= 28.5

TRIANGLE A-F-M: A= 51.8
F= 35.7
M= 12.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.3
A= 36.2
P= 33.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.3
A= 21.5
P= 48.2

==========
MOSTRA: A-59---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-59

% PES
=====
SIO2 = 68.53
TIO2 = 0.48
AL2O3 = 15.27
FE2O3 = 1.94
FEO = 1.96
MNO = 0.08
MGO = 1.42
CAO = 3.44
NA2O = 2.92
K2O = 3.38
P.FOC = 0.59
TOTAL =100.02

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 28.50
CORINDO = 0.55
ORTOSA = 19.97
ALBITA = 24.70
ANORTITA = 17.06
HIPERSTENA = 4.90
MAGNETITA = 2.81
ILMENITA = 0.91

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0638

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2621.19
R2= 738.01

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.9
MGO = 6.8
AL2O3 = 74.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.3
AB= 40.0
AN= 27.6

TRIANGLE A-F-M: A= 54.1
F= 33.6
M= 12.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.6
A= 36.9
P= 31.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.6
A= 22.1
P= 46.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 10.4462
B=FE+MG+TI= 90.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 173.6614
P=K-(NA+CA)= -83.70723

F=555-(Q+B)= 290.9636

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.29034
B= 16.28378
F= 52.42588

NA+K= 166.1085
K/(NA+K)= .4329394
MG/(FE+MG)= .4207407

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2627821
LOG (K2O/NA2O)= 6.353386E-02

LOG (K2O/CAO)= -7.641745E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 56.05481
F= 31.31061
M= 12.63458

NA2O+K2O= 6.3
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4125737

==========
MOSTRA: A-60--B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-60

% PES
=====
SIO2 = 68.68
TIO2 = 0.52
AL2O3 = 15.37
FE2O3 = 1.92
FEO = 1.91
MNO = 0.08
MGO = 1.39
CAO = 3.47
NA2O = 3.01
K2O = 3.50
P.FOC = 0.67
TOTAL =100.53

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.72
CORINDO = 0.32
ORTOSA = 20.68
ALBITA = 25.46
ANORTITA = 17.21
HIPERSTENA = 4.67
MAGNETITA = 2.79
ILMENITA = 0.98

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0622

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 11.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2572.11
R2= 741.69

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.6
MGO = 6.7
AL2O3 = 74.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.6
AB= 40.1
AN= 27.1

TRIANGLE A-F-M: A= 55.4
F= 32.7
M= 11.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.4
A= 38.0
P= 31.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.4
A= 22.7
P= 46.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 5.879151
B=FE+MG+TI= 89.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 168.6812
P=K-(NA+CA)= -84.59298

F=555-(Q+B)= 297.0689

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.393
B= 16.08108
F= 53.52592

NA+K= 171.5649
K/(NA+K)= .4340521
MG/(FE+MG)= .4199396

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2732516
LOG (K2O/NA2O)= 6.550149E-02

LOG (K2O/CAO)= 3.738577E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 57.32653
F= 30.43325
M= 12.24023

NA2O+K2O= 6.51
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4235524

MOSTRA: A-61-X---H

NUMERO DE MOSTRA = A-61

% PES

SIO2	= 65.33
TIO2	= 0.62
AL2O3	= 16.82
FE2O3	= 2.28
FEO	= 2.56
MNO	= 0.09
MGO	= 2.10
CAO	= 4.24
NA2O	= 2.85
K2O	= 2.93
P.FOC	= 0.59
TOTAL	=100.42

NORMA CIPW

QUARS =	24.43
CORINDO =	1.25
ORTOSA =	17.31
ALBITA =	24.11
ANORTITA =	21.03
HIPERSTENA =	7.19
MAGNETITA =	3.31
ILMENITA =	1.17

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 47 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0890

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 21.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2509.38
R2= 887.74

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.4
MGO = 8.8
AL2O3 = 70.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 27.7
AB= 38.6
AN= 33.6

TRIANGLE A-F-M: A= 45.4
F= 38.0
M= 16.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 28.1
A= 32.5
P= 39.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 28.1
A= 19.9
P= 52.0

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 24.09946
B=FE+MG+TI= 120.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 158.1924
P=K-(NA+CA)= -105.3094

F=555-(Q+B)= 275.9327

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 28.50313
B= 21.77928
F= 49.7176

NA+K= 154.2759
K/(NA+K)= .404084
MG/(FE+MG)= .4640884

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.134562
LOG (K2O/NA2O)= 1.202276E-02

LOG (K2O/CAO)= -.1604982

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 47.20294
F= 35.6472
M= 17.14986

NA2O+K2O= 5.78
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3436385

==========
MOSTRA: A-62---BOH
==========

% PES
=====
SIO2 = 66.57
TIO2 = 0.55
AL2O3 = 15.90
FE2O3 = 2.13
FEO = 2.20
MNO = 0.09
MGO = 1.68
CAO = 3.66
NA2O = 2.99
K2O = 3.53
P.FOC = 0.81
TOTAL =100.12

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 24.62
CORINDO = 0.50
ORTOSA = 20.85
ALBITA = 25.29
ANORTITA = 18.15
HIPERSTENA = 5.71
MAGNETITA = 3.10
ILMENITA = 1.04

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 42 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0736

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 13.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 18.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2417.66
R2= 786.80

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.7
MGO = 7.6
AL2O3 = 72.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.4
AB= 39.3
AN= 28.2

TRIANGLE A-F-M: A= 51.9
F= 34.6
M= 13.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 27.7
A= 38.7
P= 33.7

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 27.7
A= 23.5
P= 48.9

NUMERO DE MOSTRA = A-62

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 9.492432
B=FE+MG+TI= 103.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 154.7039
P=K-(NA+CA)= -86.70236

F=555-(Q+B)= 297.1711

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.87458
B= 18.58108
F= 53.54434

NA+K= 171.558
K/(NA+K)= .4377901
MG/(FE+MG)= .4363637

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2507665
LOG (K2O/NA2O)= 7.210348E-02

LOG (K2O/CAO)= -.0157064

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 53.85759
F= 32.26499
M= 13.87742

NA2O+K2O= 6.52
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4100629

==========
MOSTRA: A-63---QDH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-63

% PES
=====
SIO2 = 63.19
TIO2 = 0.82
AL203 = 16.71
FE203 = 2.60
FEO = 3.17
MNO = 0.09
MGO = 2.13
CAO = 5.06
NA2O = 2.72
K2O = 2.53
P.FOC = 0.84
TOTAL = 99.87

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 22.53
CORINDO = 0.29
ORTOSA = 14.95
ALBITA = 23.01
ANORTITA = 25.10
HIPERSTENA = 7.79
MAGNETITA = 3.77
ILMENITA = 1.55

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 52 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0983

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 25.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2476.46
R2= 974.80

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 23.4
MGO = 8.6
AL203 = 67.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 23.7
AB= 36.4
AN= 39.8

TRIANGLE A-F-M: A= 39.8
F= 43.9
M= 16.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.3
A= 27.5
P= 46.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.3
A= 17.5
P= 56.2

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 5.361054
B=FE+MG+TI= 135.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 149.2457
P=K-(NA+CA)= -124.2693

F=555-(Q+B)= 270.0043

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 26.89112
B= 24.45946
F= 48.64942

NA+K= 141.5717
K/(NA+K)= .3802298
MG/(FE+MG)= .4243028

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.600882E-02
LOG (K2O/NA2O)= -3.144839E-02

LOG (K2O/CAO)= -.30103

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 41.72628
F= 41.34478
M= 16.92895

NA2O+K2O= 5.25
(NA2O+K2O)/AL203= .3141832

==========
MOSTRA: A-64---H
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-64

% PES
=====
SIO2 = 64.44
TIO2 = 0.71
AL2O3 = 16.34
FE2O3 = 2.38
FEO = 2.72
MNO = 0.09
MGO = 2.07
CAO = 4.60
NA2O = 2.86
K2O = 2.87
P.FOC = 0.74
TOTAL = 99.83

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 2.784546
B=FE+MG+TI= 124.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 149.9162
P=K-(NA+CA)= -113.3371

F=555-(Q+B)= 280.5838

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.01193
B= 22.43243
F= 50.55564

NA+K= 153.3219
K/(NA+K)= .3982721
MG/(FE+MG)= .4475676

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 22.95
CORINDO = 0.16
ORTOSA = 16.95
ALBITA = 24.19
ANORTITA = 22.81
HIPERSTENA = 7.18
MAGNETITA = 3.45
ILMENITA = 1.34

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -9.539678E-02
LOG (K2O/NA2O)= 1.515843E-03

LOG (K2O/CAO)= -.204876

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 46.2134
F= 37.0917
M= 16.6949

NA2O+K2O= 5.73
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3506732

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 49 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0905

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2451.37
R2= 915.35

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.7
MGO = 8.8
AL2O3 = 69.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.5
AB= 37.8
AN= 35.6

TRIANGLE A-F-M: A= 44.3
F= 39.5
M= 16.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.4
A= 31.4
P= 42.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.4
A= 19.5
P= 54.1

==========
MOSTRA: A-65---GBO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-65

% PES
=====
SIO2 = 75.35
TIO2 = 0.18
AL2O3 = 13.14
FE2O3 = 0.92
FEO = 0.73
MNO = 0.05
MGO = 0.35
CAO = 1.06
NA2O = 3.56
K2O = 4.11
P2O5 = 0.06
P.FOC = 0.45
TOTAL = 99.97

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 36.11
CORINDO = 1.05
ORTOSA = 24.28
ALBITA = 30.12
ANORTITA = 4.86
HIPERSTENA = 1.26
MAGNETITA = 1.33
ILMENITA = 0.34
APATITA = 0.14

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 14 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0197

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 3.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 4.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2744.89
R2= 388.51

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 10.9
MGO = 2.3
AL2O3 = 86.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 40.9
AB= 50.8
AN= 8.2

TRIANGLE A-F-M: A= 79.2
F= 17.1
M= 3.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 37.9
A= 51.8
P= 10.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 37.9
A= 25.5
P= 36.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 17.5044
B=FE+MG+TI= 31.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 203.7065
P=K-(NA+CA)= -46.32047

F=555-(Q+B)= 319.5435

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.70388
B= 5.720721
F= 57.5754

NA+K= 202.2855
K/(NA+K)= .432294
MG/(FE+MG)= .2966102

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8594895
LOG (K2O/NA2O)= 6.239181E-02

LOG (K2O/CAO)= .588536

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 80.61803
F= 15.70317
M= 3.678789

NA2O+K2O= 7.67
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5837138

==========
MOSTRA: A-66---P/GB/
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-66

% PES
=====
SIO2 = 73.32
TIO2 = 0.11
AL2O3 = 13.14
FE2O3 = 0.87
FEO = 0.74
MNO = 0.06
MGO = 0.50
CAO = 1.45
NA2O = 2.46
K2O = 4.84
P2O5 = 0.05
P.FOC = 2.11
TOTAL = 99.66

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 36.51
CORINDO = 1.33
ORTOSA = 28.60
ALBITA = 20.81
ANORTITA = 6.86
HIPERSTENA = 1.82
MAGNETITA = 1.26
ILMENITA = 0.20
APATITA = 0.11

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 25 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0237

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2832.42
R2= 437.68

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 10.6
MGO = 3.2
AL2O3 = 86.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 50.8
AB= 36.9
AN= 12.2

TRIANGLE A-F-M: A= 77.4
F= 17.1
M= 5.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 39.3
A= 48.9
P= 11.7

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 39.3
A= 30.8
P= 29.8

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 23.5278
B=FE+MG+TI= 34.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 207.7379
P=K-(NA+CA)= -2.268974

F=555-(Q+B)= 313.1371

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 37.43025
B= 6.148649
F= 56.4211

NA+K= 182.3336
K/(NA+K)= .564782
MG/(FE+MG)= .3816794

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7019549
LOG (K2O/NA2O)= .2939103

LOG (K2O/CAO)= .5234773

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 78.85073
F= 15.74854
M= 5.400735

NA2O+K2O= 7.3
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5555556

==========
MOSTRA: A-67---D (C. CA
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-67

% PES
=====
SIO2 = 53.44
TIO2 = 1.02
AL2O3 = 18.00
FE2O3 = 3.41
FEO = 5.66
MNO = 0.14
MGO = 4.86
CAO = 9.10
NA2O = 2.02
K2O = 1.67
P.FOC = 1.52
TOTAL =100.85

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 7.91
ORTOSA = 9.86
ALBITA = 17.09
ANORTITA = 35.11
DIOPSIDA = 8.12
HIPERSTENA = 14.33
MAGNETITA = 4.94
ILMENITA = 1.93

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 67 %

MGO/MGO+FEO = 0.72

INDEX DE COLOR= 0.2014

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 27.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 43.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2182.03
R2=1567.78

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 28.4
MGO = 15.2
AL2O3 = 56.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 15.8
AB= 27.5
AN= 56.5

TRIANGLE A-F-M: A= 20.9
F= 51.5
M= 27.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 11.3
A= 19.5
P= 69.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 11.3
A= 14.1
P= 74.6

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -72.75205
B=FE+MG+TI= 247.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 87.86234
P=K-(NA+CA)= -192.1294

F=555-(Q+B)= 219.3877

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 15.83105
B= 44.63964
F= 39.52931

NA+K= 100.6932
K/(NA+K)= .352873
MG/(FE+MG)= .5170213

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .3920151
LOG (K2O/NA2O)= -8.263493E-02

LOG (K2O/CAO)= -.736325

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 22.06674
F= 48.86975
M= 29.06351

NA2O+K2O= 3.69
(NA2O+K2O)/AL2O3= .205

MOSTRA: A-68---B

NUMERO DE MOSTRA = A-68

% PES

SIO2	= 70.00
TIO2	= 0.38
AL2O3	= 14.84
FE2O3	= 1.50
FEO	= 1.44
MNO	= 0.06
MGO	= 1.06
CAO	= 2.93
NA2O	= 2.93
K2O	= 3.78
P2O5	= 0.10
P.FOC	= 0.55
TOTAL	= 99.58

NORMA CIPW

QUARS =	30.51
CORINDO =	0.84
ORTOSA =	22.33
ALBITA =	24.79
ANORTITA =	13.88
HIPERSTENA =	3.52
MAGNETITA =	2.18
ILMENITA =	0.72
APATITA =	0.23

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 36 %

MGO/MGO+FEO = 0.80

INDEX DE COLOR= 0.0472

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 9.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 14.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2650.11
R2= 657.15

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 15.6
MGO = 5.6
AL2O3 = 78.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 36.6
AB= 40.6
AN= 22.7

TRIANGLE A-F-M: A= 62.5
F= 27.5
M= 9.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.3
A= 41.1
P= 25.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.3
A= 24.4
P= 42.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 11.39587
B=FE+MG+TI= 68.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 179.0663
P=K-(NA+CA)= -66.41203

F=555-(Q+B)= 307.8087

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.2642
B= 12.27478
F= 55.46103

NA+K= 174.9417
K/(NA+K)= .4597278
MG/(FE+MG)= .418146

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3598549
LOG (K2O/NA2O)= .1106242

LOG (K2O/CAO)= .1106242

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 64.36451
F= 25.46763
M= 10.16787

NA2O+K2O= 6.71
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4521564

==========
MOSTRA: A-69---BH
==========

% PES
=====
SIO2 = 65.40
TIO2 = 0.59
AL2O3 = 16.40
FE2O3 = 2.08
FEO = 2.31
MNO = 0.07
MGO = 1.97
CAO = 4.66
NA2O = 2.89
K2O = 3.03
P.FOC = 0.66
TOTAL =100.07

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 23.37
ORTOSA = 17.90
ALBITA = 24.45
ANORTITA = 22.82
DIOPSIDA = 0.23
HIPERSTENA = 6.46
MAGNETITA = 3.02
ILMENITA = 1.12

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 48 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0820

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2489.22
R2= 917.98

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.3
MGO = 8.6
AL2O3 = 72.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 27.4
AB= 37.5
AN= 35.0

TRIANGLE A-F-M: A= 48.1
F= 35.8
M= 16.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 26.4
A= 32.4
P= 41.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 26.4
A= 20.2
P= 53.4

NUMERO DE MOSTRA = A-69

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -2.553833
B=FE+MG+TI= 111.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 150.1633
P=K-(NA+CA)= -111.972

F=555-(Q+B)= 293.2117

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.05644
B= 20.11261
F= 52.83094

NA+K= 157.6939
K/(NA+K)= .4088179
MG/(FE+MG)= .4724221

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1039358
LOG (K2O/NA2O)= 2.054472E-02

LOG (K2O/CAO)= -.1869433

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 49.95781
F= 33.41772
M= 16.62447

NA2O+K2O= 5.92
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3609756

==========
MOSTRA: A-70---BH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-70

% PES
=====
SIO2 = 66.18
TIO2 = 0.70
AL2O3 = 16.10
FE2O3 = 2.18
FEO = 2.42
MNO = 0.08
MGO = 1.65
CAO = 3.96
NA2O = 2.93
K2O = 2.84
P.FOC = 0.74
TOTAL = 99.79

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 26.58
CORINDO = 1.00
ORTOSA = 16.78
ALBITA = 24.79
ANORTITA = 19.64
HIPERSTENA = 5.73
MAGNETITA = 3.17
ILMENITA = 1.32

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 44 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0758

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 13.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 19.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2563.00
R2= 821.33

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.6
MGO = 7.3
AL2O3 = 72.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 27.4
AB= 40.4
AN= 32.0

TRIANGLE A-F-M: A= 47.9
F= 38.3
M= 13.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.3
A= 32.1
P= 37.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.3
A= 19.1
P= 50.6

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.31604
B=FE+MG+TI= 107.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 165.5821
P=K-(NA+CA)= -104.8049

F=555-(Q+B)= 281.7929

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.83462
B= 19.39189
F= 50.77349

NA+K= 154.9417
K/(NA+K)= .3899889
MG/(FE+MG)= .4171934

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1634806
LOG (K2O/NA2O)= -1.354931E-02

LOG (K2O/CAO)= -.1443769

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 49.87467
F= 35.86308
M= 14.26225

NA2O+K2O= 5.77
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3583851

==========
MOSTRA: A-71---H
==========

% PES
=====
SIO2 = 64.21
TIO2 = 0.83
AL2O3 = 16.52
FE2O3 = 2.47
FEO = 2.88
MNO = 0.09
MGO = 2.18
CAO = 4.66
NA2O = 2.75
K2O = 2.81
P.FOC = 0.71
TOTAL =100.12

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 23.29
CORINDO = 0.48
ORTOSA = 16.60
ALBITA = 23.26
ANORTITA = 23.11
HIPERSTENA = 7.47
MAGNETITA = 3.59
ILMENITA = 1.57

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0955

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2479.41
R2= 930.76

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.2
MGO = 9.0
AL2O3 = 68.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.3
AB= 36.9
AN= 36.6

TRIANGLE A-F-M: A= 42.4
F= 40.9
M= 16.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 27.0
A= 30.5
P= 42.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 27.0
A= 19.2
P= 53.8

NUMERO DE MOSTRA = A-71

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 8.996094
B=FE+MG+TI= 131.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 152.7491
P=K-(NA+CA)= -112.1367

F=555-(Q+B)= 270.3759

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.52236
B= 23.76126
F= 48.71638

NA+K= 148.4969
K/(NA+K)= .402616
MG/(FE+MG)= .4485597

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.0766889
LOG (K2O/NA2O)= 9.373581E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2196797

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 44.25342
F= 38.39542
M= 17.35116

NA2O+K2O= 5.56
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3365618

==========
MOSTRA: A-72---PD
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-72

% PES
=====
SIO2 = 56.30
TIO2 = 0.74
AL2O3 = 17.30
FE2O3 = 2.76
FEO = 4.24
MNO = 0.10
MGO = 5.10
CAO = 6.13
NA2O = 2.34
K2O = 1.64
P.FOC = 3.08
TOTAL = 99.74

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 13.63
CORINDO = 0.53
ORTOSA = 9.69
ALBITA = 19.79
ANORTITA = 30.40
HIPERSTENA = 17.18
MAGNETITA = 4.00
ILMENITA = 1.40

COMPOSICIO PLACIOCLASI = AN- 61 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.1871

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 31.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 31.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2328.69
R2=1248.21

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.8
MGO = 17.3
AL2O3 = 58.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 16.1
AB= 33.0
AN= 50.7

TRIANGLE A-F-M: A= 24.7
F= 43.5
M= 31.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 18.5
A= 19.7
P= 61.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 18.5
A= 13.2
P= 68.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 9.909638
B=FE+MG+TI= 224.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 129.4241
P=K-(NA+CA)= -150.0545

F=555-(Q+B)= 201.2009

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 23.31966
B= 40.42793
F= 36.25242

NA+K= 110.3775
K/(NA+K)= .3161298
MG/(FE+MG)= .5926787

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .1875774
LOG (K2O/NA2O)= -.154372

LOG (K2O/CAO)= -.5726167

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 25.86263
F= 40.99682
M= 33.14056

NA2O+K2O= 3.98
(NA2O+K2O)/AL2O3= .2300578

==========
MOSTRA: A-73---GBO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-73

% PES
=====
SIO2 = 73.36
TIO2 = 0.19
AL2O3 = 14.47
FE2O3 = 1.17
FEO = 0.93
MNO = 0.06
MGO = 0.40
CAO = 1.10
NA2O = 3.90
K2O = 4.12
P2O5 = 0.07
P.FOC = 0.49
TOTAL =100.27

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.90
CORINDO = 1.76
ORTOSA = 24.34
ALBITA = 32.99
ANORTITA = 4.99
HIPERSTENA = 1.55
MAGNETITA = 1.69
ILMENITA = 0.36
APATITA = 0.16

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 13 %

MGO/MGO+FEO = 0.70

INDEX DE COLOR= 0.0239

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 3.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2477.30
R2= 421.36

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 12.4
MGO = 2.3
AL2O3 = 85.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 39.0
AB= 52.9
AN= 8.0

TRIANGLE A-F-M: A= 76.1
F= 20.0
M= 3.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.8
A= 54.9
P= 11.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.8
A= 25.8
P= 40.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 30.97376
B=FE+MG+TI= 38.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 180.9943
P=K-(NA+CA)= -57.78974

F=555-(Q+B)= 335.2557

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.61158
B= 6.981982
F= 60.40644

NA+K= 213.466
K/(NA+K)= .4106488
MG/(FE+MG)= .2749141

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8627817
LOG (K2O/NA2O)= 2.383258E-02

LOG (K2O/CAO)= .5735045

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 77.72071
F= 18.40294
M= 3.876345

NA2O+K2O= 8.020001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5542502

MOSTRA: A-74---GBO

NUMERO DE MOSTRA = A-74

% PES

SIO2	= 71.61
TIO2	= 0.18
AL2O3	= 14.60
FE2O3	= 1.38
FEO	= 1.16
MNO	= 0.09
MGO	= 0.42
CAO	= 1.39
NA2O	= 4.10
K2O	= 3.82
P2O5	= 0.07
P.FOC	= 0.65
TOTAL	= 99.48

NORMA CIPW

QUARS =	29.35
CORINDO =	1.36
ORTOSA =	22.57
ALBITA =	34.69
ANORTITA =	6.43
HIPERSTENA =	1.89
MAGNETITA =	2.01
ILMENITA =	0.34
APATITA =	0.16

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 16 %

MGO/MGO+FEO = 0.62

INDEX DE COLOR= 0.0278

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 3.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2348.48
R2= 455.93

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 14.5
MGO = 2.3
AL2O3 = 83.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 35.4
AB= 54.4
AN= 10.1

TRIANGLE A-F-M: A= 72.7
F= 23.4
M= 3.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.5
A= 53.3
P= 15.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.5
A= 24.3
P= 44.2

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 23.09699
B=FE+MG+TI= 44.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 167.7511
P=K-(NA+CA)= -75.80289

F=555-(Q+B)= 342.6239

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.22542
B= 8.040541
F= 61.73404

NA+K= 213.5347
K/(NA+K)= .3806249
MG/(FE+MG)= .2477876

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7557105
LOG (K2O/NA2O)= -3.072049E-02

LOG (K2O/CAO)= .4390486

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 74.47109
F= 21.57969
M= 3.949224

NA2O+K2O= 7.92
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5424658

==========
MOSTRA: A-75---GBO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-75

% PES
=====
SIO2 = 73.23
TIO2 = 0.12
AL2O3 = 14.02
FE2O3 = 1.17
FEO = 0.93
MNO = 0.06
MGO = 0.45
CAO = 0.79
NA2O = 3.54
K2O = 4.66
P2O5 = 0.07
P.FOC = 0.64
TOTAL = 99.69

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 32.34
CORINDO = 1.88
ORTOSA = 27.53
ALBITA = 29.95
ANORTITA = 3.46
HIPERSTENA = 1.77
MAGNETITA = 1.70
ILMENITA = 0.22
APATITA = 0.16

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 10 %

MGO/MGO+FEO = 0.69

INDEX DE COLOR= 0.0250

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 3.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2472.09
R2= 381.85

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 12.7
MGO = 2.7
AL2O3 = 84.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 45.1
AB= 49.1
AN= 5.6

TRIANGLE A-F-M: A= 76.2
F= 19.6
M= 4.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 34.7
A= 58.0
P= 7.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.7
A= 29.5
P= 35.8

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 33.34519
B=FE+MG+TI= 39.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 184.0861
P=K-(NA+CA)= -29.15176

F=555-(Q+B)= 331.7889

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.16867
B= 7.04955
F= 59.78178

NA+K= 213.3425
K/(NA+K)= .4647407
MG/(FE+MG)= .2990033

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.016187
LOG (K2O/NA2O)= .1193827

LOG (K2O/CAO)= .7707588

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 77.73249
F= 18.00171
M= 4.265807

NA2O+K2O= 8.2
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5848787

MOSTRA: A-76---F

NUMERO DE MOSTRA = A-76

% PES

SIO2	= 75.32
TIO2	= 0.12
AL2O3	= 13.11
FE2O3	= 0.67
FEO	= 0.53
MNO	= 0.02
MGO	= 0.20
CAO	= 0.93
NA2O	= 3.45
K2O	= 4.43
P2O5	= 0.03
P.FOC	= 0.45
TOTAL	= 99.27

NORMA CIPW

QUARS =	35.97
CORINDO =	1.02
ORTOSA =	26.17
ALBITA =	29.19
ANORTITA =	4.41
HIPERSTENA =	0.75
MAGNETITA =	0.98
ILMENITA =	0.22
APATITA =	0.07

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 13 %

MGO/MGO+FEO = 0.72

INDEX DE COLOR= 0.0127

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 4.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2720.55
R2= 366.57

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.3
MGO = 1.3
AL2O3 = 90.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 43.7
AB= 48.8
AN= 7.3

TRIANGLE A-F-M: A= 84.8
F= 13.0
M= 2.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 37.6
A= 53.4
P= 9.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 37.6
A= 27.3
P= 35.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 18.29892
B=FE+MG+TI= 21.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 201.8274
P=K-(NA+CA)= -33.64214

F=555-(Q+B)= 331.5476

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.3653
B= 3.896397
F= 59.73831

NA+K= 205.5456
K/(NA+K)= .4585615
MG/(FE+MG)= .2484472

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.9280432
LOG (K2O/NA2O)= .1085846

LOG (K2O/CAO)= .6779208

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 85.94176
F= 11.87698
M= 2.181263

NA2O+K2O= 7.88
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6010679

==========
MOSTRA: A-77---B00
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-77

% PES
=====
SIO2 = 66.67
TIO2 = 0.66
AL203 = 16.07
FE203 = 1.92
FEO = 2.08
MNO = 0.07
MGO = 1.45
CAO = 3.78
NA20 = 3.00
K20 = 2.86
P.FOC = 1.06
TOTAL = 99.63

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.42
CORINDO = 1.16
ORTOSA = 16.90
ALBITA = 25.38
ANORTITA = 18.75
HIPERSTENA = 4.90
MAGNETITA = 2.78
ILMENITA = 1.25

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 42 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0660

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 19.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2583.06
R2= 791.56

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 18.6
MGO = 6.7
AL203 = 74.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 27.6
AB= 41.5
AN= 30.7

TRIANGLE A-F-M: A= 51.7
F= 35.4
M= 12.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.0
A= 32.7
P= 36.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.0
A= 19.1
P= 49.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 22.47278
B=FE+MG+TI= 94.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 167.7636
P=K-(NA+CA)= -103.4231

F=555-(Q+B)= 292.6114

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.22768
B= 17.04955
F= 52.72277

NA+K= 157.6253
K/(NA+K)= .3860489
MG/(FE+MG)= .4196816

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA20+K20))= -.1904058
LOG (K20/NA20)= -2.075523E-02

LOG (K20/CAO)= -.1211258

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 53.66792
F= 33.05248
M= 13.27961

NA20+K20= 5.86
(NA20+K20)/AL203= .3646546

MOSTRA: A-78---BOBO

NUMERO DE MOSTRA = A-78

% PES

SIO2	= 69.91
TIO2	= 0.40
AL2O3	= 14.97
FE2O3	= 1.57
FEO	= 1.48
MNO	= 0.06
MGO	= 0.91
CAO	= 2.99
NA2O	= 3.20
K2O	= 3.68
P2O5	= 0.10
P.FOC	= 0.41
TOTAL	= 99.69

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 5.220032
B=FE+MG+TI= 66

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 171.27
P=K-(NA+CA)= -78.3208

F=555-(Q+B)= 317.7301

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.85945
B= 11.89189
F= 57.24866

NA+K= 181.5237
K/(NA+K)= .431337
MG/(FE+MG)= .3729508

NORMA CIPW

QUARS =	29.33
CORINDO =	0.52
ORTOSA =	21.74
ALBITA =	27.07
ANORTITA =	14.17
HIPERSTENA =	3.14
MAGNETITA =	2.28
ILMENITA =	0.75
APATITA =	0.23

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3619173
LOG (K2O/NA2O)= 6.069779E-02

LOG (K2O/CAO)= 9.017664E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 65.25038
F= 26.11912
M= 8.630501

NA2O+K2O= 6.88
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4595859

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 34 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0441

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 8.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 14.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2568.26
R2= 658.68

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.1
MGO = 4.8
AL2O3 = 79.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 34.5
AB= 42.9
AN= 22.5

TRIANGLE A-F-M: A= 63.4
F= 28.2
M= 8.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.8
A= 41.3
P= 26.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.8
A= 23.6
P= 44.7

MOSTRA: A-79---BO

NUMERO DE MOSTRA = A-79

% PES

SIO2	= 72.64
TIO2	= 0.32
AL2O3	= 14.30
FE2O3	= 1.19
FEO	= 1.05
MNO	= 0.06
MGO	= 0.68
CAO	= 2.30
NA2O	= 3.25
K2O	= 3.93
P2O5	= 0.07
P.FOC	= 0.39
TOTAL	=100.19

NORMA CIPW

QUARS =	32.71
CORINDO =	0.68
ORTOSA =	23.22
ALBITA =	27.49
ANORTITA =	10.95
HIPERSTENA =	2.21
MAGNETITA =	1.73
ILMENITA =	0.60
APATITA =	0.16

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 28 %

MGO/MGO+FEO = 0.81

INDEX DE COLOR= 0.0323

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 10.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2697.38
R2= 560.30

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 13.0
MGO = 3.9
AL2O3 = 82.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.6
AB= 44.5
AN= 17.7

TRIANGLE A-F-M: A= 71.0
F= 22.2
M= 6.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 34.7
A= 44.4
P= 20.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.7
A= 24.6
P= 40.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 9.793579
B=FE+MG+TI= 49.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 187.7189
P=K-(NA+CA)= -62.29311

F=555-(Q+B)= 318.1561

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.82322
B= 8.851351
F= 57.32543

NA+K= 188.4557
K/(NA+K)= .4436959
MG/(FE+MG)= .3767313

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4943967
LOG (K2O/NA2O)= 8.250918E-02

LOG (K2O/CAO)= .2326647

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 72.6353
F= 20.48558
M= 6.87911

NA2O+K2O= 7.180001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5020979

MOSTRA: A-80---GBM

NUMERO DE MOSTRA = A-80

% PES

SIO2	= 71.33
TIO2	= 0.26
AL2O3	= 15.13
FE2O3	= 1.43
FEO	= 1.28
MNO	= 0.05
MGO	= 0.56
CAO	= 1.95
NA2O	= 3.64
K2O	= 3.60
P2O5	= 0.16
P.FOC	= 0.73
TOTAL	=100.13

NORMA CIPW

QUARS =	31.44
CORINDO =	2.08
ORTOSA =	21.27
ALBITA =	30.79
ANORTITA =	8.62
HIPERSTENA =	2.22
MAGNETITA =	2.08
ILMENITA =	0.49
APATITA =	0.37

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 22 %

MGO/MGO+FEO = 0.69

INDEX DE COLOR= 0.0324

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 8.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2537.89
R2= 533.18

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 14.7
MGO = 3.0
AL2O3 = 82.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 35.0
AB= 50.7
AN= 14.2

TRIANGLE A-F-M: A= 68.8
F= 25.8
M= 5.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 34.1
A= 46.9
P= 19.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.1
A= 23.1
P= 42.8

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 33.0087
B=FE+MG+TI= 51.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 179.0484
P=K-(NA+CA)= -75.64505

F=555-(Q+B)= 324.7016

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.26098
B= 9.234234
F= 58.50479

NA+K= 194.0151
K/(NA+K)= .3947927
MG/(FE+MG)= .2916667

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.569704
LOG (K2O/NA2O)= -4.79892E-03

LOG (K2O/CAO)= .2662678

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 70.64793
F= 23.88759
M= 5.464481

NA2O+K2O= 7.24
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4785195

==========
MOSTRA: A-81---BH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-81

% PES
=====
SIO2 = 65.60
TIO2 = 0.66
AL2O3 = 16.01
FE2O3 = 2.39
FEO = 2.61
MNO = 0.09
MGO = 1.65
CAO = 3.73
NA2O = 2.88
K2O = 3.11
P.FOC = 0.81
TOTAL = 99.55

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 25.62
CORINDO = 1.12
ORTOSA = 18.37
ALBITA = 24.36
ANORTITA = 18.50
HIPERSTENA = 6.01
MAGNETITA = 3.46
ILMENITA = 1.25

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 43 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0786

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 13.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 18.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2469.51
R2= 794.96

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.0
MGO = 7.2
AL2O3 = 70.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 30.0
AB= 39.7
AN= 30.2

TRIANGLE A-F-M: A= 47.3
F= 39.6
M= 13.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 29.5
A= 35.1
P= 35.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 29.5
A= 21.2
P= 49.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 21.63385
B=FE+MG+TI= 112.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 160.9663
P=K-(NA+CA)= -93.34016

F=555-(Q+B)= 281.9088

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.00293
B= 20.2027
F= 50.79437

NA+K= 159.0734
K/(NA+K)= .4159727
MG/(FE+MG)= .3971119

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.205718
LOG (K2O/NA2O)= 3.336783E-02

LOG (K2O/CAO)= -7.894848E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 49.30448
F= 37.11417
M= 13.58137

NA2O+K2O= 5.99
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3741412

==========
MOSTRA: A-82---S
==========

% PES
=====
SIO2 = 61.40
TIO2 = 0.59
AL2O3 = 19.37
FE2O3 = 1.24
FEO = 1.26
MNO = 0.08
MGO = 1.66
CAO = 6.00
NA2O = 5.25
K2O = 2.42
P2O5 = 0.15
P.FOC = 0.64
TOTAL =100.07

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 7.92
ORTOSA = 14.30
ALBITA = 44.42
ANORTITA = 22.13
DIOPSIDA = 5.23
HIPERSTENA = 2.14
MAGNETITA = 1.80
ILMENITA = 1.12
APATITA = 0.35

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 33 %

MGO/MGO+FEO = 0.92

INDEX DE COLOR= 0.0599

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 14.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 27.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=1577.96
R2=1104.22

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 10.6
MGO = 7.0
AL2O3 = 82.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 17.6
AB= 54.9
AN= 27.3

TRIANGLE A-F-M: A= 64.7
F= 21.1
M= 14.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 8.9
A= 35.7
P= 55.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 8.9
A= 16.1
P= 75.0

NUMERO DE MOSTRA = A-82

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -55.32599
B=FE+MG+TI= 80.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 48.83835
P=K-(NA+CA)= -225.0083

F=555-(Q+B)= 425.9117

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 8.799702
B= 14.45946
F= 76.74084

NA+K= 220.8442
K/(NA+K)= .2331479
MG/(FE+MG)= .5694683

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1066441
LOG (K2O/NA2O)= -.3363439

LOG (K2O/CAO)= -.3943359

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 66.18345
F= 19.49262
M= 14.32393

NA2O+K2O= 7.67
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3959732

==========
MOSTRA: A-83---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-83

% PES
=====
SIO2 = 67.87
TIO2 = 0.57
AL2O3 = 15.86
FE2O3 = 2.04
FEO = 2.19
MNO = 0.08
MGO = 1.55
CAO = 3.47
NA2O = 3.09
K2O = 2.70
P.FOC = 1.13
TOTAL =100.56

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.11
CORINDO = 1.54
ORTOSA = 15.95
ALBITA = 26.14
ANORTITA = 17.21
HIPERSTENA = 5.40
MAGNETITA = 2.96
ILMENITA = 1.08

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0701

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 13.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2664.57
R2= 759.24

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.5
MGO = 7.1
AL2O3 = 73.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.8
AB= 44.0
AN= 29.0

TRIANGLE A-F-M: A= 50.0
F= 36.6
M= 13.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.9
A= 32.3
P= 34.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.9
A= 18.0
P= 49.0

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 29.92758
B=FE+MG+TI= 98.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 178.6218
P=K-(NA+CA)= -104.1949

F=555-(Q+B)= 277.5032

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.18411
B= 17.81532
F= 50.00058

NA+K= 157.1242
K/(NA+K)= .3656139
MG/(FE+MG)= .4223433

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2223491
LOG (K2O/NA2O)= -.0585947

LOG (K2O/CAO)= -.1089657

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 51.90032
F= 34.20581
M= 13.89387

NA2O+K2O= 5.79
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3650694

==========
MOSTRA: A-84---H
==========

% PES
=====
SIO2 = 64.64
TIO2 = 0.64
AL2O3 = 16.65
FE2O3 = 2.36
FEO = 2.66
MNO = 0.08
MGO = 2.00
CAO = 4.96
NA2O = 2.92
K2O = 2.97
P.FOC = 0.57
TOTAL =100.46

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 21.99
ORTOSA = 17.55
ALBITA = 24.70
ANORTITA = 23.55
DIOPSIDA = 0.84
HIPERSTENA = 6.59
MAGNETITA = 3.43
ILMENITA = 1.21

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 49 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.0878

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 15.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 24.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2423.97
R2= 956.47

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.2
MGO = 8.4
AL2O3 = 70.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.6
AB= 37.5
AN= 35.7

TRIANGLE A-F-M: A= 45.5
F= 38.9
M= 15.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 25.0
A= 32.0
P= 42.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 25.0
A= 20.0
P= 55.0

NUMERO DE MOSTRA = A-84

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -8.057312
B=FE+MG+TI= 120.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 142.6785
P=K-(NA+CA)= -119.5735

F=555-(Q+B)= 291.4465

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 25.70783
B= 21.77928
F= 52.51289

NA+K= 157.385
K/(NA+K)= .4015089
MG/(FE+MG)= .4429679

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -7.463366E-02
LOG (K2O/NA2O)= 7.37357E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2227253

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 47.43497
F= 36.45808
M= 16.10695

NA2O+K2O= 5.890001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3537538

==========
MOSTRA: A-85---B
==========

% PES
=====
SIO2 = 69.48
TIO2 = 0.51
AL2O3 = 15.16
FE2O3 = 1.71
FEO = 1.72
MNO = 0.07
MGO = 1.20
CAO = 3.29
NA2O = 3.30
K2O = 2.86
P.FOC = 0.57
TOTAL = 99.88

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 30.02
CORINDO = 0.65
ORTOSA = 16.90
ALBITA = 27.92
ANORTITA = 16.32
HIPERSTENA = 4.03
MAGNETITA = 2.48
ILMENITA = 0.96

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 37 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0548

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 11.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 16.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2682.69
R2= 708.89

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.3
MGO = 6.0
AL2O3 = 76.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 27.6
AB= 45.6
AN= 26.6

TRIANGLE A-F-M: A= 57.0
F= 31.8
M= 11.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.9
A= 34.1
P= 32.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.9
A= 18.5
P= 48.5

NUMERO DE MOSTRA = A-85

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.45224
B=FE+MG+TI= 79.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 179.5307
P=K-(NA+CA)= -104.3506

F=555-(Q+B)= 296.0944

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.34787
B= 14.3018
F= 53.35034

NA+K= 167.3027
K/(NA+K)= .3637184
MG/(FE+MG)= .4109589

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2723848
LOG (K2O/NA2O)= -.0621479

LOG (K2O/CAO)= -6.082989E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 58.91355
F= 29.6098
M= 11.47667

NA2O+K2O= 6.16
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4063324

MOSTRA: A-86---B

NUMERO DE MOSTRA = A-86

% PES

SIO2	= 69.16
TIO2	= 0.54
AL2O3	= 15.20
FE2O3	= 1.75
FEO	= 1.79
MNO	= 0.07
MGO	= 1.20
CAO	= 3.52
NA2O	= 2.86
K2O	= 3.17
P.FOC	= 0.53
TOTAL	= 99.80

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.62006
B=FE+MG+TI= 81.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 182.6126
P=K-(NA+CA)= -87.66839

F=555-(Q+B)= 291.2624

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.90317
B= 14.61712
F= 52.47972

NORMA CIPW

QUARS =	30.56
CORINDO =	0.66
ORTOSA =	18.73
ALBITA =	24.19
ANORTITA =	17.46
HIPERSTENA =	4.08
MAGNETITA =	2.53
ILMENITA =	1.02

NA+K= 159.7049
K/(NA+K)= .4223216
MG/(FE+MG)= .4033614

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2337747
LOG (K2O/NA2O)= 4.469322E-02

LOG (K2O/CAO)= -4.548341E-02

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 42 %

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 57.84173
F= 30.64749
M= 11.51079

MGO/MGO+FEO = 0.78

NA2O+K2O= 6.03
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3967105

INDEX DE COLOR= 0.0558

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 11.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2741.46
R2= 734.28

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.7
MGO = 6.0
AL2O3 = 76.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.0
AB= 40.0
AN= 28.9

TRIANGLE A-F-M: A= 55.9
F= 32.9
M= 11.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.6
A= 34.4
P= 32.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.6
A= 20.6
P= 45.8

MOSTRA: A-87---H

% PES

SIO2	= 64.28
TIO2	= 0.73
AL2O3	= 16.83
FE2O3	= 2.57
FEO	= 3.01
MNO	= 0.09
MGO	= 2.22
CAO	= 4.84
NA2O	= 2.79
K2O	= 2.69
P.FOC	= 0.55
TOTAL	=100.61

NORMA CIPW

QUARS =	22.99
CORINDO =	0.52
ORTOSA =	15.89
ALBITA =	23.60
ANORTITA =	24.01
HIPERSTENA =	7.90
MAGNETITA =	3.73
ILMENITA =	1.38

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0983

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2494.27
R2= 958.08

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.6
MGO = 9.0
AL2O3 = 68.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 25.0
AB= 37.1
AN= 37.8

TRIANGLE A-F-M: A= 41.2
F= 42.0
M= 16.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.6
A= 29.2
P= 44.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.6
A= 18.4
P= 55.0

NUMERO DE MOSTRA = A-87

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 9.908814
B=FE+MG+TI= 134.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 152.258
P=K-(NA+CA)= -119.1945

F=555-(Q+B)= 268.242

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.43388
B= 24.23424
F= 48.33189

NA+K= 147.234
K/(NA+K)= .3887283
MG/(FE+MG)= .442672

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -5.393519E-02
LOG (K2O/NA2O)= -.0158519

LOG (K2O/CAO)= -.2550931

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 43.04454
F= 39.51771
M= 17.43775

NA2O+K2O= 5.48
(NA2O+K2O)/AL2O3= .325609

==========
MOSTRA: A-88---BH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-88

% PES
=====
SIO2 = 67.57
TIO2 = 0.65
AL2O3 = 15.73
FE2O3 = 2.19
FEO = 2.37
MNO = 0.08
MGO = 1.63
CAO = 3.60
NA2O = 2.84
K2O = 2.93
P.FOC = 0.77
TOTAL =100.37

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 28.96
CORINDO = 1.34
ORTOSA = 17.31
ALBITA = 24.02
ANORTITA = 17.85
HIPERSTENA = 5.67
MAGNETITA = 3.18
ILMENITA = 1.23

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 43 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0746

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 13.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2668.85
R2= 774.57

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.8
MGO = 7.4
AL2O3 = 71.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 29.2
AB= 40.5
AN= 30.1

TRIANGLE A-F-M: A= 48.2
F= 38.1
M= 13.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.8
A= 33.1
P= 34.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.8
A= 19.6
P= 47.5

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 25.90662
B=FE+MG+TI= 106

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 178.5784
P=K-(NA+CA)= -93.5582

F=555-(Q+B)= 270.4216

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.17629
B= 19.0991
F= 48.72461

NA+K= 153.9533
K/(NA+K)= .4049307
MG/(FE+MG)= .4163474

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2048733
LOG (K2O/NA2O)= 1.354926E-02

LOG (K2O/CAO)= -8.943488E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 50.11726
F= 35.72484
M= 14.15791

NA2O+K2O= 5.77
(NA2O+K2O)/AL2O3= .366815

==========
MOSTRA: A-89---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-89

% PES
=====
SIO2 = 67.82
TIO2 = 0.58
AL2O3 = 15.53
FE2O3 = 2.10
FEO = 2.12
MNO = 0.08
MGO = 1.51
CAO = 3.54
NA2O = 2.92
K2O = 3.56
P2O5 = 0.14
P.FOC = 0.63
TOTAL =100.54

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 8.142975
B=FE+MG+TI= 97.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.6967
P=K-(NA+CA)= -81.66316

F=555-(Q+B)= 292.4283

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.67508
B= 17.63514
F= 52.68978

NA+K= 169.9382
K/(NA+K)= .4457189
MG/(FE+MG)= .4165517

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.15
CORINDO = 0.77
ORTOSA = 21.03
ALBITA = 24.70
ANORTITA = 16.64
HIPERSTENA = 5.11
MAGNETITA = 3.05
ILMENITA = 1.10
APATITA = 0.33

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2625718
LOG (K2O/NA2O)= 8.606708E-02

LOG (K2O/CAO)= 2.446696E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 54.92922
F= 32.27092
M= 12.79987

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

NA2O+K2O= 6.48
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4172569

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0682

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 16.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2520.93
R2= 758.27

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.8
MGO = 7.0
AL2O3 = 73.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 33.7
AB= 39.6
AN= 26.6

TRIANGLE A-F-M: A= 53.0
F= 34.6
M= 12.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.3
A= 38.9
P= 30.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.3
A= 23.5
P= 46.2

==========
MOSTRA: A-90---FR
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-90

% PES
=====
SIO2 = 76.34
TIO2 = 0.07
AL2O3 = 13.19
FE2O3 = 0.81
FEO = 0.70
MNO = 0.01
MGO = 0.25
CAO = 0.12
NA2O = 2.99
K2O = 3.62
P2O5 = 0.03
P.FOC = 1.40
TOTAL = 99.54

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 44.31
CORINDO = 4.20
ORTOSA = 21.39
ALBITA = 25.29
ANORTITA = 0.39
HIPERSTENA = 1.14
MAGNETITA = 1.18
ILMENITA = 0.13
APATITA = 0.07

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 2 %

MGO/MGO+FEO = 0.61

INDEX DE COLOR= 0.0162

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 0.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=3133.91
R2= 283.96

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 10.1
MGO = 1.6
AL2O3 = 88.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 45.4
AB= 53.7
AN= 0.8

TRIANGLE A-F-M: A= 78.8
F= 18.1
M= 2.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 48.5
A= 50.6
P= 0.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 48.5
A= 23.4
P= 28.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 80.86882
B=FE+MG+TI= 26.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 249.2097
P=K-(NA+CA)= -21.5732

F=555-(Q+B)= 279.6654

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 44.90264
B= 4.707207
F= 50.39015

NA+K= 173.4729
K/(NA+K)= .443996
MG/(FE+MG)= .2475248

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.74102
LOG (K2O/NA2O)= 8.303735E-02

LOG (K2O/CAO)= 1.479527

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 80.33543
F= 16.62615
M= 3.038406

NA2O+K2O= 6.61
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5011372

==========
MOSTRA: A-91---D OPX
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-91

% PES
=====
SIO2 = 59.01
TIO2 = 0.97
AL2O3 = 17.76
FE2O3 = 2.95
FEO = 3.66
MNO = 0.10
MGO = 3.23
CAO = 6.26
NA2O = 3.20
K2O = 2.66
P.FOC = 0.89
TOTAL =100.70

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 11.72
ORTOSA = 15.71
ALBITA = 27.07
ANORTITA = 26.23
DIOPSIDA = 3.86
HIPERSTENA = 9.05
MAGNETITA = 4.28
ILMENITA = 1.84

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 49 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.1325

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 20.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 30.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=1971.28
R2=1178.35

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.9
MGO = 11.6
AL2O3 = 64.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 22.7
AB= 39.2
AN= 38.0

TRIANGLE A-F-M: A= 37.3
F= 42.1
M= 20.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 14.5
A= 32.0
P= 53.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 14.5
A= 19.5
P= 66.0

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -35.15769
B=FE+MG+TI= 175.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 93.48798
P=K-(NA+CA)= -158.4158

F=555-(Q+B)= 285.887

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 16.84468
B= 31.64415
F= 51.51118

NA+K= 159.8216
K/(NA+K)= .3541184
MG/(FE+MG)= .4938838

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= 2.867668E-02
LOG (K2O/NA2O)= -8.026833E-02

LOG (K2O/CAO)= -.3716927

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 38.94205
F= 39.5933
M= 21.46465

NA2O+K2O= 5.86
(NA2O+K2O)/AL2O3= .329955

==========
MOSTRA: A-92---PDT-CTDL
==========

% PES
=====
SIO2 = 44.49
TIO2 = 0.48
AL2O3 = 7.38
FE2O3 = 3.95
FEO = 10.14
MNO = 0.16
MGO = 25.25
CAO = 3.16
NA2O = 0.56
K2O = 0.51
P.FOC = 2.31
TOTAL = 98.40

==========
NORMA CIPW
==========
CORINDO = 0.16
ORTOSA = 3.01
ALBITA = 4.73
ANORTITA = 15.67
HIPERSTENA = 36.09
OLIVINA = 29.76
MAGNETITA = 5.73
ILMENITA = 0.91

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 77 %

MGO/MGO+FEO = 0.85

INDEX DE COLOR= 0.5719

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 62.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 47.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2250.60
R2=1735.64

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 30.1
MGO = 54.0
AL2O3 = 15.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 12.8
AB= 20.2
AN= 66.9

TRIANGLE A-F-M: A= 2.6
F= 34.8
M= 62.4

TRIANGLE A-P-F: A= 3.4
P= 22.9
F= 73.8

NUMERO DE MOSTRA = A-92

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 2.933167
B=FE+MG+TI= 811

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 180.6321
P=K-(NA+CA)= -63.64203

F=555-(Q+B)= -436.6321

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.54632
B= 146.1261
F= -78.67245

NA+K= 28.91558
K/(NA+K)= .375267
MG/(FE+MG)= .781056

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .4703034
LOG (K2O/NA2O)= -4.061787E-02

LOG (K2O/CAO)= -.792117

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 2.749936
F= 32.61373
M= 64.63634

NA2O+K2O= 1.07
(NA2O+K2O)/AL2O3= .1449864

==========
MOSTRA: A-93---GO A
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-93

% PES
=====
SIO2 = 47.50
TIO2 = 0.53
AL2O3 = 20.24
FE2O3 = 2.39
FEO = 5.18
MNO = 0.10
MGO = 7.67
CAO = 12.56
NA2O = 1.46
K2O = 0.68
P.FOC = 1.78
TOTAL =100.10

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -113.2735
B=FE+MG+TI= 293.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 52.80022
P=K-(NA+CA)= -256.9144

F=555-(Q+B)= 209.0748

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 9.513552
B= 52.81532
F= 37.67113

==========
NORMA CIPW
==========
ORTOSA = 4.01
ALBITA = 12.35
ANORTITA = 46.66
DIOPSIDA = 12.55
HIPERSTENA = 13.94
OLIVINA = 4.29
MAGNETITA = 3.47
ILMENITA = 1.00

NA+K= 61.56486
K/(NA+K)= .2350056
MG/(FE+MG)= .6692845

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .7685759
LOG (K2O/NA2O)= -.331844

LOG (K2O/CAO)= -1.266481

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 12.86676
F= 41.01731
M= 46.11592

NA2O+K2O= 2.14
(NA2O+K2O)/AL2O3= .1057312

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 79 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.2359

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 44.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 64.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2267.75
R2=2121.31

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.3
MGO = 21.6
AL2O3 = 57.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 6.3
AB= 19.5
AN= 74.0

TRIANGLE A-F-M: A= 12.3
F= 43.5
M= 44.1

TRIANGLE A-P-F: A= 4.3
P= 62.9
F= 32.8

TRIANGLE P-OL-CPX: P = 77.8
OL = 5.7
CPX= 16.6

TRIANGLE P-OPX-OL: P = 76.4
OPX= 18.1
OL = 5.6

TRIANGLE P-OPX-CPX: P = 69.0
OPX= 16.3
CPX= 14.7

==========
MOSTRA: A-94---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-94

% PES
=====
SIO2 = 67.18
TIO2 = 0.54
AL2O3 = 16.16
FE2O3 = 2.09
FEO = 2.15
MNO = 0.08
MGO = 1.41
CAO = 3.52
NA2O = 3.19
K2O = 3.16
P.FOC = 1.25
TOTAL =100.74

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 21.01117
B=FE+MG+TI= 95.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 161.1802
P=K-(NA+CA)= -98.52634

F=555-(Q+B)= 298.6948

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.04147
B= 17.13964
F= 53.81889

NA+K= 170.1373
K/(NA+K)= .3951753
MG/(FE+MG)= .3988685

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 26.20
CORINDO = 1.09
ORTOSA = 18.67
ALBITA = 26.99
ANORTITA = 17.46
HIPERSTENA = 5.00
MAGNETITA = 3.03
ILMENITA = 1.02

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2562311
LOG (K2O/NA2O)= -4.103606E-03

LOG (K2O/CAO)= -4.685557E-02

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 39 %

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 54.81227
F= 33.01683
M= 12.17091

MGO/MGO+FEO = 0.76

NA2O+K2O= 6.350001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3929456

INDEX DE COLOR= 0.0662

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 11.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2476.31
R2= 763.53

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.4
MGO = 6.4
AL2O3 = 74.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 29.5
AB= 42.7
AN= 27.6

TRIANGLE A-F-M: A= 52.8
F= 35.3
M= 11.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 29.3
A= 36.5
P= 34.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 29.3
A= 20.9
P= 49.8

==========
MOSTRA: A-95---L FK
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-95

% PES
=====
SIO2 = 74.04
TIO2 = 0.16
AL203 = 13.92
FE203 = 0.83
FEO = 0.67
MNO = 0.04
MGO = 0.51
CAO = 1.48
NA2O = 3.13
K2O = 4.70
P2O5 = 0.05
P.FOC = 0.80
TOTAL =100.24

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 33.89
CORINDO = 1.01
ORTOSA = 27.77
ALBITA = 26.48
ANORTITA = 7.01
HIPERSTENA = 1.62
MAGNETITA = 1.21
ILMENITA = 0.30
APATITA = 0.11

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 21 %

MGO/MGO+FEO = 0.82

INDEX DE COLOR= 0.0226

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2676.95
R2= 454.72

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 9.5
MGO = 3.2
AL203 = 87.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 45.3
AB= 43.2
AN= 11.4

TRIANGLE A-F-M: A= 79.4
F= 15.3
M= 5.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 35.6
A= 51.4
P= 13.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 35.6
A= 29.2

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 17.15549
B=FE+MG+TI= 33.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 192.691
P=K-(NA+CA)= -27.39632

F=555-(Q+B)= 328.684

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 34.7191
B= 6.058559
F= 59.22234

NA+K= 200.9677
K/(NA+K)= .4975923
MG/(FE+MG)= .4031621

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7235001
LOG (K2O/NA2O)= .1765535

LOG (K2O/CAO)= .5018362

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 80.72996
F= 14.01175
M= 5.258274

NA2O+K2O= 7.83
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5665702

==========
MOSTRA: A-96---FK
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-96

% PES
=====
SIO2 = 70.33
TIO2 = 0.40
AL2O3 = 15.07
FE2O3 = 1.43
FEO = 1.32
MNO = 0.07
MGO = 1.02
CAO = 2.86
NA2O = 3.43
K2O = 3.52
P2O5 = 0.10
P.FOC = 0.66
TOTAL =100.22

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.21
CORINDO = 0.65
ORTOSA = 20.80
ALBITA = 29.02
ANORTITA = 13.53
HIPERSTENA = 3.26
MAGNETITA = 2.07
ILMENITA = 0.75
APATITA = 0.23

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 32 %

MGO/MGO+FEO = 0.82

INDEX DE COLOR= 0.0448

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 9.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 13.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2559.90
R2= 652.19

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 14.6
MGO = 5.4
AL2O3 = 79.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.8
AB= 45.8
AN= 21.3

TRIANGLE A-F-M: A= 64.7
F= 25.7
M= 9.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.6
A= 41.5
P= 27.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.6
A= 22.5
P= 46.0

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 7.808563
B=FE+MG+TI= 65

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 171.1358
P=K-(NA+CA)= -86.82297

F=555-(Q+B)= 318.8642

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.83528
B= 11.71171
F= 57.45301

NA+K= 185.5388
K/(NA+K)= .4036548
MG/(FE+MG)= .425

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3856188
LOG (K2O/NA2O)= 1.124849E-02

LOG (K2O/CAO)= 9.017664E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 66.48173
F= 23.76124
M= 9.757031

NA2O+K2O= 6.95
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4611812

MOSTRA: A-97---GB000

NUMERO DE MOSTRA = A-97

% PES

SIO2	= 72.79
TIO2	= 0.25
AL203	= 14.73
FE203	= 0.82
FEO	= 0.65
MNO	= 0.06
MGO	= 0.45
CAO	= 1.16
NA2O	= 3.59
K2O	= 4.53
P2O5	= 0.07
P.FOC	= 0.69
TOTAL	= 99.80

NORMA CIPW

QUARS =	31.51
CORINDO =	1.97
ORTOSA =	26.76
ALBITA =	30.37
ANORTITA =	5.29
HIPERSTENA =	1.35
MAGNETITA =	1.18
ILMENITA =	0.47
APATITA =	0.16

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 15 %

MGO/MGO+FEO = 0.86

INDEX DE COLOR= 0.0212

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2468.69
R2= 435.36

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 8.8
MGO = 2.7
AL203 = 88.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 42.8
AB= 48.6
AN= 8.4

TRIANGLE A-F-M: A= 80.7
F= 14.7
M= 4.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.5
A= 55.5
P= 11.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.5
A= 28.5
P= 38.0

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 35.20552
B=FE+MG+TI= 32.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 178.3899
P=K-(NA+CA)= -40.13776

F=555-(Q+B)= 343.7351

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.14233
B= 5.923424
F= 61.93424

NA+K= 212.1894
K/(NA+K)= .4542309
MG/(FE+MG)= .3781513

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8450981
LOG (K2O/NA2O)= .1010038

LOG (K2O/CAO)= .5916403

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 82.00364
F= 13.45183
M= 4.544537

NA2O+K2O= 8.12
(NA2O+K2O)/AL203= .551256

==========
MOSTRA: A-98---B
==========

% PES
=====
SIO2 = 67.13
TIO2 = 0.59
AL2O3 = 15.30
FE2O3 = 2.05
FEO = 2.09
MNO = 0.07
MGO = 1.55
CAO = 3.74
NA2O = 3.07
K2O = 3.40
P.FOC = 0.64
TOTAL = 99.64

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 25.47
ORTOSA = 20.09
ALBITA = 25.97
ANORTITA = 17.92
DIOPSIDA = 0.50
HIPERSTENA = 4.93
MAGNETITA = 2.97
ILMENITA = 1.12

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0686

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 18.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2460.94
R2= 777.14

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.7
MGO = 7.3
AL2O3 = 72.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.3
AB= 40.5
AN= 28.0

TRIANGLE A-F-M: A= 53.1
F= 34.1
M= 12.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 28.5
A= 37.8
P= 33.7

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 28.5
A= 22.5
P= 49.1

NUMERO DE MOSTRA = A-98

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -4.944092
B=FE+MG+TI= 98

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 157.048
P=K-(NA+CA)= -93.47754

F=555-(Q+B)= 299.952

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 28.29693
B= 17.65766
F= 54.04541

NA+K= 171.3727
K/(NA+K)= .4221235
MG/(FE+MG)= .4275862

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2380327
LOG (K2O/NA2O)= 4.434059E-02

LOG (K2O/CAO)= -4.139267E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 55.04041
F= 31.77371
M= 13.18588

NA2O+K2O= 6.470001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4228758

==========
MOSTRA: A-99---BOB
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-99

% PES
=====
SIO2 = 69.67
TIO2 = 0.54
AL203 = 15.27
FE203 = 1.82
FEO = 1.66
MNO = 0.06
MGO = 1.03
CAO = 2.60
NA2O = 3.14
K2O = 4.18
P.FOC = 0.75
TOTAL =100.73

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.95
CORINDO = 0.85
ORTOSA = 24.70
ALBITA = 26.56
ANORTITA = 12.89
HIPERSTENA = 3.32
MAGNETITA = 2.64
ILMENITA = 1.02

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 33 %

MGO/MGO+FEO = 0.82

INDEX DE COLOR= 0.0495

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 8.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 12.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2442.04
R2= 628.79

TRIANGLE (FEO+FE203)-MGO-AL203: FEO+FE203= 17.6
MGO = 5.2
AL203 = 77.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 38.4
AB= 41.4
AN= 20.1

TRIANGLE A-F-M: A= 61.8
F= 29.4
M= 8.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.3
A= 45.8
P= 23.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.3
A= 26.8
P= 42.8

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.32813
B=FE+MG+TI= 76.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 165.8767
P=K-(NA+CA)= -58.78272

F=555-(Q+B)= 312.9984

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.88769
B= 13.71622
F= 56.3961

NA+K= 190.2265
K/(NA+K)= .4675278
MG/(FE+MG)= .3711712

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4495378
LOG (K2O/NA2O)= .1242466

LOG (K2O/CAO)= .2062029

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 63.70203
F= 27.33444
M= 8.963538

NA2O+K2O= 7.32
(NA2O+K2O)/AL203= .4793713

MOSTRA: A-100---P
==========

% PES
=====
SIO2 = 71.86
TIO2 = 0.25
AL2O3 = 15.16
FE2O3 = 1.14
FEO = 1.00
MNO = 0.05
MGO = 0.68
CAO = 1.61
NA2O = 3.63
K2O = 3.74
P2O5 = 0.12
P.FOC = 1.29
TOTAL =100.54

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 32.05
CORINDO = 2.50
ORTOSA = 22.10
ALBITA = 30.71
ANORTITA = 7.20
HIPERSTENA = 2.26
MAGNETITA = 1.66
ILMENITA = 0.47
APATITA = 0.28

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 19 %

MGO/MGO+FEO = 0.80

INDEX DE COLOR= 0.0315

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2559.34
R2= 503.35

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 11.9
MGO = 3.7
AL2O3 = 84.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 36.8
AB= 51.1
AN= 12.0

TRIANGLE A-F-M: A= 72.2
F= 21.0
M= 6.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 34.8
A= 49.2
P= 16.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.8
A= 24.0
P= 41.2

NUMERO DE MOSTRA = A-100

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 43.08368
B=FE+MG+TI= 47

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 183.3843
P=K-(NA+CA)= -66.2723

F=555-(Q+B)= 324.6157

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.04221
B= 8.468469
F= 58.48932

NA+K= 196.6712
K/(NA+K)= .4046066
MG/(FE+MG)= .3874644

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.6606416
LOG (K2O/NA2O)= 1.296494E-02

LOG (K2O/CAO)= .3660457

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 73.81071
F= 19.37907
M= 6.810215

NA2O+K2O= 7.37
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4861478

==========
MOSTRA: A-101---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-101

% PES
=====
SIO2 = 67.25
TIO2 = 0.51
AL2O3 = 15.34
FE2O3 = 1.89
FEO = 1.92
MNO = 0.07
MGO = 1.37
CAO = 3.68
NA2O = 3.06
K2O = 3.42
P.FOC = 0.73
TOTAL = 99.25

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -2.119934
B=FE+MG+TI= 88.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 158.3259
P=K-(NA+CA)= -91.65801

F=555-(Q+B)= 308.2991

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 28.5272
B= 15.92342
F= 55.54938

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 25.91
ORTOSA = 20.20
ALBITA = 25.89
ANORTITA = 18.02
DIOPSIDA = 0.18
HIPERSTENA = 4.58
MAGNETITA = 2.74
ILMENITA = 0.96

NA+K= 171.4757
K/(NA+K)= .4243516
MG/(FE+MG)= .4176829

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2457272
LOG (K2O/NA2O)= 4.830466E-02

LOG (K2O/CAO)= -3.182172E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 57.4061
F= 30.43712
M= 12.13678

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

NA2O+K2O= 6.48
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4224251

INDEX DE COLOR= 0.0618

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 11.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 18.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2478.55
R2= 762.58

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.6
MGO = 6.6
AL2O3 = 74.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.5
AB= 40.3
AN= 28.1

TRIANGLE A-F-M: A= 55.5
F= 32.7
M= 11.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 28.8
A= 37.6
P= 33.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 28.8
A= 22.4
P= 48.8

MOSTRA: A-102---PTH
==========

% PES
=====
SIO2 = 62.57
TIO2 = 0.78
AL2O3 = 16.41
FE2O3 = 2.68
FEO = 3.17
MNO = 0.12
MGO = 2.42
CAO = 5.02
NA2O = 2.72
K2O = 2.98
P.FOC = 1.30
TOTAL =100.18

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 20.06
ORTOSA = 17.60
ALBITA = 23.01
ANORTITA = 23.76
DIOPSIDA = 0.91
HIPERSTENA = 8.13
MAGNETITA = 3.89
ILMENITA = 1.48

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.1059

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 17.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 24.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2329.09
R2= 979.02

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.7
MGO = 9.8
AL2O3 = 66.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 27.3
AB= 35.7
AN= 36.9

TRIANGLE A-F-M: A= 40.7
F= 41.9
M= 17.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 23.8
A= 32.4
P= 43.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 23.8
A= 20.8
P= 55.4

NUMERO DE MOSTRA = A-102

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -8.667175
B=FE+MG+TI= 143.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 136.703
P=K-(NA+CA)= -113.9806

F=555-(Q+B)= 274.797

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 24.63118
B= 25.85586
F= 49.51297

NA+K= 151.1462
K/(NA+K)= .4194896
MG/(FE+MG)= .4523365

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -5.517113E-02
LOG (K2O/NA2O)= 3.964737E-02

LOG (K2O/CAO)= -.2264875

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 42.55637
F= 39.37584
M= 18.06779

NA2O+K2O= 5.7
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3473492

==========
MOSTRA: A-103---PBH
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-103

% PES
=====
SIO2 = 66.15
TIO2 = 0.58
AL2O3 = 15.86
FE2O3 = 2.02
FEO = 2.10
MNO = 0.09
MGO = 1.61
CAO = 3.85
NA2O = 3.06
K2O = 3.41
P.FOC = 0.69
TOTAL = 99.43

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 2.217499
B=FE+MG+TI= 99.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 150.4038
P=K-(NA+CA)= -94.90649

F=555-(Q+B)= 305.4712

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.09978
B= 17.86036
F= 55.03985

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 24.01
CORINDO = 0.13
ORTOSA = 20.15
ALBITA = 25.89
ANORTITA = 19.09
HIPERSTENA = 5.41
MAGNETITA = 2.93
ILMENITA = 1.10

NA+K= 171.2629
K/(NA+K)= .4236364
MG/(FE+MG)= .4380953

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2254436
LOG (K2O/NA2O)= 4.703296E-02

LOG (K2O/CAO)= -5.270633E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 54.84445
F= 31.50801
M= 13.64754

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 42 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

NA2O+K2O= 6.470001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4079445

INDEX DE COLOR= 0.0705

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 13.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 19.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2397.65
R2= 802.87

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.1
MGO = 7.4
AL2O3 = 73.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 30.9
AB= 39.7
AN= 29.3

TRIANGLE A-F-M: A= 52.9
F= 33.8
M= 13.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.9
A= 37.5
P= 35.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.9
A= 22.6
P= 50.5

==========
MOSTRA: A-104---BOB
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-104

% PES
=====
SIO2 = 68.63
TIO2 = 0.45
AL2O3 = 15.45
FE2O3 = 1.87
FEO = 1.81
MNO = 0.07
MGO = 1.13
CAO = 3.12
NA2O = 3.02
K2O = 3.85
P2O5 = 0.11
P.FOC = 0.59
TOTAL =100.11

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.74
CORINDO = 0.90
ORTOSA = 22.75
ALBITA = 25.55
ANORTITA = 14.75
HIPERSTENA = 3.97
MAGNETITA = 2.72
ILMENITA = 0.85
APATITA = 0.26

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 37 %

MGO/MGO+FEO = 0.76
INDEX DE COLOR= 0.0542

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 9.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 14.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2489.29
R2= 692.91

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.2
MGO = 5.5
AL2O3 = 76.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 36.0
AB= 40.5
AN= 23.4

TRIANGLE A-F-M: A= 58.7
F= 31.5
M= 9.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.6
A= 42.1
P= 27.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.6
A= 25.1
P= 44.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.17835
B=FE+MG+TI= 80

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.8007
P=K-(NA+CA)= -71.21875

F=555-(Q+B)= 310.1993

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.69382
B= 14.41442
F= 55.89177

NA+K= 179.3343
K/(NA+K)= .4567722
MG/(FE+MG)= .379832

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3428022
LOG (K2O/NA2O)= .1054538

LOG (K2O/CAO)= .0913061

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 60.68369
F= 29.33486
M= 9.98145

NA2O+K2O= 6.87
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4446602

==========
MOSTRA: A-105---BOBO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-105

% PES
=====
SIO2 = 70.96
TIO2 = 0.41
AL2O3 = 15.07
FE2O3 = 1.70
FEO = 1.55
MNO = 0.07
MGO = 0.94
CAO = 2.73
NA2O = 3.14
K2O = 3.91
P2O5 = 0.09
P.FOC = 0.43
TOTAL =101.01

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 30.32
CORINDO = 0.92
ORTOSA = 23.10
ALBITA = 26.56
ANORTITA = 12.95
HIPERSTENA = 3.23
MAGNETITA = 2.47
ILMENITA = 0.77
APATITA = 0.21

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 33 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0459

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 8.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 12.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2600.29
R2= 634.31

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.9
MGO = 4.8
AL2O3 = 78.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 36.8
AB= 42.4
AN= 20.6

TRIANGLE A-F-M: A= 62.6
F= 28.9
M= 8.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.6
A= 43.2
P= 24.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.6
A= 24.9
P= 42.5

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.50839
B=FE+MG+TI= 69.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 177.2404
P=K-(NA+CA)= -66.84883

F=555-(Q+B)= 308.3846

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.9352
B= 12.5
F= 55.5648

NA+K= 184.4818
K/(NA+K)= .4509469
MG/(FE+MG)= .3657588

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4120265
LOG (K2O/NA2O)= 9.524709E-02

LOG (K2O/CAO)= .1560141

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 64.53681
F= 26.85829
M= 8.604907

NA2O+K2O= 7.05
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4678169

==========
MOSTRA: A-106---BQ
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-106

% PES
=====
SIO2 = 67.32
TIO2 = 0.55
AL2O3 = 15.78
FE2O3 = 1.95
FEO = 2.03
MNO = 0.07
MGO = 1.49
CAO = 3.65
NA2O = 3.07
K2O = 3.13
P.FOC = 0.77
TOTAL = 99.82

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 26.82
CORINDÓ = 0.70
ORTOSA = 18.49
ALBITA = 25.97
ANORTITA = 18.10
HIPERSTENA = 5.06
MAGNETITA = 2.82
ILMENITA = 1.04

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0663

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 18.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2541.83
R2= 773.95

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.7
MGO = 7.0
AL2O3 = 74.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 29.5
AB= 41.5
AN= 28.9

TRIANGLE A-F-M: A= 53.0
F= 34.1
M= 12.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.0
A= 35.4
P= 34.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.0
A= 20.7
P= 49.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.42664
B=FE+MG+TI= 94

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.9196
P=K-(NA+CA)= -97.61509

F=555-(Q+B)= 296.0804

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.71525
B= 16.93694
F= 53.34782

NA+K= 165.628
K/(NA+K)= .4020803
MG/(FE+MG)= .4275466

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2300988
LOG (K2O/NA2O)= 8.405927E-03

LOG (K2O/CAO)= -6.674854E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 54.95967
F= 31.83229
M= 13.20805

NA2O+K2O= 6.2
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3929024

==========
MOSTRA: A-108---PDT-CTDL
==========

% PES
=====
SIO2 = 46.39
TIO2 = 0.35
AL2O3 = 7.57
FE2O3 = 4.28
FEO = 10.97
MNO = 0.24
MGO = 22.20
CAO = 3.23
NA2O = 0.48
K2O = 0.26
P.FOC = 2.04
TOTAL = 98.02

==========
NORMA CIPW
==========
CORINDO = 0.62
ORTOSA = 1.53
ALBITA = 4.06
ANORTITA = 16.02
HIPERSTENA = 54.41
OLIVINA = 12.43
MAGNETITA = 6.22
ILMENITA = 0.66

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 80 %

MGO/MGO+FEO = 0.82

INDEX DE COLOR= 0.6252

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 58.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 29.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2435.78
R2=1595.53

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 33.8
MGO = 49.3
AL2O3 = 16.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 7.1
AB= 18.7
AN= 74.1

TRIANGLE A-F-M: A= 1.9
F= 39.9
M= 58.1

TRIANGLE A-P-F: A= 1.7
P= 22.7
F= 75.6

TRIANGLE P-OPX-OL: P = 23.1
OPX= 62.6
OL = 14.3

NUMERO DE MOSTRA = A-108

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.05844
B=FE+MG+TI= 750.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 198.2541
P=K-(NA+CA)= -67.63053

F=555-(Q+B)= -393.379

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.72145
B= 135.1577
F= -70.87911

NA+K= 21.01579
K/(NA+K)= .2632267
MG/(FE+MG)= .7442172

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .6399708
LOG (K2O/NA2O)= -.2662679

LOG (K2O/CAO)= -1.094229

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 2.017778
F= 37.44887
M= 60.53335

NA2O+K2O= .74
(NA2O+K2O)/AL2O3= 9.775429E-02

TRIANGLE P-OL-CPX: P = 61.8
OL = 38.2
CPX= 0.0

TRIANGLE P-OPX-CPX: P = 27.0
OPX= 73.0
CPX= 0.0

==========
MOSTRA: A-109---ABM
==========

% PES
=====
SIO2 = 76.90
TIO2 = 0.04
AL2O3 = 13.04
FE2O3 = 0.35
FEO = 0.26
MNO = 0.02
MGO = 0.08
CAO = 0.22
NA2O = 3.55
K2O = 4.57
P2O5 = 0.02
P.FOC = 0.64
TOTAL = 99.70

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 38.15
CORINDO = 1.90
ORTOSA = 27.00
ALBITA = 30.03
ANORTITA = 0.96
HIPERSTENA = 0.36
MAGNETITA = 0.51
ILMENITA = 0.07
APATITA = 0.04

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 3 %

MGO/MGO+FEO = 0.61

INDEX DE COLOR= 0.0060

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 0.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 0.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2775.07
R2= 283.29

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 4.5
MGO = 0.5
AL2O3 = 94.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 46.5
AB= 51.7
AN= 1.6

TRIANGLE A-F-M: A= 92.0
F= 7.0
M= 0.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 39.7
A= 58.2
P= 2.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 39.7
A= 28.1
P= 32.2

NUMERO DE MOSTRA = A-109

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 36.07897
B=FE+MG+TI= 10.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 212.853
P=K-(NA+CA)= -21.21066

F=555-(Q+B)= 331.897

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 38.35189
B= 1.846847
F= 59.80127

NA+K= 211.7502
K/(NA+K)= .4591923
MG/(FE+MG)= .2051282

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.567133
LOG (K2O/NA2O)= .1096878

LOG (K2O/CAO)= 1.317494

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 92.71524
F= 6.371318
M= .9134506

NA2O+K2O= 8.12
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6226994

==========
MOSTRA: A-110---MO
==========

% PES
=====
SIO2 = 77.01
TIO2 = 0.04
AL2O3 = 12.92
FE2O3 = 0.33
FEO = 0.23
MNO = 0.02
MGO = 0.05
CAO = 0.59
NA2O = 3.47
K2O = 5.24
P2O5 = 0.04
P.FOC = 0.42
TOTAL =100.37

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 35.49
CORINDO = 0.56
ORTOSA = 30.96
ALBITA = 29.36
ANORTITA = 2.66
HIPERSTENA = 0.25
MAGNETITA = 0.48
ILMENITA = 0.07
APATITA = 0.09

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 8 %

MGO/MGO+FEO = 0.56

INDEX DE COLOR= 0.0048

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 0.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 2.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2655.65
R2= 319.03

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 4.2
MGO = 0.3
AL2O3 = 95.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 49.1
AB= 46.6
AN= 4.2

TRIANGLE A-F-M: A= 93.3
F= 6.1
M= 0.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 36.0
A= 58.9
P= 5.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 36.0
A= 31.4

NUMERO DE MOSTRA = A-110

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 8.837051
B=FE+MG+TI= 8.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 197.3847
P=K-(NA+CA)= -10.98184

F=555-(Q+B)= 348.7403

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.56481
B= 1.599099
F= 62.83609

NA+K= 223.4249
K/(NA+K)= .4990016
MG/(FE+MG)= .1492537

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.169166
LOG (K2O/NA2O)= .1790018

LOG (K2O/CAO)= .9484792

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 93.92861
F= 5.53219
M= .5391998

NA2O+K2O= 8.71
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6741486

==========
MOSTRA: A-111---MO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-111

% PES
=====
SIO2 = 76.89
TIO2 = 0.06
AL2O3 = 13.13
FE2O3 = 0.37
FEO = 0.27
MNO = 0.04
MGO = 0.09
CAO = 0.72
NA2O = 3.56
K2O = 4.67
P2O5 = 0.02
P.FOC = 0.33
TOTAL =100.16

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 17.5363
B=FE+MG+TI= 11.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 204.3948
P=K-(NA+CA)= -28.33415

F=555-(Q+B)= 339.4802

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.8279
B= 2.004505
F= 61.1676

NA+K= 214.2004
K/(NA+K)= .4638726
MG/(FE+MG)= .2168675

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 36.61
CORINDO = 0.95
ORTOSA = 27.59
ALBITA = 30.12
ANORTITA = 3.44
HIPERSTENA = 0.39
MAGNETITA = 0.54
ILMENITA = 0.11
APATITA = 0.04

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.058067
LOG (K2O/NA2O)= .1178669

LOG (K2O/CAO)= .8119843

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 92.41998
F= 6.569343
M= 1.010668

NA2O+K2O= 8.23
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6268088

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 10 %

MGO/MGO+FEO = 0.63

INDEX DE COLOR= 0.0067

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 1.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 3.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2746.22
R2= 339.04

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 4.6
MGO = 0.6
AL2O3 = 94.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 45.1
AB= 49.2
AN= 5.6

TRIANGLE A-F-M: A= 91.7
F= 7.2
M= 1.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 37.4
A= 55.6
P= 6.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 37.4
A= 28.2
P= 34.3

MOSTRA: A-112---PGD
==========

% PES
=====
SIO2 = 67.35
TIO2 = 0.51
AL2O3 = 15.66
FE2O3 = 1.80
FEO = 1.83
MNO = 0.05
MGO = 1.23
CAO = 3.13
NA2O = 3.18
K2O = 3.31
P.FOC = 1.36
TOTAL = 99.42

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.13
CORINDO = 1.15
ORTOSA = 19.55
ALBITA = 26.90
ANORTITA = 15.52
HIPERSTENA = 4.19
MAGNETITA = 2.61
ILMENITA = 0.96

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 37 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0568

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 10.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 15.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2473.08
R2= 703.06

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.7
MGO = 5.9
AL2O3 = 76.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.5
AB= 43.4
AN= 25.0

TRIANGLE A-F-M: A= 57.1
F= 32.0
M= 10.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.4
A= 38.8
P= 30.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.4
A= 21.9
P= 47.6

NUMERO DE MOSTRA = A-112

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 22.26697
B=FE+MG+TI= 82.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 163.8986
P=K-(NA+CA)= -88.04797

F=555-(Q+B)= 308.4764

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.53128
B= 14.88739
F= 55.58134

NA+K= 173.0062
K/(NA+K)= .4070695
MG/(FE+MG)= .4032787

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3167004
LOG (K2O/NA2O)= 1.740084E-02

LOG (K2O/CAO)= 2.428357E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 59.02146
F= 29.79265
M= 11.18589

NA2O+K2O= 6.49
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4144317

MOSTRA: A-113---BQ

NUMERO DE MOSTRA = A-113

% PES

SIO2	= 67.32
TIO2	= 0.50
AL2O3	= 15.53
FE2O3	= 1.98
FEO	= 2.06
MNO	= 0.05
MGO	= 1.41
CAO	= 3.37
NA2O	= 2.92
K2O	= 3.36
P.FOC	= 0.99
TOTAL	= 99.50

NORMA CIPW

QUARS =	27.51
CORINDO =	0.96
ORTOSA =	19.85
ALBITA =	24.70
ANORTITA =	16.71
HIPERSTENA =	4.92
MAGNETITA =	2.88
ILMENITA =	0.94

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0644

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 16.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2541.04
R2= 735.12

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.2
MGO = 6.7
AL2O3 = 73.9

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.4
AB= 40.3
AN= 27.2

TRIANGLE A-F-M: A= 53.4
F= 34.4
M= 12.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.0
A= 37.5
P= 31.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.0
A= 22.4
P= 46.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 18.46973
B=FE+MG+TI= 92.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 168.198
P=K-(NA+CA)= -82.88275

F=555-(Q+B)= 294.677

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.30595
B= 16.5991
F= 53.09495

NA+K= 165.6829
K/(NA+K)= .431483
MG/(FE+MG)= .4104804

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2703298
LOG (K2O/NA2O)= 6.095638E-02

LOG (K2O/CAO)= -1.290634E-03

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 55.40362
F= 32.15704
M= 12.43935

NA2O+K2O= 6.28
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4043786

MOSTRA: A-114---BQ

NUMERO DE MOSTRA = A-114

% PES

SIO2	= 67.97
TIO2	= 0.46
AL2O3	= 15.54
FE2O3	= 1.96
FEO	= 2.00
MNO	= 0.07
MGO	= 1.47
CAO	= 3.45
NA2O	= 2.96
K2O	= 3.34
P.FOC	= 0.90
TOTAL	=100.13

NORMA CIPW

QUARS =	27.73
CORINDO =	0.78
ORTOSA =	19.73
ALBITA =	25.04
ANORTITA =	17.11
HIPERSTENA =	5.09
MAGNETITA =	2.84
ILMENITA =	0.87

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 41 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0654

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2577.94
R2= 746.85

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.9
MGO = 7.0
AL2O3 = 74.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.8
AB= 40.4
AN= 27.6

TRIANGLE A-F-M: A= 53.6
F= 33.8
M= 12.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.9
A= 37.0
P= 32.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.9
A= 22.0
P= 47.0

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 14.94388
B=FE+MG+TI= 92.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 169.992
P=K-(NA+CA)= -86.02719

F=555-(Q+B)= 292.883

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.62919
B= 16.5991
F= 52.77171

NA+K= 166.5477
K/(NA+K)= .4266876
MG/(FE+MG)= .4254703

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2615215
LOG (K2O/NA2O)= 5.245477E-02

LOG (K2O/CAO)= -1.407263E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 55.54086
F= 31.4996
M= 12.95953

NA2O+K2O= 6.3
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4054054

==========
MOSTRA: A-115---B
==========

% PES
=====
SIO2 = 67.83
TIO2 = 0.50
AL2O3 = 15.65
FE2O3 = 1.98
FEO = 2.09
MNO = 0.07
MGO = 1.48
CAO = 3.10
NA2O = 2.84
K2O = 3.19
P.FOC = 0.94
TOTAL = 99.68

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.57
CORINDO = 1.88
ORTOSA = 18.85
ALBITA = 24.02
ANORTITA = 15.37
HIPERSTENA = 5.18
MAGNETITA = 2.88
ILMENITA = 0.94

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 39 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.0668

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 15.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2642.26
R2= 712.06

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 19.2
MGO = 6.9
AL2O3 = 73.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 32.3
AB= 41.2
AN= 26.3

TRIANGLE A-F-M: A= 52.0
F= 35.2
M= 12.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.7
A= 36.5
P= 29.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.7
A= 21.5
P= 44.9

==========
MOSTRA: A-117-PD HO
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-117

% PES
=====
SIO2 = 59.66
TIO2 = 0.76
AL2O3 = 17.70
FE2O3 = 2.51
FEO = 3.44
MNO = 0.09
MGO = 2.86
CAO = 5.45
NA2O = 3.12
K2O = 1.52
P.FOC = 2.01
TOTAL = 99.13

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 18.32
CORINDO = 1.01
ORTOSA = 8.98
ALBITA = 26.39
ANORTITA = 27.03
HIPERSTENA = 10.27
MAGNETITA = 3.65
ILMENITA = 1.44

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.1201

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 21.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 27.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2331.60
R2=1072.16

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.4
MGO = 10.7
AL2O3 = 66.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 14.3
AB= 42.2
AN= 43.3

TRIANGLE A-F-M: A= 34.4
F= 44.2
M= 21.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 22.7
A= 19.3
P= 58.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 22.7
A= 11.1
P= 66.2

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.43042
B=FE+MG+TI= 155.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 133.5779
P=K-(NA+CA)= -165.6262

F=555-(Q+B)= 265.9221

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 24.06809
B= 28.01802
F= 47.9139

NA+K= 132.9856
K/(NA+K)= .2431875
MG/(FE+MG)= .4897261

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= 6.987849E-02
LOG (K2O/NA2O)= -.312311

LOG (K2O/CAO)= -.554553

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 36.06965
F= 41.69776
M= 22.23259

NA2O+K2O= 4.64
(NA2O+K2O)/AL2O3= .2621469

==========
MOSTRA: A-118---GFR
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-118

% PES
=====
SIO2 = 66.57
TIO2 = 0.27
AL2O3 = 15.72
FE2O3 = 1.71
FEO = 1.62
MNO = 0.05
MGO = 0.92
CAO = 2.20
NA2O = 3.81
K2O = 3.67
P.FOC = 3.45
TOTAL =100.00

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 23.73
CORINDO = 1.48
ORTOSA = 21.68
ALBITA = 32.23
ANORTITA = 10.91
HIPERSTENA = 3.49
MAGNETITA = 2.48
ILMENITA = 0.51

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 25 %

MGO/MGO+FEO = 0.71

INDEX DE COLOR= 0.0461

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 7.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 11.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2127.57
R2= 589.36

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.7
MGO = 4.6
AL2O3 = 78.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 33.4
AB= 49.7
AN= 16.8

TRIANGLE A-F-M: A= 63.7
F= 28.4
M= 7.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.8
A= 48.7
P= 24.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.8
A= 24.5
P= 48.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 28.67554
B=FE+MG+TI= 68.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 140.0434
P=K-(NA+CA)= -84.10383

F=555-(Q+B)= 346.8316

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 25.23304
B= 12.27478
F= 62.49218

NA+K= 200.9883
K/(NA+K)= .3885057
MG/(FE+MG)= .3552124

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.5314789
LOG (K2O/NA2O)= -1.625889E-02

LOG (K2O/CAO)= .2222434

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 65.57952
F= 26.35455
M= 8.065931

NA2O+K2O= 7.48
(NA2O+K2O)/AL2O3= .475827

==========
MOSTRA: A-119---PB-GB00
==========

% PES
=====
SIO2 = 72.28
TIO2 = 0.23
AL2O3 = 14.61
FE2O3 = 1.13
FEO = 0.92
MNO = 0.05
MGO = 0.54
CAO = 1.23
NA2O = 4.05
K2O = 4.02
P.FOC = 0.74
TOTAL = 99.81

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.68
CORINDO = 1.36
ORTOSA = 23.75
ALBITA = 34.26
ANORTITA = 6.10
HIPERSTENA = 1.81
MAGNETITA = 1.64
ILMENITA = 0.43

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 15 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0270

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 5.0

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2375.80
R2= 444.96

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 11.9
MGO = 3.1
AL2O3 = 84.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.0
AB= 53.4
AN= 9.5

TRIANGLE A-F-M: A= 75.6
F= 19.3
M= 5.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.6
A= 54.4
P= 14.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.6
A= 25.3
P= 43.0

NUMERO DE MOSTRA = A-119

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 26.36493
B=FE+MG+TI= 42.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 170.7356
P=K-(NA+CA)= -67.07754

F=555-(Q+B)= 342.1394

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.76317
B= 7.59009
F= 61.64674

NA+K= 216.1771
K/(NA+K)= .3956567
MG/(FE+MG)= .3439491

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8169684
LOG (K2O/NA2O)= -3.228995E-03

LOG (K2O/CAO)= .514321

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 77.12156
F= 17.71789
M= 5.160551

NA2O+K2O= 8.07
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5523614

==========
MOSTRA: A-120---B
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-120

% PES
=====
SIO2 = 63.00
TIO2 = 0.71
AL2O3 = 17.47
FE2O3 = 2.31
FEO = 2.68
MNO = 0.10
MGO = 1.86
CAO = 5.28
NA2O = 3.00
K2O = 2.80
P.FOC = 0.84
TOTAL =100.06

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -2.371094
B=FE+MG+TI= 117.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 130.7942
P=K-(NA+CA)= -131.4854

F=555-(Q+B)= 306.3308

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 23.56652
B= 21.23874
F= 55.19474

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 19.87
ORTOSA = 16.54
ALBITA = 25.38
ANORTITA = 25.93
DIOPSIDA = 0.21
HIPERSTENA = 6.57
MAGNETITA = 3.35
ILMENITA = 1.34

NA+K= 156.3487
K/(NA+K)= .381036
MG/(FE+MG)= .4266055

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -4.079407E-02
LOG (K2O/NA2O)= -2.996323E-02

LOG (K2O/CAO)= -.275476

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 47.69737
F= 37.00658
M= 15.29605

NA2O+K2O= 5.8
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3319977

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0850

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 14.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 26.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2325.02
R2= 999.85

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.5
MGO = 7.6
AL2O3 = 71.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 24.3
AB= 37.4
AN= 38.2

TRIANGLE A-F-M: A= 45.8
F= 39.4
M= 14.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 22.7
A= 30.1
P= 47.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 22.7
A= 18.9
P= 58.5

==========
MOSTRA: A-121---PTH-H
==========

NUMERO DE MOSTRA = A-121

% PES
=====
SIO2 = 63.22
TIO2 = 0.76
AL2O3 = 16.79
FE2O3 = 2.50
FEO = 2.94
MNO = 0.09
MGO = 2.17
CAO = 4.69
NA2O = 2.77
K2O = 2.87
P.FOC = 0.94
TOTAL = 99.75

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 21.81
CORINDO = 0.59
ORTOSA = 16.95
ALBITA = 23.43
ANORTITA = 23.26
HIPERSTENA = 7.65
MAGNETITA = 3.63
ILMENITA = 1.44

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.0961

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=2391.72
R2= 938.77

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.3
MGO = 8.8
AL2O3 = 68.7

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.6
AB= 36.8
AN= 36.5

TRIANGLE A-F-M: A= 42.5
F= 41.1
M= 16.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 25.5
A= 31.4
P= 43.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 25.5
A= 19.8
P= 54.6

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 11.29703
B=FE+MG+TI= 131.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 144.9702
P=K-(NA+CA)= -112.041

F=555-(Q+B)= 278.1548

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 26.12076
B= 23.76126
F= 50.11798

NA+K= 150.4187
K/(NA+K)= .4059591
MG/(FE+MG)= .4433095

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -8.010624E-02
LOG (K2O/NA2O)= 1.540211E-02

LOG (K2O/CAO)= -.213291

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 44.35706
F= 38.57648
M= 17.06646

NA2O+K2O= 5.64
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3359142

APENDICE 2

DATOS GEOQUIMICOS.

2ª PARTE

Datos geoquímicos de los principales tipos y subtipos de rocas plutónicas e hipoabisales cartografiados.

* Los valores X(n) representados al lado del número de muestra indican el número de muestras utilizados para obtener los valores medios correspondientes.

==========
MOSTRA: 1.01 m
==========

% PES
=====
SIO2 = 76.47
TIO2 = 0.07
AL2O3 = 13.04
FE2O3 = 0.40
FEO = 0.29
MNO = 0.03
MGO = 0.07
CAO = 0.65
NA2O = 3.43
K2O = 4.93
P.FOC = 0.50
TOTAL = 99.89

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 36.08
CORINDO = 0.87
ORTOSA = 29.13
ALBITA = 29.02
ANORTITA = 3.22
HIPERSTENA = 0.32
MAGNETITA = 0.58
ILMENITA = 0.13

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 10 %

MGO/MGO+FEO = 0.60

INDEX DE COLOR= 0.0063

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 0.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 3.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2702.12
R2= 328.79

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 5.0
MGO = 0.5
AL2O3 = 94.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 47.4
AB= 47.2
AN= 5.2

TRIANGLE A-F-M: A= 91.5
F= 7.6
M= 0.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 37.0
A= 56.7
P= 6.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 37.0
A= 29.9
P= 33.1

NUMERO DE MOSTRA = 1.01 m X(6)

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.93323
B=FE+MG+TI= 11.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 201.5565
P=K-(NA+CA)= -17.35868

F=555-(Q+B)= 342.0686

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 36.31648
B= 2.04955
F= 61.63397

NA+K= 215.5388
K/(NA+K)= .4866578
MG/(FE+MG)= .1666667

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -1.109293
LOG (K2O/NA2O)= .1575528

LOG (K2O/CAO)= .8799336

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 92.27372
F= 6.953643
M= .772627

NA2O+K2O= 8.36
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6411043

==========
MOSTRA: 1.02 M (n)
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.02 M X(6)

% PES
=====
SIO2 = 75.16
TIO2 = 0.12
AL2O3 = 13.47
FE2O3 = 0.75
FEO = 0.59
MNO = 0.04
MGO = 0.25
CAO = 1.29
NA2O = 3.28
K2O = 4.74
P.FOC = 0.45
TOTAL =100.15

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 34.65
CORINDO = 0.59
ORTOSA = 28.00
ALBITA = 27.75
ANORTITA = 6.39
HIPERSTENA = 0.95
MAGNETITA = 1.10
ILMENITA = 0.22

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 19 %

MGO/MGO+FEO = 0.71

INDEX DE COLOR= 0.0150

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2694.17
R2= 414.63

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 8.9
MGO = 1.6
AL2O3 = 89.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 45.0
AB= 44.6
AN= 10.2

TRIANGLE A-F-M: A= 83.3
F= 14.0
M= 2.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 35.8
A= 52.3
P= 11.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 35.8
A= 28.9
P= 35.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 11.3887
B=FE+MG+TI= 24.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 195.5409
P=K-(NA+CA)= -27.9911

F=555-(Q+B)= 334.8341

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.23259
B= 4.436937
F= 60.33047

NA+K= 206.6575
K/(NA+K)= .4880107
MG/(FE+MG)= .2702703

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7935847
LOG (K2O/NA2O)= .1599045

LOG (K2O/CAO)= .5651886

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO
A= 84.55456
F= 12.8097
M= 2.635741

NA2O+K2O= 8.02
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5953971

==========
MOSTRA: 1.03 MB
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.03 MB X(2)

% PES
=====
SIO2 = 72.25
TIO2 = 0.26
AL2O3 = 14.84
FE2O3 = 1.11
FEO = 0.95
MNO = 0.05
MGO = 0.63
CAO = 2.59
NA2O = 3.37
K2O = 4.16
P.FOC = 0.52
TOTAL =100.74

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 30.01
CORINDO = 0.08
ORTOSA = 24.58
ALBITA = 28.51
ANORTITA = 12.84
HIPERSTENA = 2.06
MAGNETITA = 1.61
ILMENITA = 0.49

COMPOSICIO PLAGIOCLASI =. AN- 31 %

MGO/MGO+FEO = 0.81

INDEX DE COLOR= 0.0296

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 12.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2581.39
R2= 599.44

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 11.8
MGO = 3.5
AL2O3 = 84.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.2
AB= 43.2
AN= 19.4

TRIANGLE A-F-M: A= 73.6
F= 20.2
M= 6.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.3
A= 45.1
P= 23.6

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.3
A= 25.6
P= 43.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 1.260071
B=FE+MG+TI= 44.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 173.3353
P=K-(NA+CA)= -66.44905

F=555-(Q+B)= 336.7897

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.23158
B= 8.085586
F= 60.68284

NA+K= 197.2203
K/(NA+K)= .4487907
MG/(FE+MG)= .3783784

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.4634952
LOG (K2O/NA2O)= 9.146342E-02

LOG (K2O/CAO)= .2057936

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 75.12721
F= 18.58725
M= 6.285544

NA2O+K2O= 7.53
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5074124

==========
MOSTRA: 1.04 MX = $\overline{M}$
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.04 MX X(14)

% PES
=====
SIO2 = 75.34
TIO2 = 0.12
AL2O3 = 13.48
FE2O3 = 0.66
FEO = 0.50
MNO = 0.04
MGO = 0.24
CAO = 1.19
NA2O = 3.36
K2O = 4.74
P.FOC = 0.49
TOTAL =100.17

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 34.63
CORINDO = 0.65
ORTOSA = 28.00
ALBITA = 28.42
ANORTITA = 5.90
HIPERSTENA = 0.86
MAGNETITA = 0.95
ILMENITA = 0.22

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 17 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0136

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 2.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2682.49
R2= 403.63

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 7.8
MGO = 1.6
AL2O3 = 90.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 44.9
AB= 45.6
AN= 9.4

TRIANGLE A-F-M: A= 85.1
F= 12.3
M= 2.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 35.7
A= 53.1
P= 11.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 35.7
A= 28.9
P= 35.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.57556
B=FE+MG+TI= 22.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 195.1507
P=K-(NA+CA)= -28.78603

F=555-(Q+B)= 337.7243

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 35.16229
B= 3.986487
F= 60.85123

NA+K= 209.2382
K/(NA+K)= .4819918
MG/(FE+MG)= .2909091

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.832938
LOG (K2O/NA2O)= .149439

LOG (K2O/CAO)= .6002313

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 86.23443
F= 11.21048
M= 2.555094

NA2O+K2O= 8.1
(NA2O+K2O)/AL2O3= .6008902

BIBLIOTECA DE GEOLOGIA

==========
MOSTRA: 1.05 $\overline{bB}$.
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.05 bBX X(3)

% PES
=====
SIO2 = 69.17
TIO2 = 0.50
AL2O3 = 15.45
FE2O3 = 1.81
FEO   = 1.69
MNO   = 0.06
MGO   = 1.09
CAO   = 2.87
NA2O = 3.09
K2O   = 3.99
P.FOC = 0.63
TOTAL =100.36

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.74
CORINDO = 0.83
ORTOSA = 23.57
ALBITA = 26.14
ANORTITA = 14.23
HIPERSTENA = 3.62
MAGNETITA = 2.62
ILMENITA = 0.94

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 35 %

MGO/MGO+FEO = 0.80
INDEX DE COLOR= 0.0515

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 9.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 15.87012
B=FE+MG+TI= 77.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 165.5401
P=K-(NA+CA)= -66.03381

F=555-(Q+B)= 312.0849

TRIANGLE % Q-B-F
  Q= 29.82704
  B= 13.94144
  F= 56.23152

NA+K= 184.5711
K/(NA+K)= .4599509
MG/(FE+MG)= .3831283

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3921514
LOG (K2O/NA2O)= .1110144

LOG (K2O/CAO)= .143091

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
  A= 62.49448
  F= 27.88419
  M= 9.621326

NA2O+K2O= 7.08
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4582525

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 14.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2471.27
                R2= 664.18

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 17.5
                                MGO   = 5.4
                                AL2O3   = 77.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 36.8
                    AB= 40.8
                    AN= 22.2

TRIANGLE A-F-M: A= 60.6
                F= 30.0
                M= 9.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.3
                                  A= 43.5
                                  P= 26.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.3
                               A= 25.7
                               P= 44.0

==========
MOSTRA: 1.06 BX
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.06 BX X(22)

% PES
=====
SIO2 = 68.05
TIO2 = 0.53
AL2O3 = 15.55
FE2O3 = 1.92
FEO = 1.97
MNO = 0.07
MGO = 1.39
CAO = 3.46
NA2O = 3.01
K2O = 3.27
P.FOC = 0.77
TOTAL =100.00

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 14.65927
B=FE+MG+TI= 90.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 170.1938
P=K-(NA+CA)= -89.30801

F=555-(Q+B)= 294.6812

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 30.66556
B= 16.23874
F= 53.09571

NA+K= 166.6712
K/(NA+K)= .4174354
MG/(FE+MG)= .4161677

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.95
CORINDO = 0.76
ORTOSA = 19.32
ALBITA = 25.46
ANORTITA = 17.16
HIPERSTENA = 4.74
MAGNETITA = 2.79
ILMENITA = 1.00

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2588836
LOG (K2O/NA2O)= 3.598121E-02

LOG (K2O/CAO)= -2.452836E-02

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 56.1717
F= 31.39535
M= 12.43292

NA2O+K2O= 6.28
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4038585

INDEX DE COLOR= 0.0629

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 12.0

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 40 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 17.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2581.97
R2= 744.15

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 18.7
MGO = 6.6
AL2O3 = 74.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.1
AB= 41.1
AN= 27.7

TRIANGLE A-F-M: A= 54.2
F= 33.7
M= 12.0

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 31.1
A= 36.5
P= 32.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 31.1
A= 21.5
P= 47.4

==========
MOSTRA: 1.07 bbX
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.07 bbX X(2)

% PES
=====
SIO2 = 70.43
TIO2 = 0.40
AL2O3 = 15.02
FE2O3 = 1.63
FEO = 1.52
MNO = 0.06
MGO = 0.92
CAO = 2.86
NA2O = 3.17
K2O = 3.79
P.FOC = 0.42
TOTAL =100.23

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 29.58
CORINDO = 0.50
ORTOSA = 22.39
ALBITA = 26.82
ANORTITA = 14.18
HIPERSTENA = 3.17
MAGNETITA = 2.37
ILMENITA = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0448

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 8.3

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 35 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 14.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2585.24
R2= 646.24

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.5
MGO = 4.8
AL2O3 = 78.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 35.3
AB= 42.3
AN= 22.3

TRIANGLE A-F-M: A= 63.0
F= 28.6
M= 8.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 31.8
A= 41.7
P= 26.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 31.8
A= 24.1
P= 44.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 9.470581
B=FE+MG+TI= 67.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 174.3338
P=K-(NA+CA)= -72.6912

F=555-(Q+B)= 313.1662

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.4115
B= 12.16216
F= 56.42634

NA+K= 182.8964
K/(NA+K)= .4408961
MG/(FE+MG)= .368

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.3862432
LOG (K2O/NA2O)= .0775799

LOG (K2O/CAO)= .1222732

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 64.90116
F= 26.51996
M= 8.578888

NA2O+K2O= 6.96
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4633822

MOSTRA: 1.08 B H
==========

% PES
=====
SIO2 = 66.36
TIO2 = 0.61
AL2O3 = 16.03
FE2O3 = 2.19
FEO = 2.39
MNO = 0.09
MGO = 1.77
CAO = 4.01
NA2O = 2.87
K2O = 3.04
P.FOC = 0.81
TOTAL =100.18

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 26.01
CORINDO = 0.72
ORTOSA = 17.96
ALBITA = 24.28
ANORTITA = 19.89
HIPERSTENA = 6.14
MAGNETITA = 3.18
ILMENITA = 1.15

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 45 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0785

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 14.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 20.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2552.40
R2= 831.26

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 20.5
MGO = 7.9
AL2O3 = 71.5

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 28.9
AB= 39.0
AN= 32.0

TRIANGLE A-F-M: A= 48.1
F= 37.4
M= 14.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 29.5
A= 33.4
P= 37.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 29.5
A= 20.4
P= 50.1

NUMERO DE MOSTRA = 1.08 B((H))X X(7)

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 13.83798
B=FE+MG+TI= 109.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 163.6671
P=K-(NA+CA)= -99.50694

F=555-(Q+B)= 282.083

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.48956
B= 19.68469
F= 50.82576

NA+K= 157.2615
K/(NA+K)= .4112949
MG/(FE+MG)= .4354244

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.1684431
LOG (K2O/NA2O)= 2.499165E-02

LOG (K2O/CAO)= -.1202708

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 50.0381
F= 34.97587
M= 14.98603

NA2O+K2O= 5.91
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3686837

==========
MOSTRA: 1.09 H
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.09 HX X(11)

% PES
=====
SIO2 = 64.36
TIO2 = 0.67
AL2O3 = 16.65
FE2O3 = 2.40
FEO = 2.77
MNO = 0.10
MGO = 2.13
CAO = 4.82
NA2O = 2.83
K2O = 2.78
P.FOC = 0.67
TOTAL =100.19

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 3.888489
B=FE+MG+TI= 126.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 149.7353
P=K-(NA+CA)= -118.2128

F=555-(Q+B)= 278.8897

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 26.97934
B= 22.77027
F= 50.25039

NA+K= 150.4393
K/(NA+K)= .3931749
MG/(FE+MG)= .4512712

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 22.75
CORINDO = 0.22
ORTOSA = 16.42
ALBITA = 23.94
ANORTITA = 23.91
HIPERSTENA = 7.50
MAGNETITA = 3.48
ILMENITA = 1.27

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.0659158
LOG (K2O/NA2O)= -7.741617E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2390023

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 45.23464
F= 37.59071
M= 17.17465

NA2O+K2O= 5.61
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3369369

INDEX DE COLOR= 0.0929

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.4

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 24.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2476.82
R2= 947.94

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.6
MGO = 8.8
AL2O3 = 69.4

TRIANGLE FEL.DSPATS: OR= 25.5
AB= 37.2
AN= 37.1

TRIANGLE A-F-M: A= 43.4
F= 40.0
M= 16.4

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.1
A= 30.1
P= 43.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.1
A= 18.9
P= 55.0

==========
MOSTRA: 1.10 H (StM)
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.10 Hx X(9)

% PES
=====
SIO2 = 64.39
TIO2 = 0.69
AL2O3 = 16.65
FE2O3 = 2.41
FEO = 2.81
MNO = 0.10
MGO = 2.14
CAO = 4.75
NA2O = 2.79
K2O = 2.75
P.FOC = 0.65
TOTAL =100.14

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 23.26
CORINDO = 0.44
ORTOSA = 16.25
ALBITA = 23.60
ANORTITA = 23.56
HIPERSTENA = 7.54
MAGNETITA = 3.50
ILMENITA = 1.31

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.0936

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 23.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2498.17
R2= 940.95

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.7
MGO = 8.9
AL2O3 = 69.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 25.6
AB= 37.2
AN= 37.1

TRIANGLE A-F-M: A= 42.9
F= 40.5
M= 16.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 26.8
A= 29.9
P= 43.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 26.8
A= 18.7
P= 54.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 8.317078
B=FE+MG+TI= 127.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 152.6639
P=K-(NA+CA)= -116.3108

F=555-(Q+B)= 274.8361

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 27.50702
B= 22.97297
F= 49.52001

NA+K= 148.5106
K/(NA+K)= .3939828
MG/(FE+MG)= .4500526

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -6.681616E-02
LOG (K2O/NA2O)= -6.271523E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2373609

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 44.72431
F= 37.99951
M= 17.27618

NA2O+K2O= 5.54
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3327327

MOSTRA: 1.11 hh
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.11 hhx X(2)

% PES
=====

SIO2	= 63.78
TIO2	= 0.65
AL2O3	= 16.79
FE2O3	= 2.39
FEO	= 2.72
MNO	= 0.08
MGO	= 2.19
CAO	= 5.03
NA2O	= 2.97
K2O	= 2.96
P.FOC	= 0.72
TOTAL	=100.29

==========
NORMA CIPW
==========

QUARS =	20.44
ORTOSA =	17.49
ALBITA =	25.12
ANORTITA =	23.73
DIOPSIDA =	0.97
HIPERSTENA =	7.07
MAGNETITA =	3.47
ILMENITA =	1.23

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 49 %

MGO/MGO+FEO = 0.77

INDEX DE COLOR= 0.0933

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.5

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 24.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2348.63
R2= 976.13

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 21.2
MGO = 9.0
AL2O3 = 69.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.3
AB= 37.8
AN= 35.7

TRIANGLE A-F-M: A= 44.7
F= 38.6
M= 16.5

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 23.6
A= 32.4
P= 44.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 23.6
A= 20.1
P= 56.3

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -9.212341
B=FE+MG+TI= 126.875

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 135.6672
P=K-(NA+CA)= -122.6492

F=555-(Q+B)= 292.4578

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 24.44455
B= 22.86036
F= 52.69509

NA+K= 158.7852
K/(NA+K)= .3966285
MG/(FE+MG)= .4610527

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -7.148672E-02
LOG (K2O/NA2O)= -1.464738E-03

LOG (K2O/CAO)= -.2302764

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 46.59019
F= 36.20365
M= 17.20616

NA2O+K2O= 5.930001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3531864

==========
MOSTRA: 1.12 QDH

==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.12 QDHX X(2)

% PES
=====
SIO2 = 62.05
TIO2 = 0.78
AL2O3 = 17.08
FE2O3 = 2.70
FEO = 3.38
MNO = 0.10
MGO = 2.29
CAO = 5.54
NA2O = 2.73
K2O = 2.41
P.FOC = 0.80
TOTAL = 99.87

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 20.40
ORTOSA = 14.24
ALBITA = 23.09
ANORTITA = 27.23
DIOPSIDA = 0.20
HIPERSTENA = 8.49
MAGNETITA = 3.91
ILMENITA = 1.48

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 54 %

MGO/MGO+FEO = 0.72

INDEX DE COLOR= 0.1054

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.9
INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 27.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2417.68
R2=1041.35

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.9
MGO = 8.9
AL2O3 = 67.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 22.0
AB= 35.7
AN= 42.1

TRIANGLE A-F-M: A= 38.0
F= 45.0
M= 16.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 24.0
A= 26.1
P= 49.9

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 24.0
A= 16.8
P= 59.2

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -2.296295
B=FE+MG+TI= 143.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 139.4287
P=K-(NA+CA)= -135.7165

F=555-(Q+B)= 272.4463

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 25.12229
B= 25.78829
F= 49.08942

NA+K= 139.3411
K/(NA+K)= .3679933
MG/(FE+MG)= .4292409

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .0325466
LOG (K2O/NA2O)= -5.414564E-02

LOG (K2O/CAO)= -.3614927

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 39.81101
F= 42.45217
M= 17.73681

NA2O+K2O= 5.140001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3009368

==========
MOSTRA: 1.13 P
==========

% PES
=====
SIO2 = 71.84
TIO2 = 0.19
AL2O3 = 14.66
FE2O3 = 1.17
FEO = 1.01
MNO = 0.05
MGO = 0.63
CAO = 1.81
NA2O = 3.47
K2O = 3.99
P.FOC = 1.06
TOTAL = 99.89

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.26
CORINDO = 1.34
ORTOSA = 23.57
ALBITA = 29.36
ANORTITA = 8.97
HIPERSTENA = 2.24
MAGNETITA = 1.70
ILMENITA = 0.36

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 23 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0305

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 6.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 9.0

DIAGRAMA R1-R2: R1=2556.87
R2= 512.46

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 12.5
MGO = 3.6
AL2O3 = 83.8

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 38.0
AB= 47.4
AN= 14.5

TRIANGLE A-F-M: A= 72.5
F= 21.3
M= 6.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.6
A= 48.1
P= 18.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.6
A= 25.3
P= 41.1

NUMERO DE MOSTRA = 1.13 P X(3)

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 25.97904
B=FE+MG+TI= 45.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 180.7344
P=K-(NA+CA)= -59.3633

F=555-(Q+B)= 328.7656

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.56476
B= 8.198198
F= 59.23705

NA+K= 196.8291
K/(NA+K)= .4313062
MG/(FE+MG)= .3652174

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.6150602
LOG (K2O/NA2O)= 6.064337E-02

LOG (K2O/CAO)= .3432943

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 74.1477
F= 19.5905
M= 6.261803

NA2O+K2O= 7.46
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5088677

==========
MOSTRA: 1.14 PB
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.14 PB X(3)

% PES
=====
SIO2 = 67.96
TIO2 = 0.49
AL2O3 = 15.73
FE2O3 = 1.71
FEO = 1.71
MNO = 0.07
MGO = 1.21
CAO = 3.31
NA2O = 3.20
K2O = 3.31
P.FOC = 1.07
TOTAL = 99.78

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 27.30
CORINDO = 0.86
ORTOSA = 19.55
ALBITA = 27.07
ANORTITA = 16.42
HIPERSTENA = 4.07
MAGNETITA = 2.47
ILMENITA = 0.93

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 38 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0549

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 10.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 16.6

DIAGRAMA R1-R2: R1=2512.67
R2= 722.70

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.8
MGO = 5.9
AL2O3 = 77.2

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 31.0
AB= 42.9
AN= 26.0

TRIANGLE A-F-M: A= 58.3
F= 30.7
M= 10.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 30.2
A= 37.9
P= 31.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 30.2
A= 21.6
P= 48.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.56574
B=FE+MG+TI= 79.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 164.4995
P=K-(NA+CA)= -91.90742

F=555-(Q+B)= 311.2506

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 29.63954
B= 14.27928
F= 56.08118

NA+K= 173.6513
K/(NA+K)= .4055571
MG/(FE+MG)= .4136752

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.2937531
LOG (K2O/NA2O)= 1.467799E-02

LOG (K2O/CAO)= 0

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 60.23873
F= 28.56482
M= 11.19645

NA2O+K2O= 6.51
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4138589

==========
MOSTRA: 1.15 PTH
==========

% PES
=====
SIO2 = 62.89
TIO2 = 0.77
AL2O3 = 16.60
FE2O3 = 2.59
FEO = 3.05
MNO = 0.10
MGO = 2.29
CAO = 4.85
NA2O = 2.74
K2O = 2.92
P.FOC = 1.12
TOTAL = 99.93

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 20.88
CORINDO = 0.11
ORTOSA = 17.25
ALBITA = 23.18
ANORTITA = 24.05
HIPERSTENA = 8.09
MAGNETITA = 3.75
ILMENITA = 1.46

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 51 %

MGO/MGO+FEO = 0.76

INDEX DE COLOR= 0.1008

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 16.8

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 24.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2363.14
R2= 958.11

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 23.0
MGO = 9.3
AL2O3 = 67.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 26.7
AB= 35.9
AN= 37.3

TRIANGLE A-F-M: A= 41.6
F= 41.5
M= 16.8

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 24.5
A= 31.5
P= 44.0

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 24.5
A= 20.2
P= 55.3

NUMERO DE MOSTRA = 1.15 PTH X(2)

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 1.761169
B=FE+MG+TI= 137.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 141.136
P=K-(NA+CA)= -112.8666

F=555-(Q+B)= 276.364

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 25.42992
B= 24.77478
F= 49.79531

NA+K= 150.5148
K/(NA+K)= .4127679
MG/(FE+MG)= .4477029

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.0670747
LOG (K2O/NA2O)= 2.763232E-02

LOG (K2O/CAO)= -.2203589

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 43.42156
F= 39.01036
M= 17.56809

NA2O+K2O= 5.66
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3409639

==========
MOSTRA: 1.16 $\overline{d}$
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.16 d X(2)

% PES
=====
SIO2 = 53.90
TIO2 = 0.93
AL2O3 = 17.74
FE2O3 = 3.01
FEO = 4.47
MNO = 0.12
MGO = 5.18
CAO = 7.30
NA2O = 3.20
K2O = 1.63
P.FOC = 2.98
TOTAL =100.47

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -50.77783
B=FE+MG+TI= 234.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 74.633
P=K-(NA+CA)= -198.9021

F=555-(Q+B)= 245.617

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 13.44739
B= 42.2973
F= 44.25532

NA+K= 137.9067
K/(NA+K)= .2514806
MG/(FE+MG)= .5803921

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 5.18
ORTOSA = 9.63
ALBITA = 27.07
ANORTITA = 29.22
DIOPSIDA = 5.60
HIPERSTENA = 14.62
MAGNETITA = 4.37
ILMENITA = 1.76

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .1793757
LOG (K2O/NA2O)= -.2929624

LOG (K2O/CAO)= -.6511352

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 28.8341
F= 40.24238
M= 30.92353

NA2O+K2O= 4.83
(NA2O+K2O)/AL2O3= .2722661

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN 52 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.1925

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 29.6

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 35.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=1848.57
R2=1385.98

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 24.6
MGO = 17.0
AL2O3 = 58.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 14.6
AB= 41.0
AN= 44.3

TRIANGLE A-F-M: A= 27.6
F= 42.8
M= 29.6

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 7.3
A= 23.0
P= 69.7

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 7.3
A= 13.5
P= 79.2

==========
MOSTRA: 1.17 EMI(H)
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.17 Emi(H) X(3)

% PES
=====

SIO2	= 56.52
TIO2	= 0.87
AL2O3	= 18.00
FE2O3	= 3.45
FEO	= 4.55
MNO	= 0.16
MGO	= 3.69
CAO	= 6.52
NA2O	= 3.27
K2O	= 2.38
P.FOC	= 1.24
TOTAL	=100.66

==========
NORMA CIPW
==========

QUARS =	8.00
ORTOSA =	14.06
ALBITA =	27.66
ANORTITA =	27.40
DIOPSIDA =	3.99
HIPERSTENA =	11.62
MAGNETITA =	5.01
ILMENITA =	1.65

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 50 %

MGO/MGO+FEO = 0.73

INDEX DE COLOR= 0.1572

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 21.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 31.5

DIAGRAMA R1-R2: R1=1811.26
R2=1233.70

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 26.9
MGO = 12.4
AL2O3 = 60.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 20.3
AB= 40.0
AN= 39.6

TRIANGLE A-F-M: A= 32.5
F= 46.1
M= 21.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 10.4
A= 30.4
P= 59.2

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 10.4
A= 18.2
P= 71.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -36.03815
B=FE+MG+TI= 203.25

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 80.25879
P=K-(NA+CA)= -171.2741

F=555-(Q+B)= 271.4912

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 14.46104
B= 36.62162
F= 48.91734

NA+K= 156.1222
K/(NA+K)= .3243505
MG/(FE+MG)= .4795322

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .0621991
LOG (K2O/NA2O)= -.1379708

LOG (K2O/CAO)= -.4376707

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 34.14104
F= 43.56155
M= 22.29742

NA2O+K2O= 5.65
(NA2O+K2O)/AL2O3= .3138889

==========
MOSTRA: 1.18 Gb
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.18 Gb* X(5)

% PES
=====
SIO2 = 73.40
TIO2 = 0.18
AL2O3 = 13.94
FE2O3 = 1.15
FEO = 0.93
MNO = 0.06
MGO = 0.43
CAO = 1.08
NA2O = 3.67
K2O = 4.27
P.FOC = 0.60
TOTAL = 99.72

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 32.49
CORINDO = 1.31
ORTOSA = 25.23
ALBITA = 31.05
ANORTITA = 5.35
HIPERSTENA = 1.64
MAGNETITA = 1.67
ILMENITA = 0.34

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 15 %

MGO/MGO+FEO = 0.71

INDEX DE COLOR= 0.0245

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.1

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 5.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2527.34
R2= 410.31

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 12.6
MGO = 2.6
AL2O3 = 84.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 40.9
AB= 50.3
AN= 8.6

TRIANGLE A-F-M: A= 75.9
F= 19.9
M= 4.1

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 34.5
A= 54.0
P= 11.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.5
A= 26.8
P= 38.7

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 25.52376
B=FE+MG+TI= 39.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 185.6825
P=K-(NA+CA)= -46.82176

F=555-(Q+B)= 330.1925

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.45631
B= 7.04955
F= 59.49415

NA+K= 209.2382
K/(NA+K)= .4341994
MG/(FE+MG)= .2915254

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.8663968
LOG (K2O/NA2O)= 6.576178E-02

LOG (K2O/CAO)= .5970041

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 77.45586
F= 18.34943
M= 4.194713

NA2O+K2O= 7.94
(NA2O+K2O)/AL2O3= .569584

MOSTRA: 1.19 Gb

NUMERO DE MOSTRA = 1.19 Gb** X(4)

% PES

SIO2	= 72.75
TIO2	= 0.22
AL2O3	= 14.36
FE2O3	= 1.03
FEO	= 0.85
MNO	= 0.06
MGO	= 0.51
CAO	= 1.50
NA2O	= 3.64
K2O	= 4.29
P.FOC	= 0.83
TOTAL	=100.05

NORMA CIPW

QUARS =	30.98
CORINDO =	1.00
ORTOSA =	25.35
ALBITA =	30.79
ANORTITA =	7.44
HIPERSTENA =	1.72
MAGNETITA =	1.50
ILMENITA =	0.41

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 19 %

MGO/MGO+FEO = 0.79

INDEX DE COLOR= 0.0253

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.4

DIAGRAMA R1-R2: R1=2494.28
R2= 467.45

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 11.2
MGO = 3.0
AL2O3 = 85.6

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 39.8
AB= 48.4
AN= 11.7

TRIANGLE A-F-M: A= 76.7
F= 18.2
M= 4.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.8
A= 52.0
P= 15.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.8
A= 26.8
P= 40.4

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.30124
B=FE+MG+TI= 39.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 177.6136
P=K-(NA+CA)= -52.92848

F=555-(Q+B)= 338.2615

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.00244
B= 7.04955
F= 60.94801

NA+K= 208.696
K/(NA+K)= .4373664
MG/(FE+MG)= .3505155

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.723182
LOG (K2O/NA2O)= 7.135584E-02

LOG (K2O/CAO)= .456366

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 78.19741
F= 16.77349
M= 5.02909

NA2O+K2O= 7.930001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5522285

MOSTRA: 1.20 Gb (FRc)

% PES

SIO2	= 72.48
TIO2	= 0.21
AL2O3	= 14.21
FE2O3	= 1.24
FEO	= 1.03
MNO	= 0.05
MGO	= 0.53
CAO	= 1.55
NA2O	= 3.76
K2O	= 4.04
P.FOC	= 0.86
TOTAL	= 99.97

NORMA CIPW

QUARS =	30.75
CORINDO =	0.83
ORTOSA =	23.87
ALBITA =	31.81
ANORTITA =	7.68
HIPERSTENA =	1.93
MAGNETITA =	1.80
ILMENITA =	0.39

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 19 %

MGO/MGO+FEO = 0.74

INDEX DE COLOR= 0.0283

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2482.06
R2= 470.85

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 13.3
MGO = 3.1
AL2O3 = 83.4

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.6
AB= 50.1
AN= 12.1

TRIANGLE A-F-M: A= 73.5
F= 21.4
M= 4.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.7
A= 50.9
P= 16.4

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.7
A= 25.4
P= 42.0

NUMERO DE MOSTRA = 1.20 GbFkP1** X(2)

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 16.02252
B=FE+MG+TI= 44.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 176.9665
P=K-(NA+CA)= -63.01145

F=555-(Q+B)= 333.6585

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.88586
B= 7.995496
F= 60.11865

NA+K= 207.2478
K/(NA+K)= .4147569
MG/(FE+MG)= .3173653

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.701763
LOG (K2O/NA2O)= 3.119354E-02

LOG (K2O/CAO)= .4160497

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 75.13004
F= 19.76498
M= 5.104989

NA2O+K2O= 7.8
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5489093

==========
MOSTRA: 1.21 Gb (Ht)
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.21 Gb*** X(2)

% PES
=====
SIO2 = 73.02
TIO2 = 0.22
AL2O3 = 14.51
FE2O3 = 0.82
FEO = 0.66
MNO = 0.06
MGO = 0.48
CAO = 1.44
NA2O = 3.51
K2O = 4.55
P.FOC = 0.79
TOTAL =100.07

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.26
CORINDO = 1.19
ORTOSA = 26.88
ALBITA = 29.69
ANORTITA = 7.14
HIPERSTENA = 1.48
MAGNETITA = 1.19
ILMENITA = 0.41

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 19 %

MGO/MGO+FEO = 0.85

INDEX DE COLOR= 0.0220

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.7

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 7.1

DIAGRAMA R1-R2: R1=2508.22
R2= 462.49

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 9.0
MGO = 2.9
AL2O3 = 88.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 42.1
AB= 46.6
AN= 11.2

TRIANGLE A-F-M: A= 80.3
F= 14.8
M= 4.7

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 32.9
A= 53.0
P= 14.1

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 32.9
A= 28.3
P= 38.8

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 23.04691
B=FE+MG+TI= 33.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 178.4895
P=K-(NA+CA)= -42.13159

F=555-(Q+B)= 343.1355

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.16027
B= 6.013514
F= 61.82622

NA+K= 210.0343
K/(NA+K)= .4609176
MG/(FE+MG)= .3918367

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7479726
LOG (K2O/NA2O)= .1127043

LOG (K2O/CAO)= .499649

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 81.5707
F= 13.5715
M= 4.857808

NA2O+K2O= 8.060001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .555479

==========

MOSTRA: 1.22 Pb-Gb

==========

% PES

=====

SIO2 = 74.00
TIO2 = 0.19
AL2O3 = 14.02
FE2O3 = 0.99
FEO = 0.79
MNO = 0.04
MGO = 0.43
CAO = 1.27
NA2O = 3.87
K2O = 4.00
P.FOC = 0.71
TOTAL =100.32

==========

NORMA CIPW

==========

QUARS = 32.64
CORINDO = 1.01
ORTOSA = 23.63
ALBITA = 32.74
ANORTITA = 6.30
HIPERSTENA = 1.46
MAGNETITA = 1.43
ILMENITA = 0.37

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 16 %

MGO/MGO+FEO = 0.78

INDEX DE COLOR= 0.0223

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2566.77
R2= 432.21

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 11.0
MGO = 2.6
AL2O3 = 86.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 37.7
AB= 52.2
AN= 10.0

TRIANGLE A-F-M: A= 77.9
F= 17.7
M= 4.2

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 34.2
A= 51.9
P= 13.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 34.2
A= 24.8
P= 41.0

NUMERO DE MOSTRA = 1.22 Pb-Gb X(2)

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 19.5997
B=FE+MG+TI= 35.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 186.047
P=K-(NA+CA)= -62.41089

F=555-(Q+B)= 333.453

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 33.52198
B= 6.396396
F= 60.08163

NA+K= 209.9451
K/(NA+K)= .4053745
MG/(FE+MG)= .3245283

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.792171
LOG (K2O/NA2O)= 1.434904E-02

LOG (K2O/CAO)= .4982563

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO
A= 79.40671
F= 16.25467
M= 4.338614

NA2O+K2O= 7.87
(NA2O+K2O)/AL2O3= .561341

==========
MOSTRA: 1.23 Gb
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.23 GbX X(11)

% PES
=====
SIO2 = 73.28
TIO2 = 0.21
AL2O3 = 14.12
FE2O3 = 1.08
FEO = 0.88
MNO = 0.06
MGO = 0.45
CAO = 1.27
NA2O = 3.70
K2O = 4.23
P.FOC = 0.70
TOTAL = 99.99

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.96
CORINDO = 1.14
ORTOSA = 24.99
ALBITA = 31.30
ANORTITA = 6.30
HIPERSTENA = 1.60
MAGNETITA = 1.57
ILMENITA = 0.39

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 17 %

MGO/MGO+FEO = 0.75

INDEX DE COLOR= 0.0243

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 6.3

DIAGRAMA R1-R2: R1=2520.44
R2= 435.16

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 11.9
MGO = 2.7
AL2O3 = 85.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 39.9
AB= 50.0
AN= 10.0

TRIANGLE A-F-M: A= 76.6
F= 19.0
M= 4.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.8
A= 52.9
P= 13.3

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.8
A= 26.4
P= 39.8

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 22.15076
B=FE+MG+TI= 38.5

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 182.6372
P=K-(NA+CA)= -52.0334

F=555-(Q+B)= 333.8628

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.90761
B= 6.936937
F= 60.15546

NA+K= 209.3548
K/(NA+K)= .4298922
MG/(FE+MG)= .3135889

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.7954695
LOG (K2O/NA2O)= 5.813859E-02

LOG (K2O/CAO)= .5225367

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 78.105
F= 17.46282
M= 4.432188

NA2O+K2O= 7.930001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5616148

==========
MOSTRA: 1.24-Gbm
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.24 Gbm X(2)

% PES
=====
SIO2 = 70.88
TIO2 = 0.31
AL2O3 = 15.16
FE2O3 = 1.57
FEO = 1.42
MNO = 0.04
MGO = 0.53
CAO = 2.19
NA2O = 3.55
K2O = 3.56
P.FOC = 0.68
TOTAL = 99.90

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 30.72
CORINDO = 1.48
ORTOSA = 21.03
ALBITA = 30.03
ANORTITA = 10.86
HIPERSTENA = 2.20
MAGNETITA = 2.27
ILMENITA = 0.58

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 27 %

MGO/MGO+FEO = 0.66

INDEX DE COLOR= 0.0336

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 4.9

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 10.9

DIAGRAMA R1-R2: R1=2540.55
R2= 557.96

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 16.0
MGO = 2.8
AL2O3 = 81.1

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 33.9
AB= 48.4
AN= 17.5

TRIANGLE A-F-M: A= 66.8
F= 28.1
M= 4.9

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE,1976): Q= 33.2
A= 44.1
P= 22.8

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES,1981): Q= 33.2
A= 22.7
P= 44.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 28.77982
B=FE+MG+TI= 54.625

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 177.4456
P=K-(NA+CA)= -77.8786

F=555-(Q+B)= 322.9295

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 31.97217
B= 9.842342
F= 58.18549

NA+K= 190.2608
K/(NA+K)= .3981098
MG/(FE+MG)= .2610838

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.5114255
LOG (K2O/NA2O)= 1.221635E-03

LOG (K2O/CAO)= .2110058

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 68.76209
F= 26.11219
M= 5.125726

NA2O+K2O= 7.11
(NA2O+K2O)/AL2O3= .4689974

==========
MOSTRA: 1.25-FK + LFK
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.25 Fk X(2)

% PES
=====
SIO2 = 72.18
TIO2 = 0.28
AL2O3 = 14.44
FE2O3 = 1.14
FEO = 0.98
MNO = 0.05
MGO = 0.76
CAO = 2.17
NA2O = 3.28
K2O = 4.11
P.FOC = 0.73
TOTAL =100.13

==========
NORMA CIPW
==========
QUARS = 31.36
CORINDO = 0.65
ORTOSA = 24.28
ALBITA = 27.75
ANORTITA = 10.76
HIPERSTENA = 2.39
MAGNETITA = 1.65
ILMENITA = 0.53

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 28 %

MGO/MGO+FEO = 0.83

INDEX DE COLOR= 0.0333

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 7.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 10.8

DIAGRAMA R1-R2: R1=2618.25
R2= 553.11

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 12.2
MGO = 4.3
AL2O3 = 83.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 38.6
AB= 44.1
AN= 17.1

TRIANGLE A-F-M: A= 71.8
F= 20.7
M= 7.3

TRIANGLE Q-A-P (LE MAITRE.1976): Q= 33.3
A= 46.2
P= 20.5

TRIANGLE Q-A-P (CHAYES.1981): Q= 33.3
A= 25.8
P= 40.9

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 12.384
B=FE+MG+TI= 49.125

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 181.9134
P=K-(NA+CA)= -57.10965

F=555-(Q+B)= 323.9616

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 32.77719
B= 8.851351
F= 58.37146

NA+K= 193.2533
K/(NA+K)= .4524985
MG/(FE+MG)= .4164384

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= -.5321848
LOG (K2O/NA2O)= 9.796793E-02

LOG (K2O/CAO)= .2773821

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 73.40816
F= 19.04242
M= 7.549419

NA2O+K2O= 7.390001
(NA2O+K2O)/AL2O3= .5117729

==========
MOSTRA: 1.26-g
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.26 gX X(3)

% PES
=====
SIO2 = 48.73
TIO2 = 0.46
AL2O3 = 17.36
FE2O3 = 2.38
FEO = 4.99
MNO = 0.11
MGO = 8.59
CAO = 13.19
NA2O = 1.20
K2O = 1.02
P.FOC = 2.02
TOTAL =100.06

==========
NORMA CIPW
==========
ORTOSA = 6.02
ALBITA = 10.15
ANORTITA = 38.96
DIOPSIDA = 21.17
HIPERSTENA = 16.04
OLIVINA = 1.33
MAGNETITA = 3.46
ILMENITA = 0.87

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 79 %

MGO/MGO+FEO = 0.81

INDEX DE COLOR= 0.2754

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 47.2

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 62.7

DIAGRAMA R1-R2: R1=2369.81
R2=2177.86

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 22.1
MGO = 25.7
AL2O3 = 52.0

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 10.9
AB= 18.4
AN= 70.6

TRIANGLE A-F-M: A= 12.2
F= 40.5
M= 47.2

TRIANGLE A-P-F: A= 6.4
P= 52.4
F= 41.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= -191.0911
B=FE+MG+TI= 312.75

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 53.28662
P=K-(NA+CA)= -252.5433

F=555-(Q+B)= 188.9634

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 9.601192
B= 56.35135
F= 34.04746

NA+K= 60.41181
K/(NA+K)= .3592366
MG/(FE+MG)= .6995115

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .7738918
LOG (K2O/NA2O)= -7.058113E-02

LOG (K2O/CAO)= -1.111645

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 12.72061
F= 38.05868
M= 49.22072

NA2O+K2O= 2.22
(NA2O+K2O)/AL2O3= .1278802

==========
MOSTRA: 1.27-PDT-CTDL
==========

NUMERO DE MOSTRA = 1.27 PDT-CTDL X(2)

% PES
=====
SIO2 = 45.44
TIO2 = 0.41
AL2O3 = 7.47
FE2O3 = 4.11
FEO = 10.56
MNO = 0.20
MGO = 23.67
CAO = 3.19
NA2O = 0.52
K2O = 0.38
P.FOC = 2.18
TOTAL = 98.14

==========
NORMA CIPW
==========
CORINDO = 0.40
ORTOSA = 2.24
ALBITA = 4.39
ANORTITA = 15.82
HIPERSTENA = 45.44
OLIVINA = 20.88
MAGNETITA = 5.97
ILMENITA = 0.77

COMPOSICIO PLAGIOCLASI = AN- 78 %

MGO/MGO+FEO = 0.83

INDEX DE COLOR= 0.5989

INDEX DE SOLIDIFICACIO(SI)= 60.3

INDEX DE CRISTAL.LITZACIO(CI)= 38.2

DIAGRAMA R1-R2: R1=2344.48
R2=1662.22

TRIANGLE (FEO+FE2O3)-MGO-AL2O3: FEO+FE2O3= 32.0
MGO = 51.6
AL2O3 = 16.3

TRIANGLE FELDSPATS: OR= 9.9
AB= 19.5
AN= 70.4

TRIANGLE A-F-M: A= 2.2
F= 37.4
M= 60.3

TRIANGLE A-P-F: A= 2.5
P= 22.8
F= 74.7

TRIANGLE P-OPX-OL: P = 23.4
OPX= 52.5
OL = 24.1

PARAMETRES DE
DEBON I LE FORT (1983)
A=AL-(K+NA+2CA)= 7.682709
B=FE+MG+TI= 780.375

Q=SI/3-(K+NA+2CA/3)= 189.609
P=K-(NA+CA)= -65.65338

F=555-(Q+B)= -414.984

TRIANGLE % Q-B-F
Q= 34.16377
B= 140.6081
F= -74.77188

NA+K= 24.8593
K/(NA+K)= .3252347
MG/(FE+MG)= .7633021

PARAMETRES DE BROWN (1982)
LOG (CAO/(NA2O+K2O))= .5495482
LOG (K2O/NA2O)= -.1362197

LOG (K2O/CAO)= -.9240071

TRIANGLE A-F-M (FE TOTAL COM A FEO)
A= 2.382087
F= 34.96903
M= 62.64889

NA2O+K2O= .9
(NA2O+K2O)/AL2O3= .1204819

TRIANGLE P-OL-CPX: P = 49.2
OL = 50.8
CPX= 0.0

TRIANGLE P-OPX-CPX: P = 30.8
OPX= 69.2
CPX= 0.0

APENDICE 3

DATOS CARTOGRAFICOS

TABLA 2-1

DESCRIPCION DE LOS SIMBOLOS UTILIZADOS EN LA CARTOGRAFIA 1 : 10.000

A	Aplitas. Diques mayores de 0,3 m de espesor (aprox).
a	" " menores " " " " .
Ab	Facies aplítica del granito del Montnegre (con biotita escamosa).
B	Roca granuda de apariencia granodiorítica caracterizada por la presencia de prismas hipidiomorfos de biotita, muchos de ellos con una longitud superior a su anchura. No contienen otro máfico esencial.
BB	Roca similar al tipo anterior en el que se destaca una mayor abundancia en biotita, aunque por su aspecto general suele presentar mayor afinidad hacia el tipo BH.
b	Roca granuda de apariencia granítica o granodiorítica caracterizada por la presencia de biotita con hábito laminar; rara vez contiene algún prisma.
bb	Roca similar al tipo anterior aunque claramente más rica en biotita laminar, más grisácea y más rica en enclaves microgranudos.
Bb ó bB	Roca de aspecto granodiorítico o granítico con una apariencia heterogranular producida principalmente por la existencia de biotita en dos hábitos distintos: gruesos prismas , y pequeñas pero abundantes láminas.
BH	Roca similar al tipo H pero con una proporción muy pequeña de cristales hipidiomórficos de hornblenda.
B(H)	Roca de aspecto granodiorítico que presenta algunos antiguos cristales de hornblenda que han sido pseudomórficamente reemplazados por biotita. Por lo demás es similar al tipo B.
ba	Baritina.
C	Afloramiento cubierto por materiales cuaternarios o actuales.
C( )	Derrubios cuaternarios con bloques de un cierto tipo de roca, por ejemplo: C(P), en este caso con fragmentos de pórfido.

ca Calcita, generalmente en filones.

ca Calcita espática.

Cao Zonas arcillosas, blanquecinas, ricas en $CaCO_3$, generalmente asociadas a brechas de falla.

cd Cordierita.

cl Clorita.

Cu Minerales de cobre.

D Rocas plutónicas gris oscuras, de grano medio a fino, de aspecto diorítico y generalmente ricas en biotita y/o hornblenda.

d Rocas con afloramiento filoniano (en diques) de aspecto diorítico o diabásico, de grano fino a medio y de color gris oscuro a negro.

Db | Dh | D_{opx} Rocas del tipo-D con algún mineral muy manifiesto o característico (biotita, hornblenda, ortopiroxeno, etc).

di Diópsido.

E Enclave de tamaño considerable de tipo microgranudo. Generalmente se refiere a los enclaves del "granito del Montnegre".

e Enclave de tamaño considerado normal según el tipo de roca en el que se halle.

emi Enclave microgranudo.

emet Enclave metamórfico.

emig Enclave migmatítico.

EE ó ee Enclaves muy numerosos.

$\underline{E}$ ó $\underline{e}$ Enclave de gran tamaño, considerado superior al normal.

Eh; EH; eh; eH Enclaves con un contenido apreciable en hornblenda.

F Felsita (sin estructuras fluidales observadas).

FR Felsita riolítica (con estructuras fluidales).

Fa Falla (observación del plano de falla, o más frecuentemente de los materiales brechificados asociados).

Fe Minerales de hierro.

Fl Fluorita (filones).

flog Flogopita.

FK Roca de aspecto granodiorítico o granítico, de grano medio a grueso, con biotitas laminares y cuarzos globulares, que presenta megacristales de feldespato potásico relativamente abundantes de unos 2 a 4 cm aproximadamente.

G Granitoide indiferenciado.

GA Granito aplítico.

Gb Granito tipo del Montnegre, con escasa biotita en láminas y abundante feldespato potásico, generalmente rosado.

Gb Granito del Montnegre de grano fino.

Gb " " " " " medio.

Gb " " " " " grueso.

Gb-P " " " (tránsito a pórfido).

Gd Granodiorita indiferenciada.

Gf Granófido.

GfR Roca de color rojizo, cloritizada, y en parte con microestructura micrográfica en la matriz.

Gre Greisen. Roca de alteración compuesta básicamente por moscovita y cuarzo, de color verdoso (frecuentemente contiene pirita).

g Gabroide indiferenciado. Rocas generalmente constituídas por plagioclasa y anfíboles.

gA Gabroide con grandes anfíboles poikilíticos.

gra Granate.

graf Material grafitoso.

H Roca de apariencia tonalítica o granodiorítica de grano medio-grueso caracterizada por su abundancia en grandes prismas de biotita (como los del tipo-B), y por la presencia relativamente abundante de grandes cristales idiomorfos prismáticos de hornblenda negra. La hornblenda es facilmente distinguible en la mayoría de afloramientos hasta elevados estados de meteorización, volviéndose entonces de un color verde más o menos oscuro.

< H	Roca del tipo anterior que presenta una proporción apreciablemente menor de cristales de hornblenda.
h	(detrás del símbolo de un tipo rocoso determinado): indica una roca con pequeños cristales de hornblenda, generalmente en pequeños prismas alargados.
hh	Roca de aspecto granodiorítico o tonalítico, rica en hornblenda, la cual se presenta en cristales generalmente pequeños y poco prominentes.
hyd	Zonas de alteración hidrotermal.
id	Idocrasa.
lim	Limonita (en general, hiróxidos de hierro)
La	Roca de aspecto lamprofídico o porfirítico indeterminado.
M	Roca de apariencia granítica o leucogranítica relativamente pobre a muy pobre en biotita, a veces con algo de moscovita. Tiene tamaño de grano variable y frecuentes núcleos o pequeños diques pegmatíticos.
MA	Leucogranito aplítico relacionado con rocas del tipo anterior.
M_B	Roca del tipo-M relativamente rica en biotita, la cual tiene tendencia a presentarse con hábito prismático.
M_b	Roca del tipo-M con biotita escamosa o laminar.
M_b^m	Roca del tipo-M con biotita escamosa y cantidades subordinadas de moscovita.
M_o	Roca del tipo-M muy leucocrática, practicamente sin micas.
m = $\dot{M}$	Roca del tipo-M de grano fino a medio, generalmente muy pobre en biotita y a veces con algo de moscovita
m	(detrás del símbolo de un tipo rocoso determinado): moscovita.
mo	Molibdenita.
P	Roca porfídica rica en cuarzo y relativamente pobre en biotita que forma los diques más importantes. Generalmente tiene composición de pórfido granítico aunque algunas veces grada hasta pórfido granodiorítico.
Φ P	Pórfido con abundantes fenocristales bipiramidales de cuarzo.

PB Roca porfídica relativamente rica en biotita, la cual se presenta frecuentemente en hábito prismático (como en los tipos B y H). Generalmente tiene composición granodiorítica.

PD Roca porfídica negra o gris con abundante matriz de grano muy fino. Suele presentar numerosos fenocristales de plagioclasa zonada, algunos de cuarzo, y a veces hornblenda y biotita. Generalmente es de composición diorítica o cuarzodiorítica.

PF Roca porfídica ácida de colores claros, con escasos fenocristales. Pórfido felsítico.

PGd Roca porfídica de colores grisáceos, relativamente rica en biotita y en cuarzo y de composición claramente granodiorítica.

PH Roca porfídica gris con cuarzo relativamente abundante y biotita con hábito prismático,en la que se destacan grandes fenocristales de hornblenda prismática. Generalmente tiene composición granodiorítico-tonalítica a tonalítica.

PL Roca porfídica de colores muy claros, practicamente sin biotita. Pórfido leucogranítico.

PN Roca porfídica rica en cuarzo de color negro. Generalmente se trata de facies de enfriamiento brusco en los bordes de diques importantes, con composiciones casi equivalentes al tipo-P.

PS Conjunto de rocas porfídicas de aspecto variado, casi siempre con síntomas de alteración hidrotermal, de colores entre grisáceos verdosos hasta rojizos. No presentan fenocristales de cuarzo o son escasos. Tienen composición monzonítica, monzodiorítica, y hasta diorítica.

PSR Igual al tipo anterior pero de color rojizo.

PTH Roca similar al tipo-PH pero de composición claramente tonalítica.

Pdt Roca ultramáfica de afinidades cortlandtíticas. Negra, muy rica en anfíbol de grano muy grueso y con flogopita.

Pfk Roca porfídica rica en fenocristales de cuarzo y con abundantes megacristales de feldespato potásico. Generalmente tiene composición granodiorítica o granítica.

Pg Pegmatitas.

Pg Pegmatitas gráficas.

Pt Rocas filonianas intrusivas de grano muy fino grisáceas o verdosas, ricas en plagioclasa microlítica. Porfiritas (ver SAN MIGUEL DE LA CAMARA, 1936).

P-Gb Facies porfídica (aspecto similar a un pórfido granítico o leucogranítico) del granito del Montnegre. Tránsitos graduales hacia el tipo-Gb.

Q Filones de cuarzo.

q Quiastolita.

R Riolita.

S Sienitoides. Rocas granudas de colores blancos o rosados sin cuarzo cuya composición varía entre sienitas, albititas, monzonitas y monzodioritas. Son relativamente pobres en máficos los cuales son típicamente cloritas, epidotas y anfíboles. Por lo menos la mayoría (sino todas) tienen un origen metasomático hidrotermal.

S_{co} Una "S" con subíndice apropiado indica algún tipo de roca sedimentaria (en este ejemplo: conglomerado; ver simbología de las rocas metamórficas).

sid Siderita.

Sch Schlieren.

tu Turmalina.

wo Wollastonita.

X Xenolito.

$X_{(\ )}$ Xenolito en el que se indica el tipo de roca de que está compuesto.

Z Roca metamórfica indeterminada.

Z_A Pizarras a cornubianitas, negras, ricas en materia carbonosa o grafitosa. Generalmente contienen sulfuros de Fe.

Z_{Aq} Cornubianitas del tipo anterior que contienen quiastolita.

Z_{ar} Metaareniscas (sensu lato).

Z_c Cornubianitas.

$Z\dot{c}$ Cornubianitas moteadas.

Zcs Corneanas calcosilicadadas, generalmente heterogéneas, bandeadas, y de bajo grado metamórfico, con cuarzo y calcita.

Zgra Corneanas calcosilicatadas de metamorfismo de contacto elevado, generalmente granatitas. Otros minerales presentes se hallan indicados como superíndices como los ejemplos dados a continuación:

Z^{di}_{gra} Granatita con diópsido.

Z^{wo}_{gra} Granatita con wollastonita.

Z^{id}_{gra} Granatita con idocrasa.

Z_{Di} C. Calcosilicatada del tipo diopsidita.

Z_{M} Mármoles.

$Z_{M(n)}$ Mármoles negros.

$Z_{M(bl)}$ Mármoles blancos.

$Z_{c\beta}$ Cornubianitas bandeadas.

Z_{co} Conglomerados metamorfizados por contacto.

Z_{w} Metagrauwacas.

Z_{ar} Metaareniscas (sensu lato)

Z_{Q} Cuarcitas.

Z_{L} Liditas.

Z_{E} Cornubianitas con esquistosidad relíctica o mimética.

Z_{Gn} Gneis.

^{c-o}Z, ^{s}Z, ^{D}Z, ^{ca}Z, : Rocas metamórficas de edades estimadas, respectivamente: cambro-ordovícico, silúrico, devónico, carbonífero.

Otros símbolos

_	Subrayando a un símbolo de roca: Tipo determinado con gran seguridad.
( )	Roca no in situ, aunque presumiblemente de una procedencia próxima. P. ej: (P) bloque de pórfido suelto.
[ ]	Mineral presente en una proporción muy escasa, necesitándose revisar más de un afloramiento con atención . P.ej. B H Tipo como el B con hornblenda prismática accesoria.
▭	Este símbolo indica la presencia de megacristales de feldespato.
+	Con.
⟶	Tiende a.
↗ ↙	Buzamientos.
60/50 S	Indicación numérica del rumbo y buzamiento de un plano.
60 / 50	Dirección de buzamiento e inclinación.
·830	Número de muestra.
A-15	Número de muestra analizada químicamente.
◎	Indicio de minerales metálicos o filonianos.
⚒	Mina.
·	Símbolo superior, indicativo del tamaño de grano: grano fino.
°	Id: grano grueso.
	Ejemplo: G°b Granito tipo del Montnegre, de grano grueso.
⋇	Zona brechoide, por actividad de fallas próximas
P´ etc	Tipo de roca con alteraciones hidrotermales
▣	Cantera
▣	Muestras de explotación de bolas aisladas.
▣	Afloramiento apto para muestreo destinado a análisis.
○	Afloramiento de bolas aisladas por la erosión, de roca inalterada pero de difícil extracción, con métodos habituales, por sus contornos redondeados

Bolas con claros signos de meteorización

* Manantial o fuente.

12 m Espesor aparente según la dirección del afloramiento, de un dique.

Pozo del que se han extraído muestras.

 Límite paleozoico-postpaleozoico (generalmente paleozoico-cuaternario)

Dique estrecho no cartografiable y dirección estimada.

Cantera o desmonte.

Explotación de sauló.

Bandeado.

Brechas de falla.

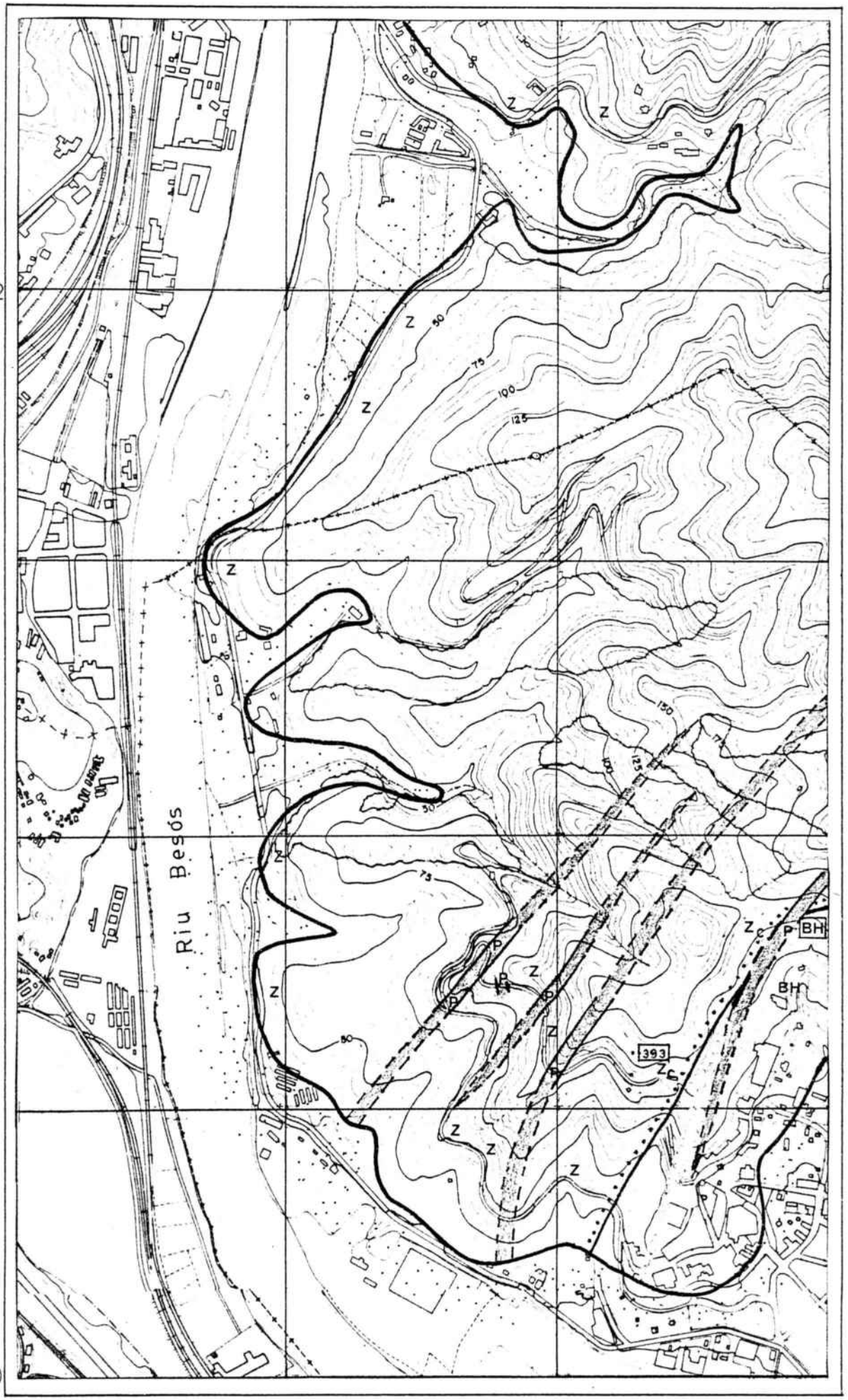
Símbolos descuidados en esta tabla, a intercalar:

BA Basaltos terciarios.

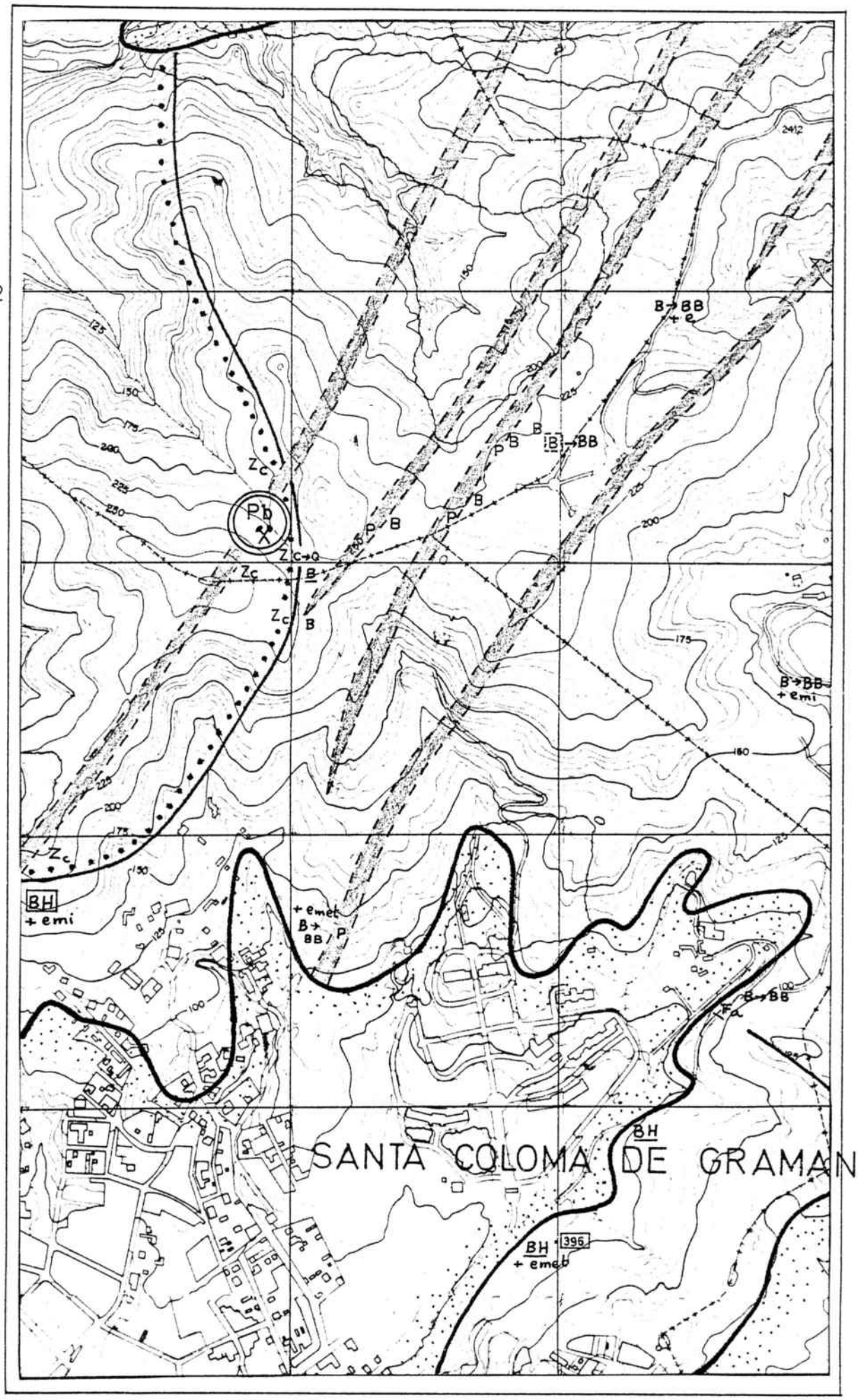
Ep Epidotitas.

QDH Melatonalitas heterogranulares biotítico-hornbléndicas.

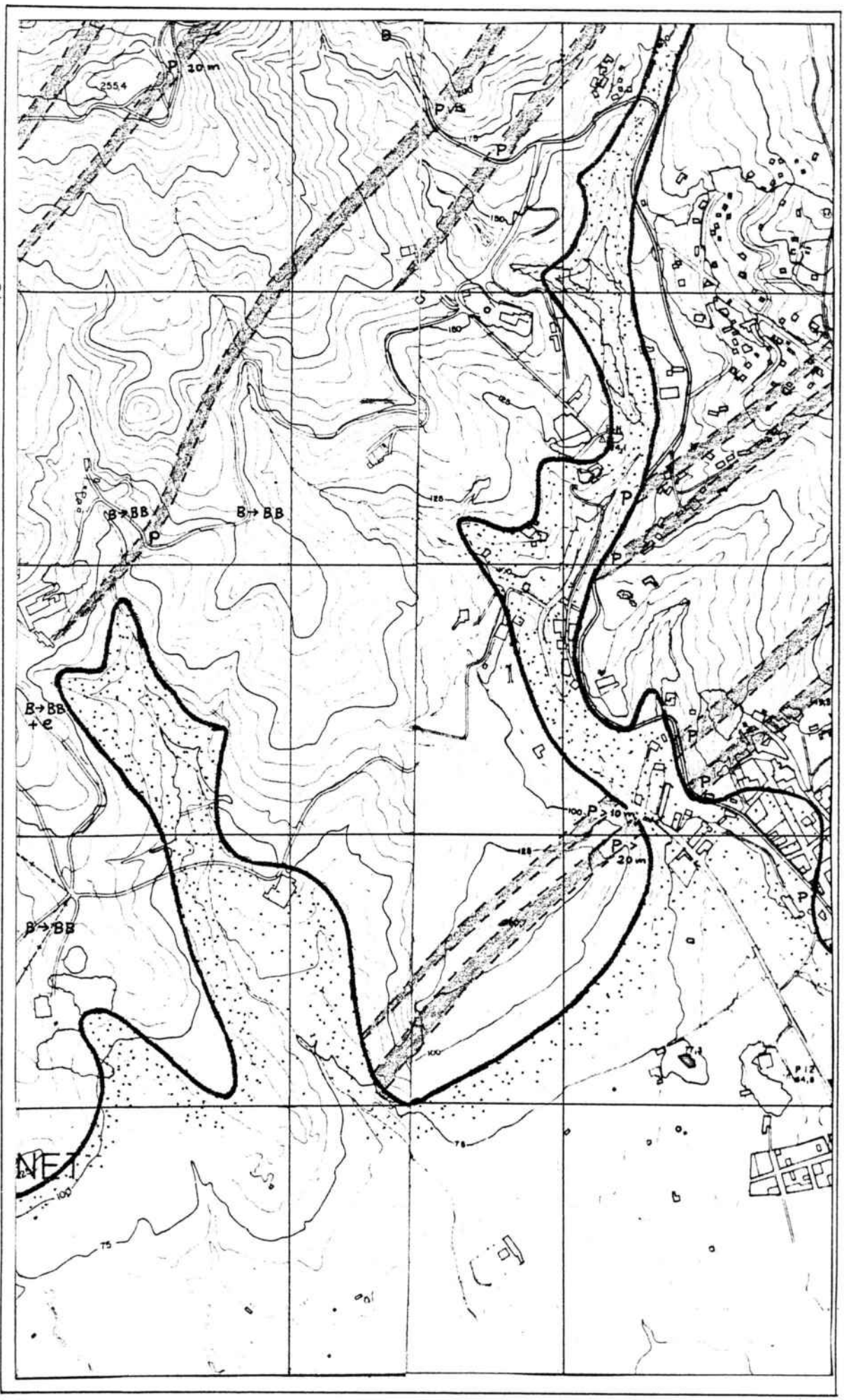
CUADRO Nº 1



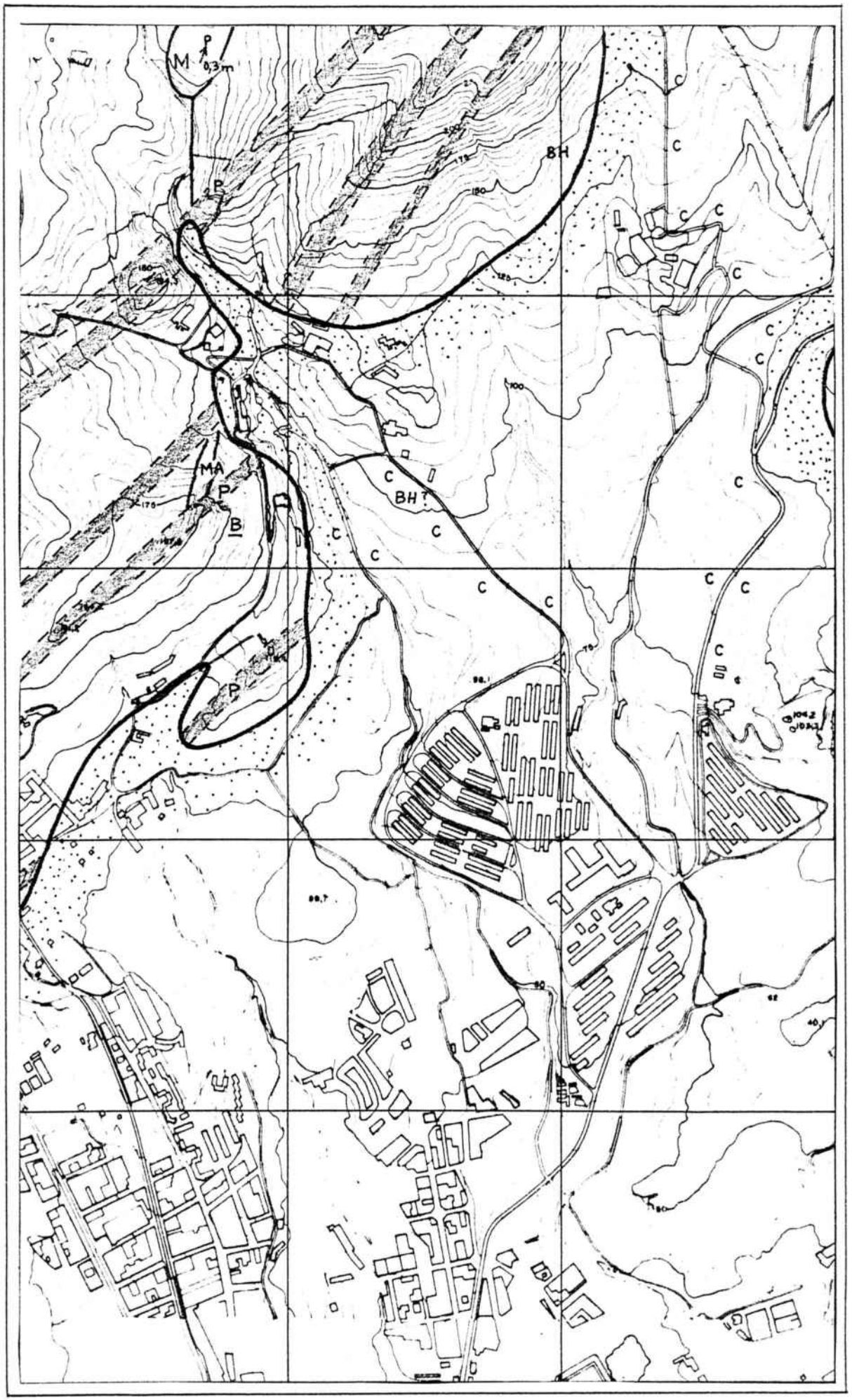
CUADRO Nº 2


4592
4591
4590
434
435
SANTA COLOMA DE GRAMANET
Zc
Pb
Zc→Q
B
P
B→BB
+e
B→BB
+emi
BH
+emi
+emet
B→BB/P
BH
BH
+emet
396
2412
125
150
175
200
225
250
100

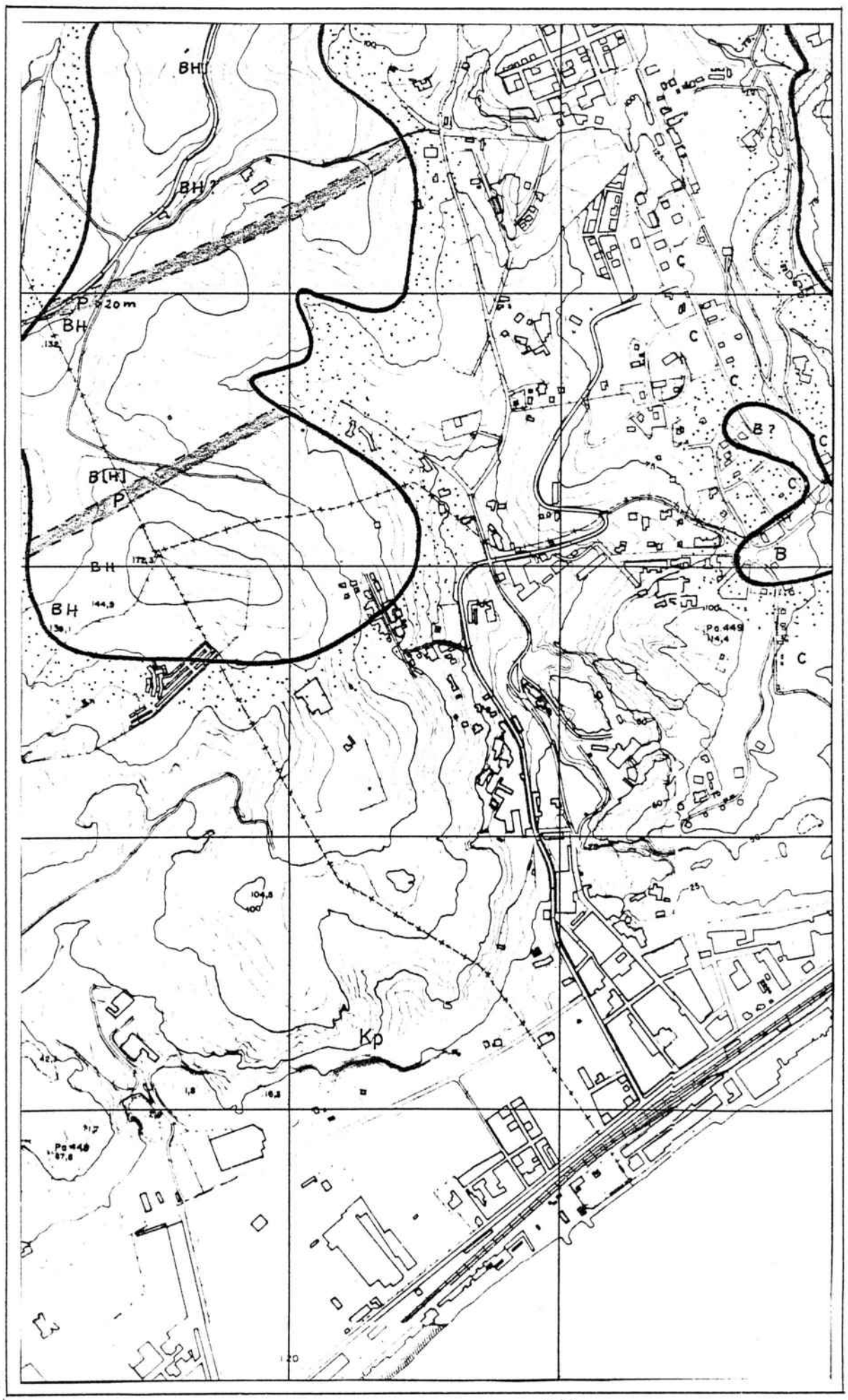
CUADRO Nº 3



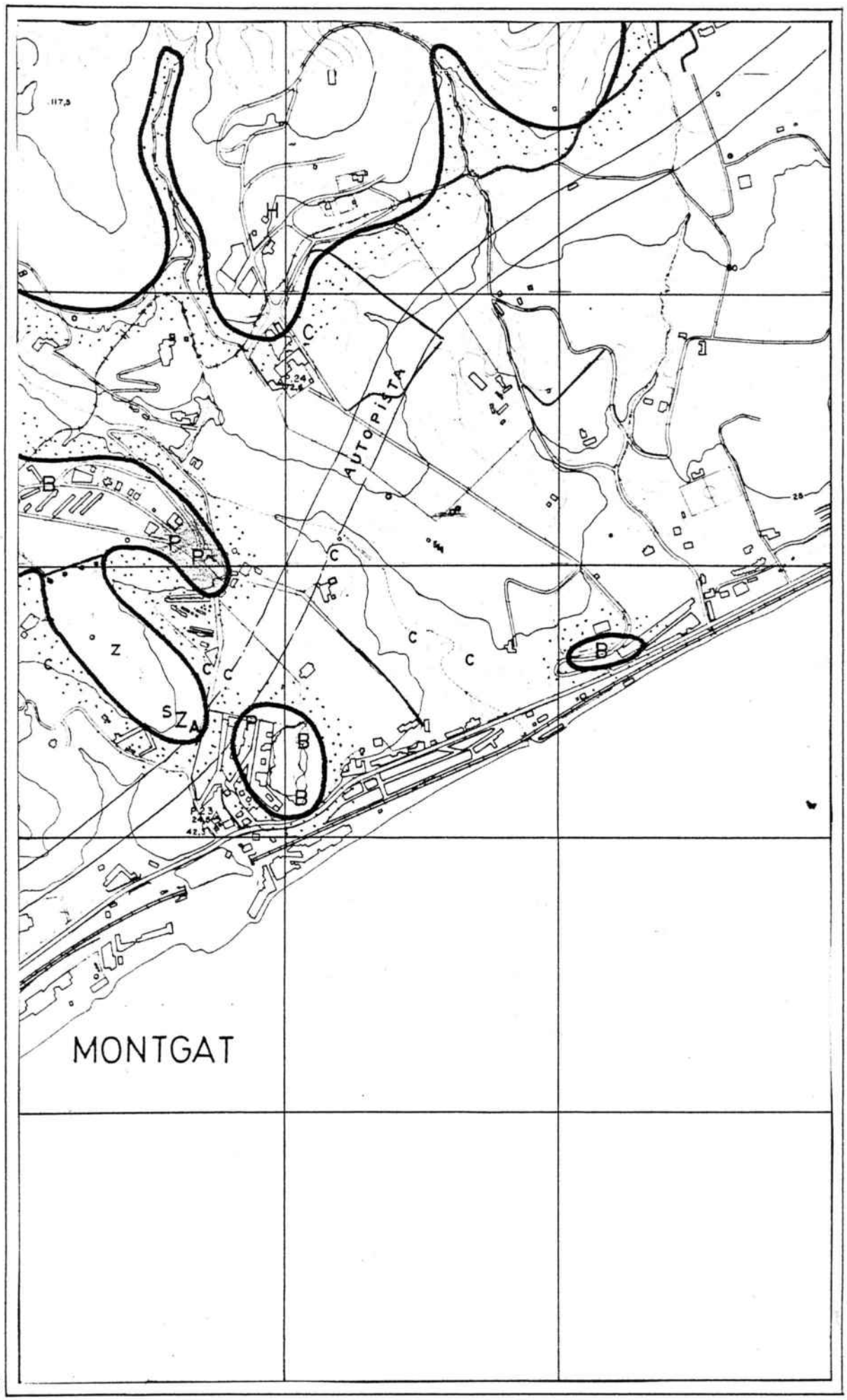
CUADRO Nº 4



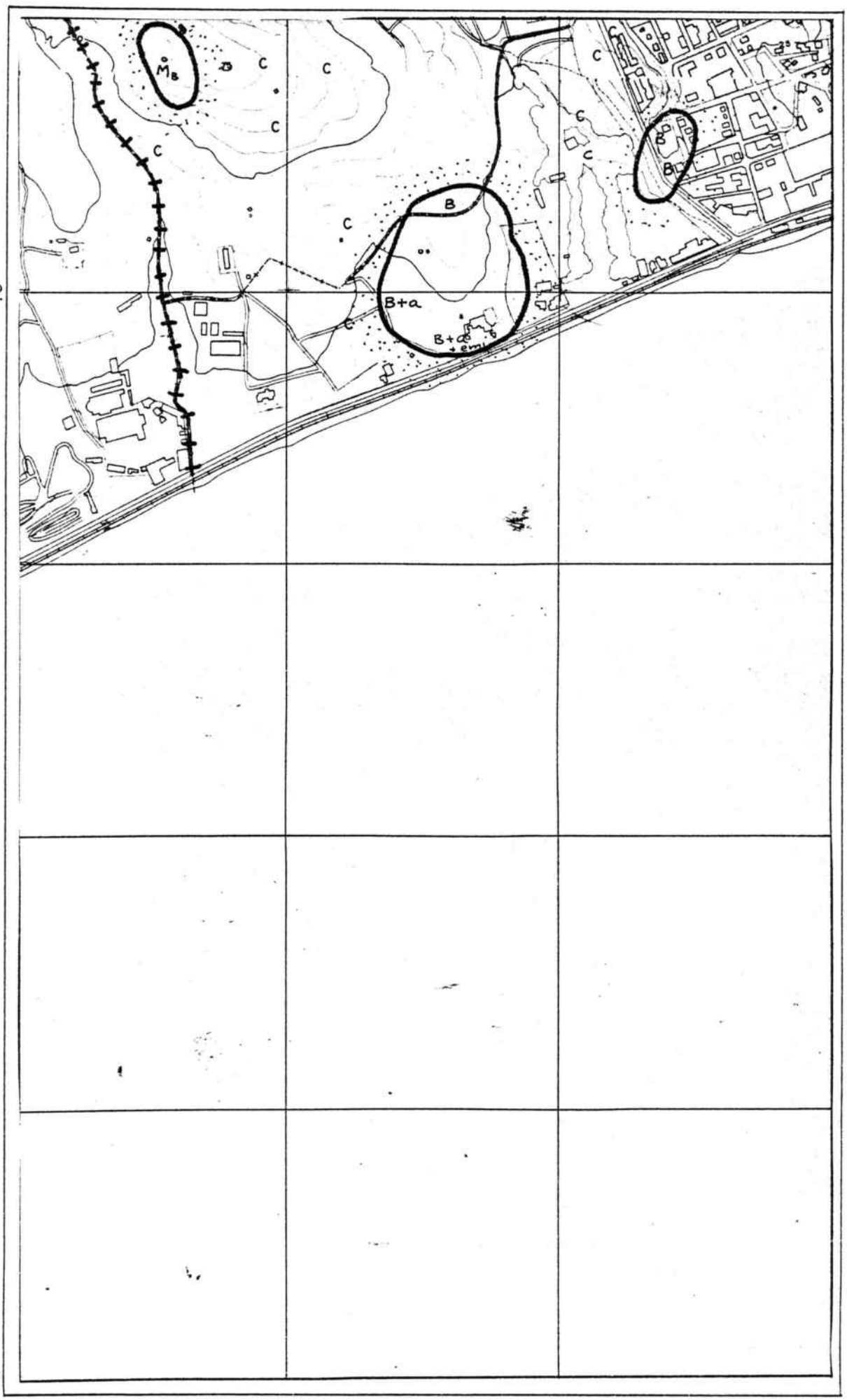
CUADRO Nº 5



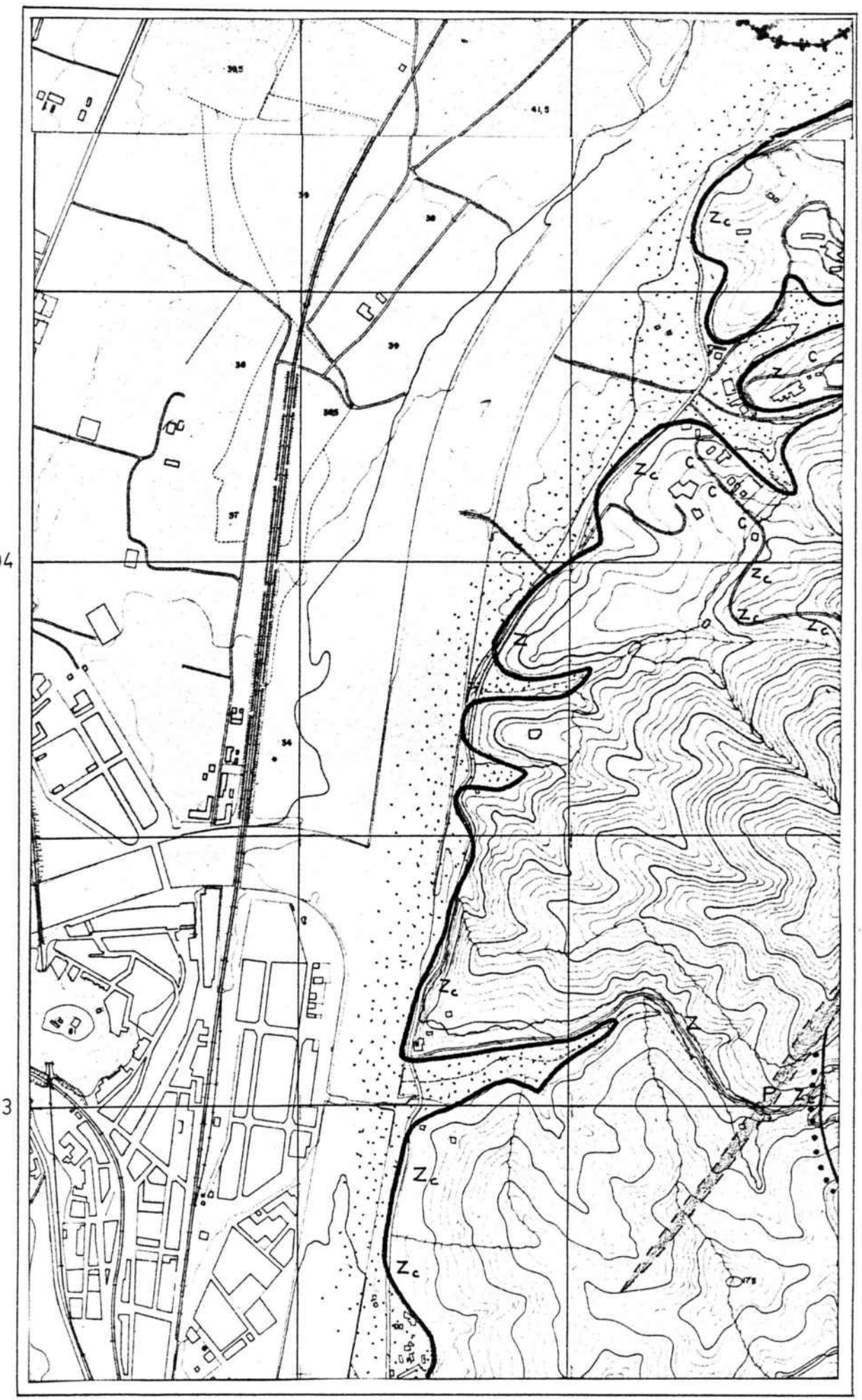
CUADRO Nº 6



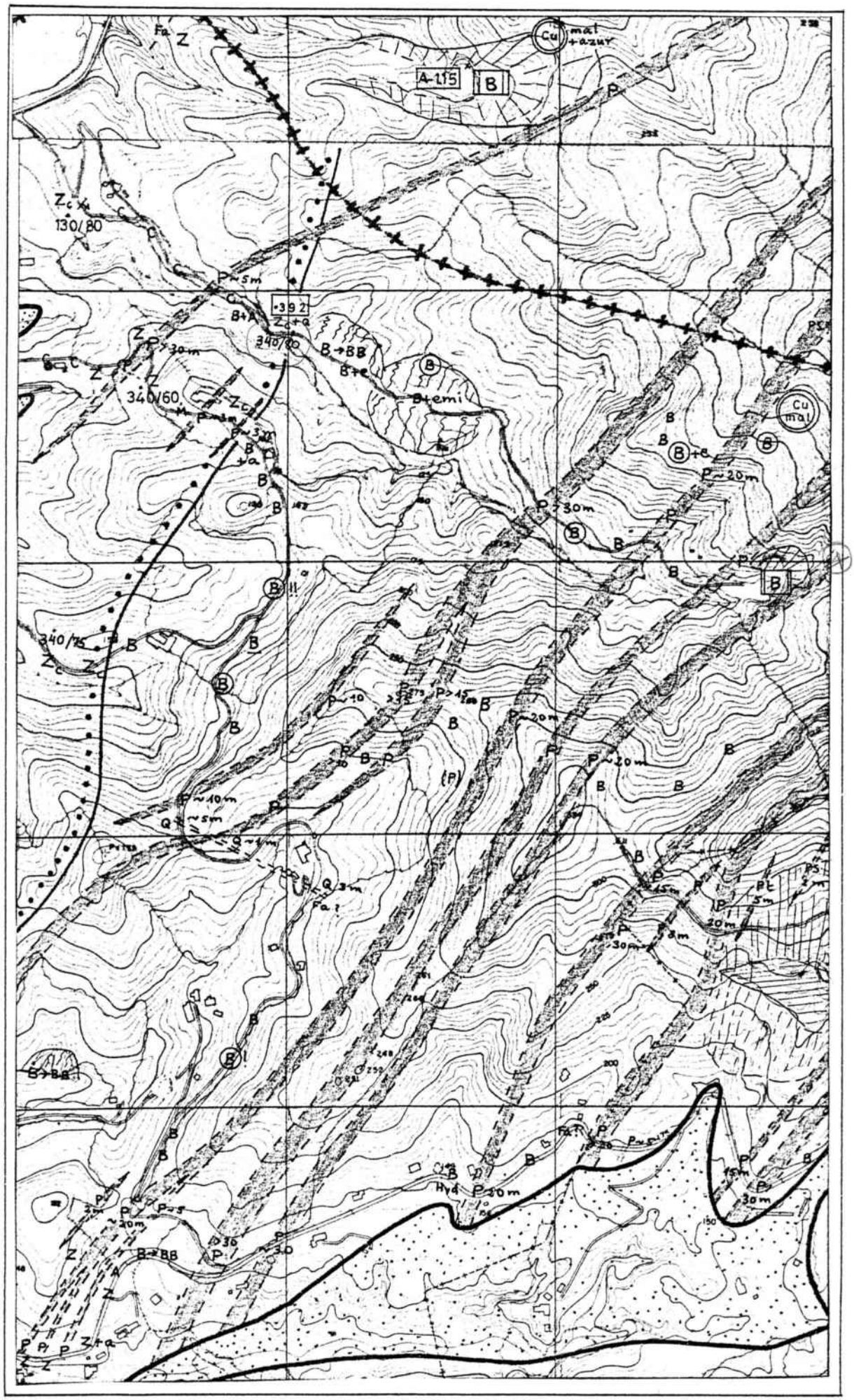
CUADRO Nº 7



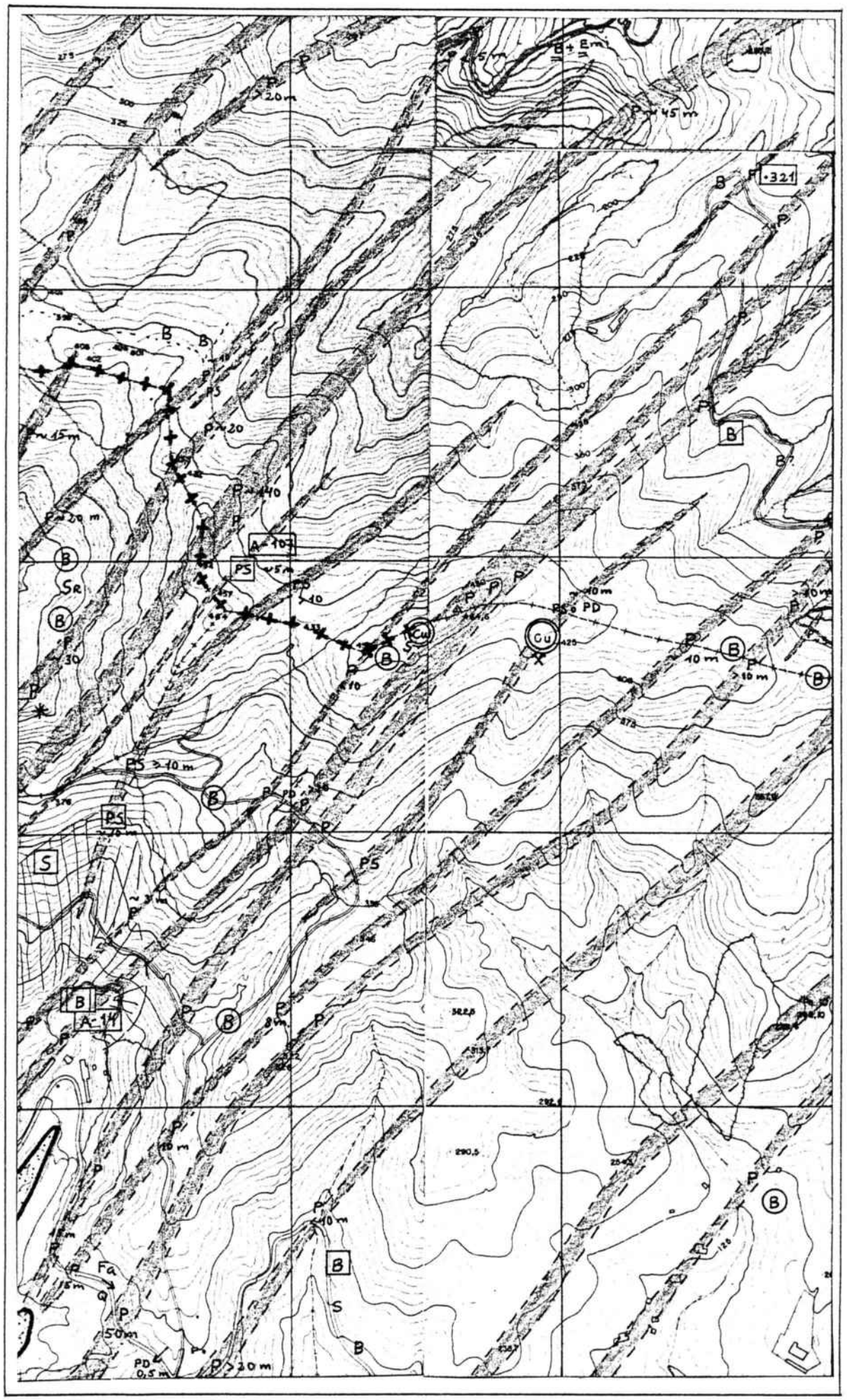
CUADRO Nº 8



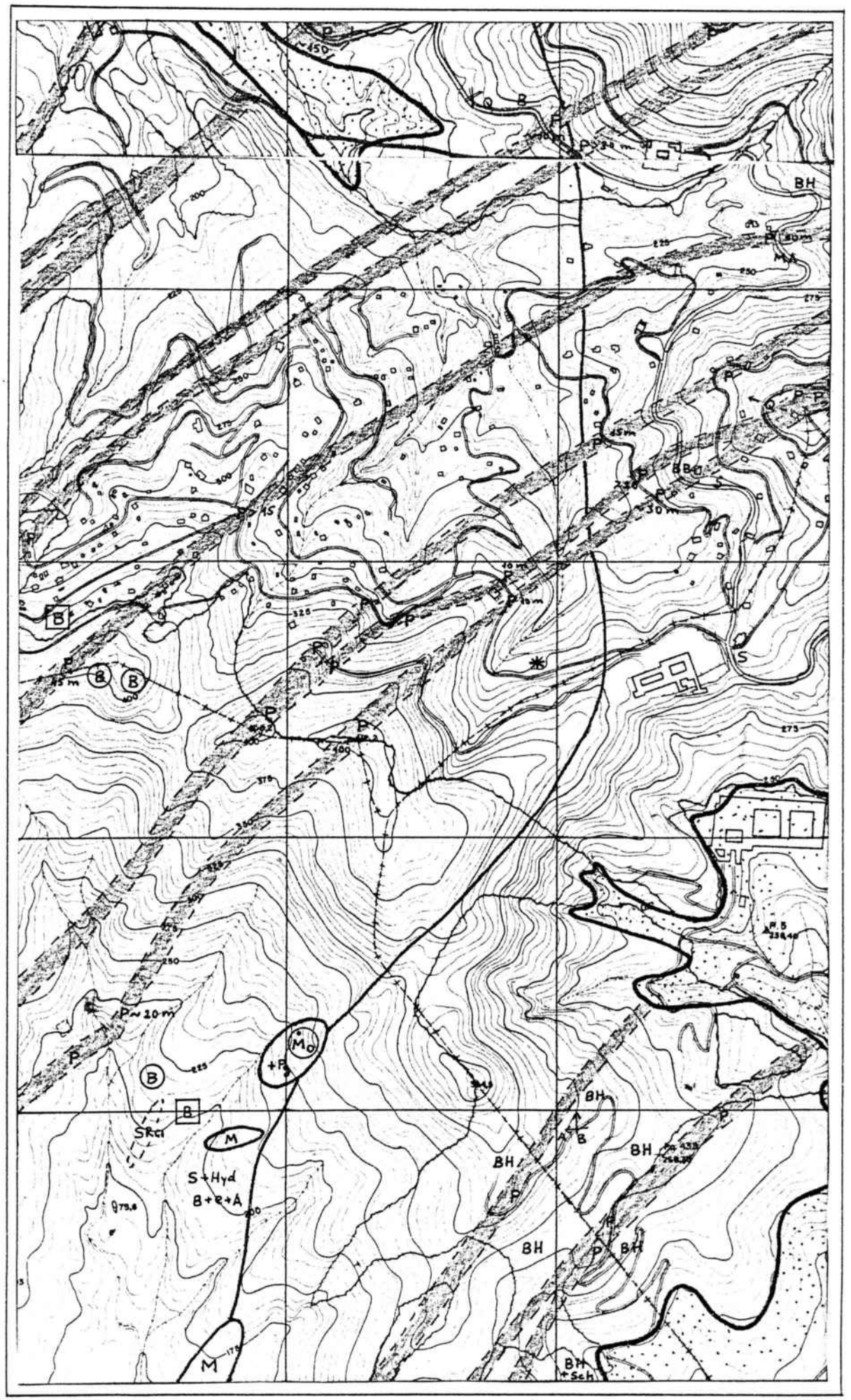
CUADRO Nº 9



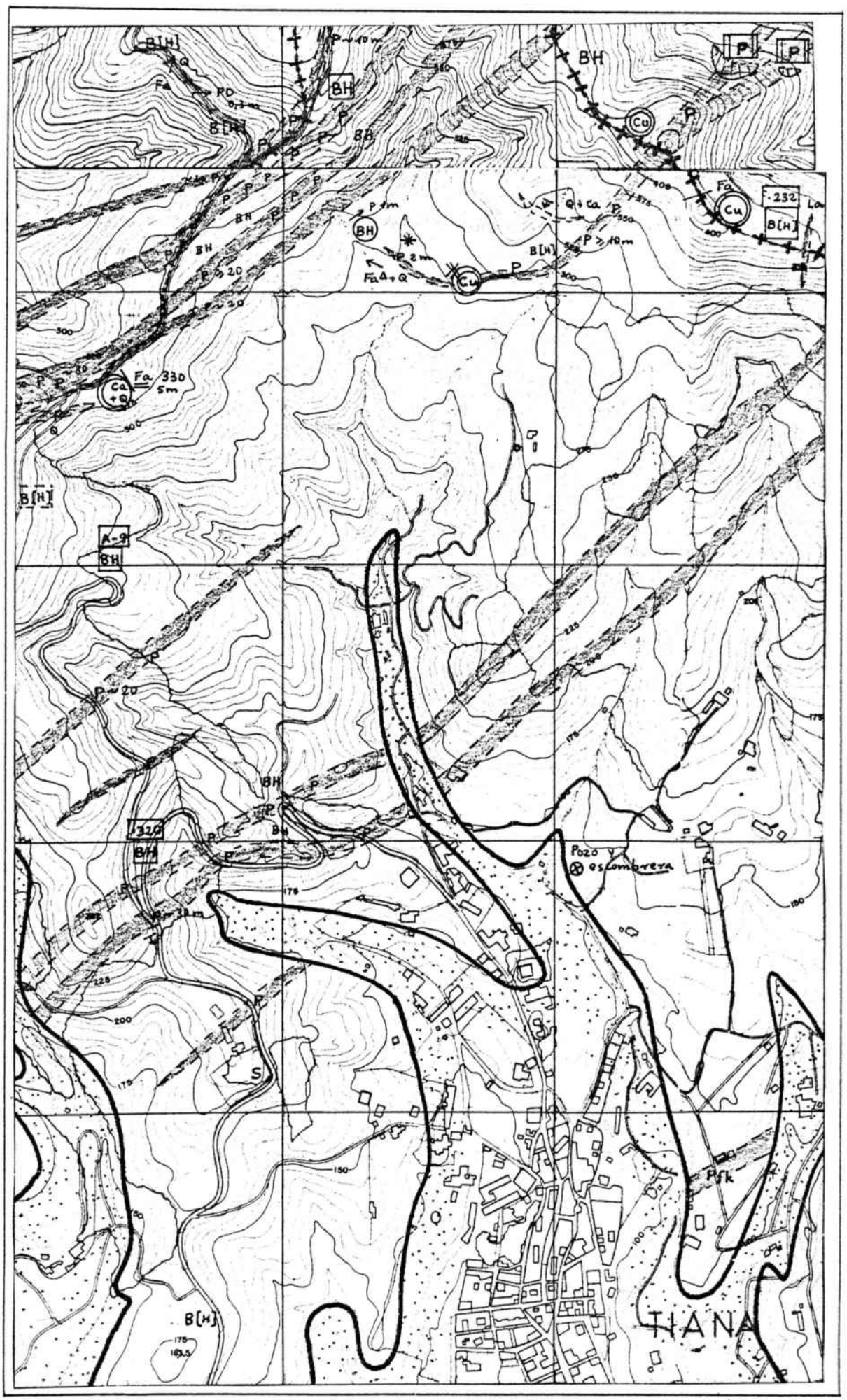
CUADRO Nº 10



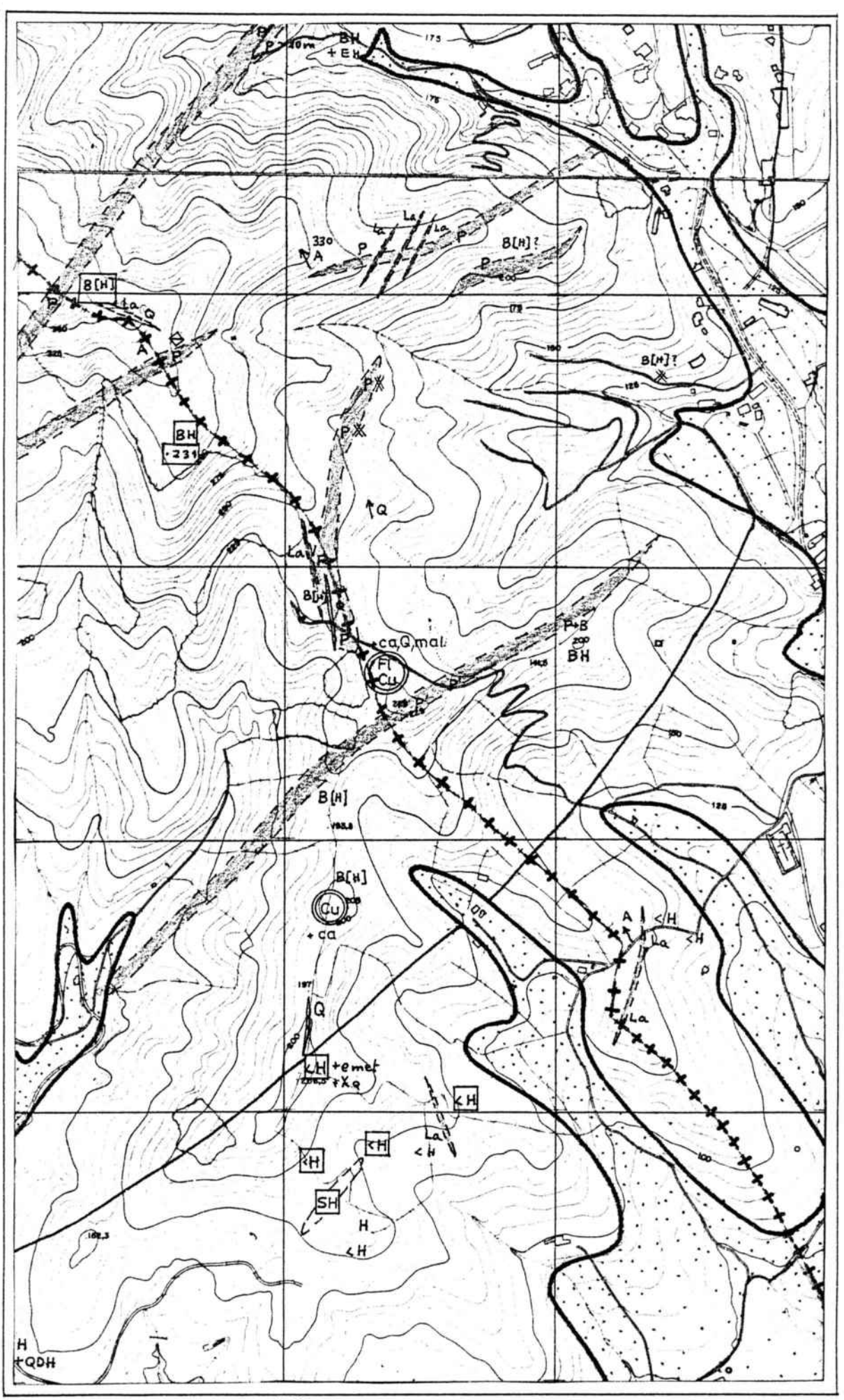
CUADRO Nº 11



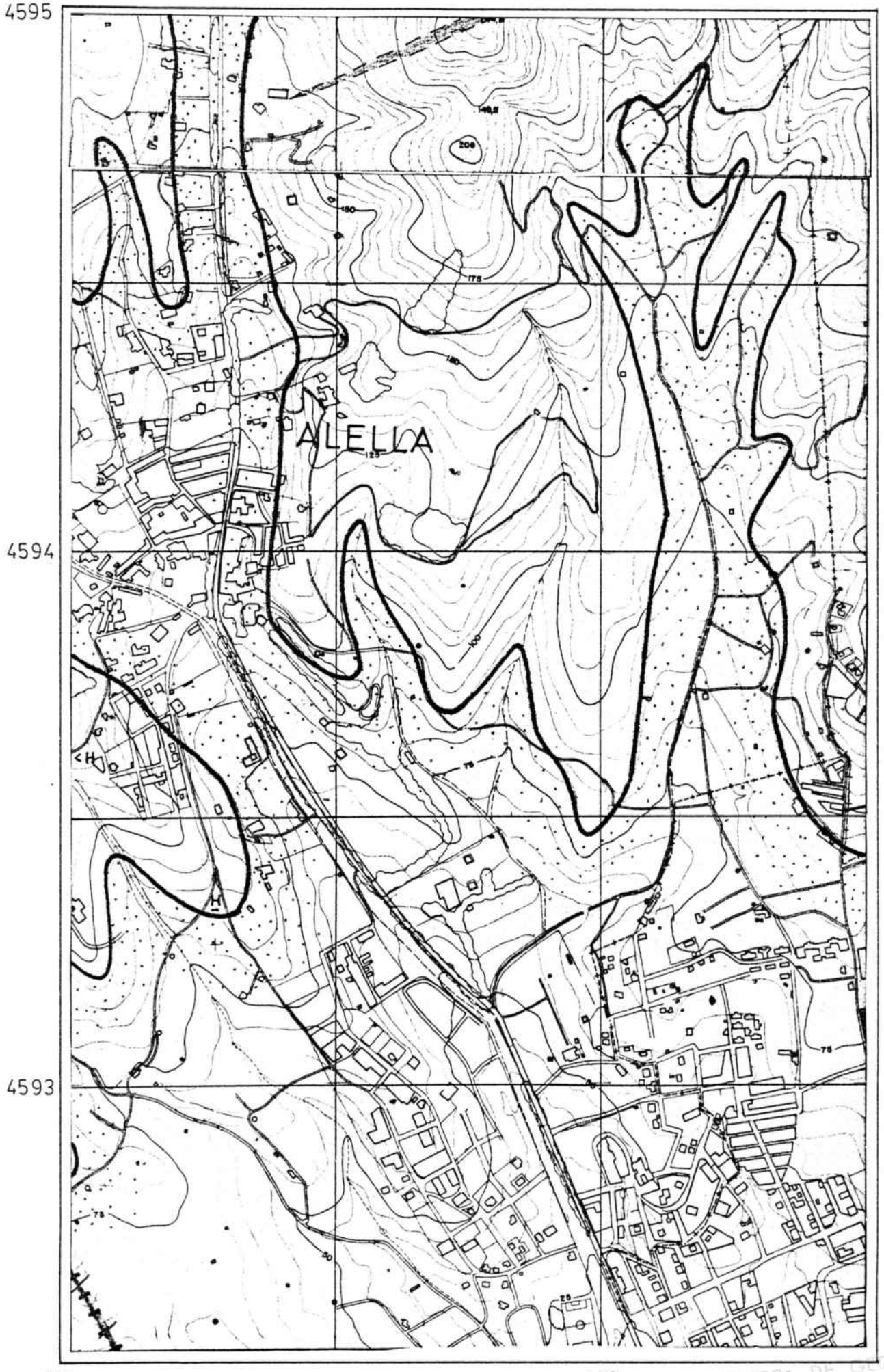
CUADRO Nº 12



CUADRO Nº 13

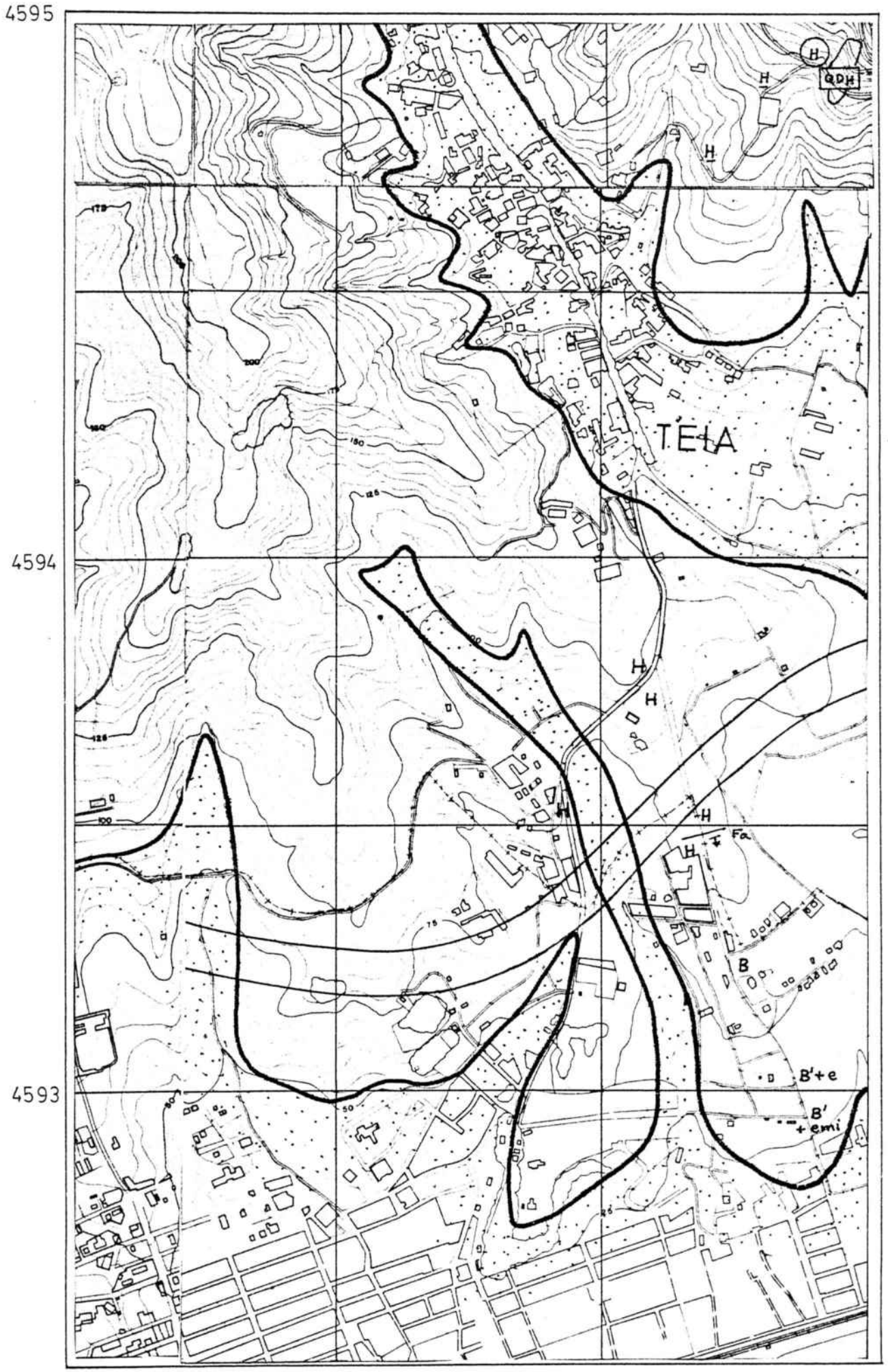

4595
4594
4593
440
441
B[H]
BH
+EH
P
La
Q
A
330
B[H]?
BH
231
ca,Q,mal
Fl
Cu
P+B
+ca
Q
<H
+emet
+Xq
SH
H
+QDH

CUADRO Nº 14

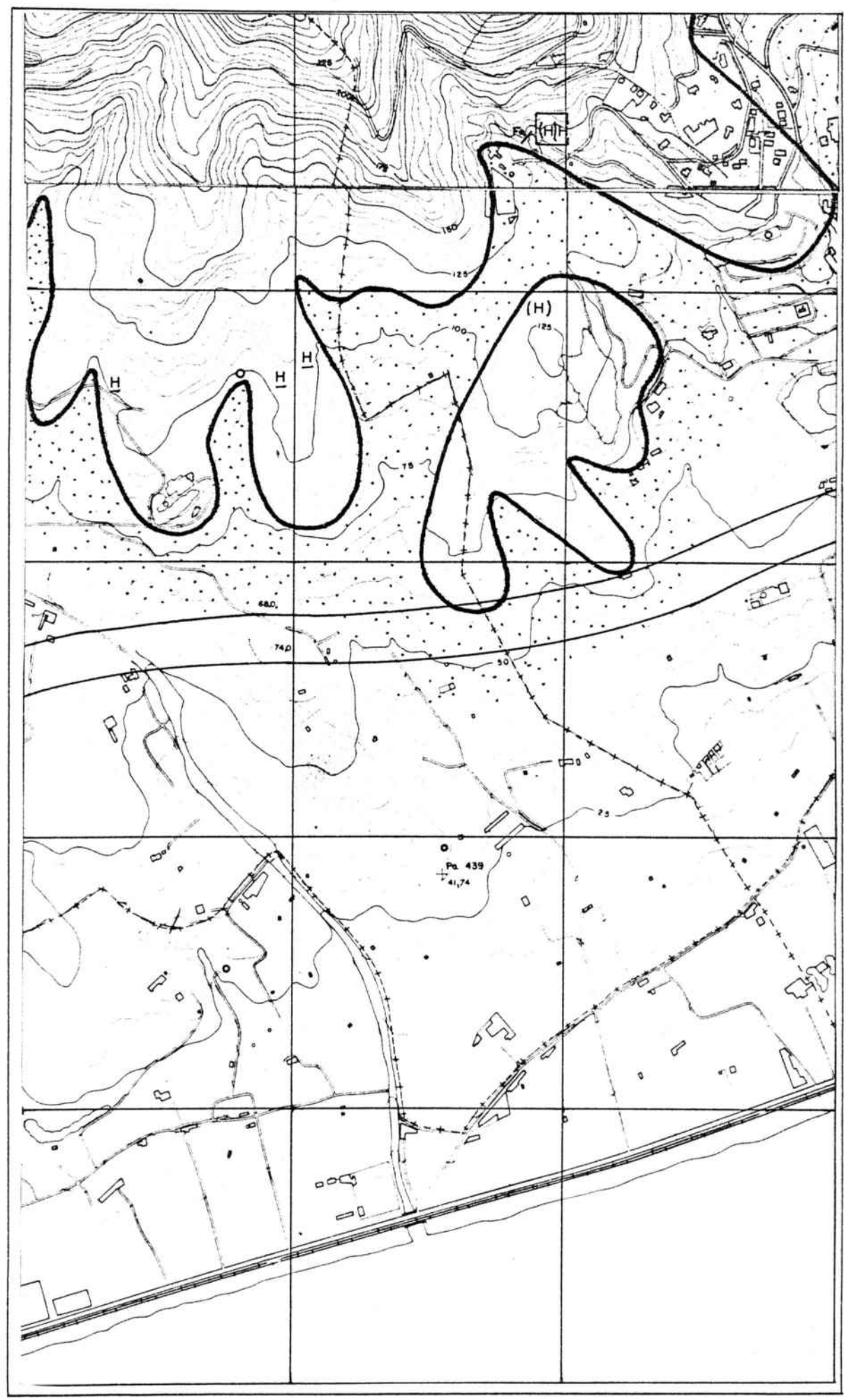


BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

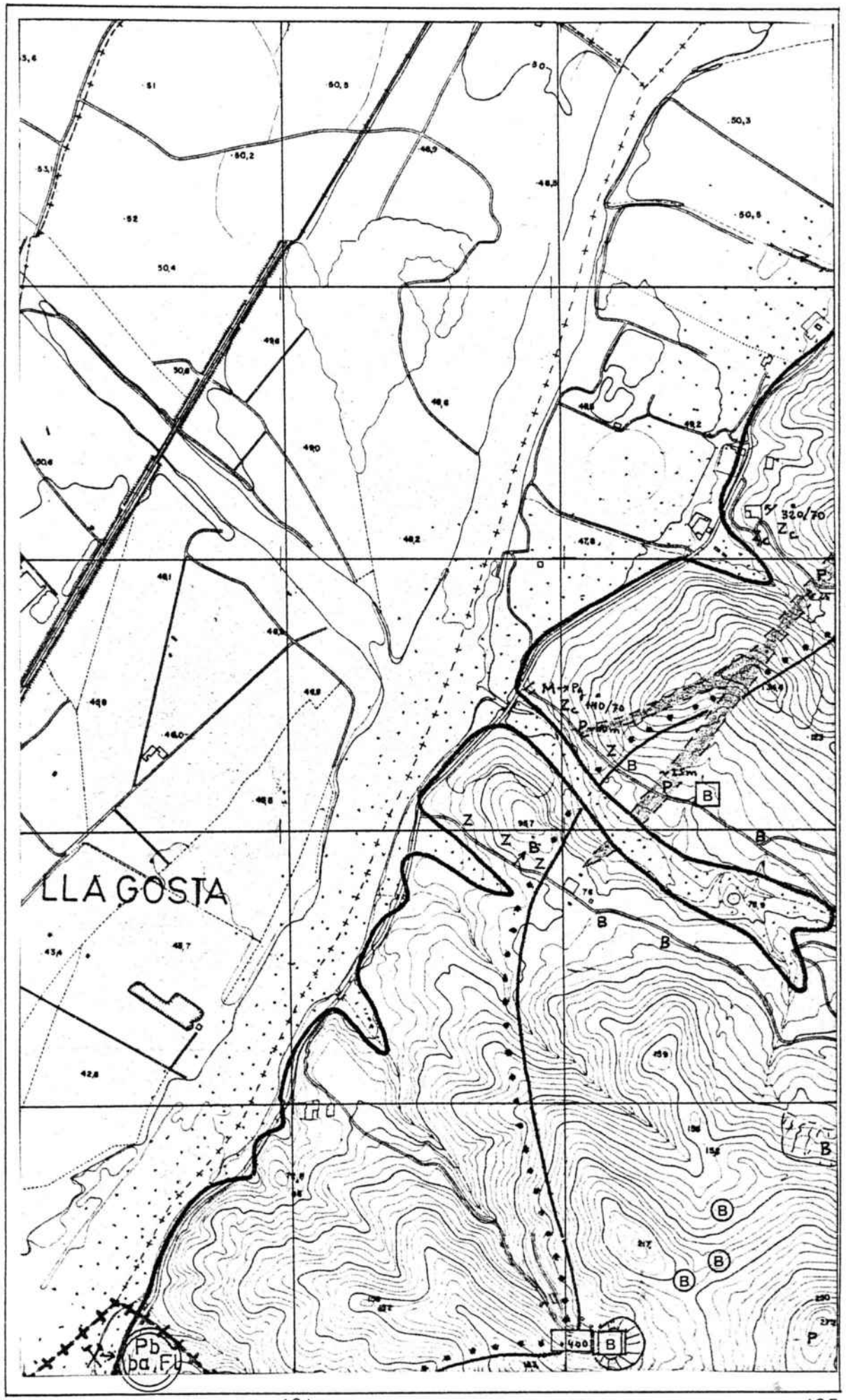
CUADRO Nº 15



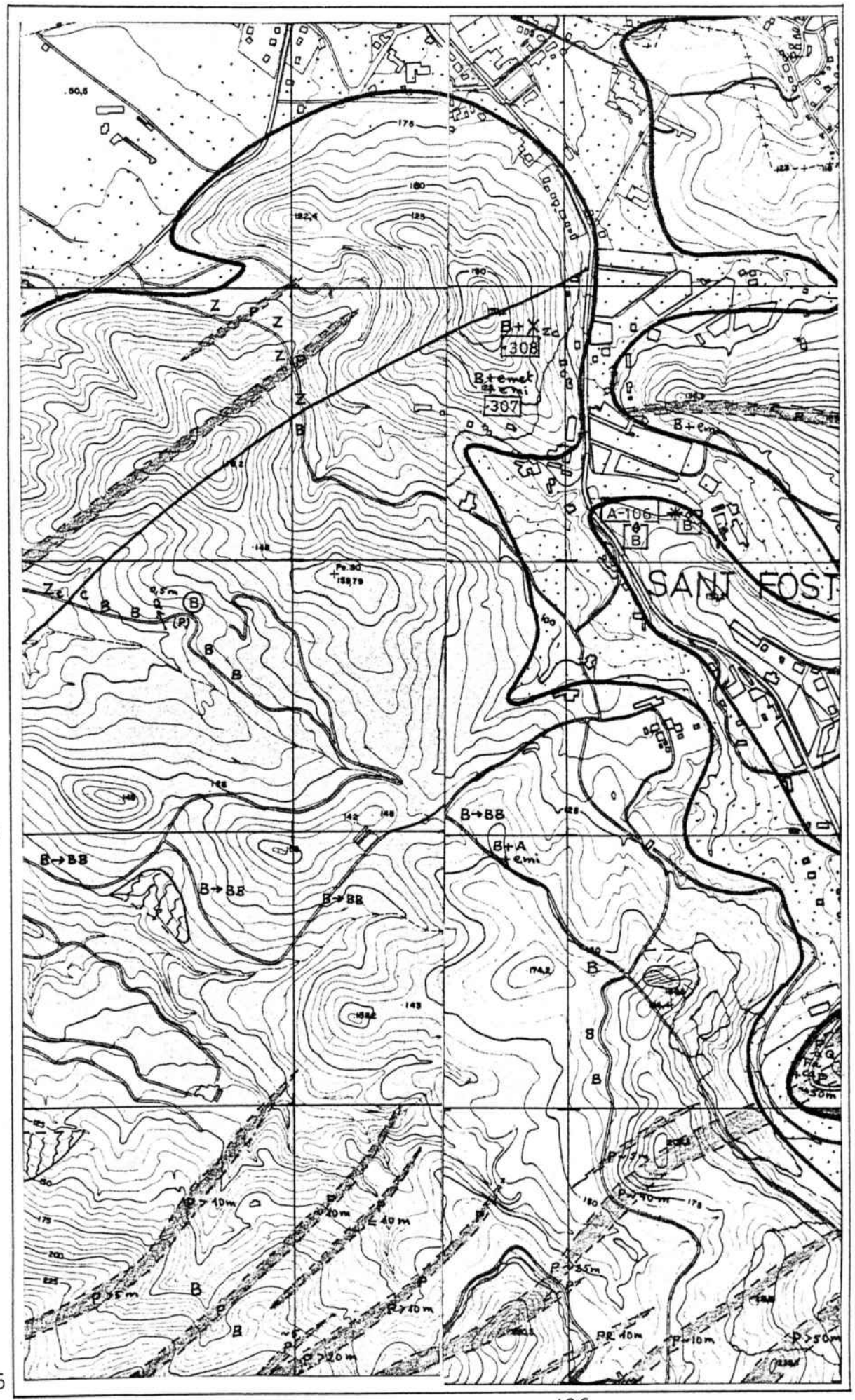
CUADRO Nº 16



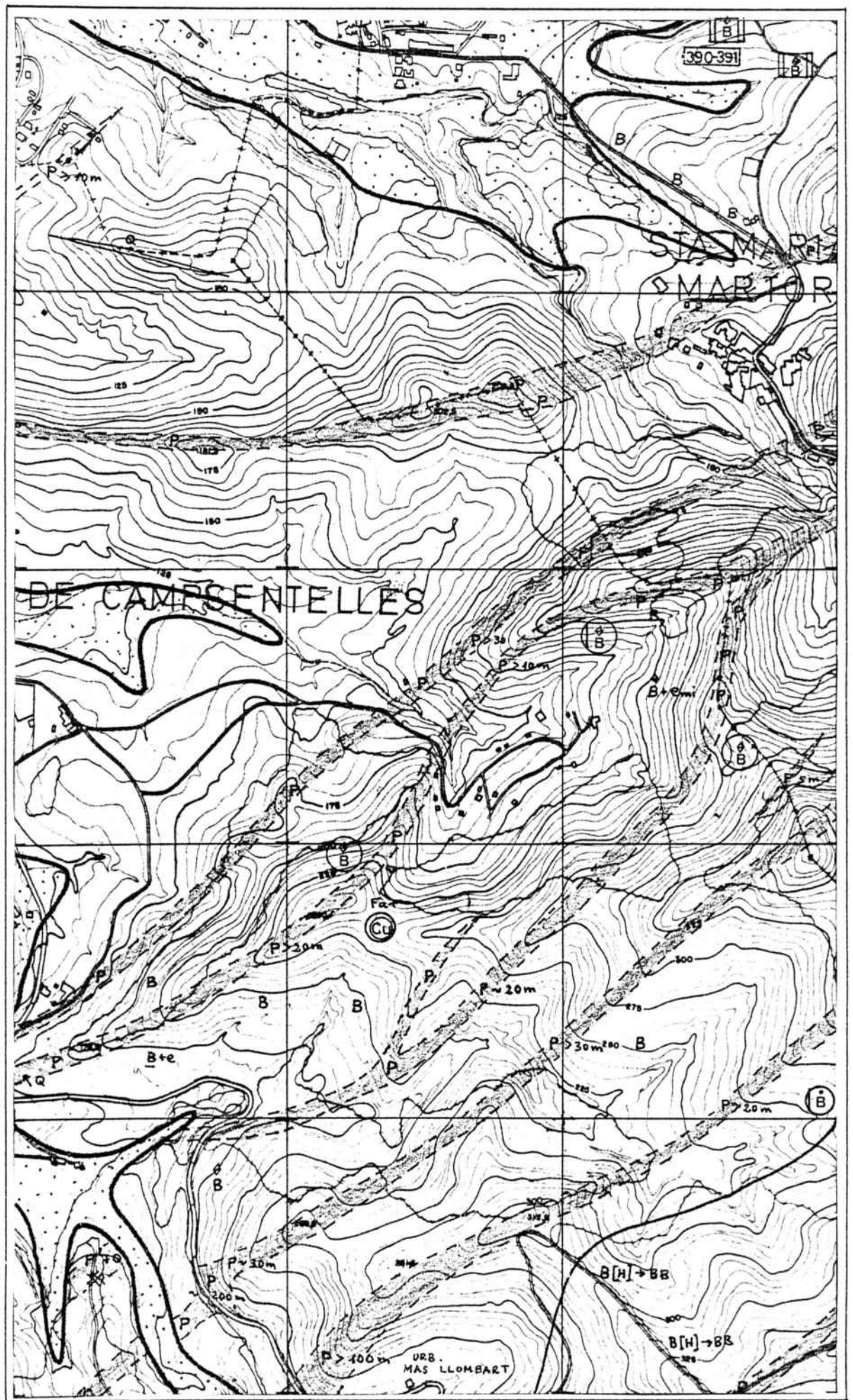
CUADRO Nº17


4597
4596
4595
434
435
LLAGOSTA
320/70
Zc
M
Pb
Zc
110/70
P
~25m
Z
B
Pb
ba, Fl
400

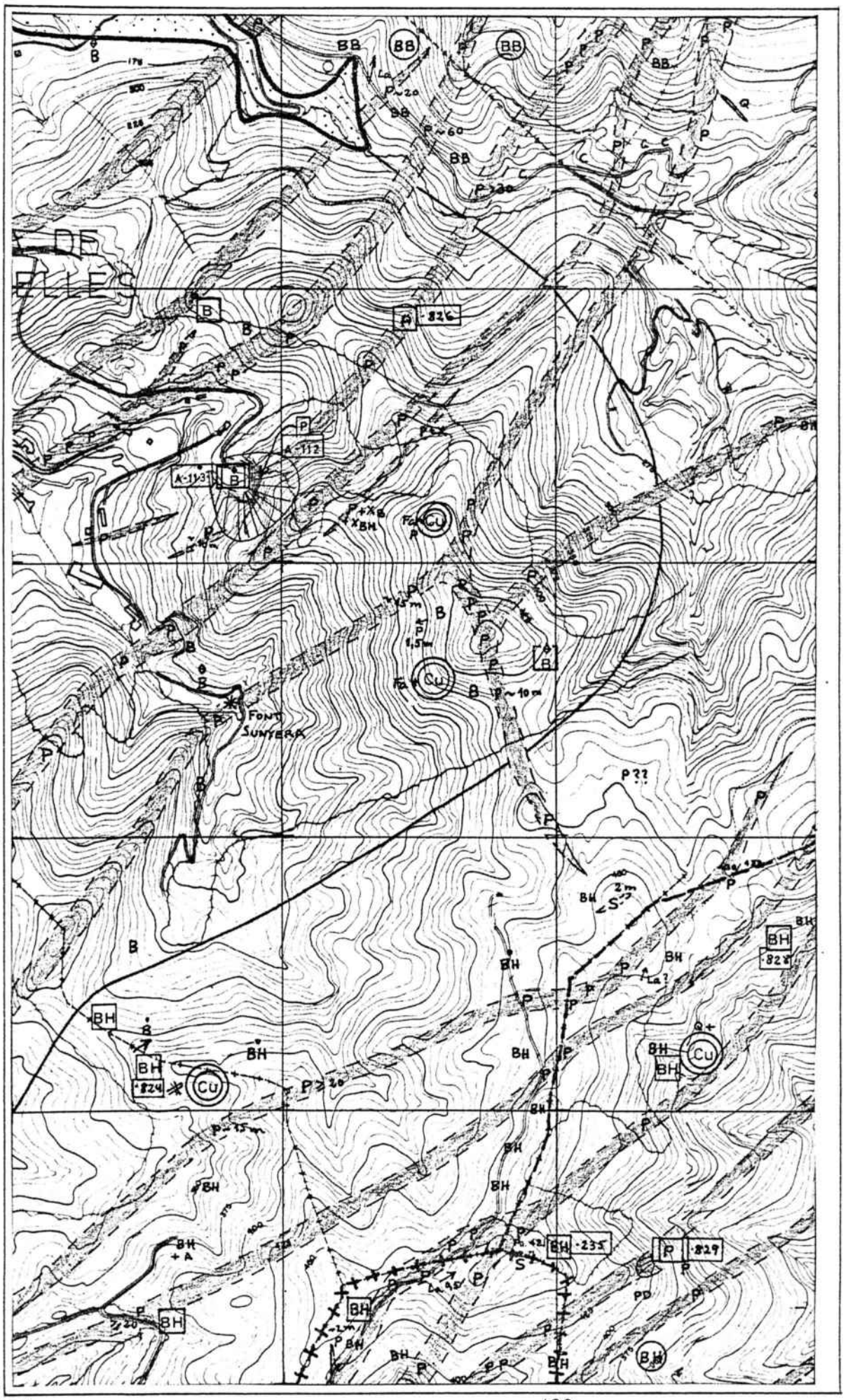
CUADRO Nº18


4597
4596
4595
435
436
SANT FOST
B+X zc
+308
B+emet
emi
307
A-106
B→BB
B+A
emi
P>10m
P>35m
P>20m
P>50m

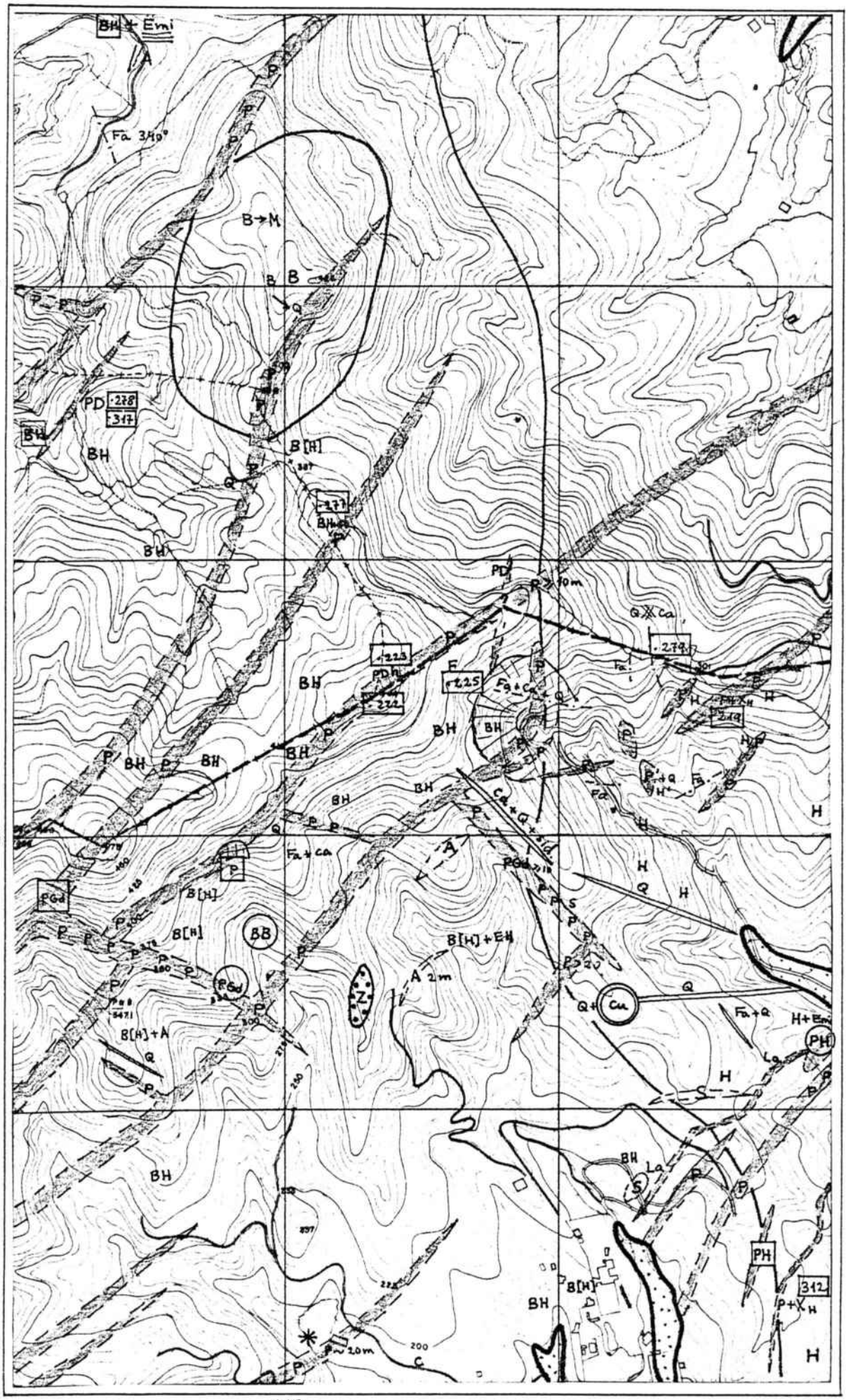
CUADRO Nº19


390-391
STA MARTA
MARTOR
DE CAMPSENTELLES
P>10m
P>30
P>20m
P~20m
P>30m
P>2.0m
P~30m
P>100m
B+e
B+e mi
B[H]→BB
B[H]→BB
URB.
MAS LLOMBART
Fa
Cu
Q
4597
4596
4595
437
438

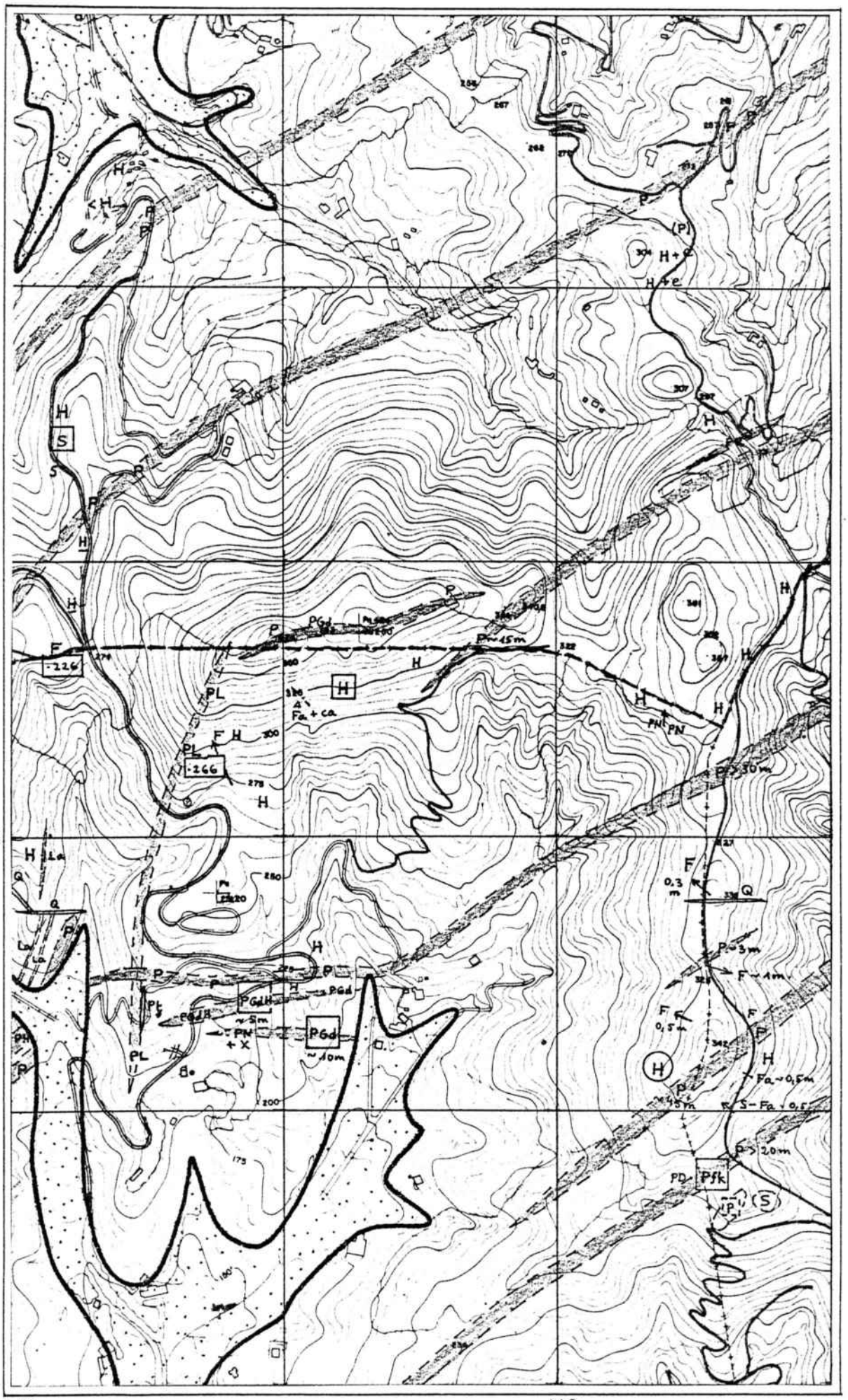
CUADRO Nº 20



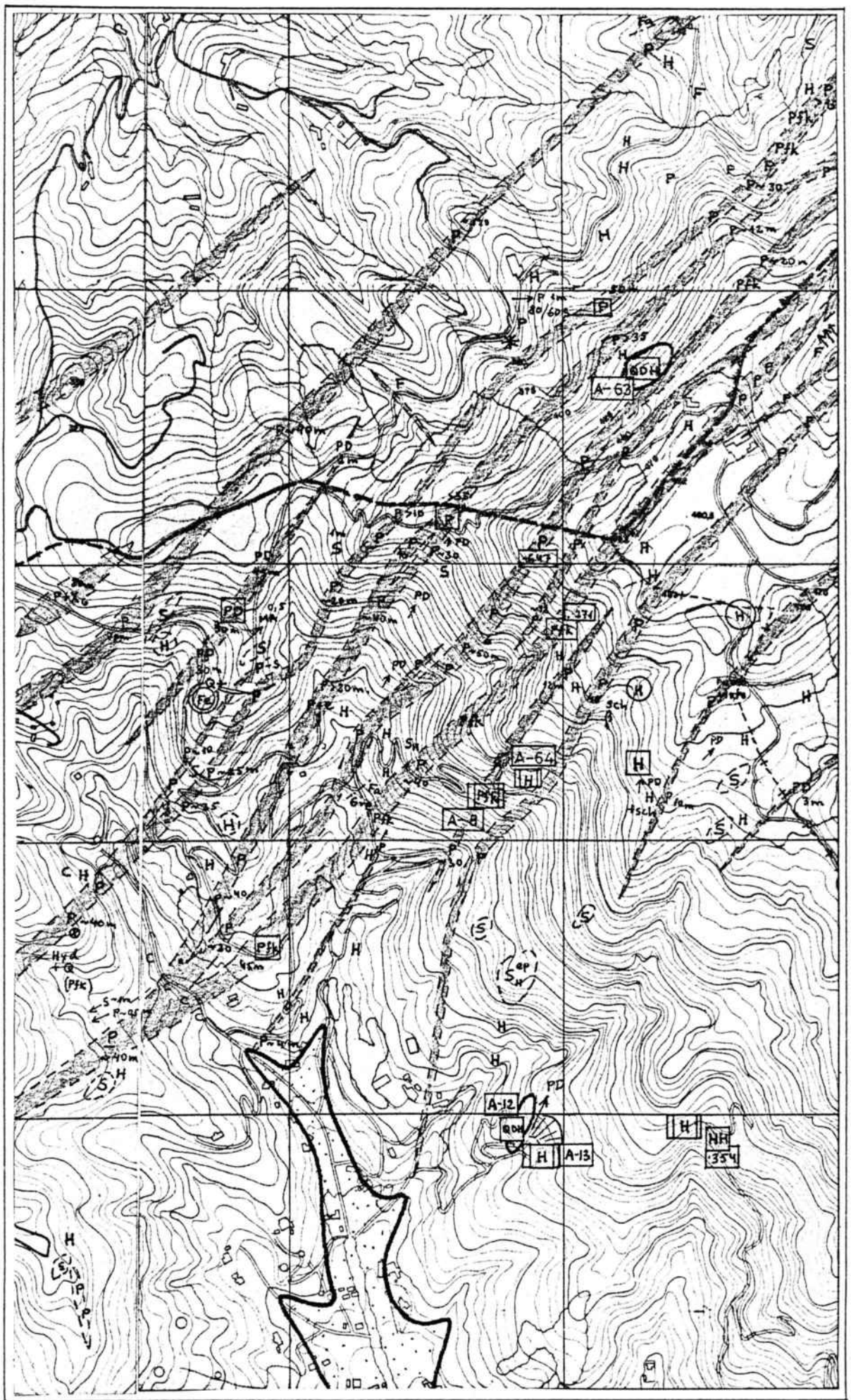
CUADRO Nº 21


4597
4596
4595
440
441
BH + Emi
Fa 340°
B→M
PD
BH
B[H]
PD
BH
PGd
BB
B[H]+A
B[H]+EH
A 2m
Z
Cu
PH
B[H]
BH
Fa+ca
Ca+Q
Q+Ca
Fa+Q
H+Em
P+Q
P+V
H
S
La

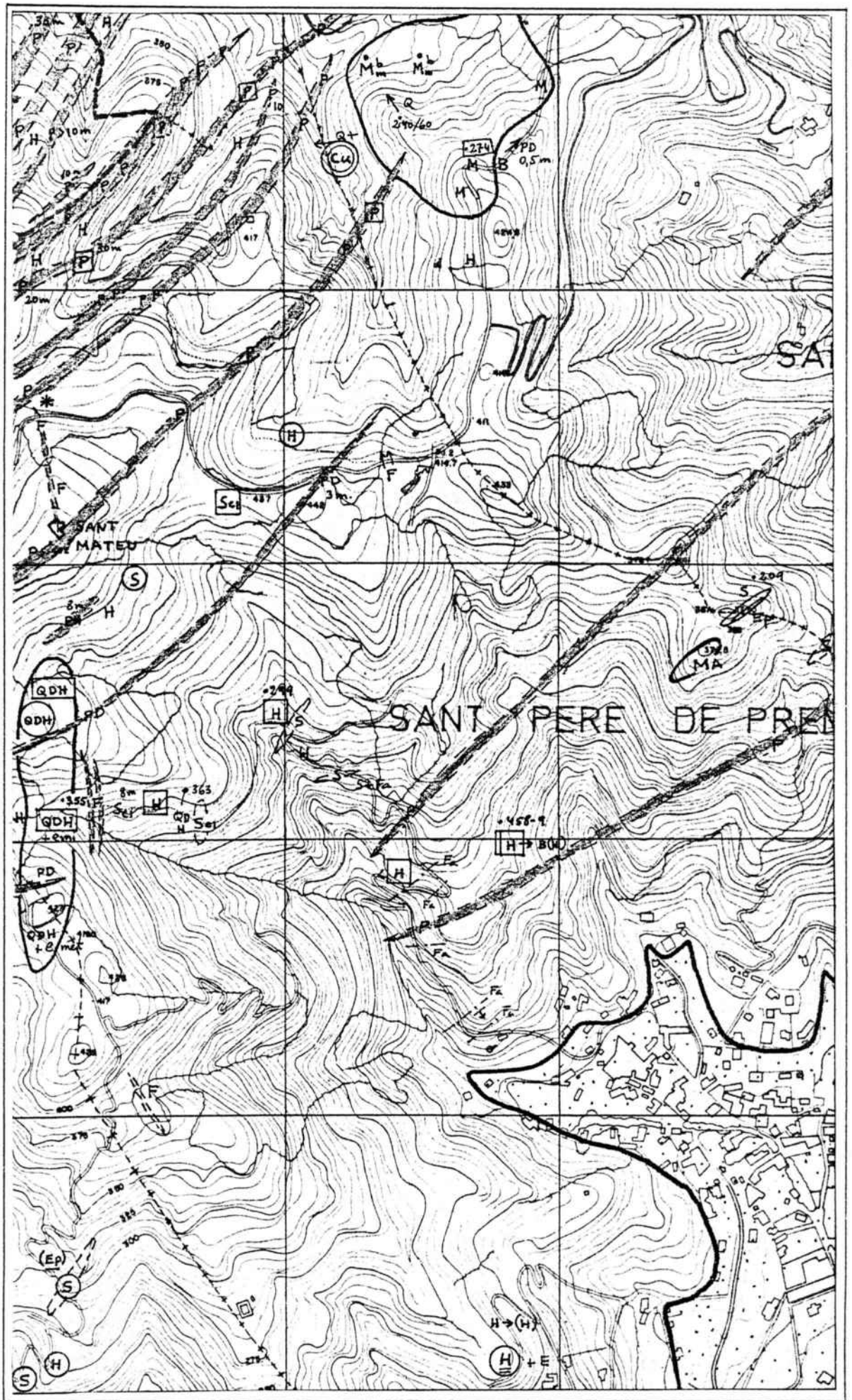
CUADRO Nº 22


4597
4596
4595
441
442
-226
-266
PL
PGd
PN
Pfk
Fa + ca.
P ~ 15m
P > 30m
P ~ 3m
F ~ 1m
Fa ~ 0,5m
P > 20m

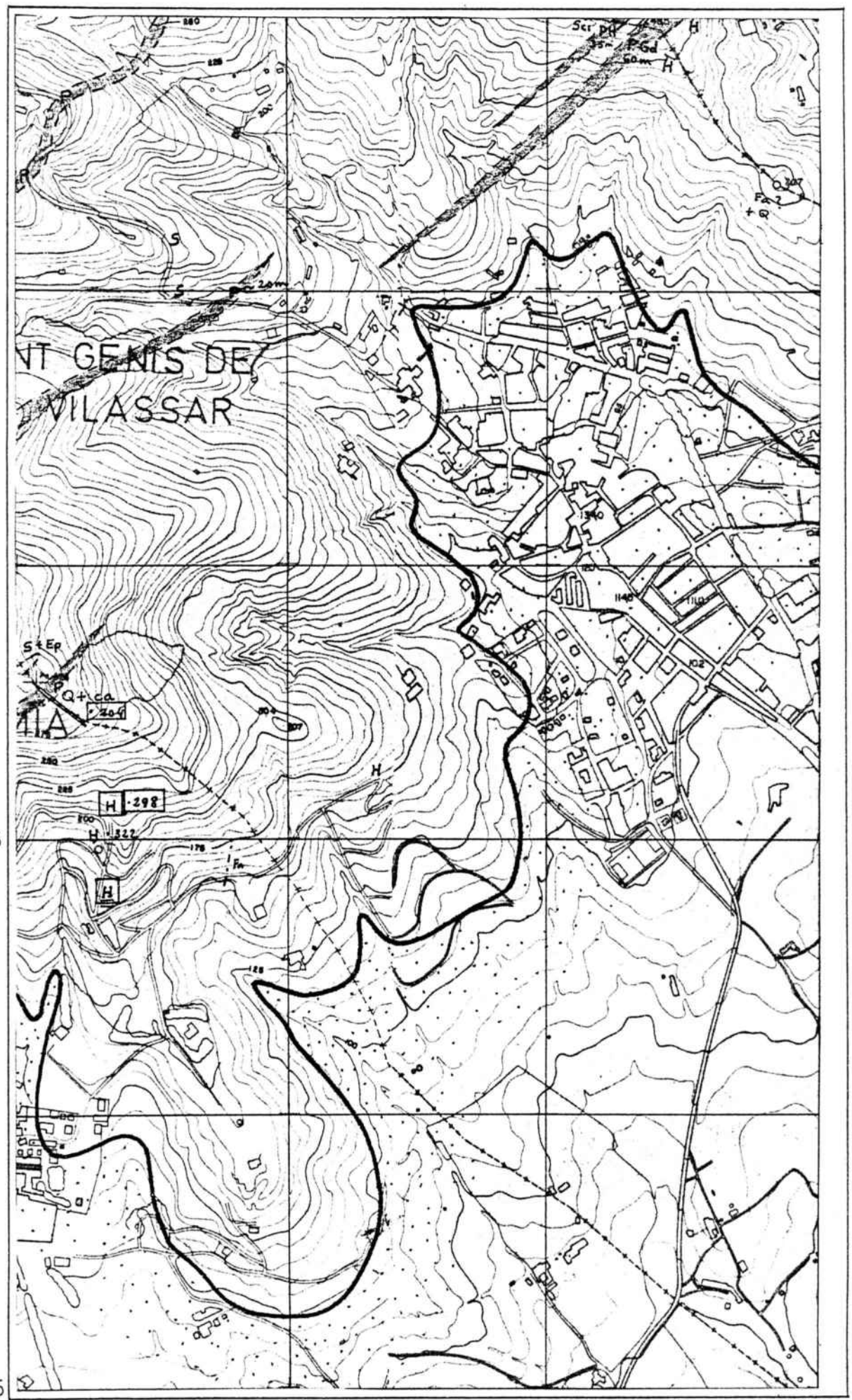
CUADRO Nº 23


4597
4596
4595
443
444
A-62
A-64
A-8
A-12
A-13
PD
H
P
S
F
Pfk
Hyd
Hscl
NH
·354
·374

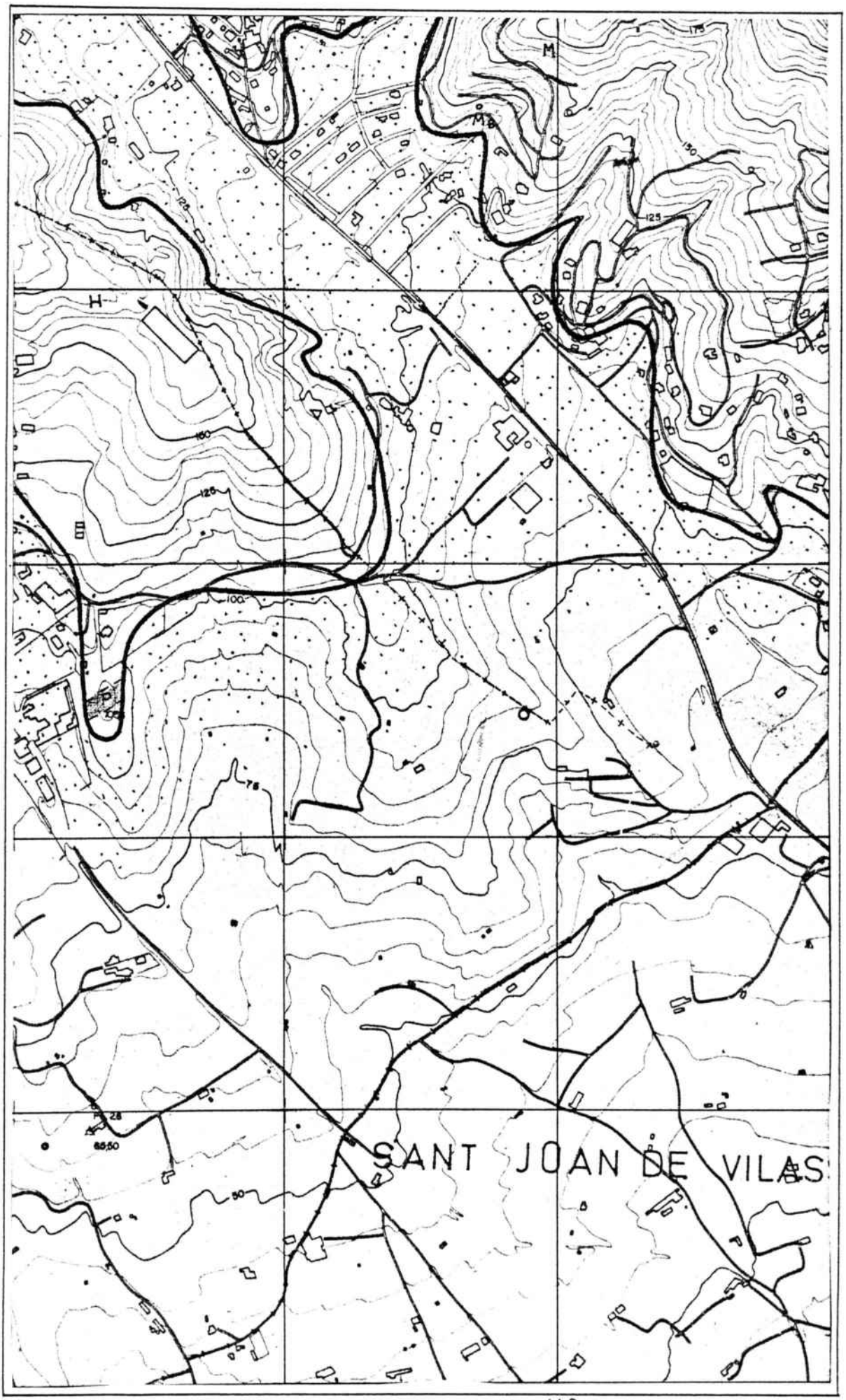
CUADRO Nº 24


4597
4596
4595
444
445
SANT MATEU
SANT PERE DE PRE
MA
QDH
PD
Sca
Scf
Fa
(Ep)
+E

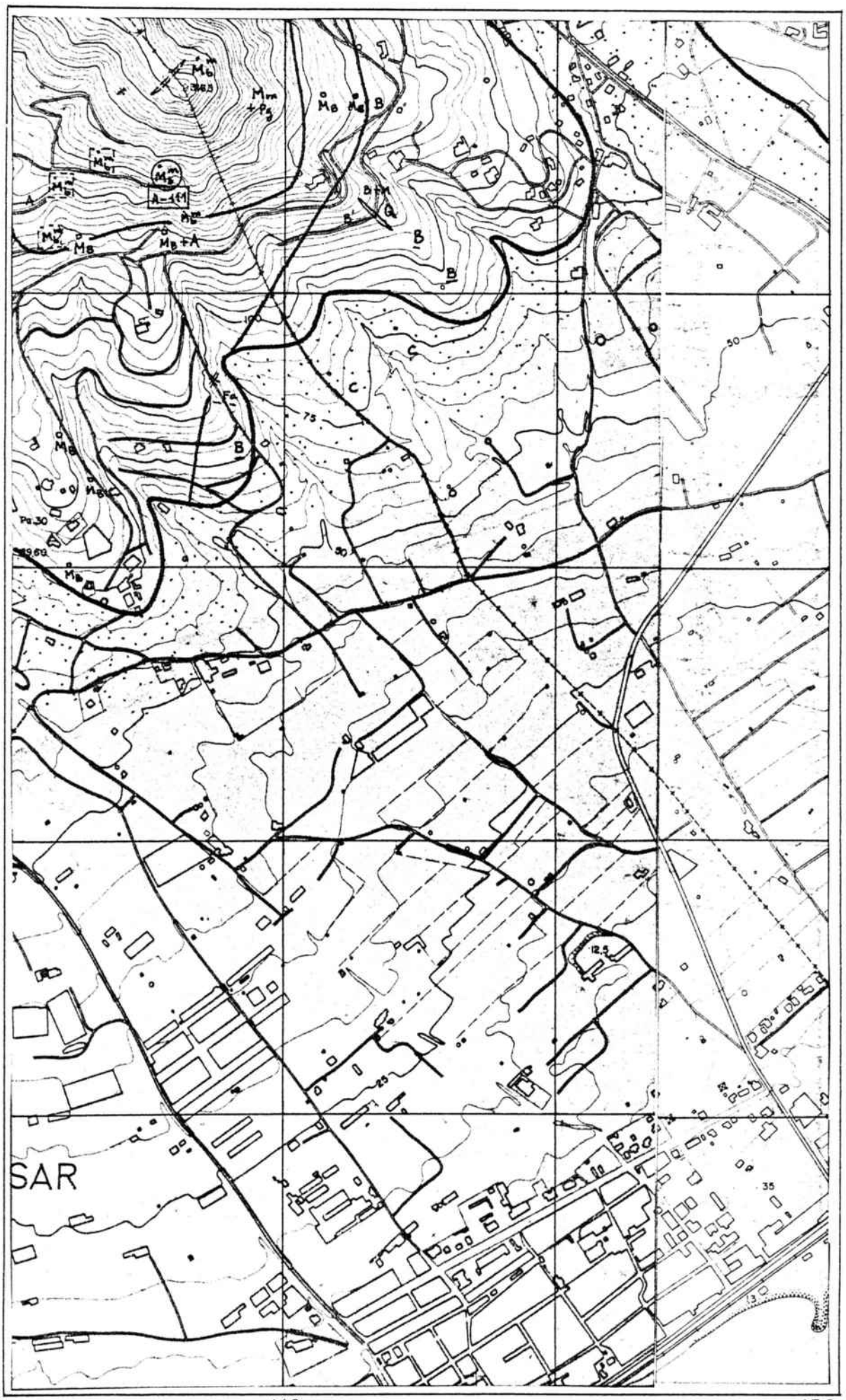
CUADRO Nº 25



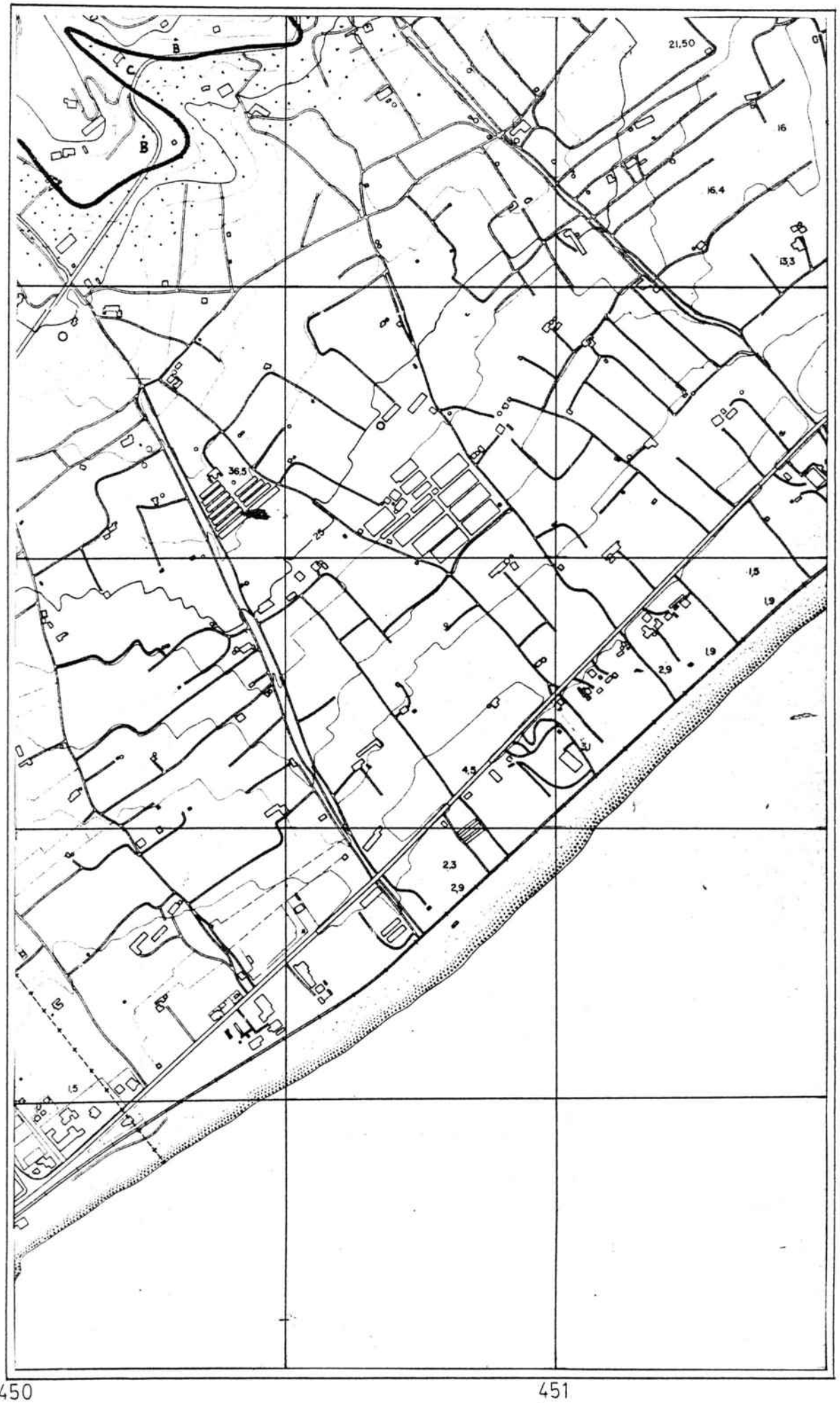
CUADRO Nº 26



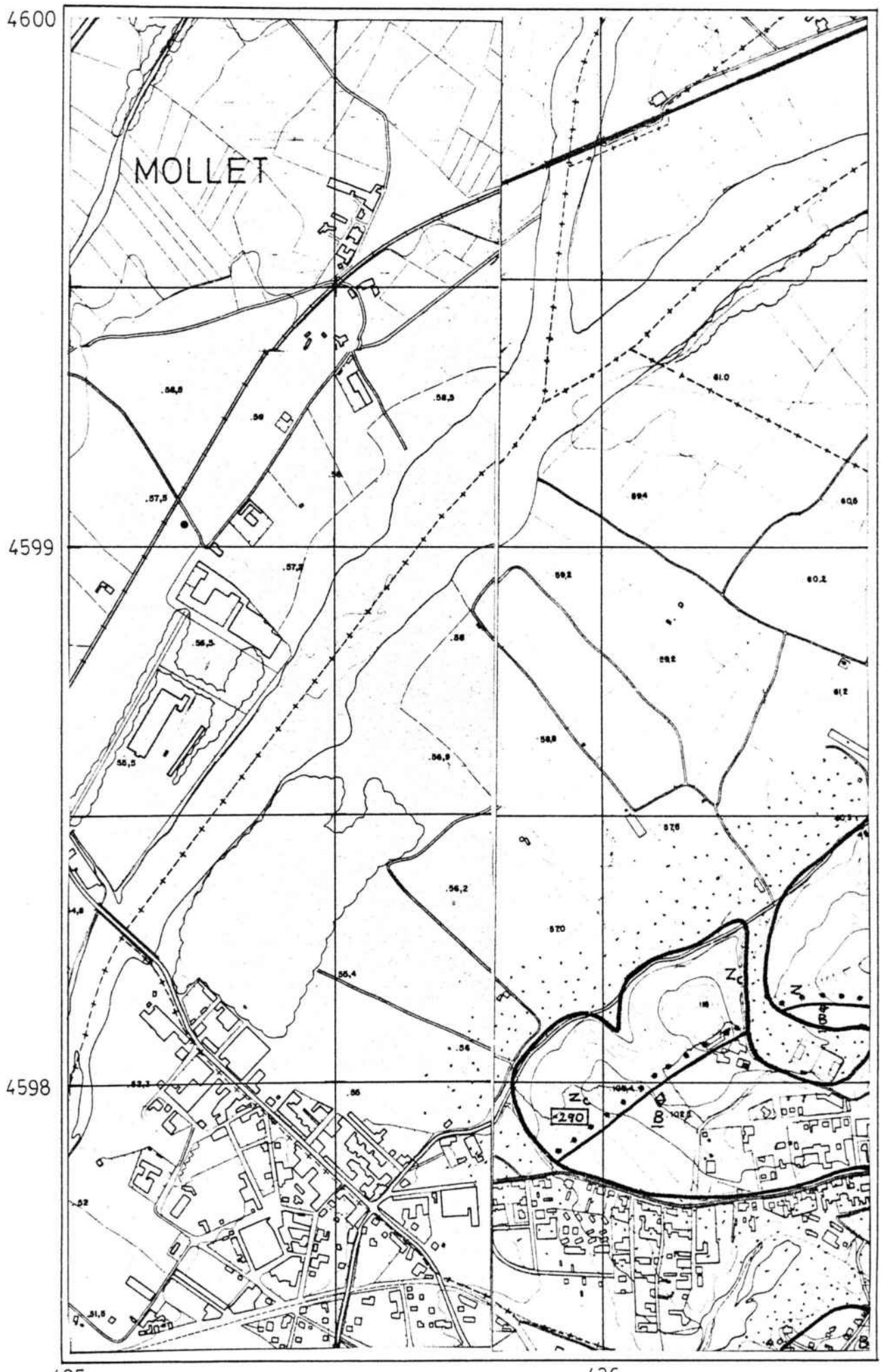
CUADRO Nº 27



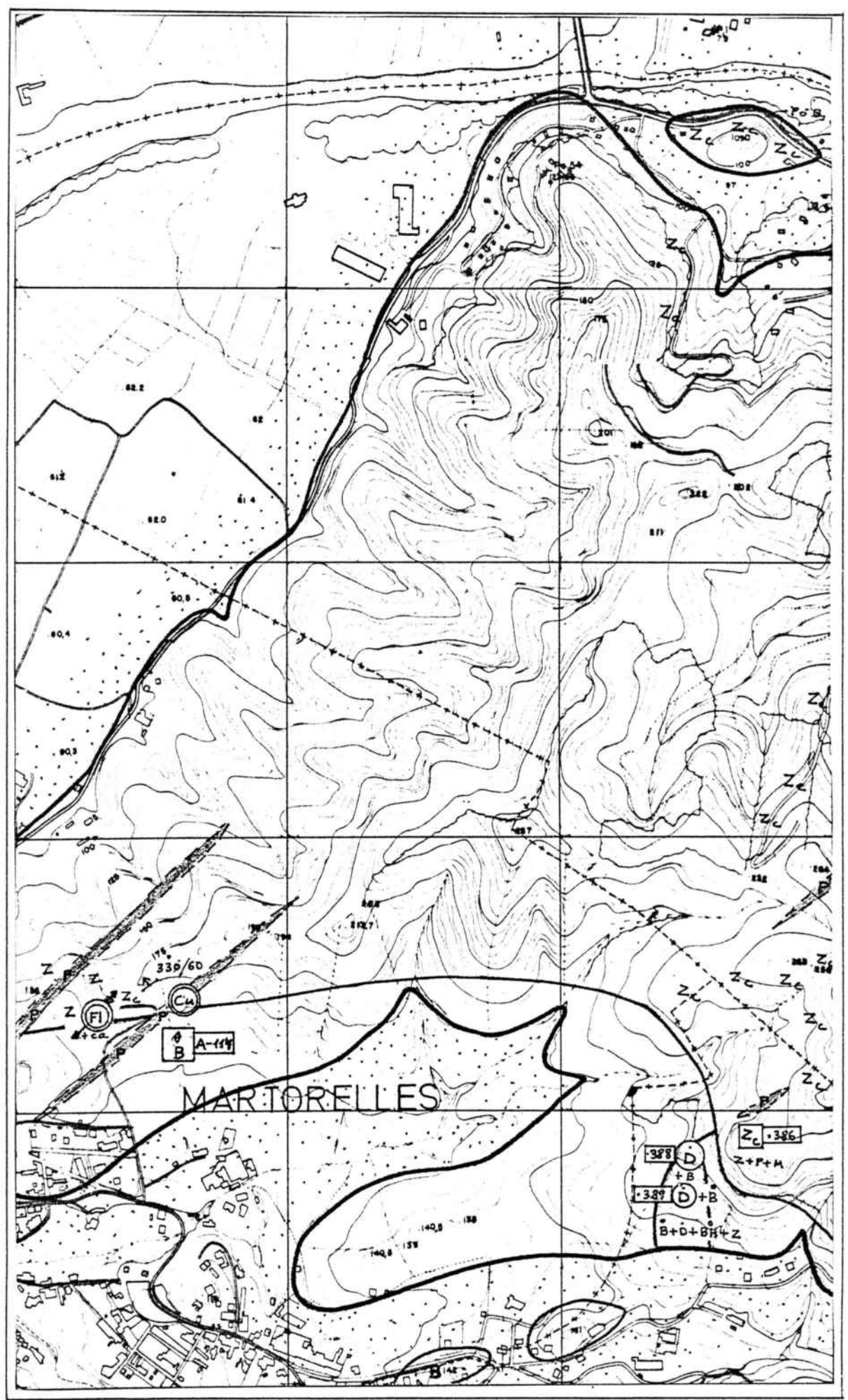
CUADRO Nº 28



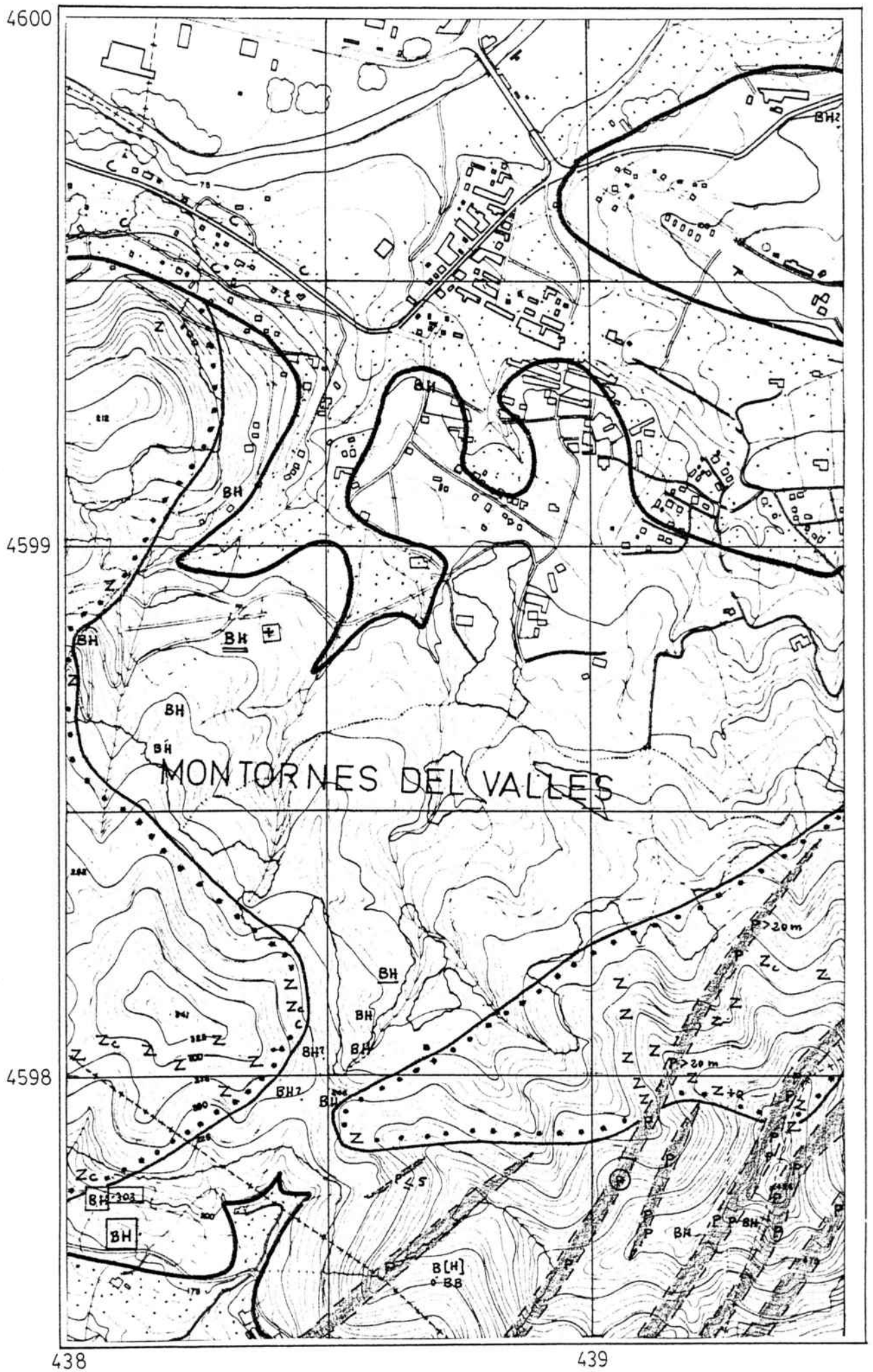
CUADRO Nº 29



CUADRO Nº 30


4600
4599
4598
437
438
MARTORELLES
330/60
Fl
+ca
C14
A-114
Zc
386
Z+P+M
388
389
D
+B
B+D+BH+Z

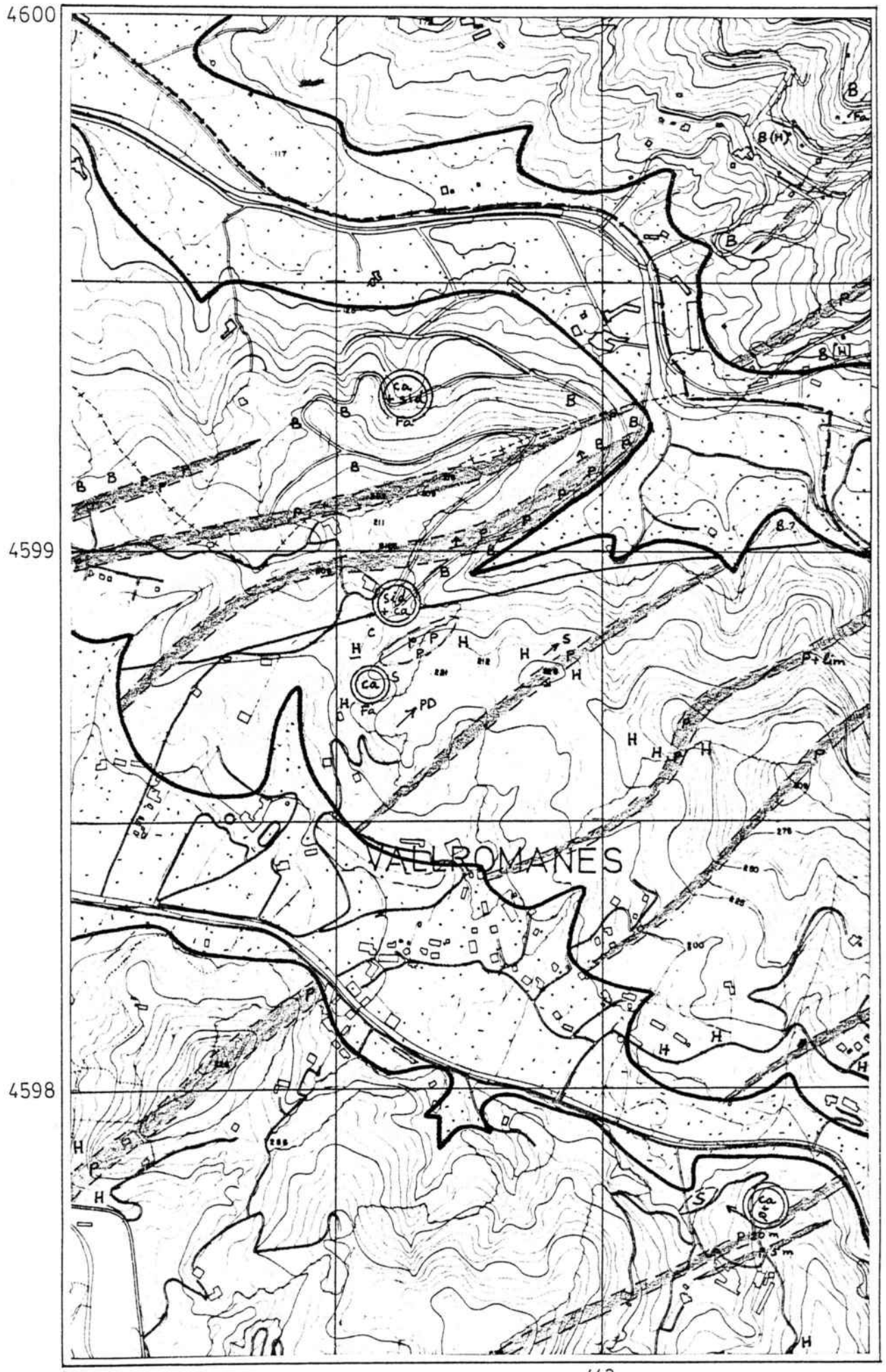
CUADRO Nº31


4600
4599
4598
438
439
MONTORNES DEL VALLES
BH
BH?
Z
Zc
P
P>20m
P<5
B[H]
BB

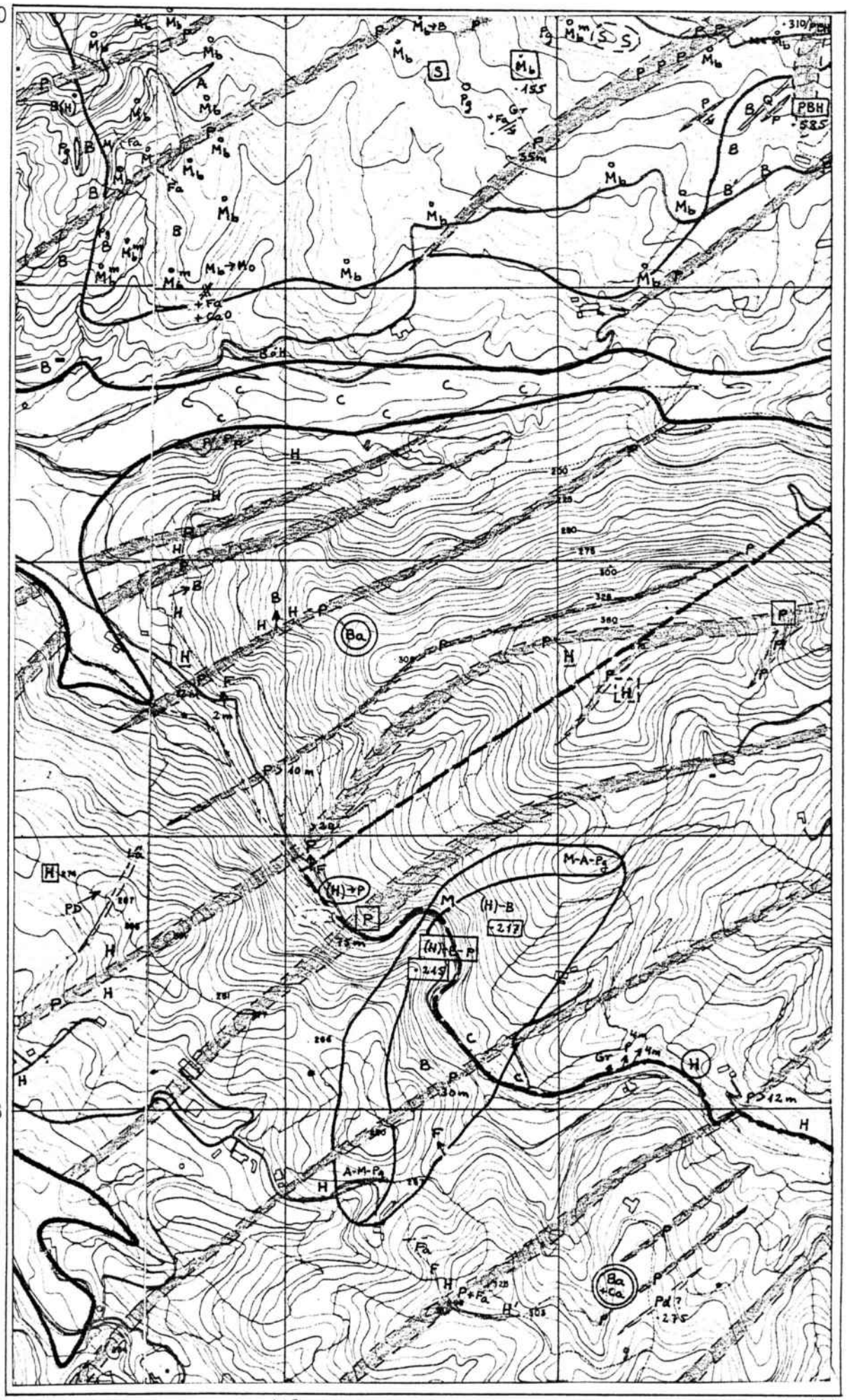
CUADRO Nº 32

4600
4599
4598
440
441
BH?
B(H)
Fa
H
A
P
C
B
BH
Ca
H'
PD
P>30m
P>20
BH+ea
BH+emi
+emet
BH+emi
178 BH +emi

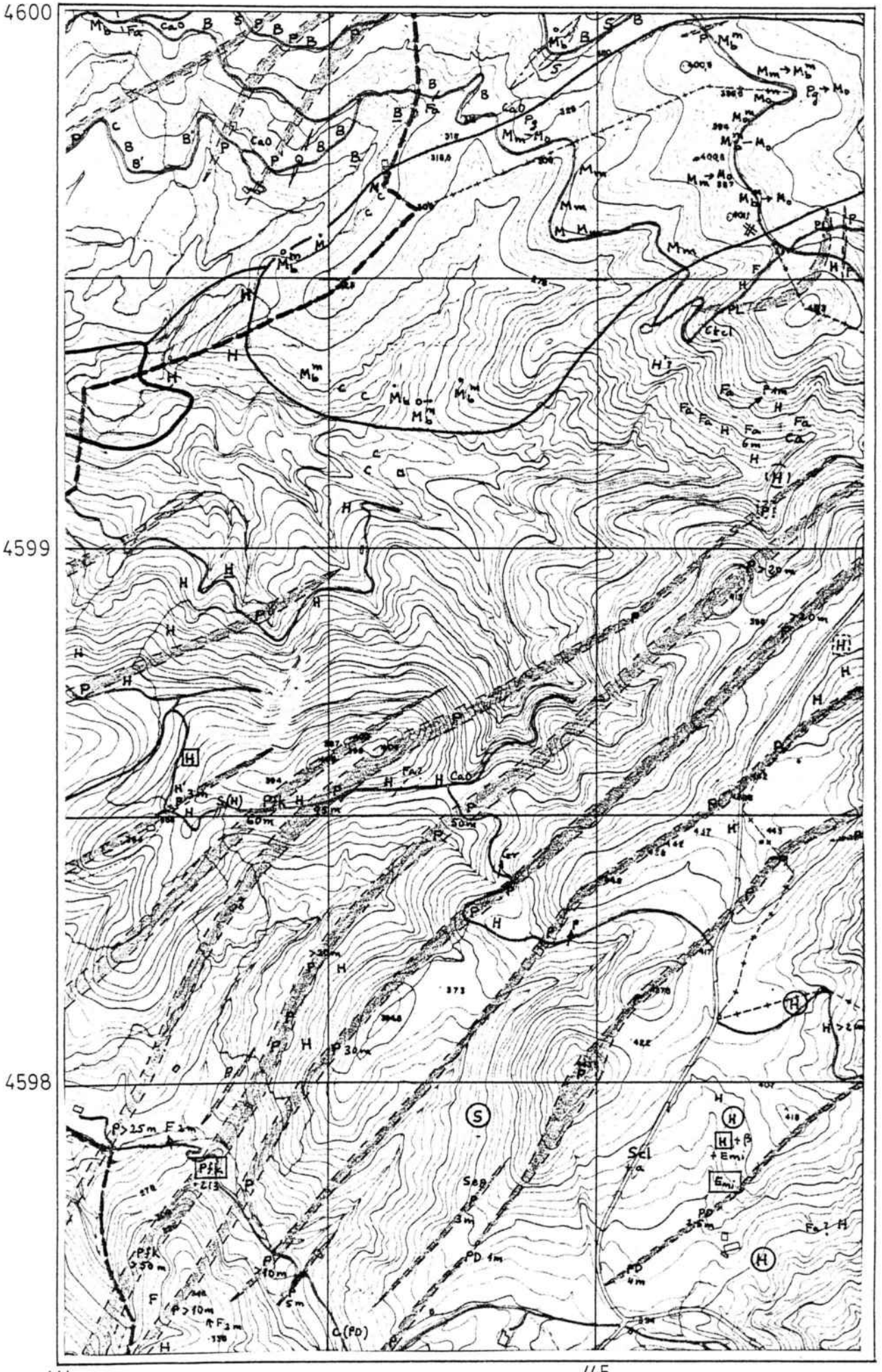
CUADRO Nº 33



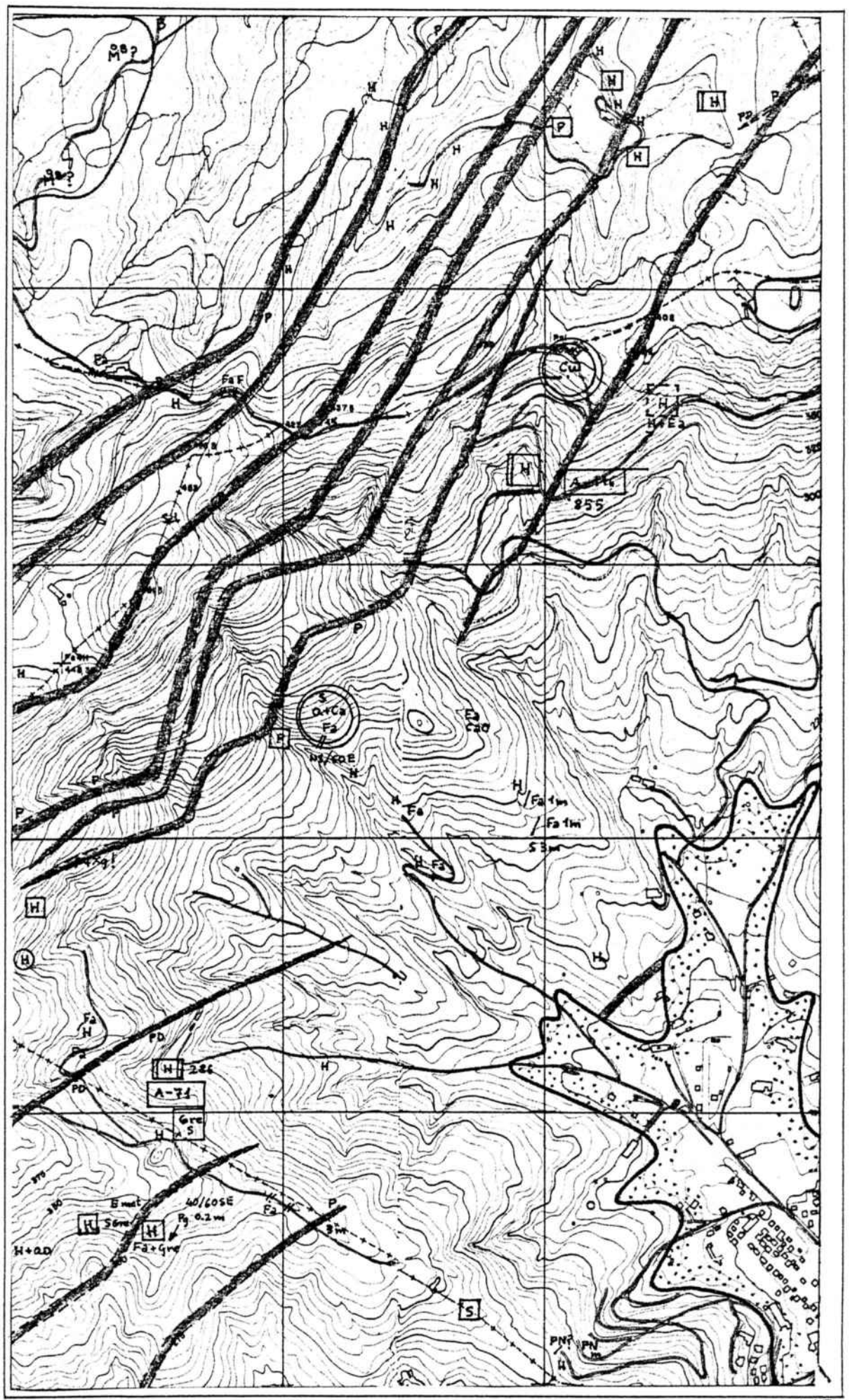
CUADRO Nº34



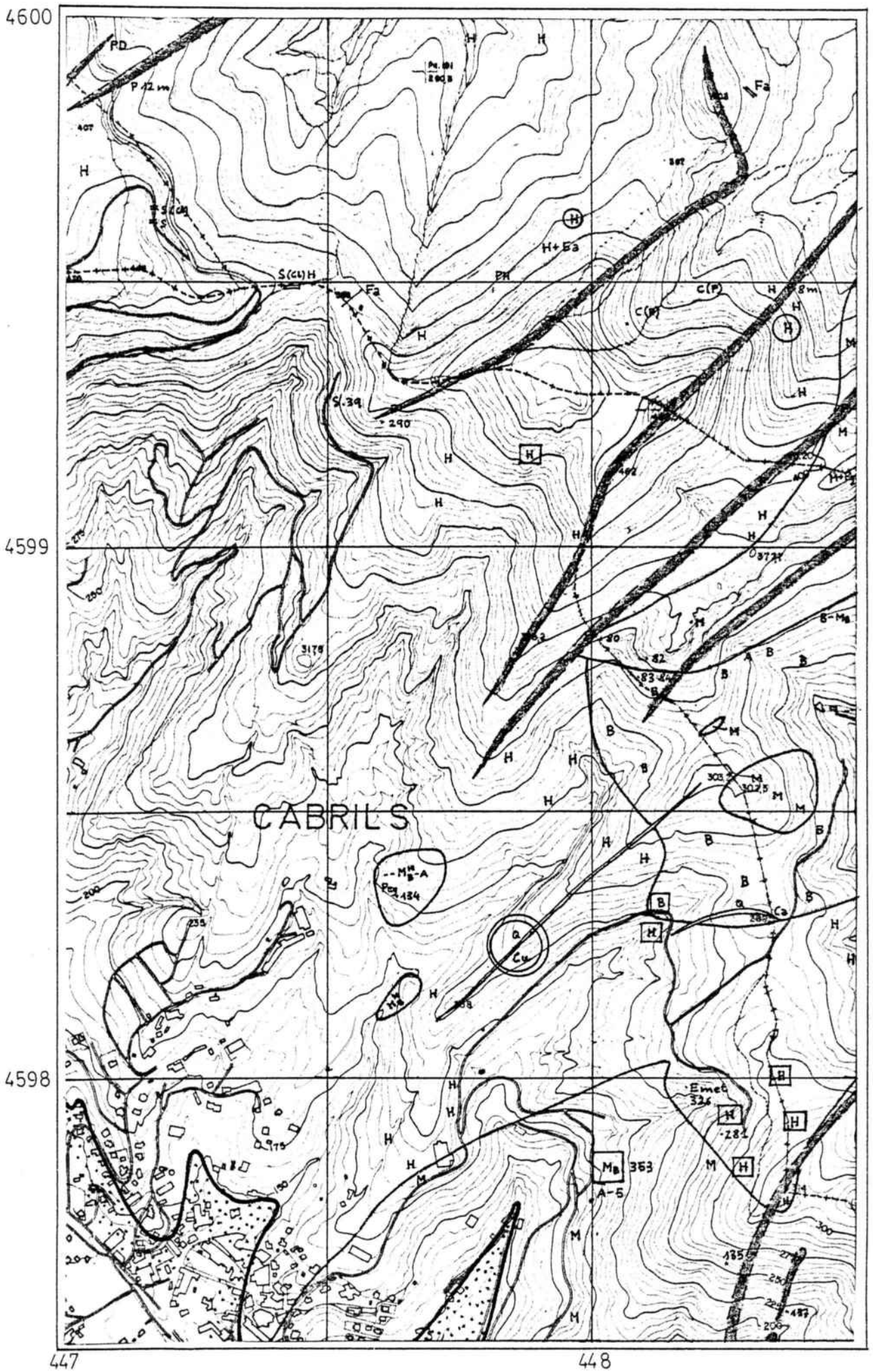
CUADRO Nº 35



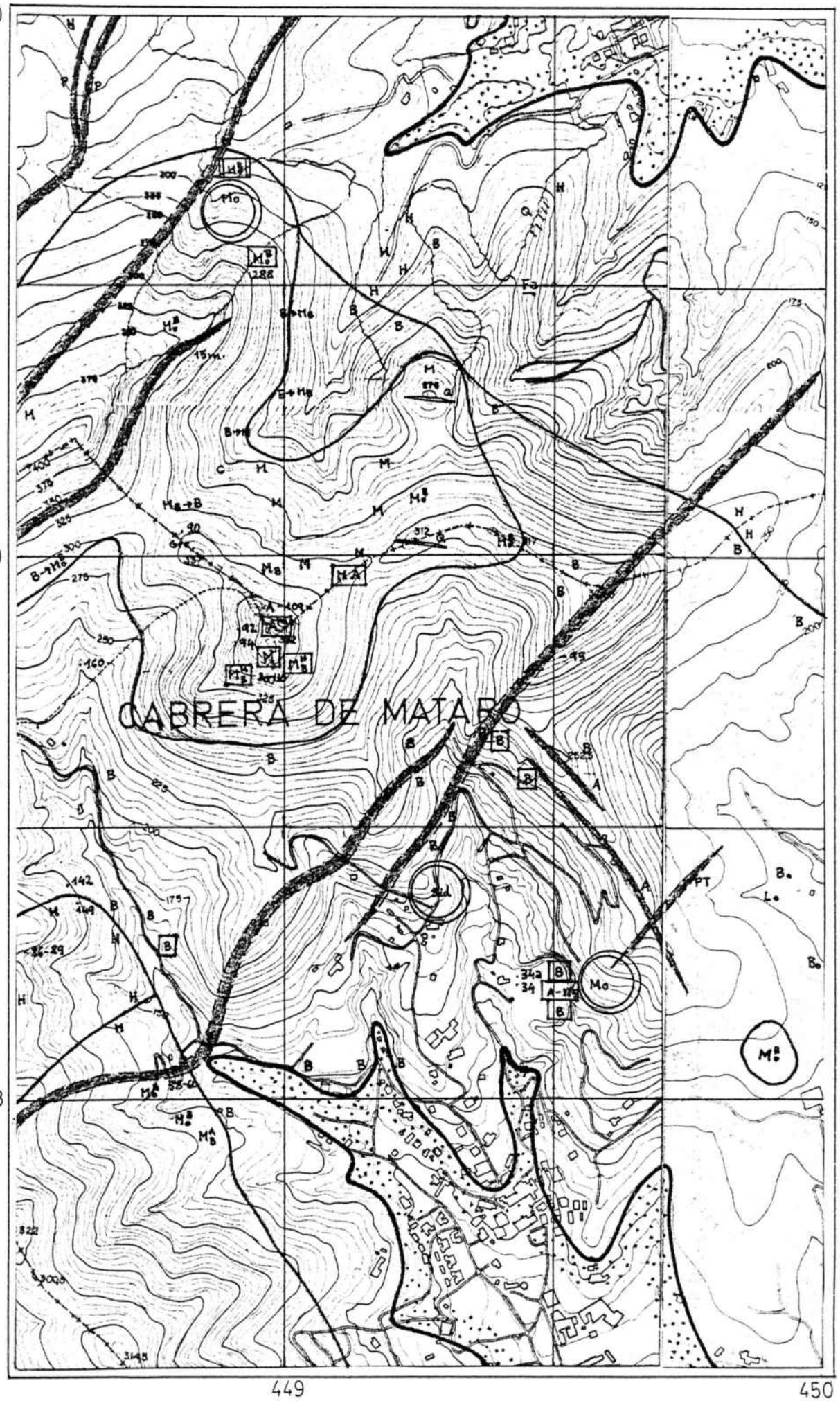
CUADRO Nº 36


4600
4599
4598
446
447
855
A-71
286
Gres
S
Fa+Gre
H+aD
40/60SE
Pg 0.2 m
5 mat
Fa 1m
53m
3m
PN?
PN
Fa+q!

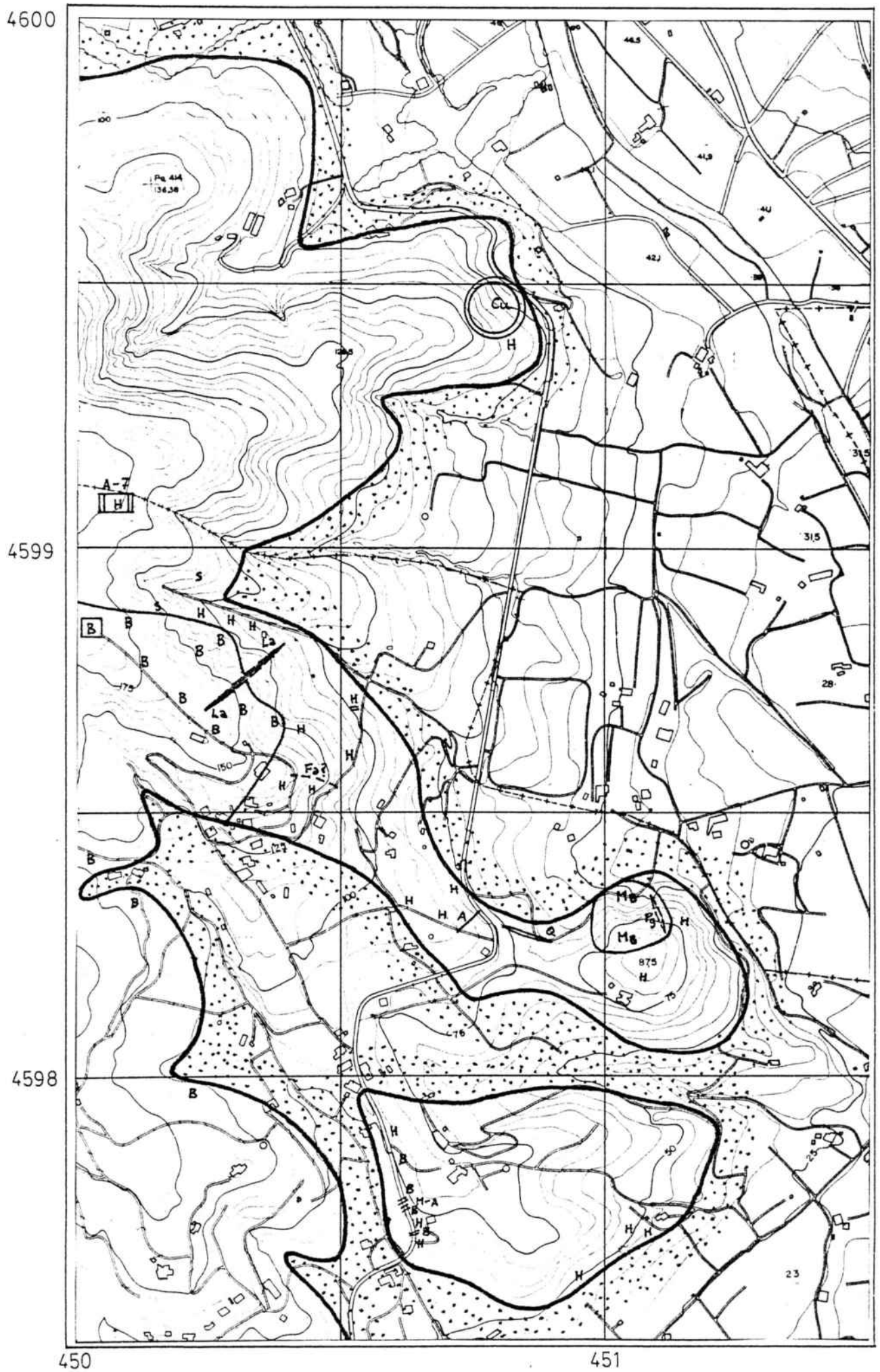
CUADRO Nº 37


4600
4599
4598
447
448
CABRILS
PD
P 12 m
S(cl) H
Fa
H+Fa
PH
C(P)
S.39
+ 290
Emet
326
281
Mb
A-5
353
135

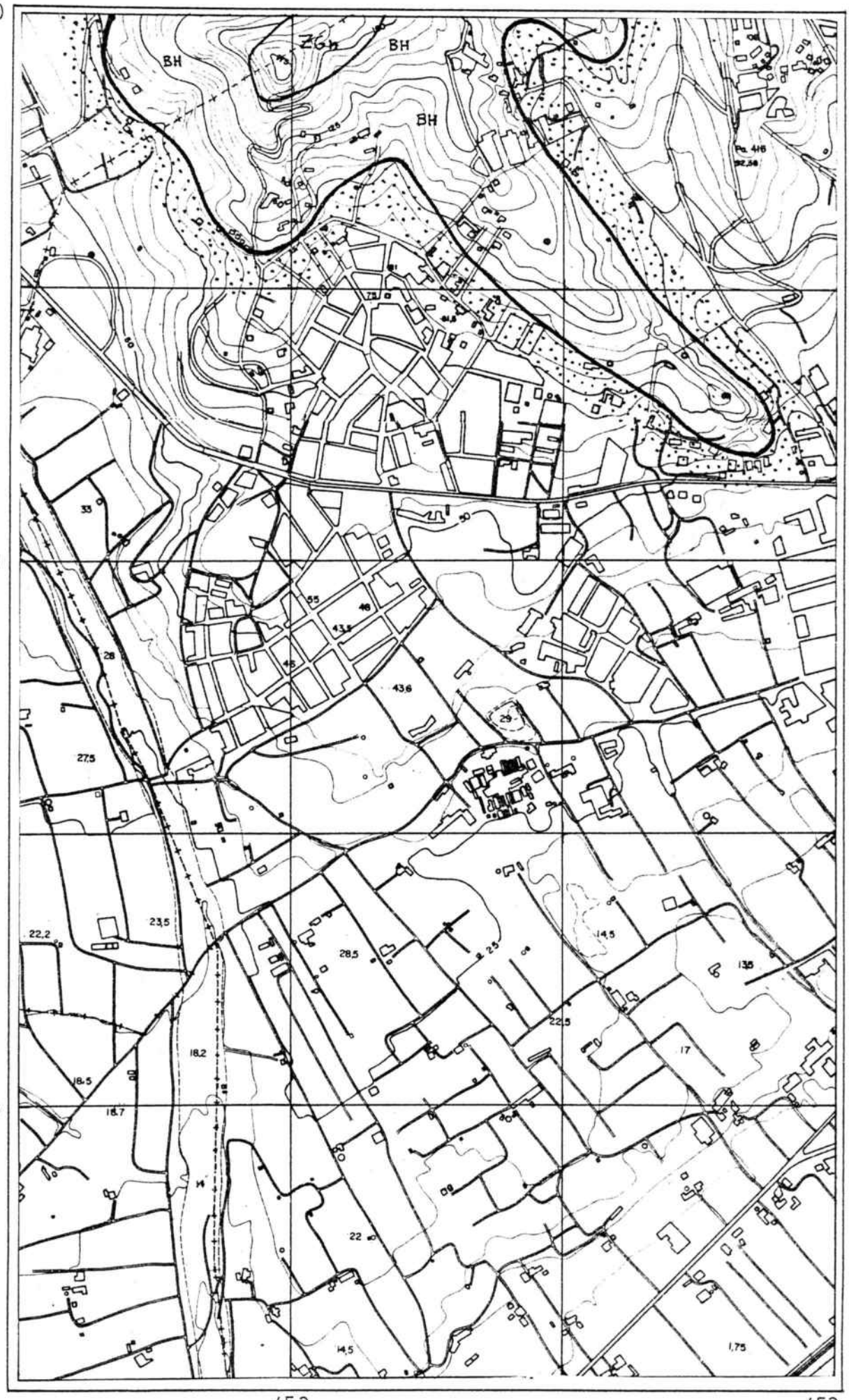
CUADRO Nº 38



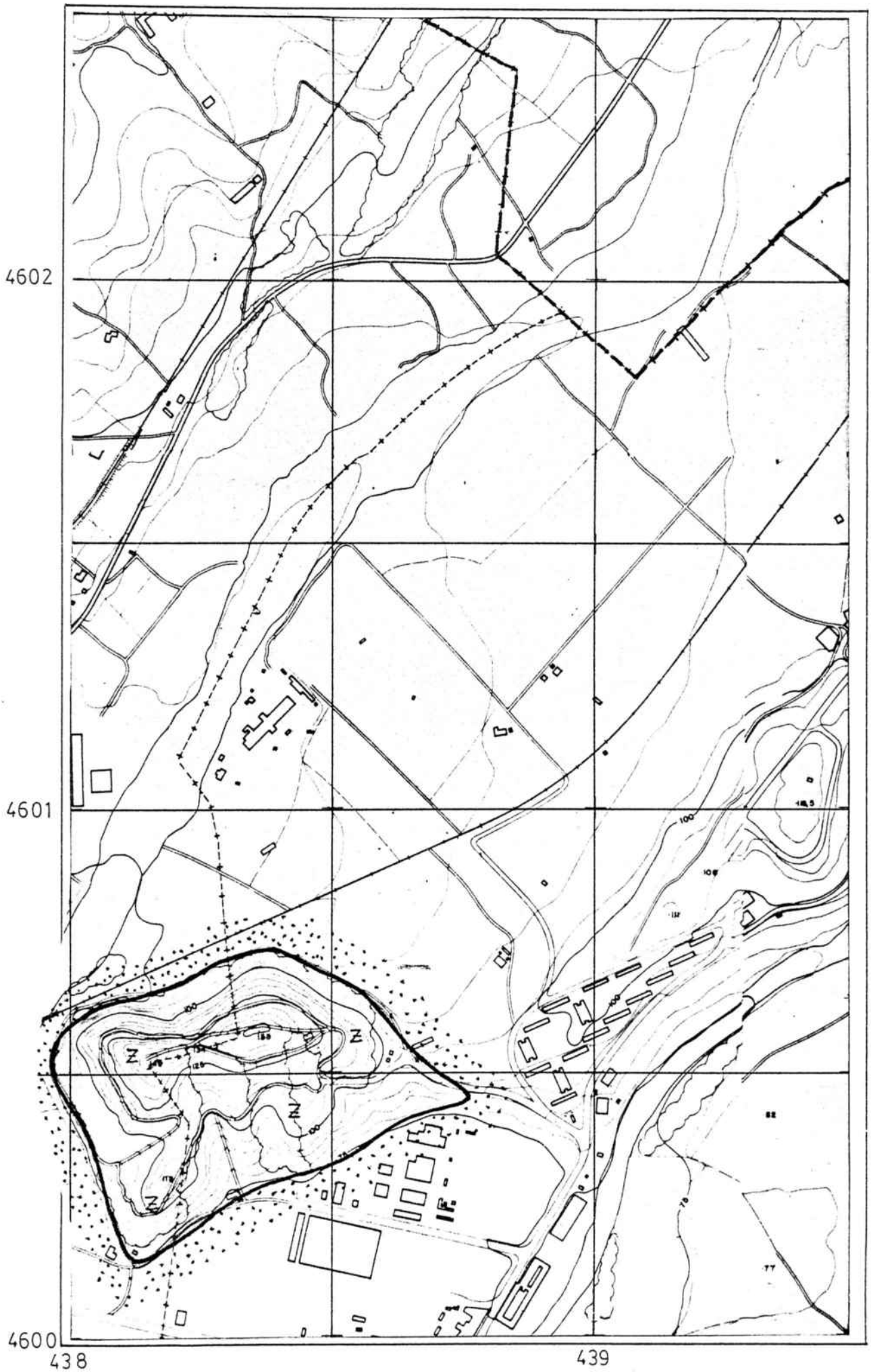
CUADRO Nº 39


4600
4599
4598
450
451
Pq. 414
136,38
Cu
H
A-7
H
S
B
La
Fa?
Ms
Fg
875
H-A
100
150
175
127
75
23
28
31,5
42,1
44,5

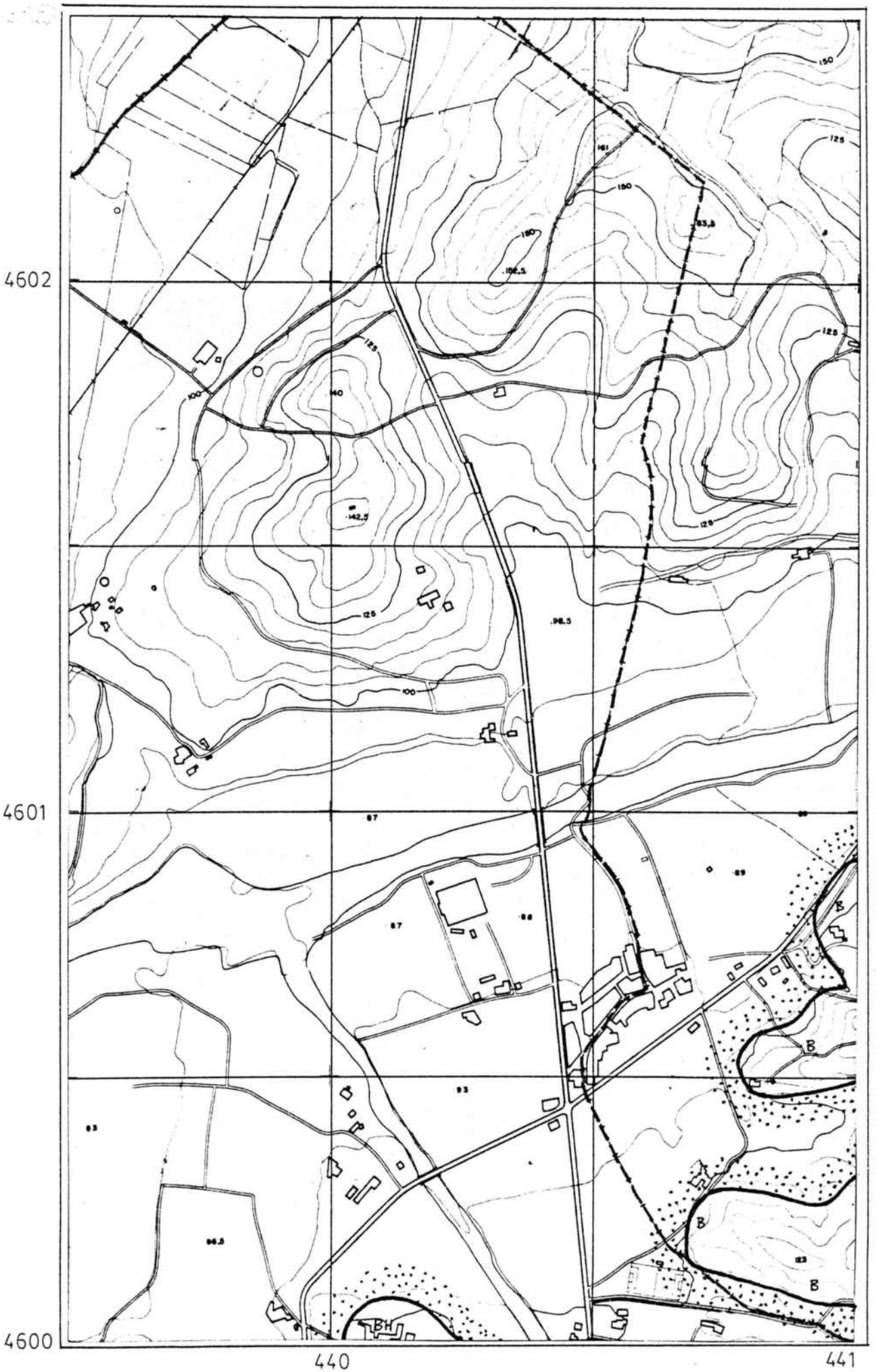
CUADRO Nº 40


4600
4599
4598
452
453
BH
BH
BH
Zh
Pc. 416
32,38
33
28
27,5
55
46
43,5
43,6
29
22,2
23,5
28,5
2,5
14,5
13,5
22,5
17
18,2
18,5
18,7
14
22
14,5
1,75

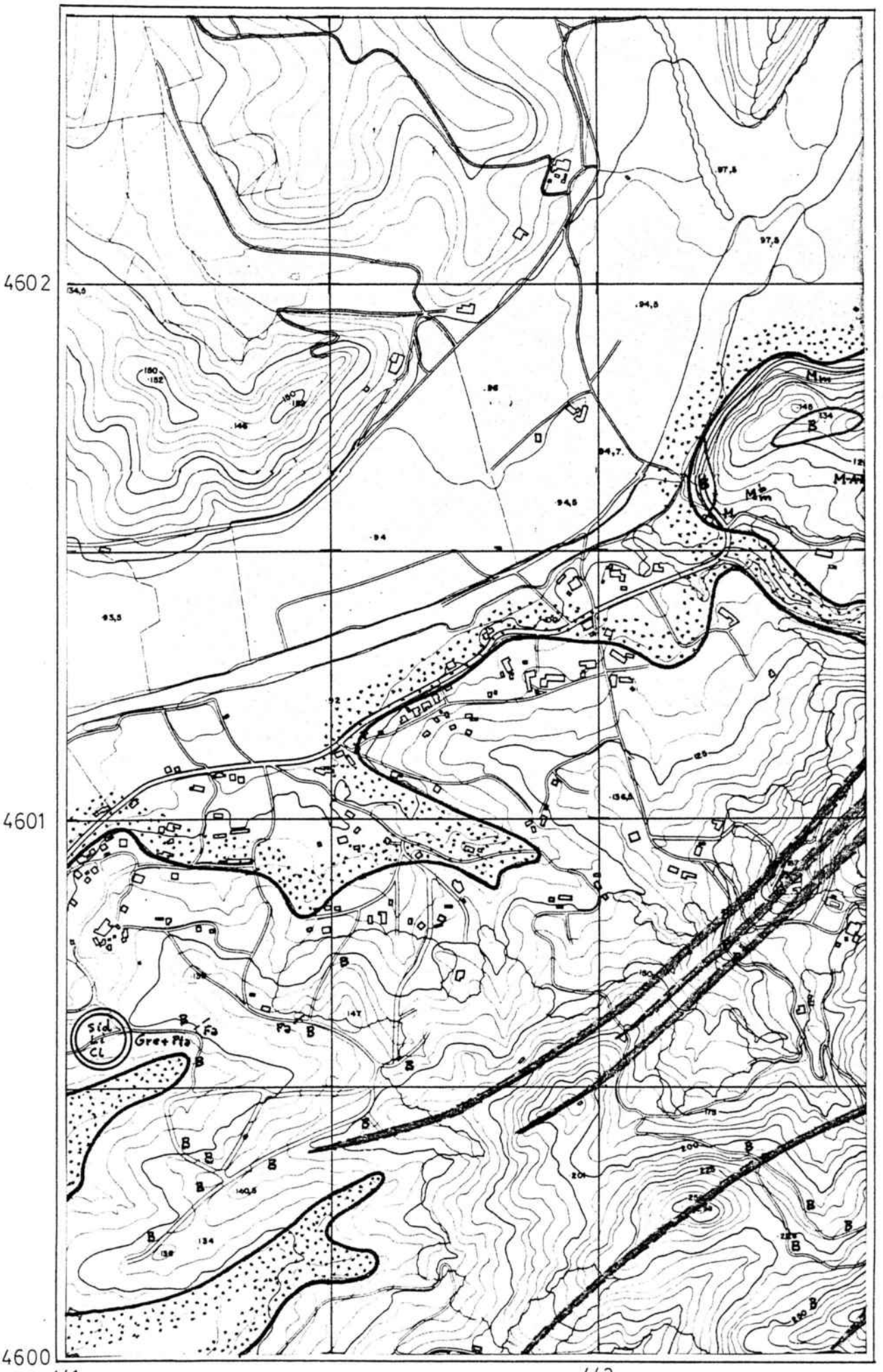
CUADRO Nº41



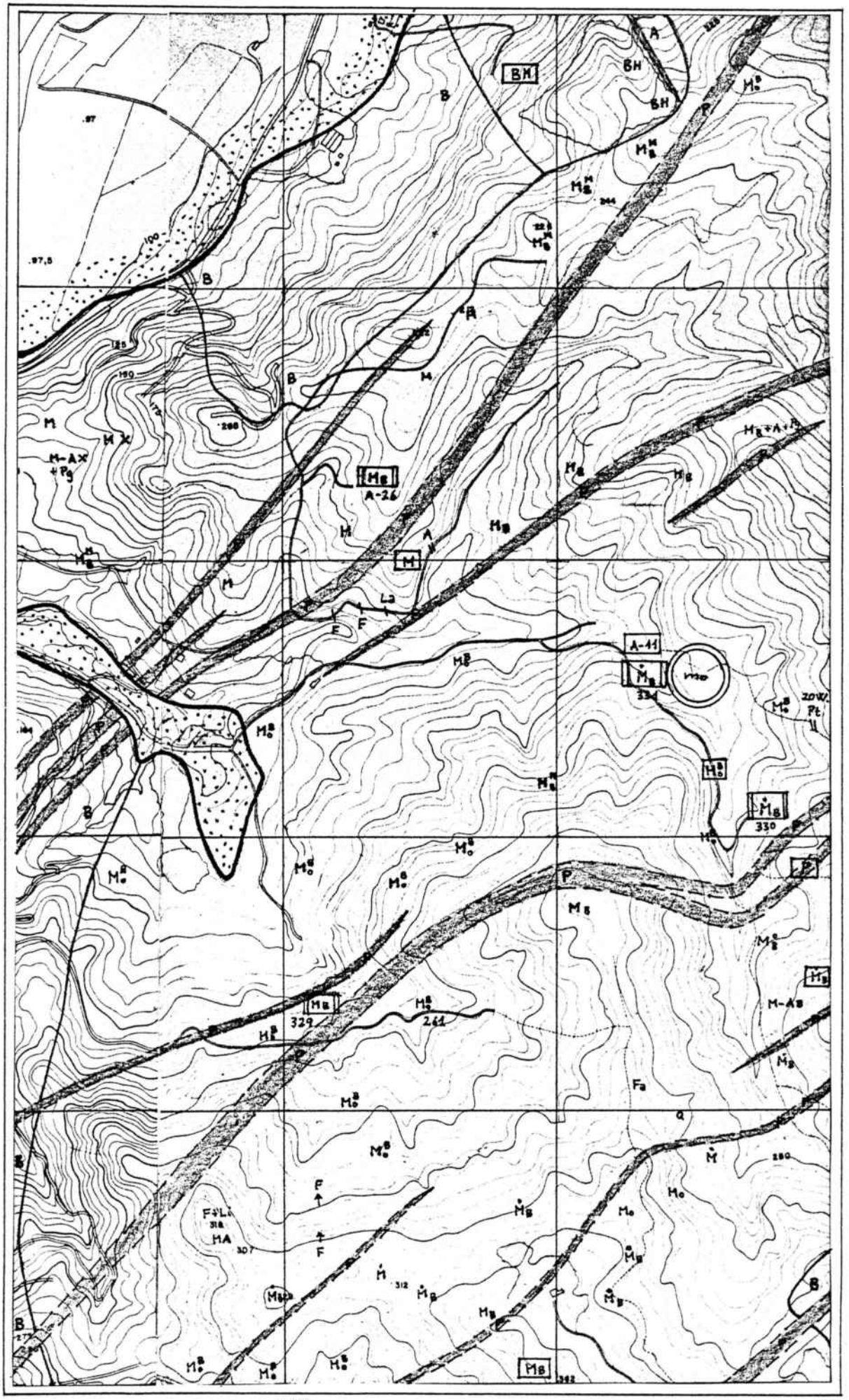
CUADRO Nº 42



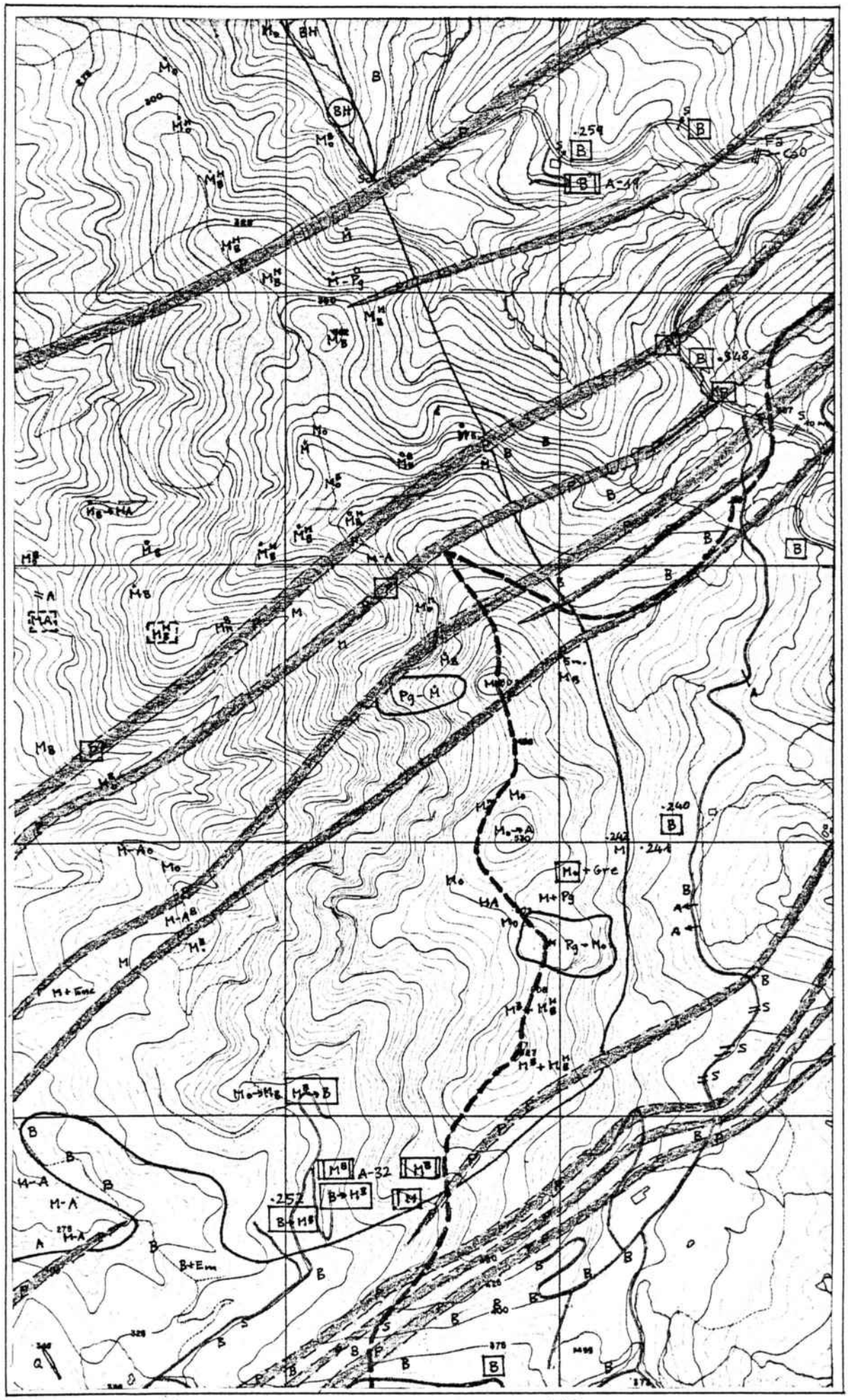
CUADRO Nº 43



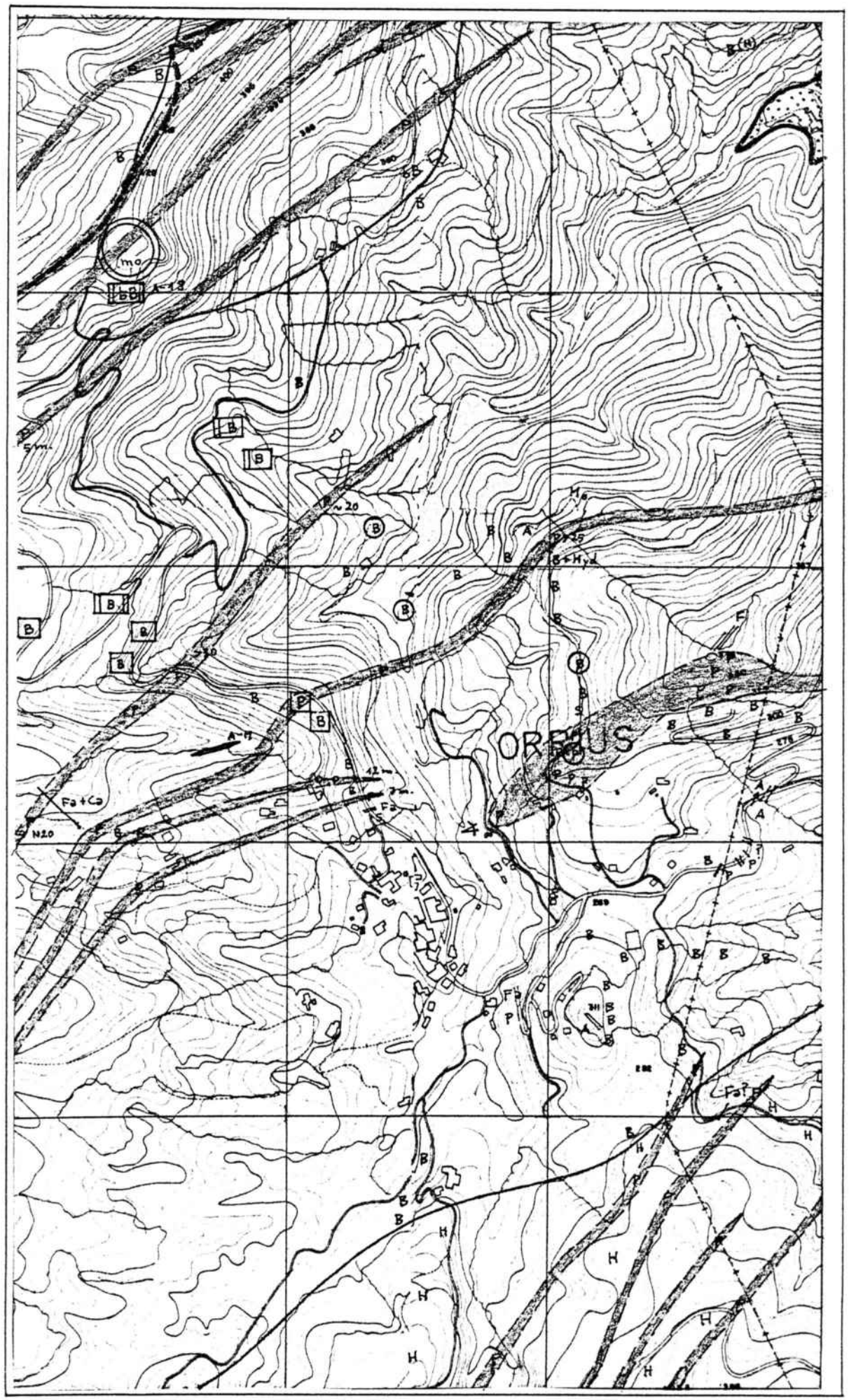
CUADRO Nº 44


4602
4601
4600
443
444
A-26
A-11
330
329
261
M-AX
+Pg
M-AB
F+Li
MA
Fa
BH
Pt
20W

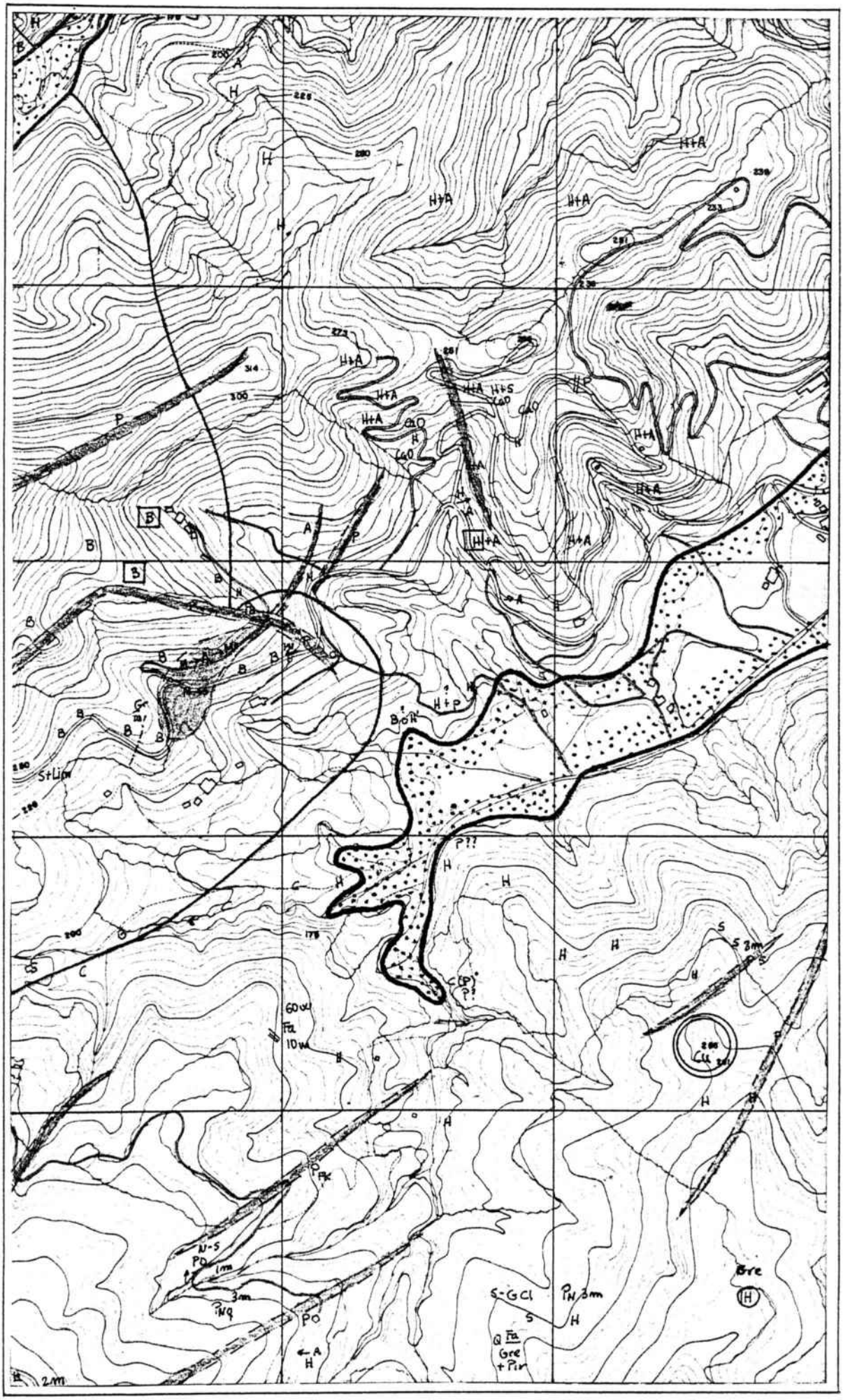
CUADRO Nº 45


4602
4601
4600
444
445
A-32
A-44
Pg - M
Pg - Mo
M + Pg
M + Gre
M + Emc
B + Emc
.252
.254
.240
.244
.548

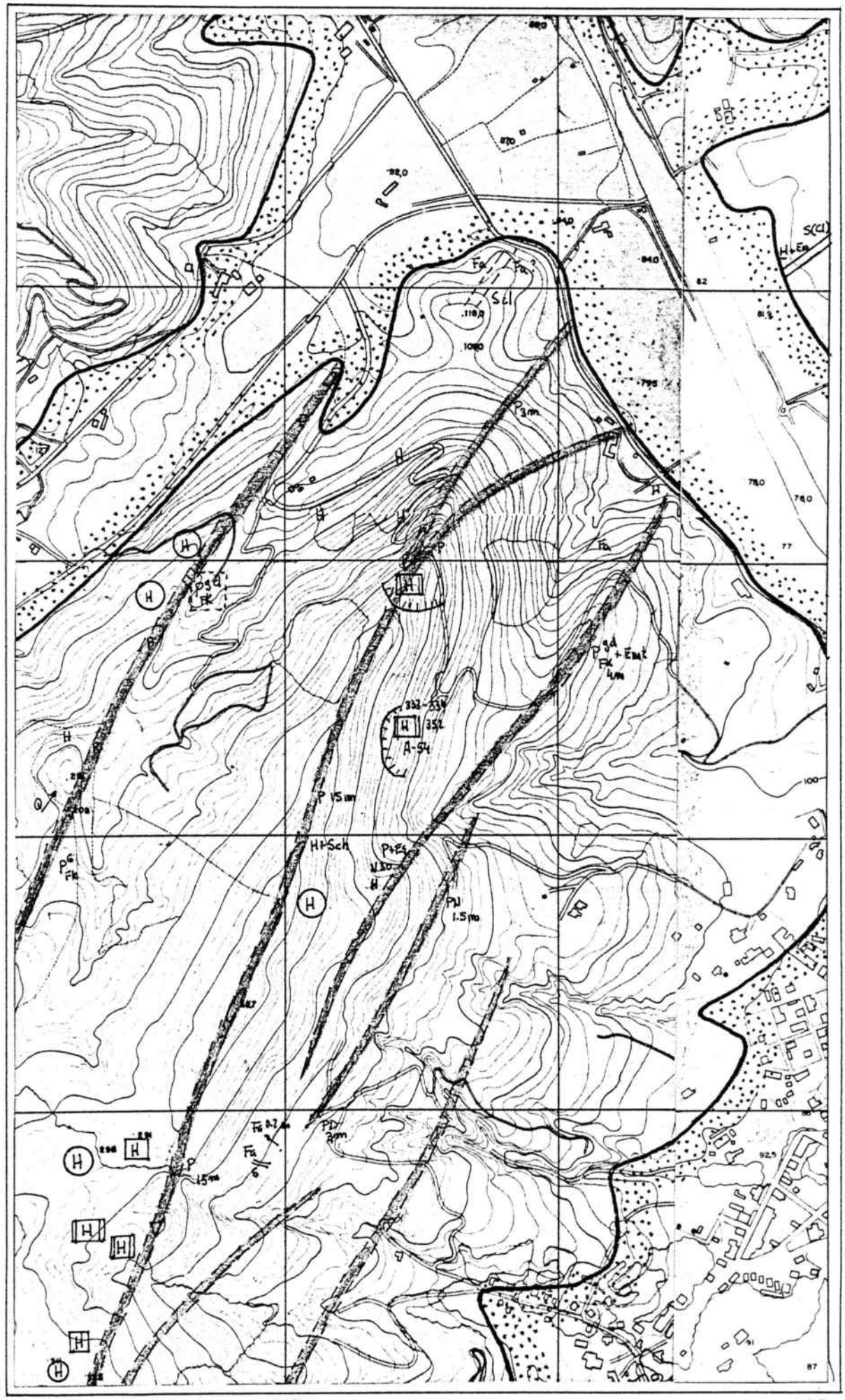
CUADRO Nº 46



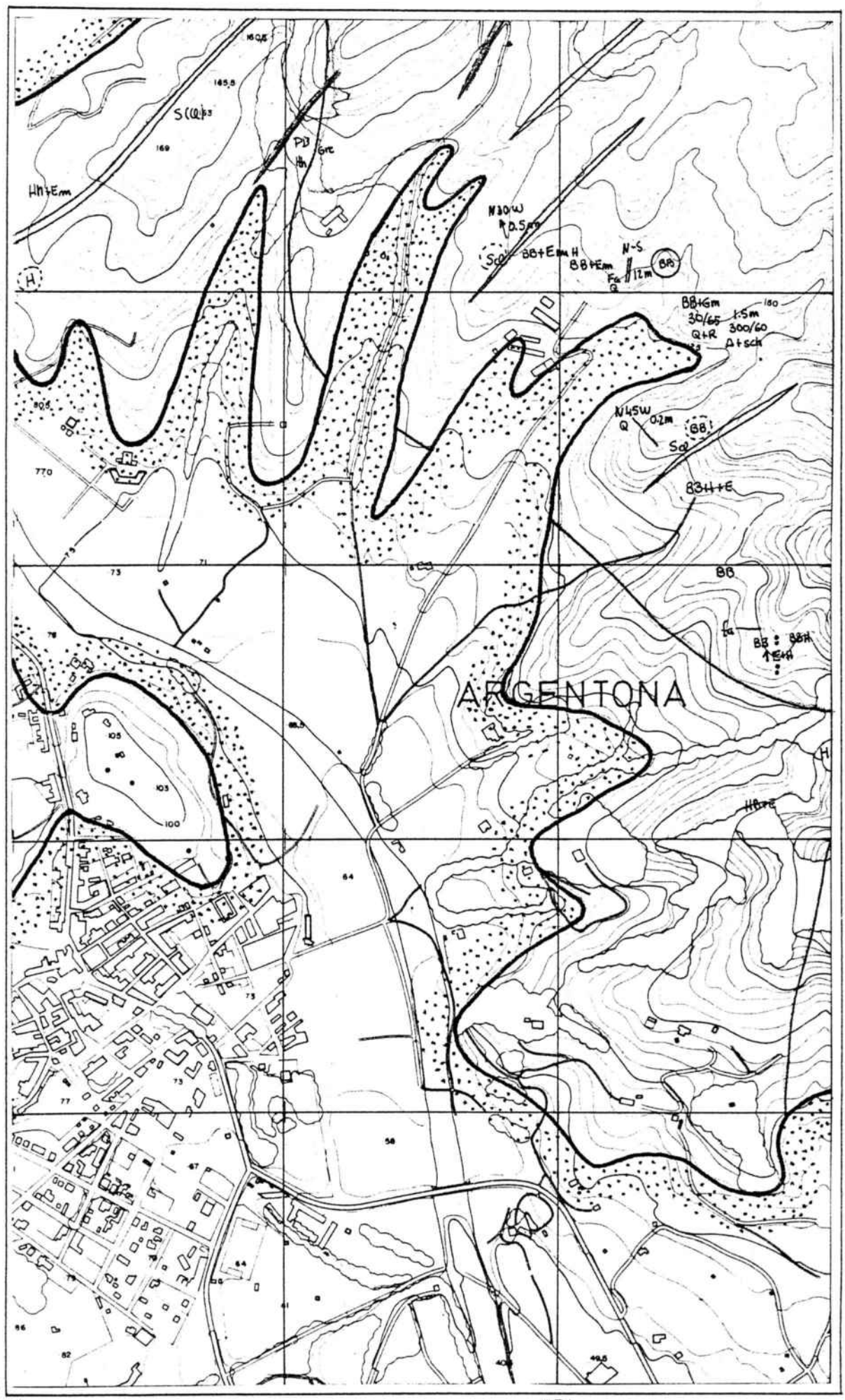
CUADRO Nº 47



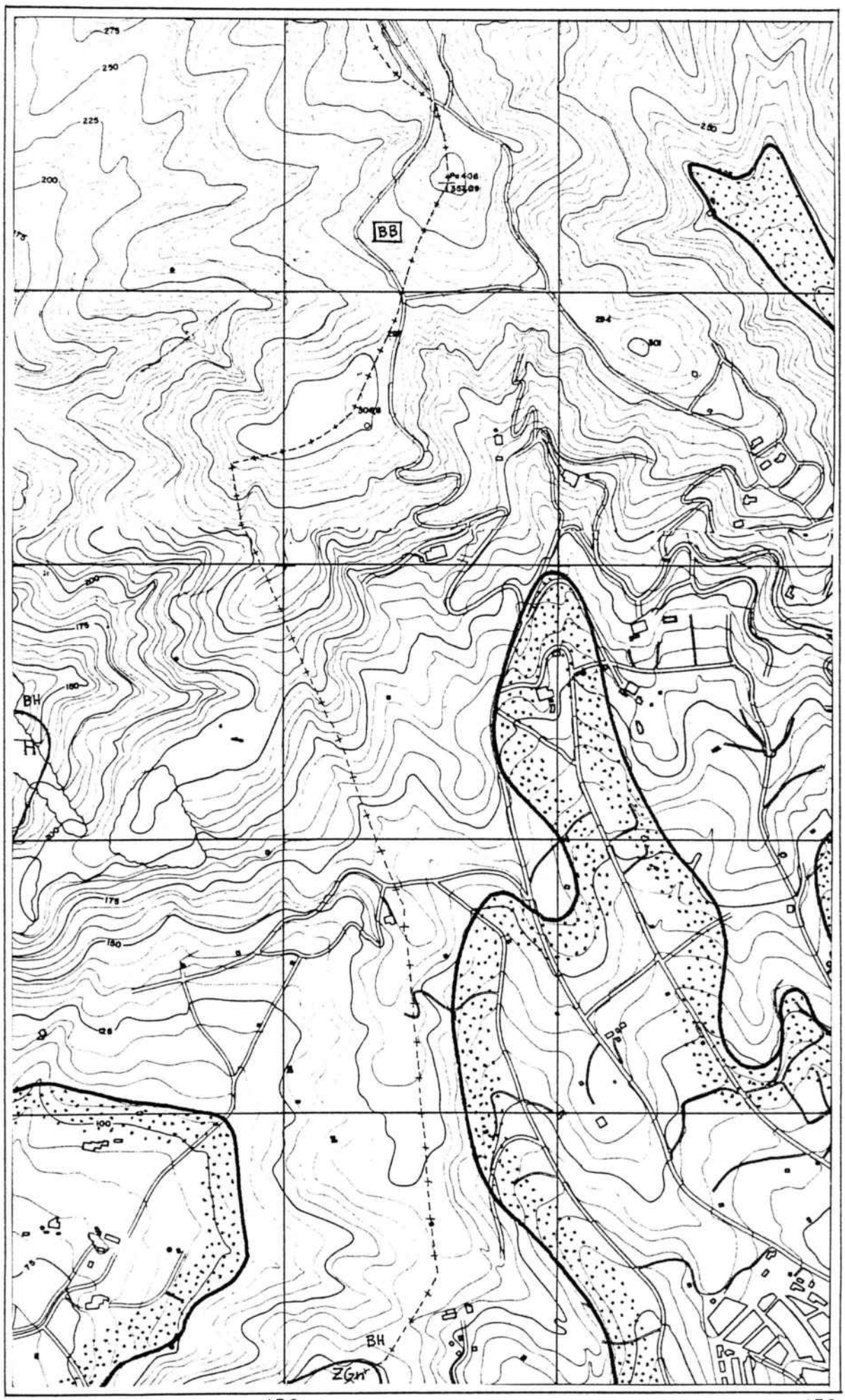
CUADRO Nº 48



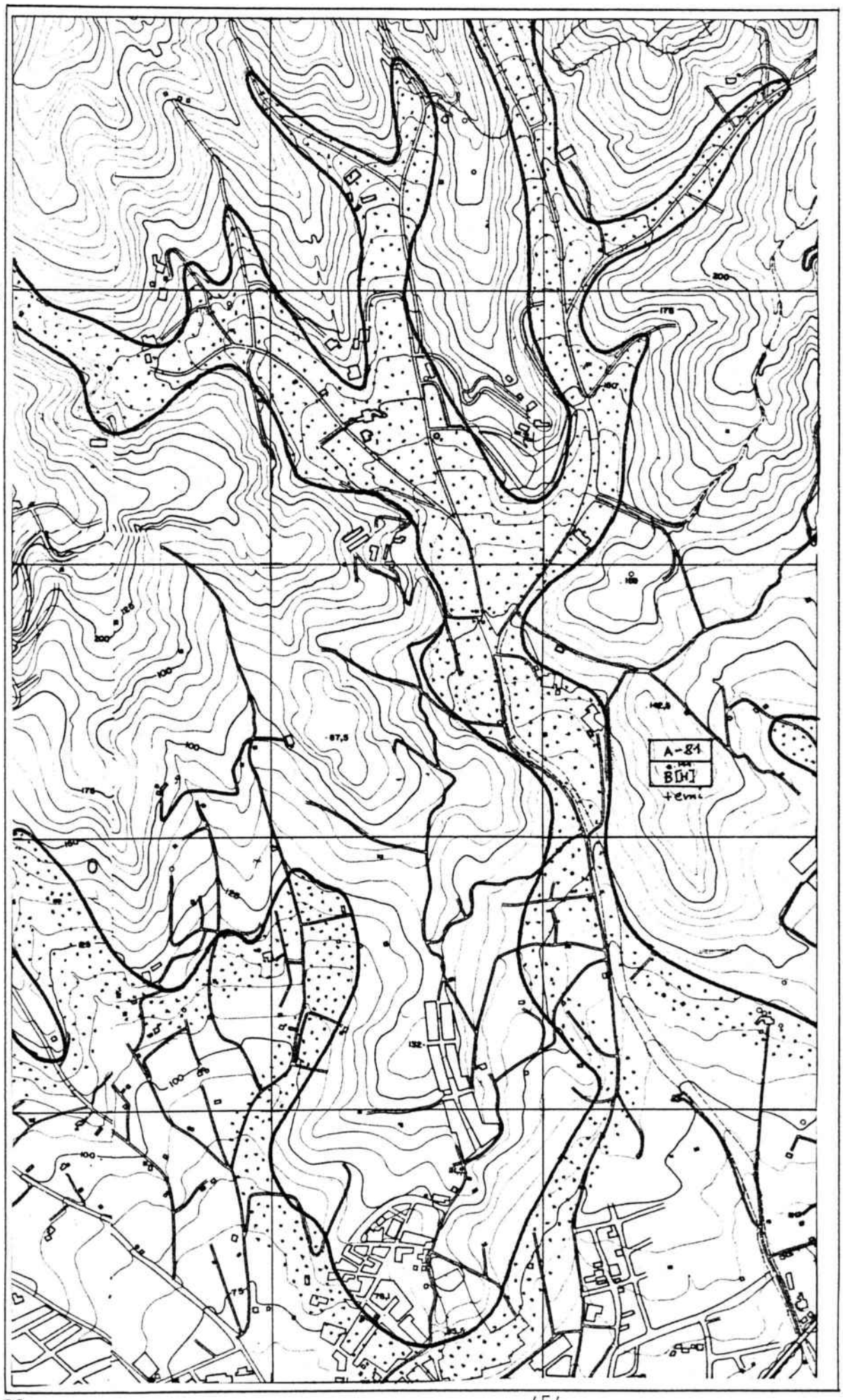
CUADRO Nº 49



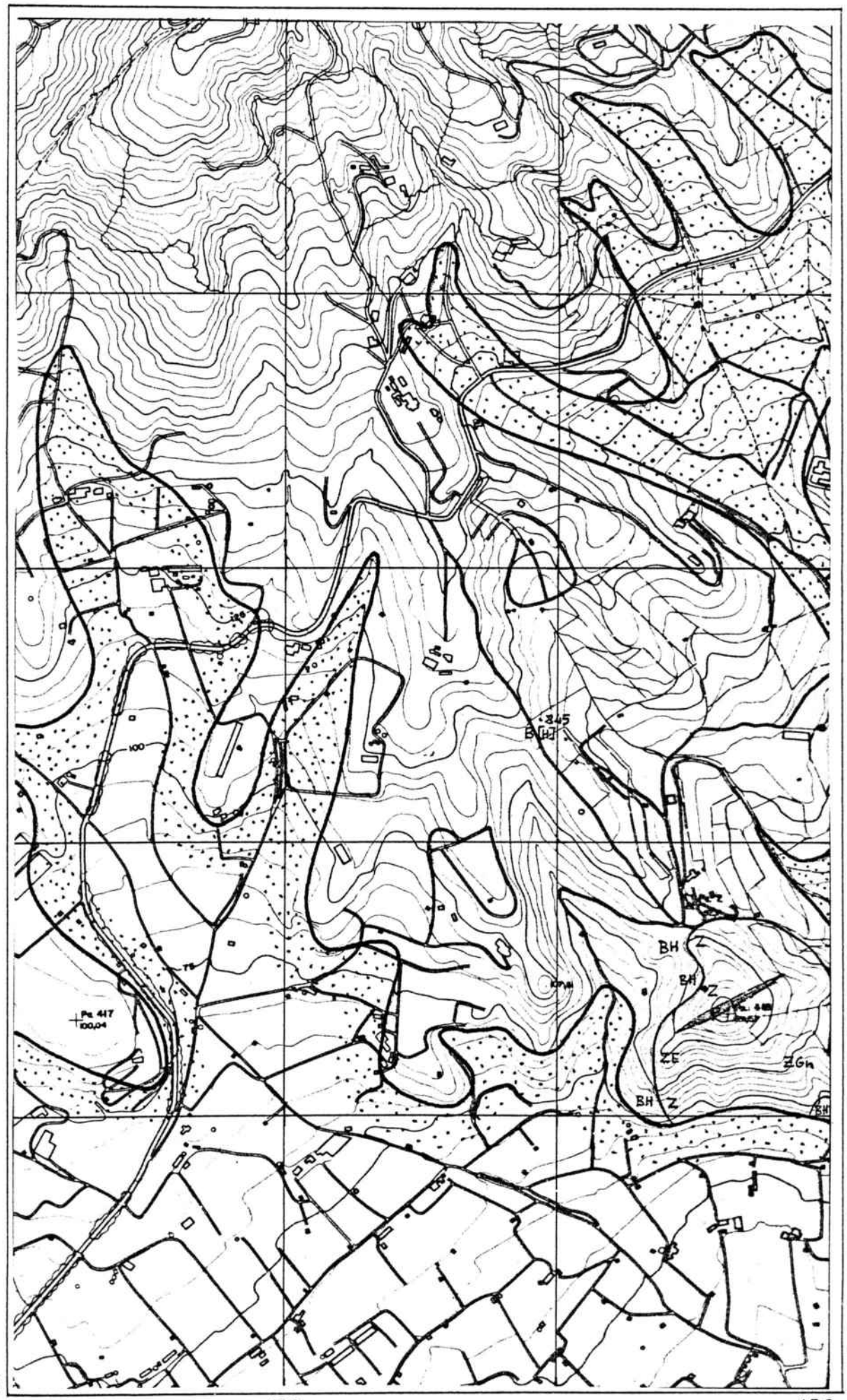
CUADRO Nº 50



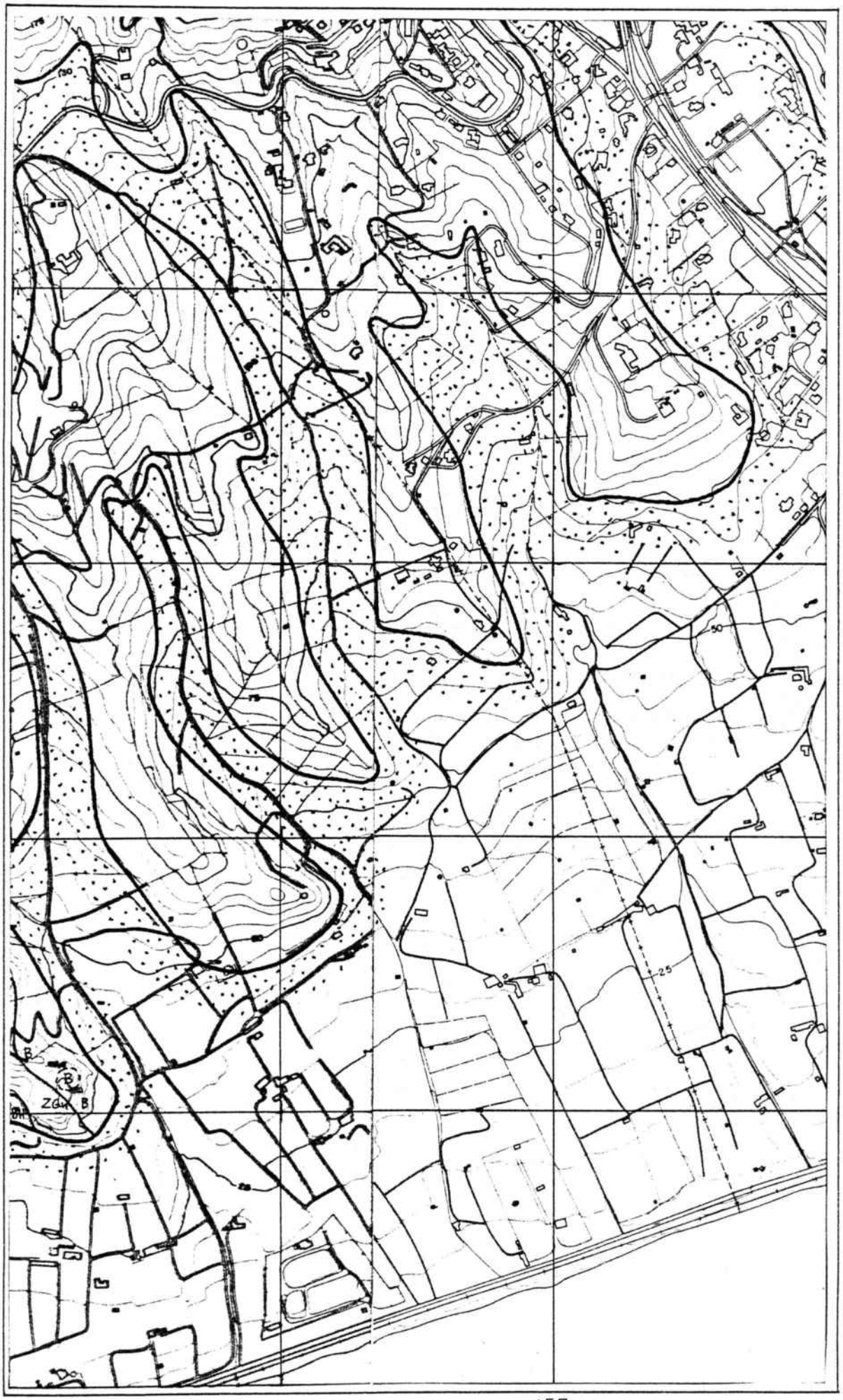
CUADRO Nº 51



CUADRO Nº 52

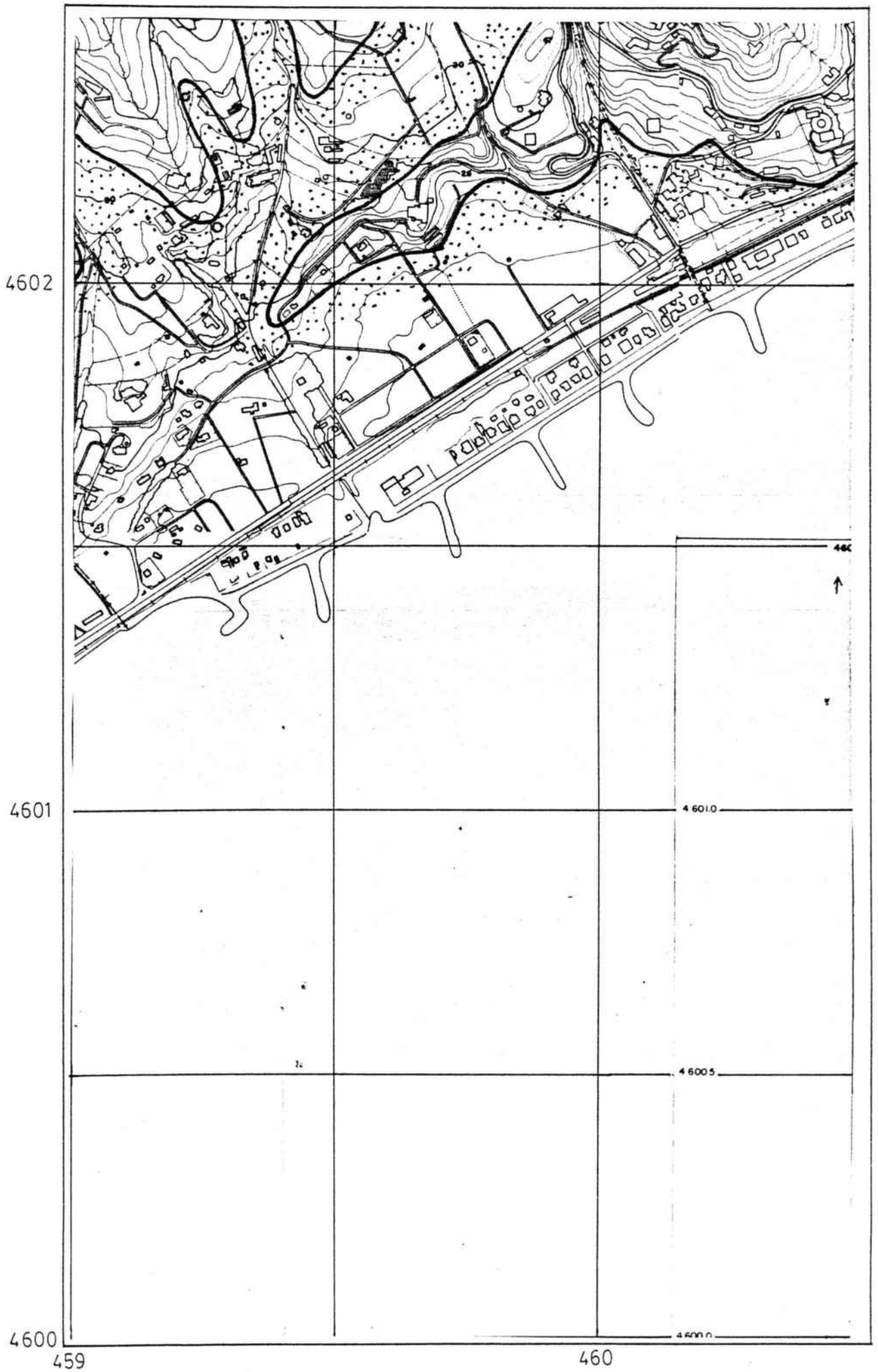


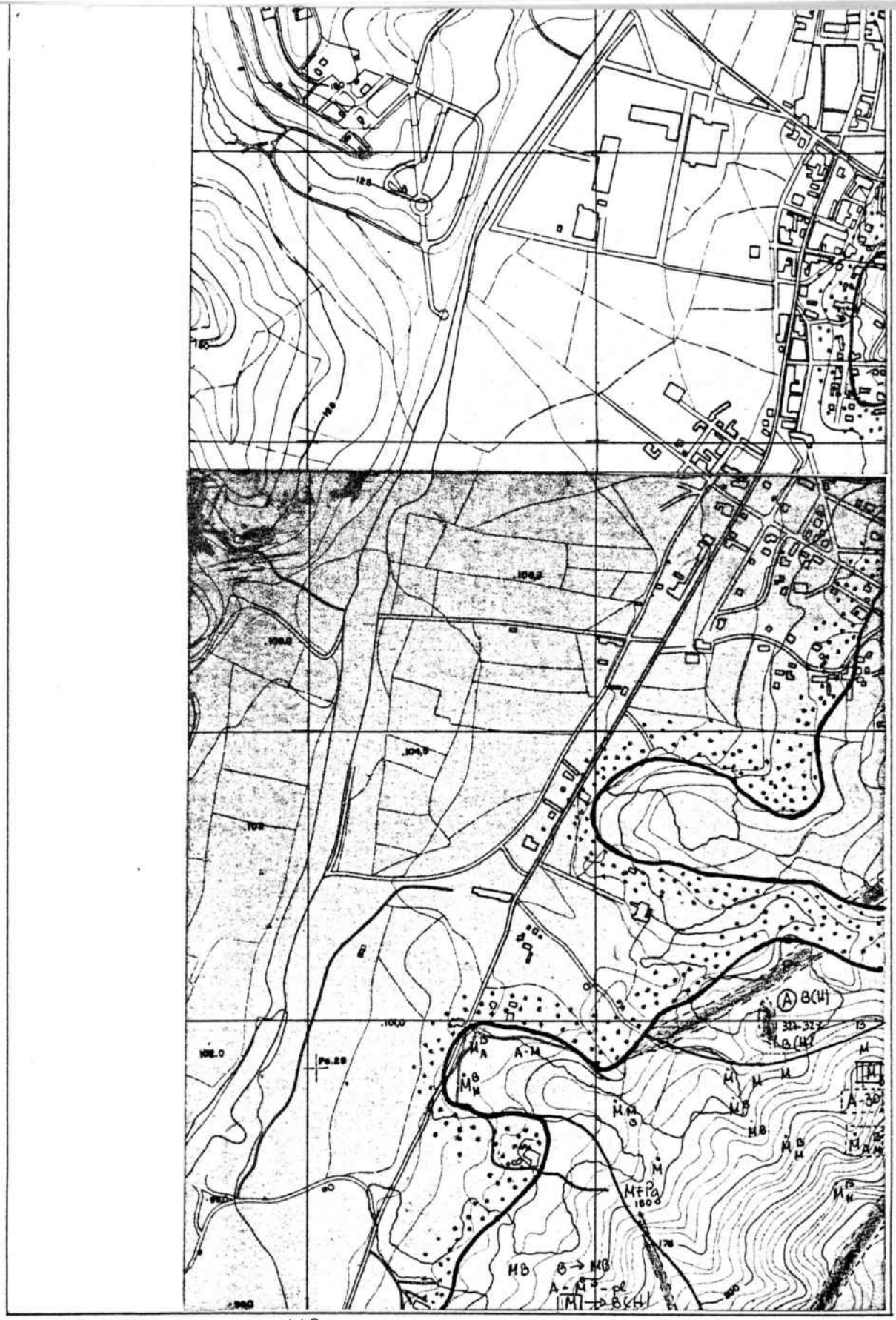
CUADRO Nº 53



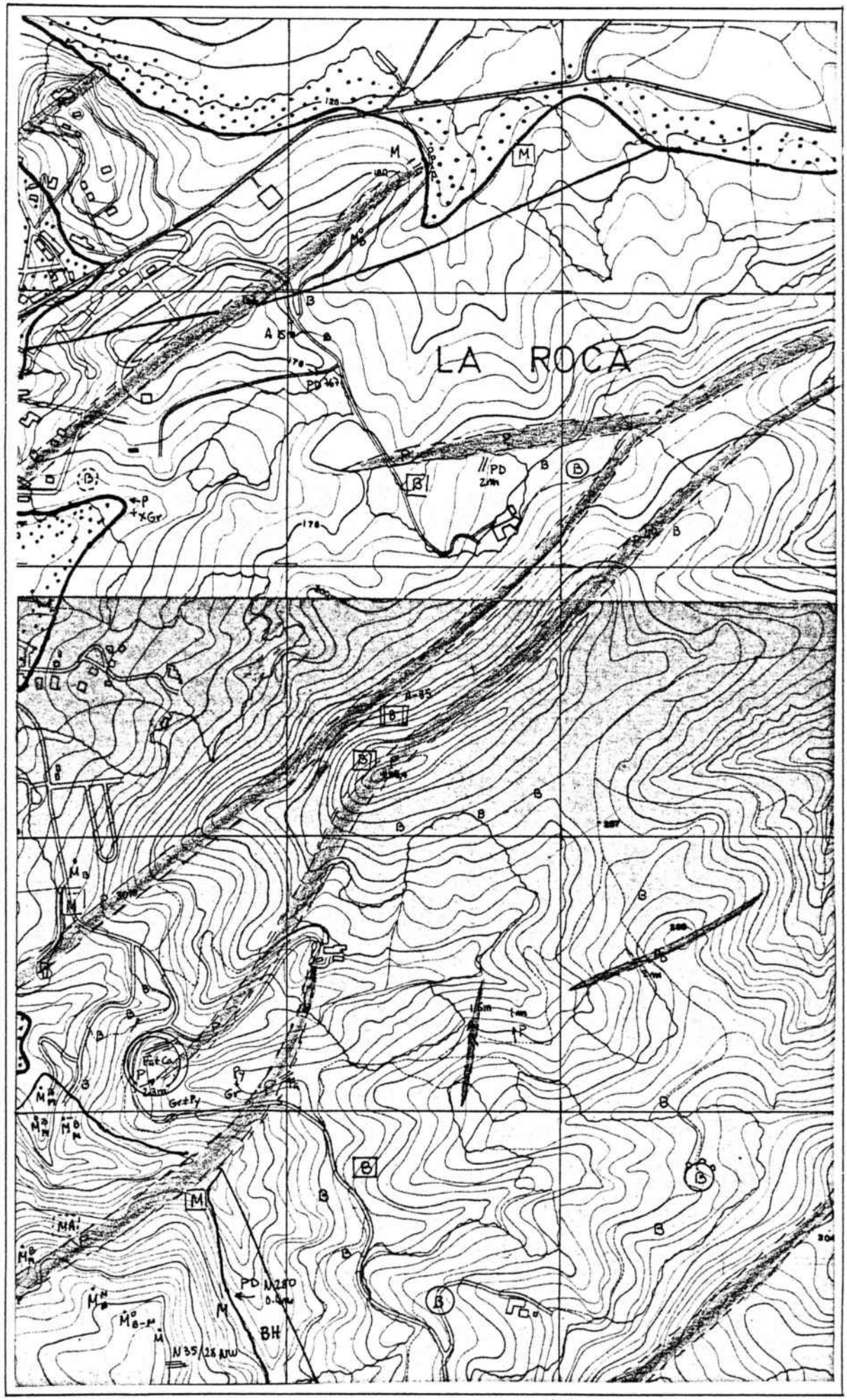
CUADRO Nº 54

CUADRO Nº 55

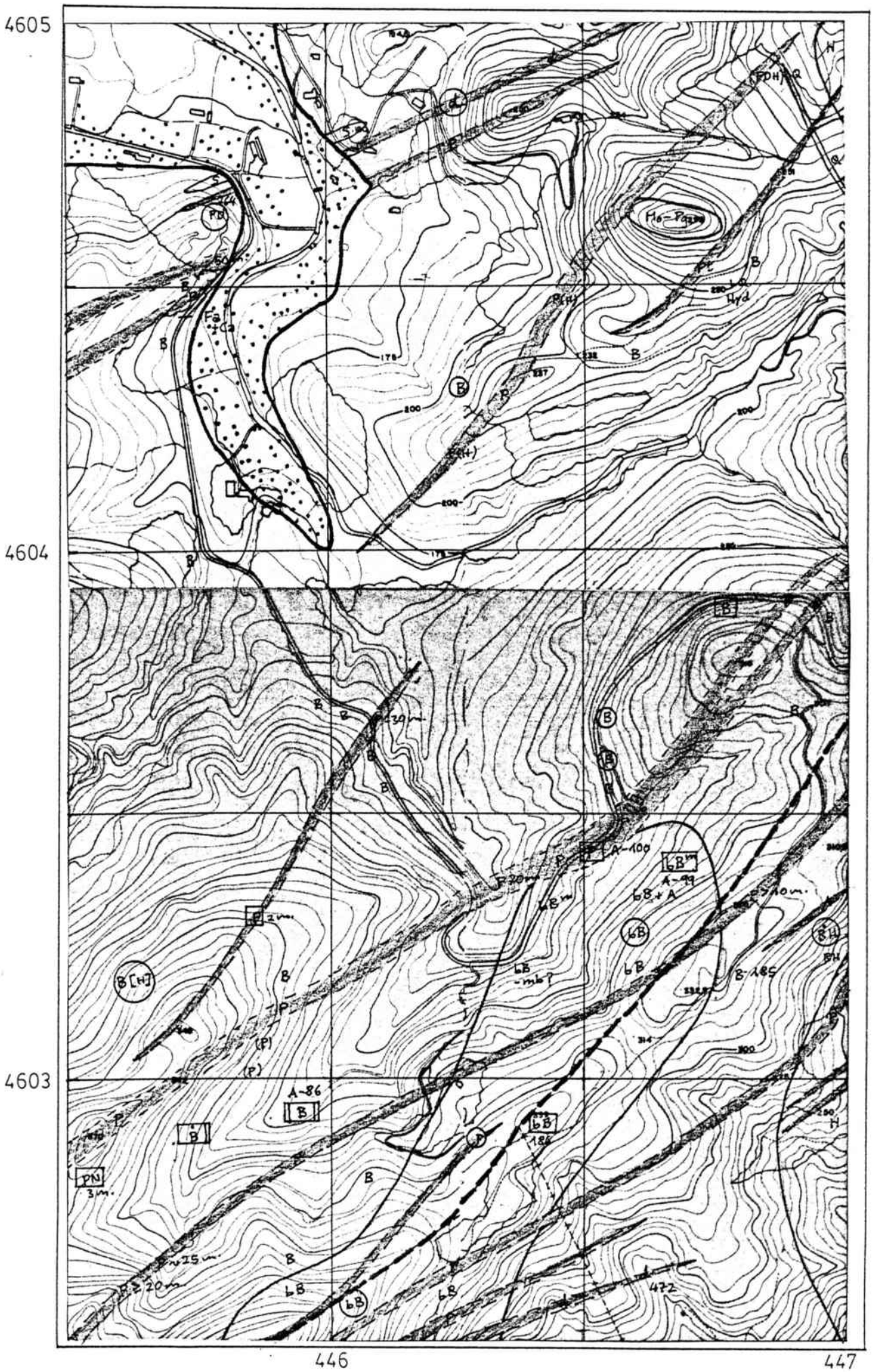



4604
4603
443
444

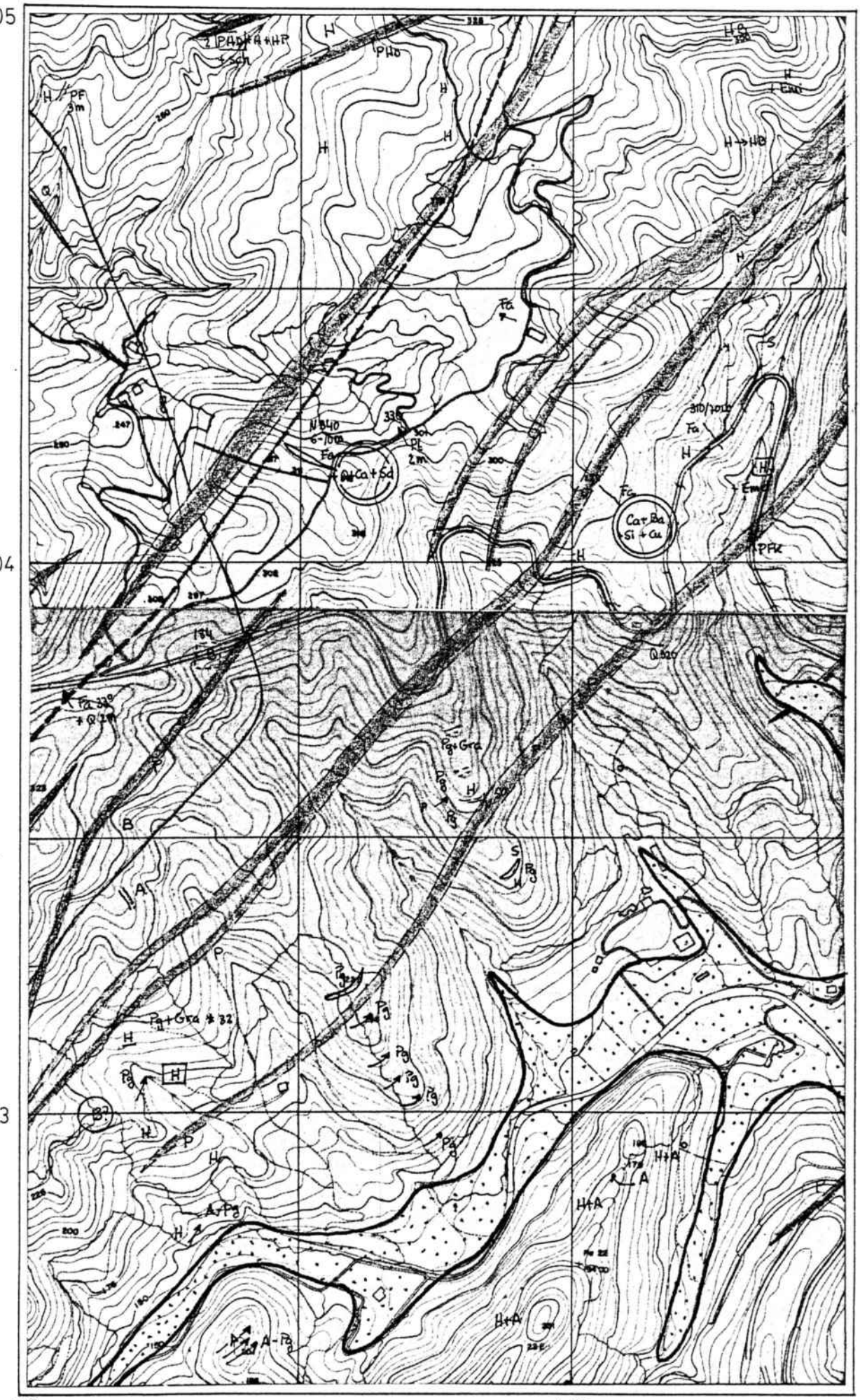
CUADRO Nº 57



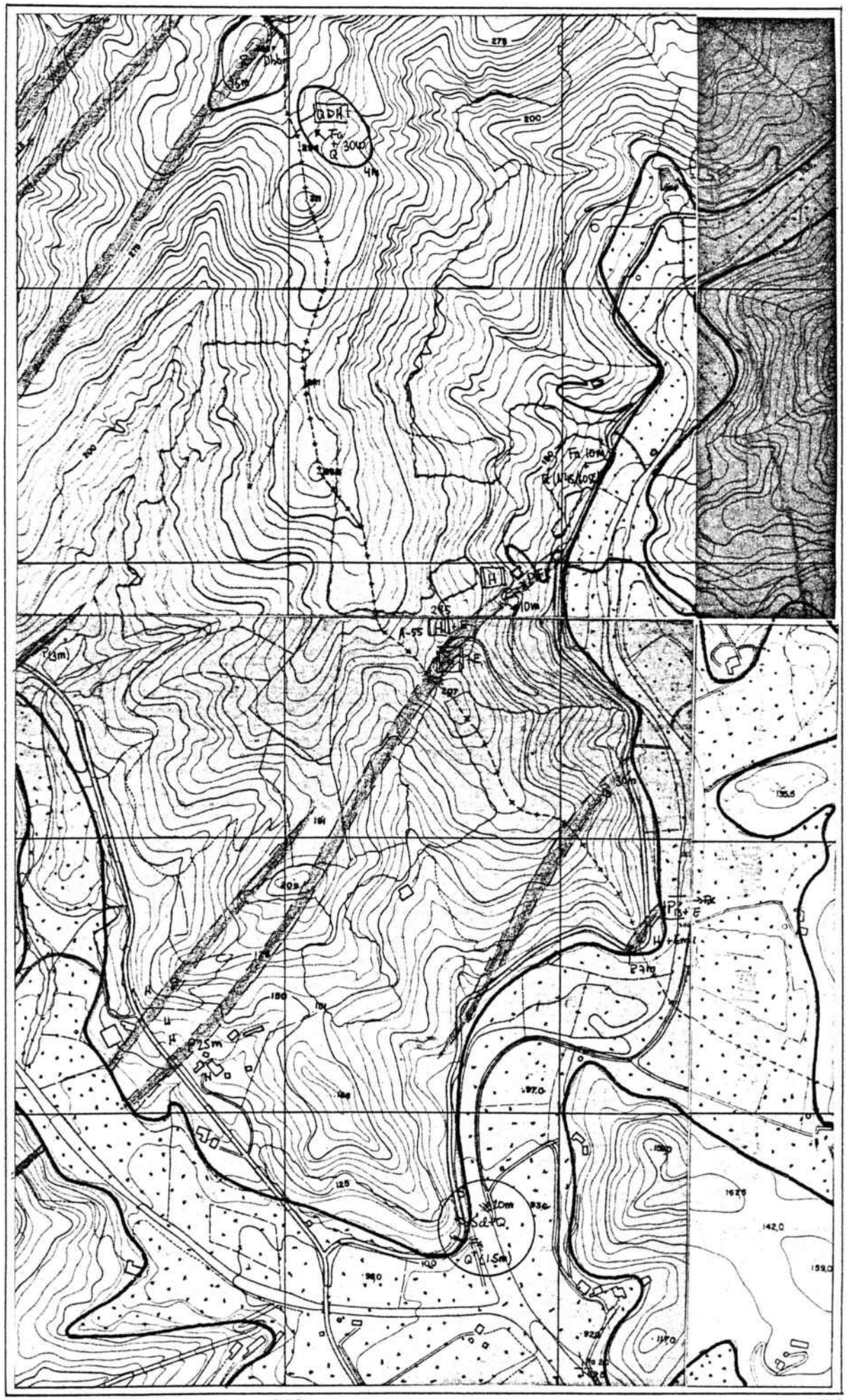
CUADRO Nº 58


4605
4604
4603
446
447
B
B [H]
(P)
A-86
A-100
A-99
6B+A
6B
6B -mb?
B-185
PN
3m.
20m.
25m.
472

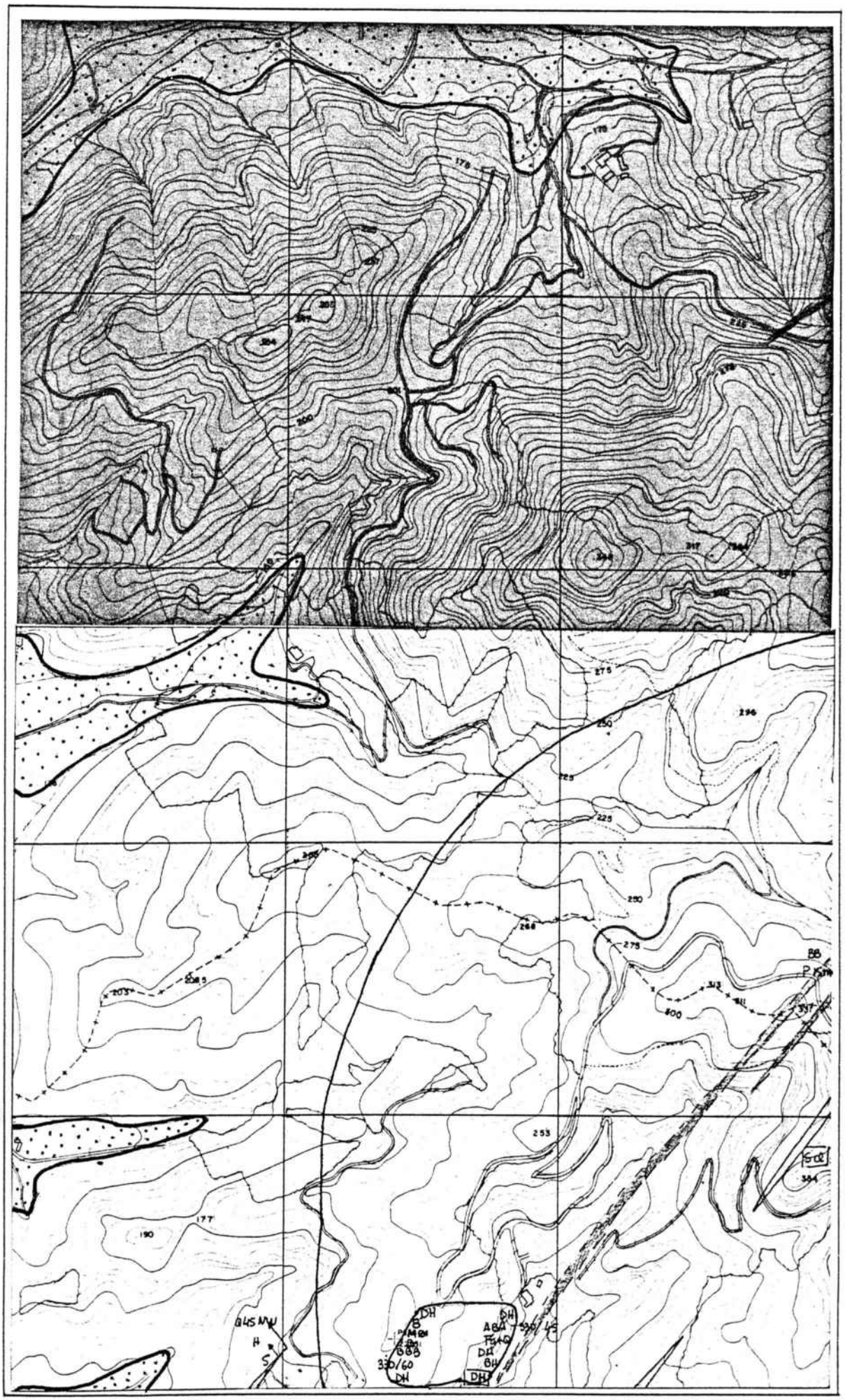
CUADRO Nº 59


4605
4604
4603
447
448
PHD
PF 3m
Fa
Pg+Ca+Sd
Carbo +Si+Cu
Pg+Gra
Pg+Gra
A-Pg
H+A

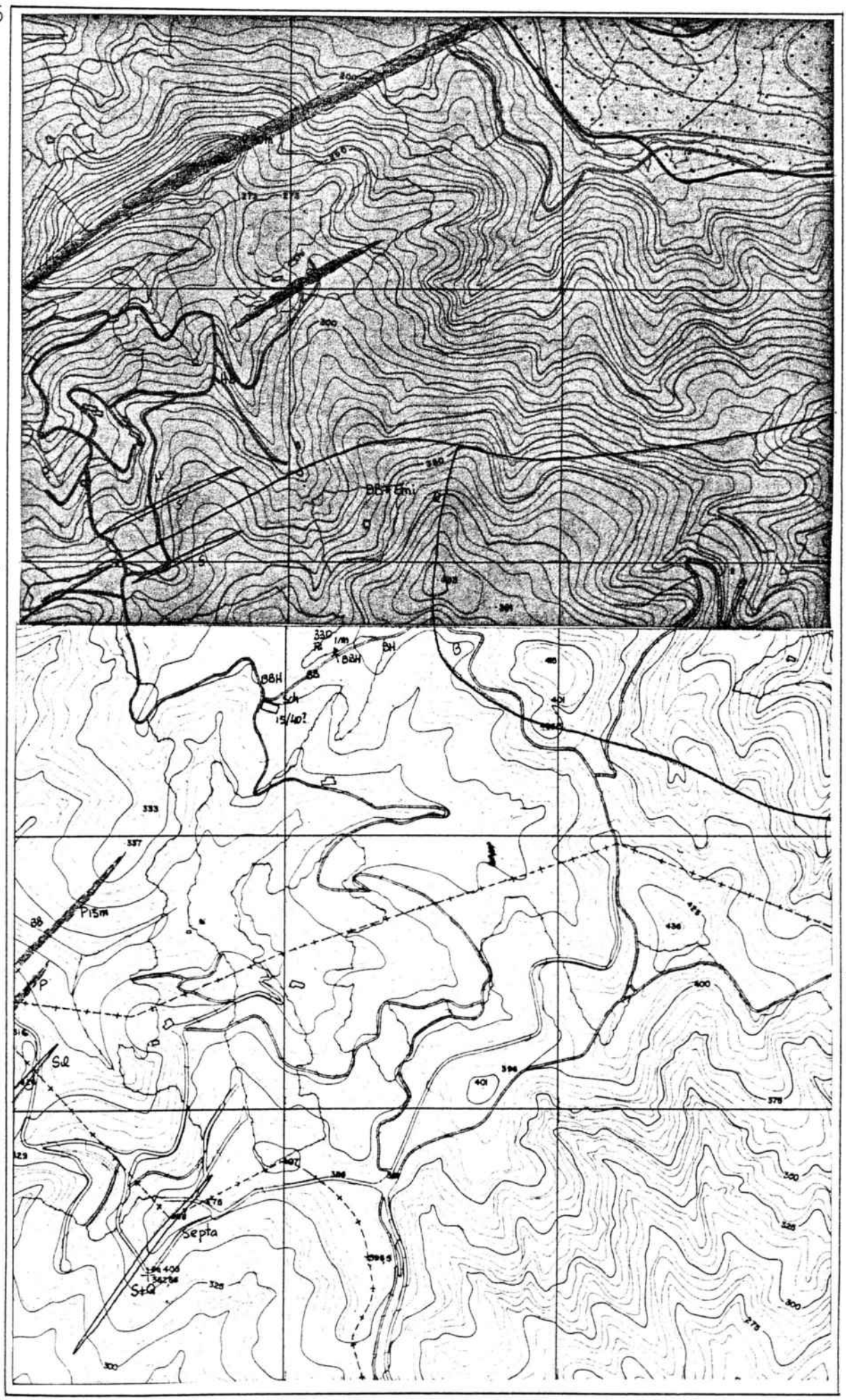
CUADRO Nº 60



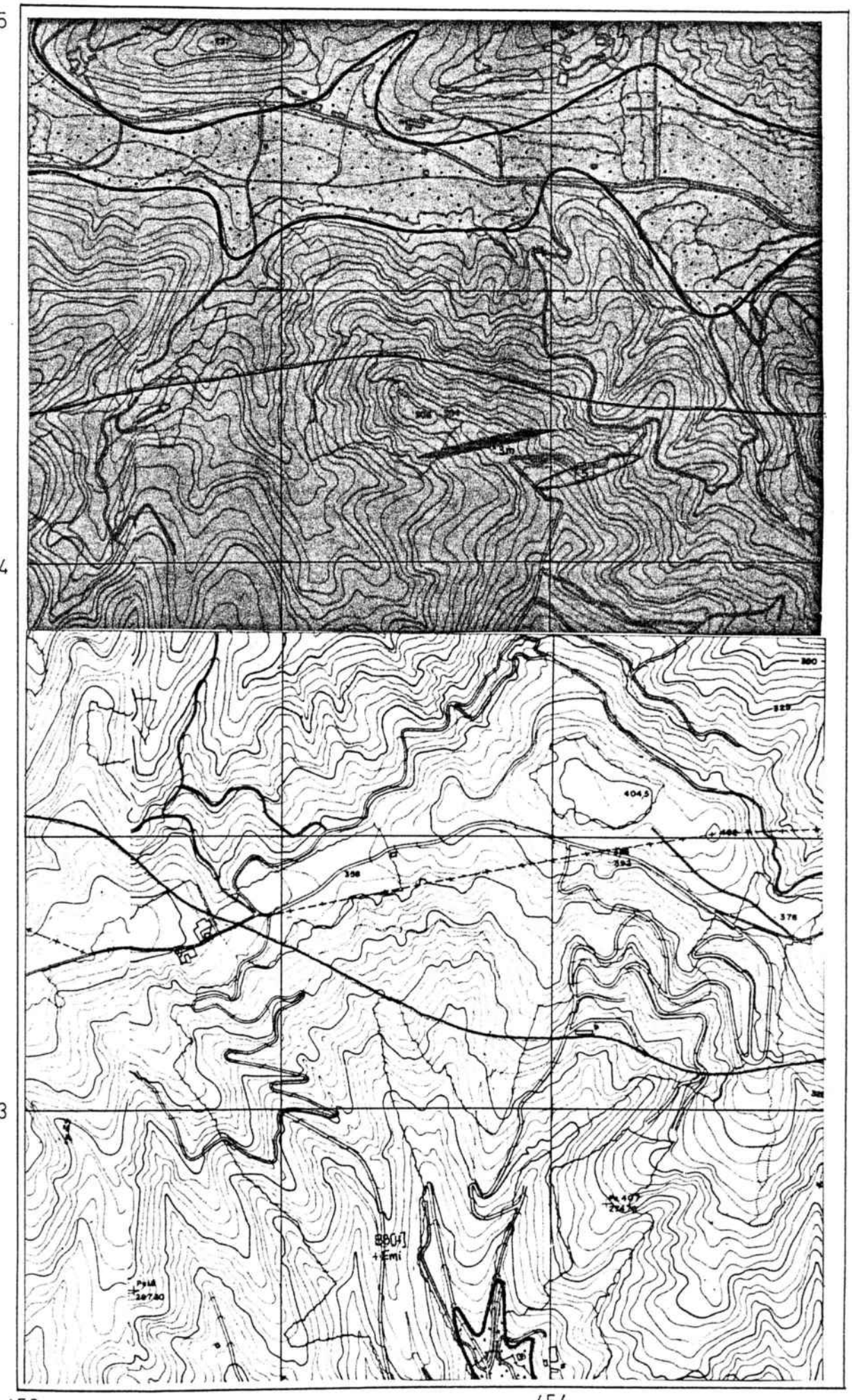
CUADRO Nº 61



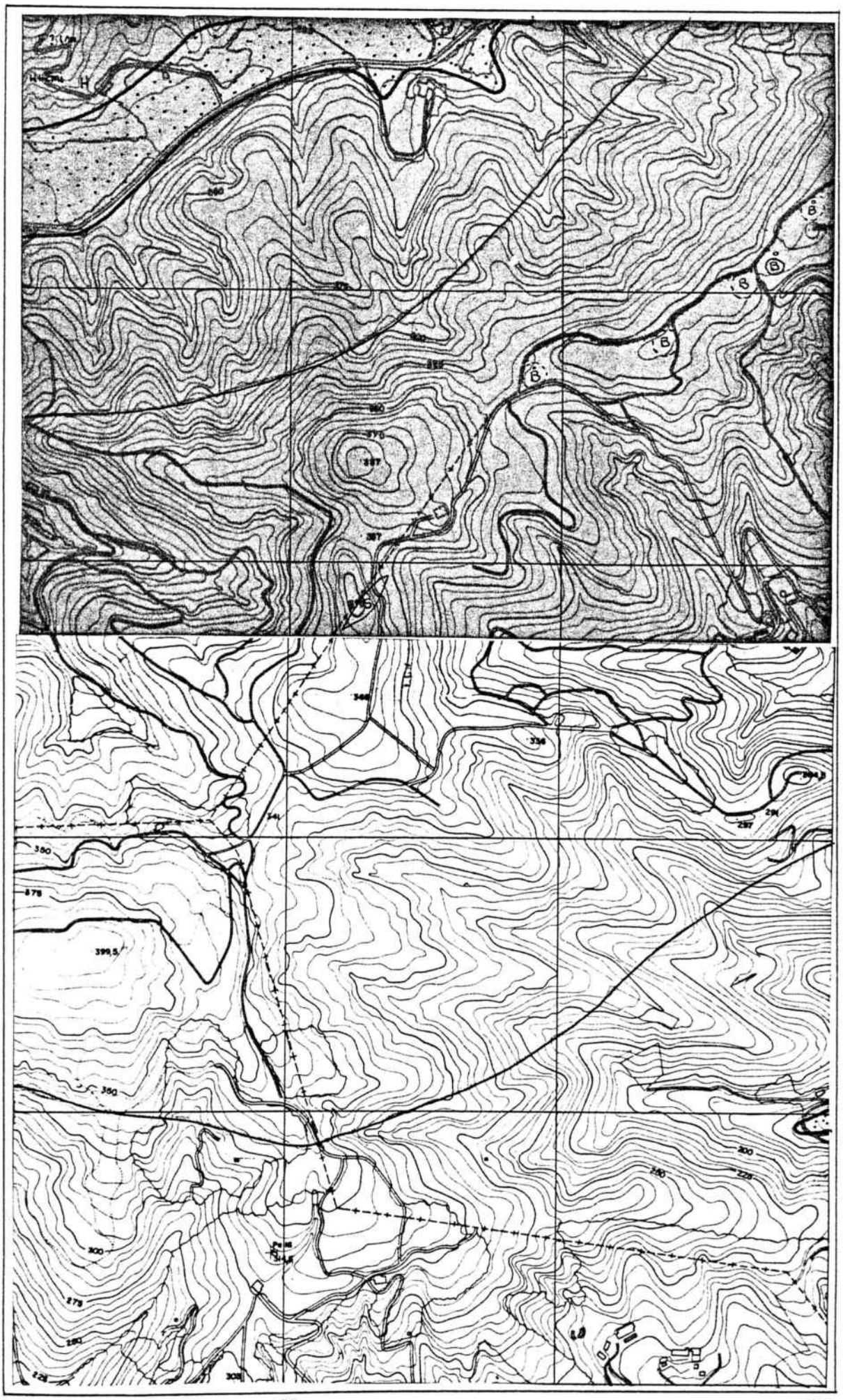
CUADRO Nº 62



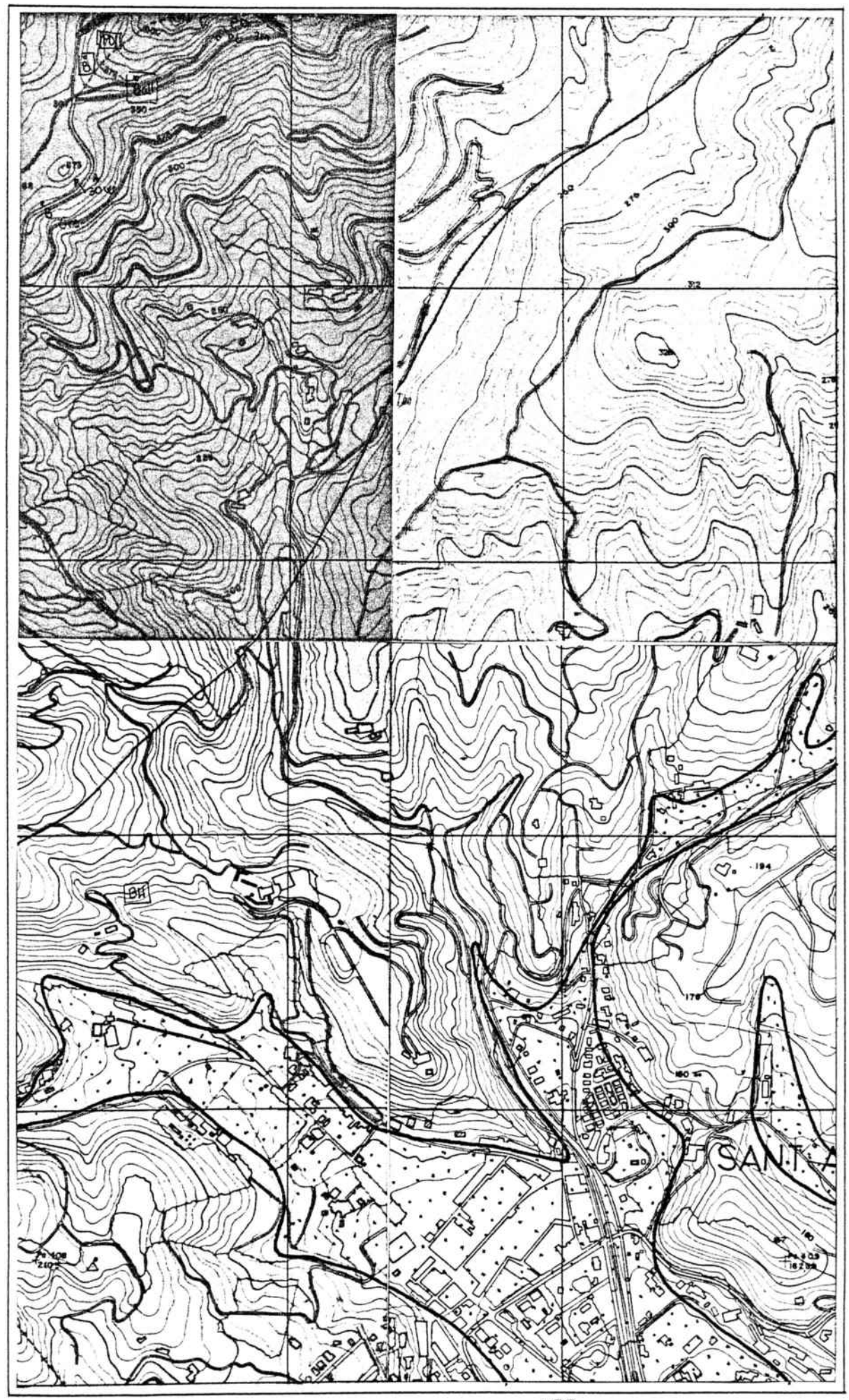
CUADRO Nº 63



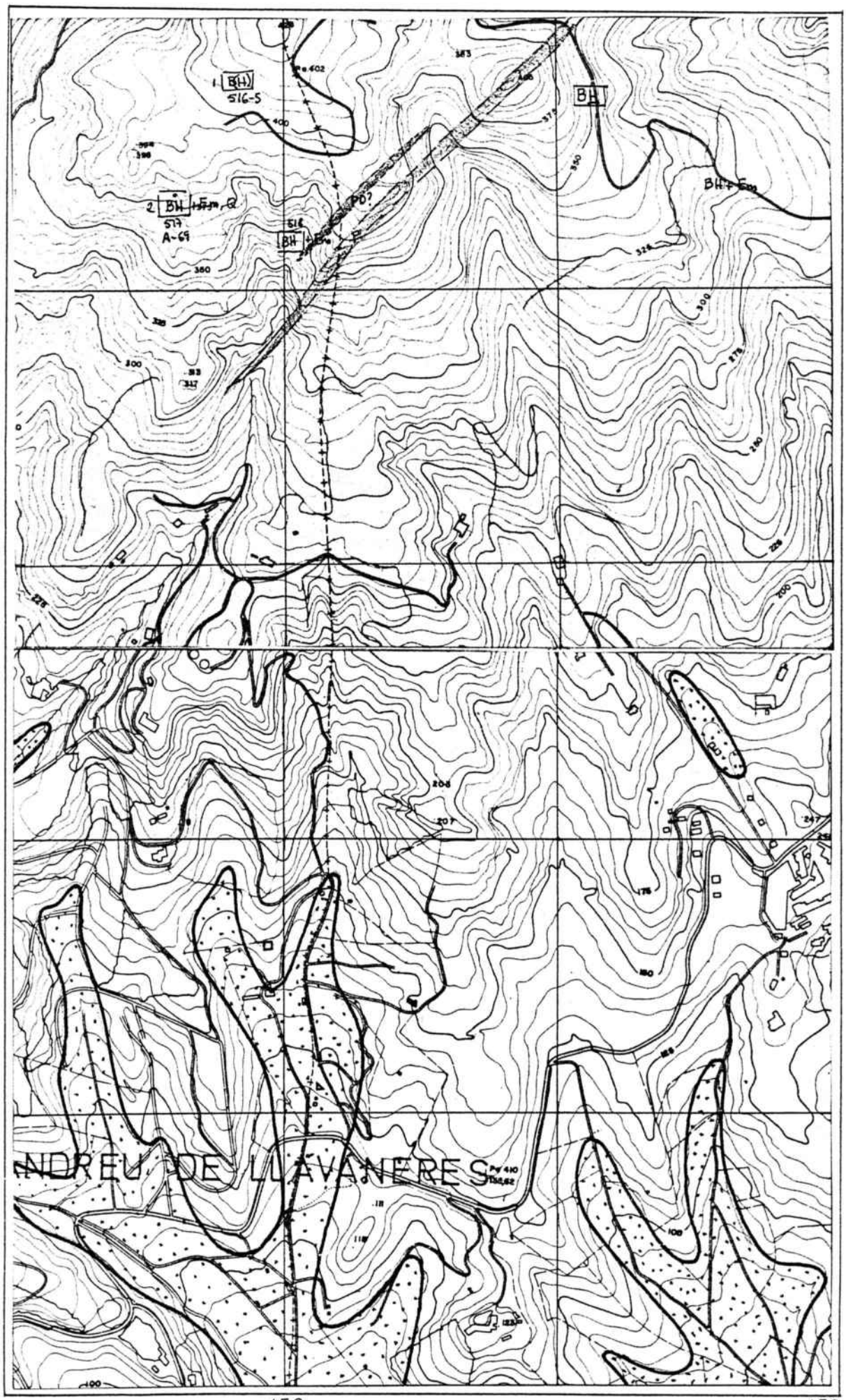
CUADRO Nº 64



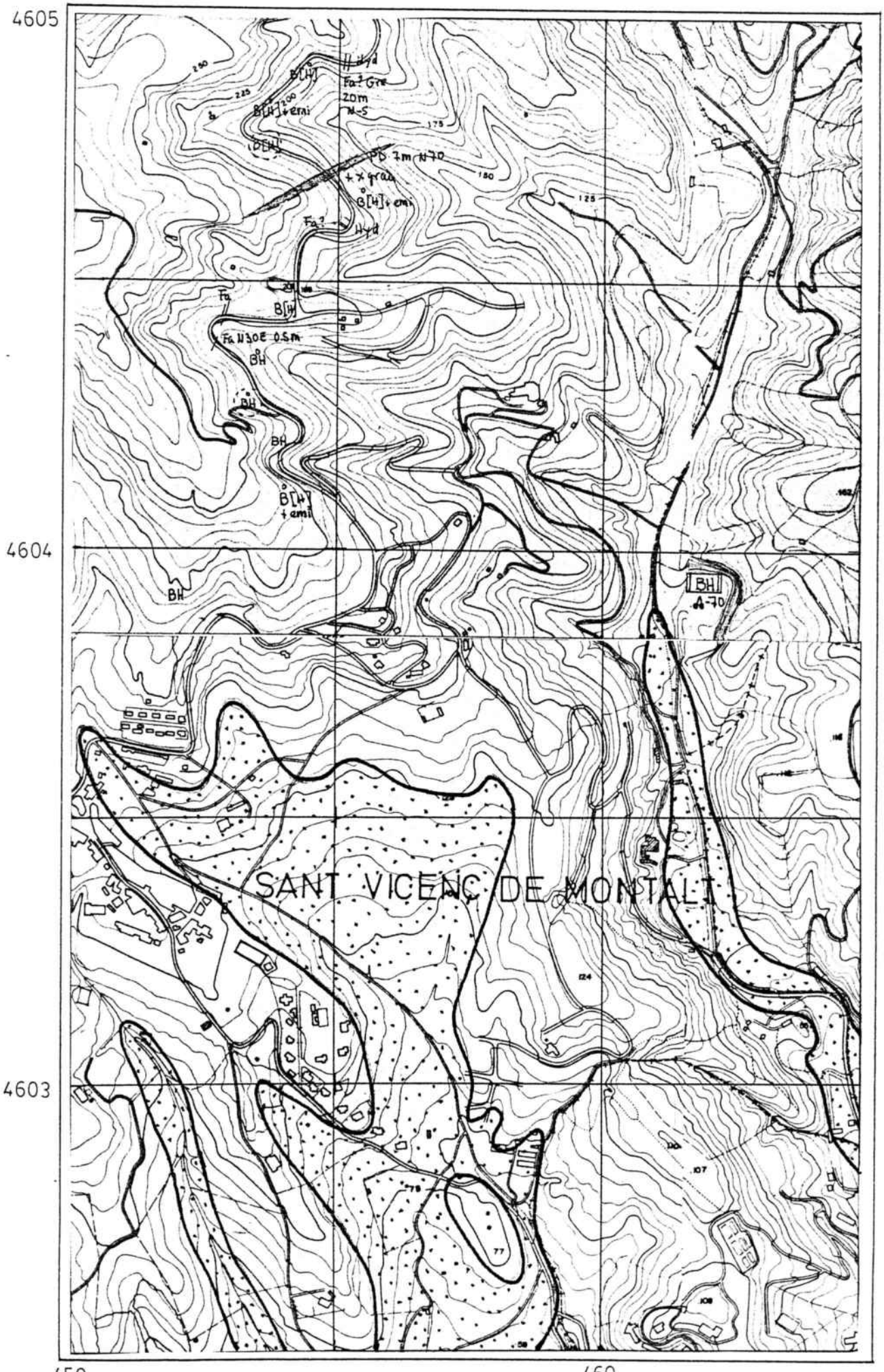
CUADRO Nº 65



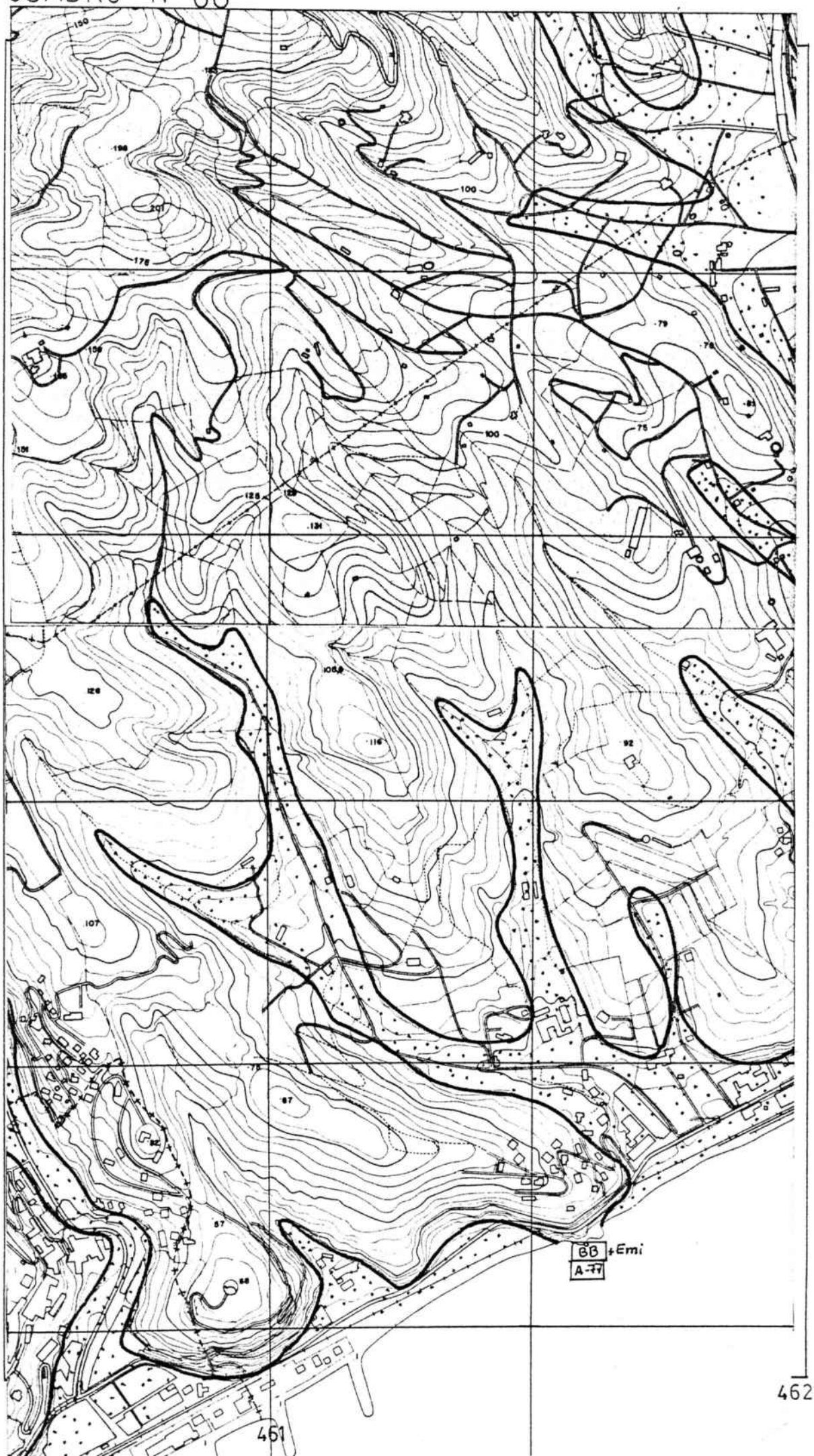
CUADRO Nº 66


4605
4604
4603
458
459
BH
516-5
517
A-69
516
BH
PO?
NORIEU DE LLAVANERES

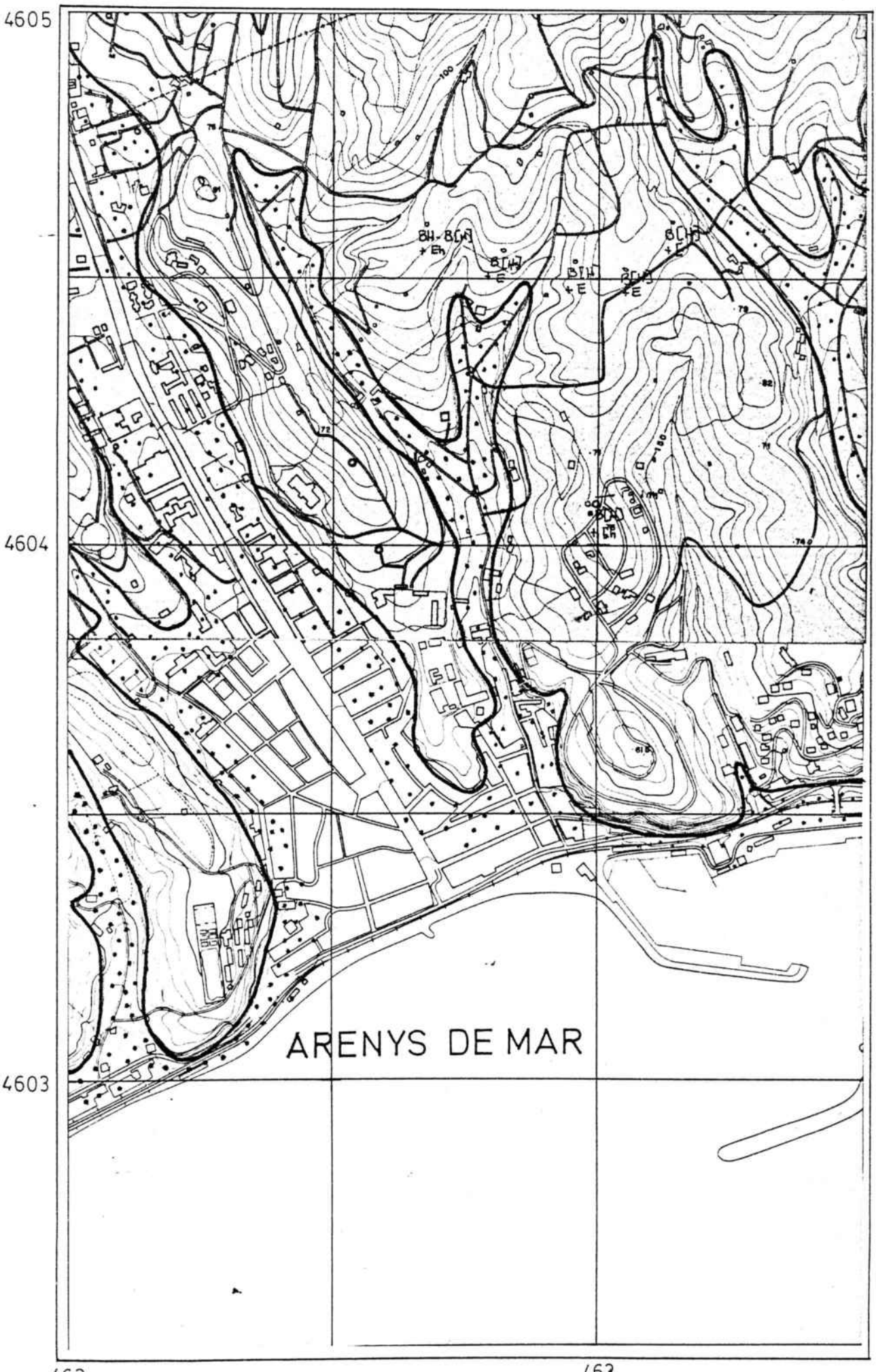
CUADRO Nº 67


4605
4604
4603
459
460
SANT VICENÇ DE MONTALT
B[H]
Fa³ Gre
20m
N-S
PD 7m N70
+ × gran
B[H]+emi
Hyd
Fa
B[H]
Fa N30E 0.5m
BH
B[H]
+emi
BH
A-70
124
107
77

CUADRO Nº 68

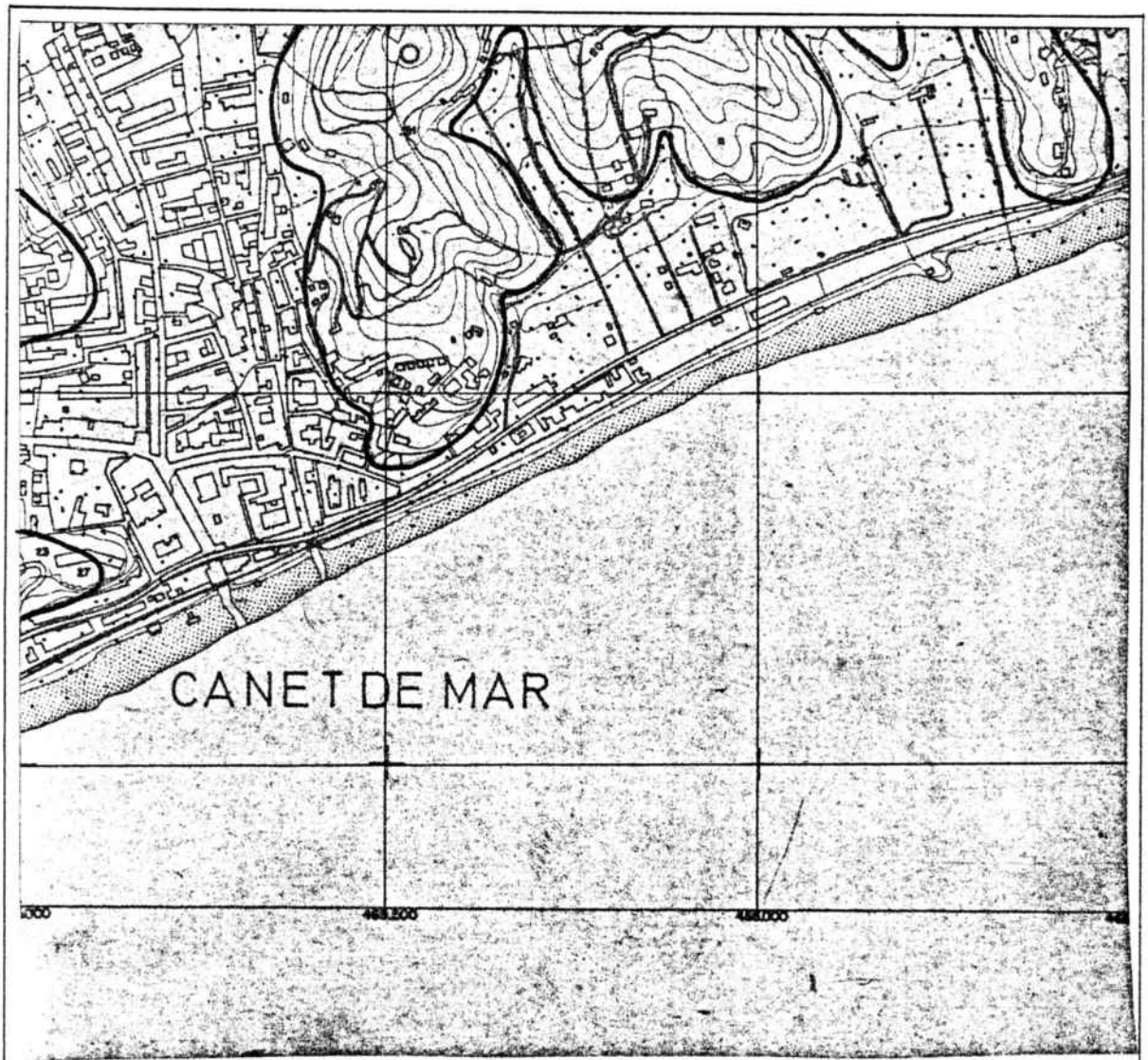


CUADRO Nº 69



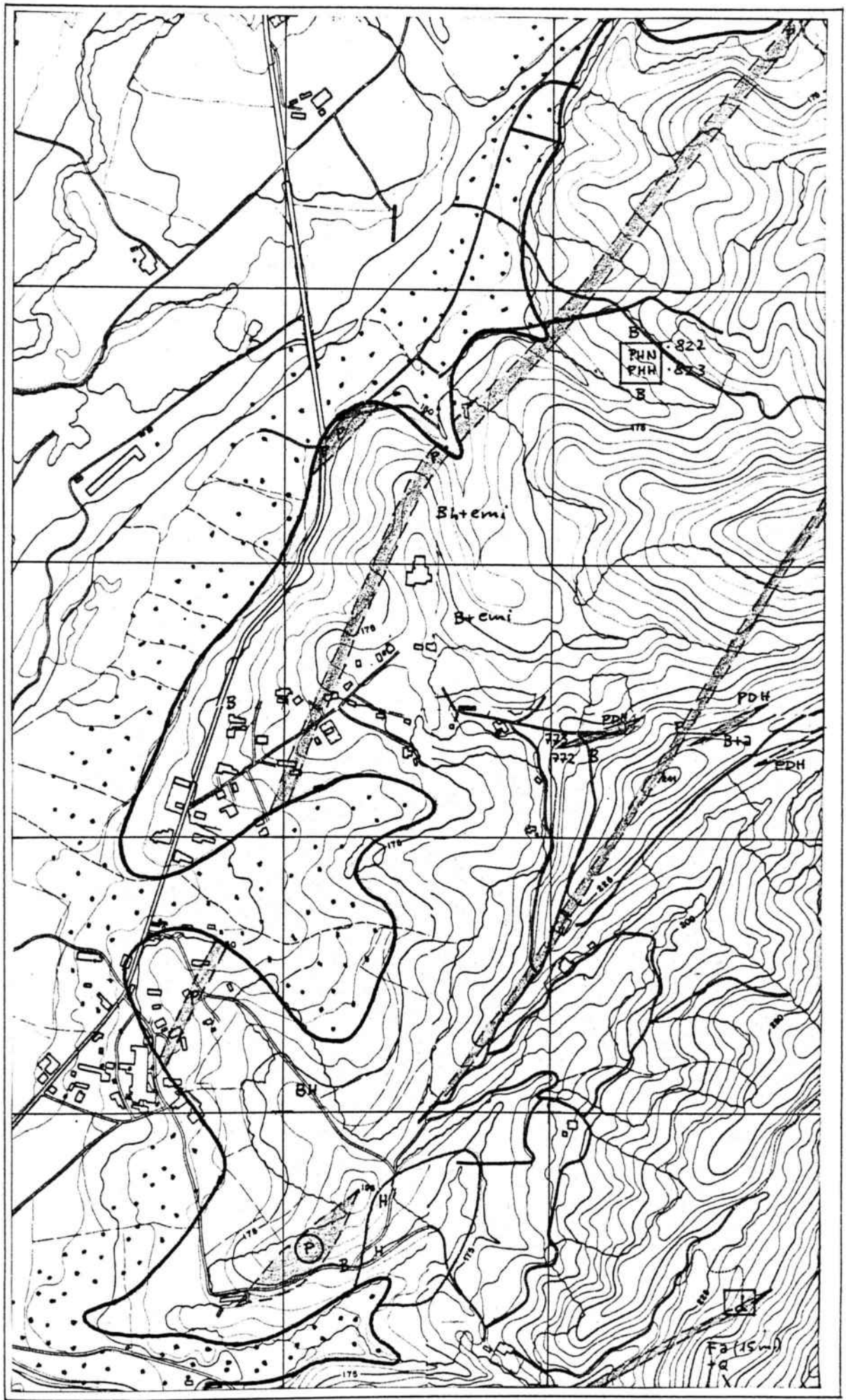
CUADRO Nº 70

CUADRO Nº 71



465 466

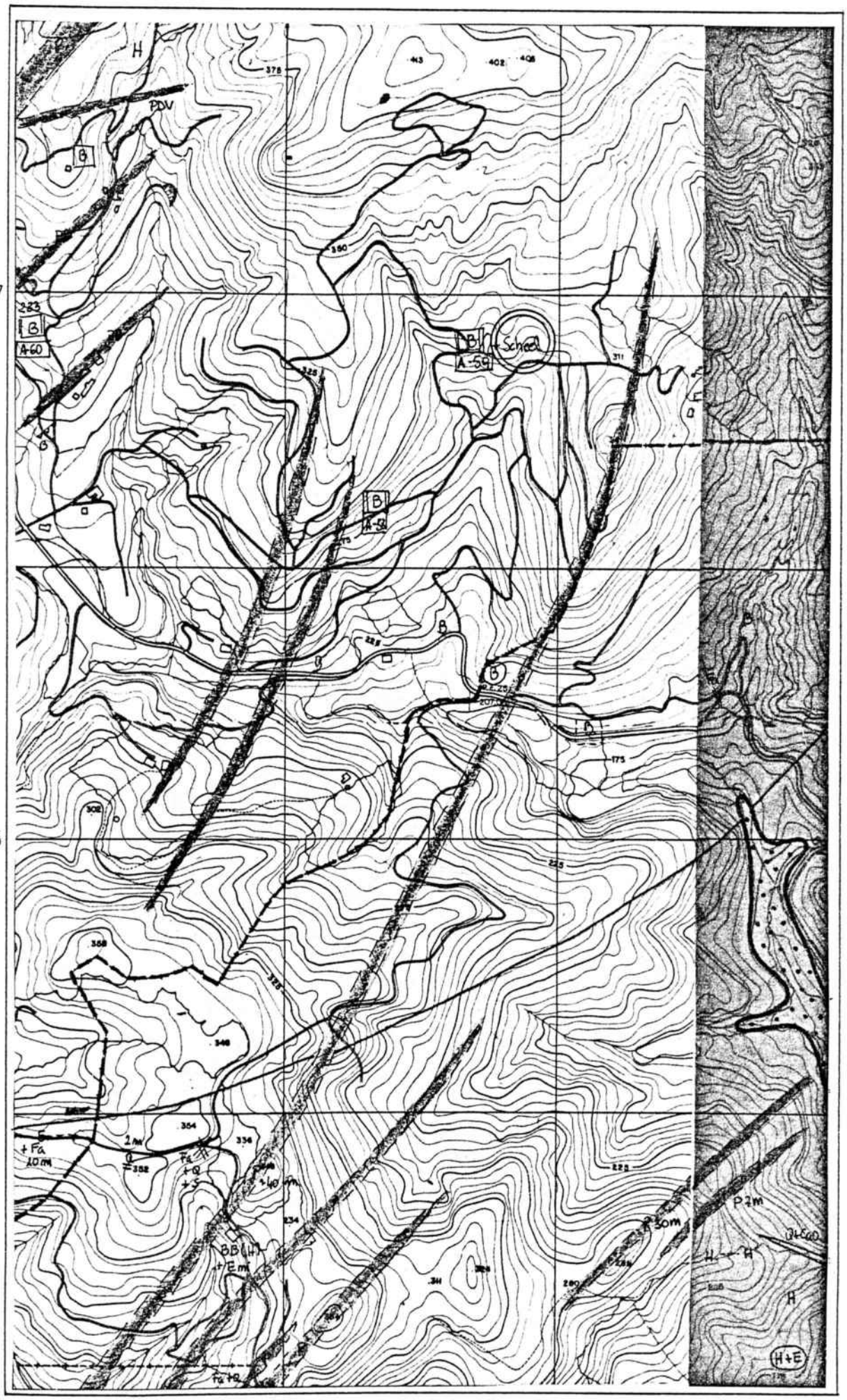
CUADRO Nº 72


4607
4606
4605
446
447
PHN
PHH
822
823
Bt+cmi
Btcmi
PDH
PDH
B+a
772
772
BH
Fa (sm)
tq

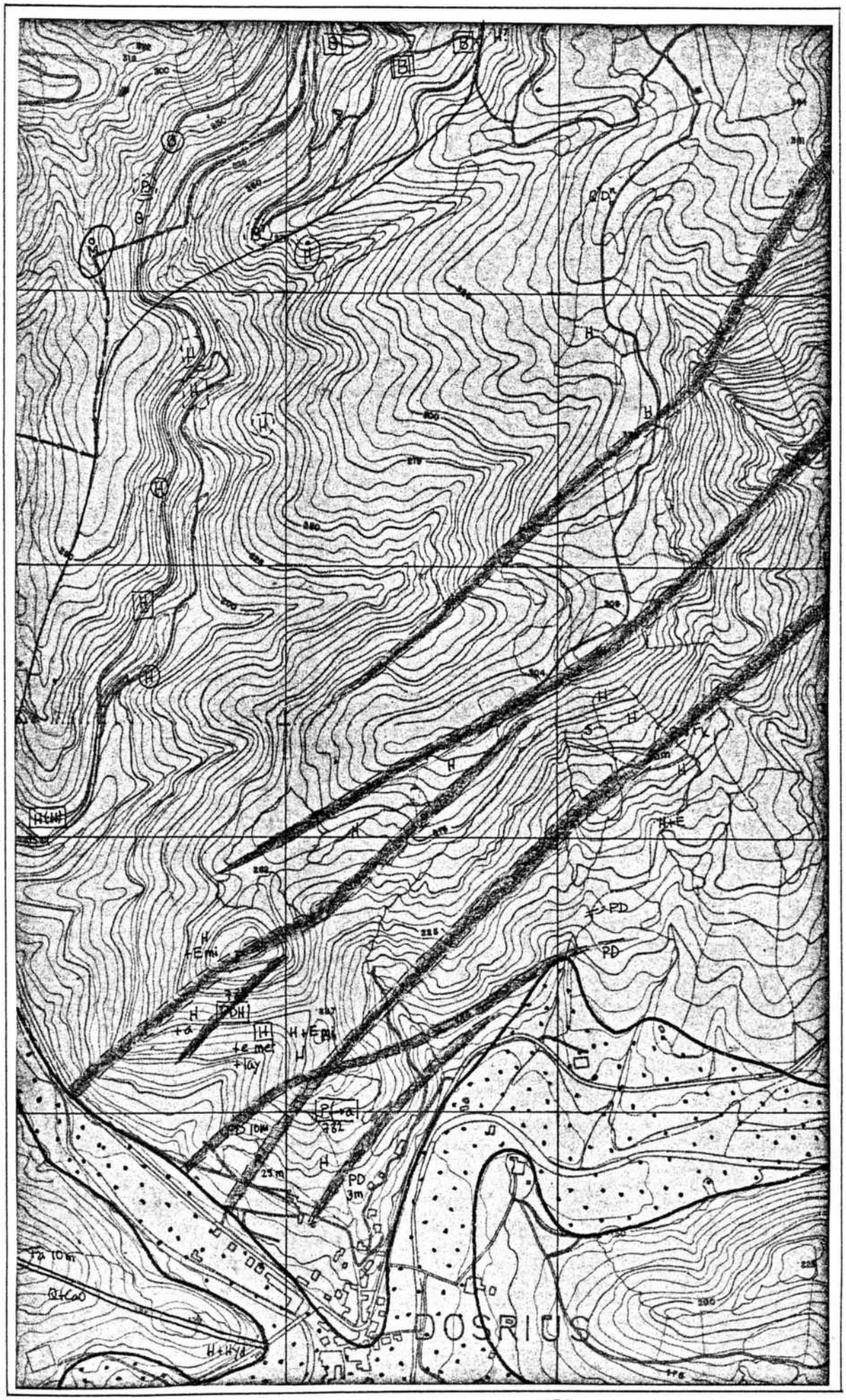
CUADRO Nº 73

4607
4606
4605
447
448
PDH
BB
BH(H)
Fa Hyd
Ca Hyd
PD
Pf
Sm
H
B
P
D
BfA
H+omi H
H+PH
H+omi
P|→H?
H+omi
[H]pg

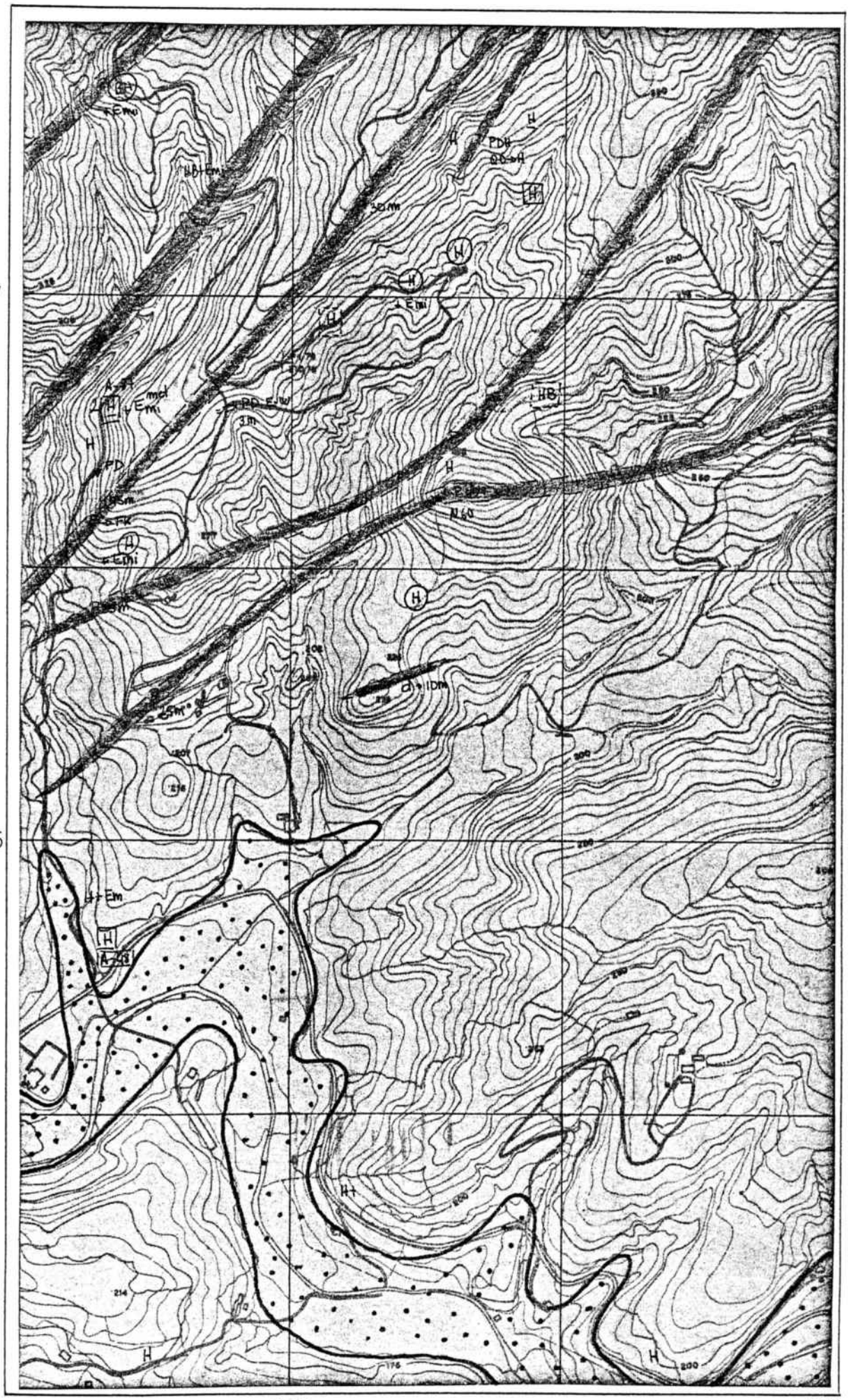
CUADRO Nº 74



CUADRO Nº 75

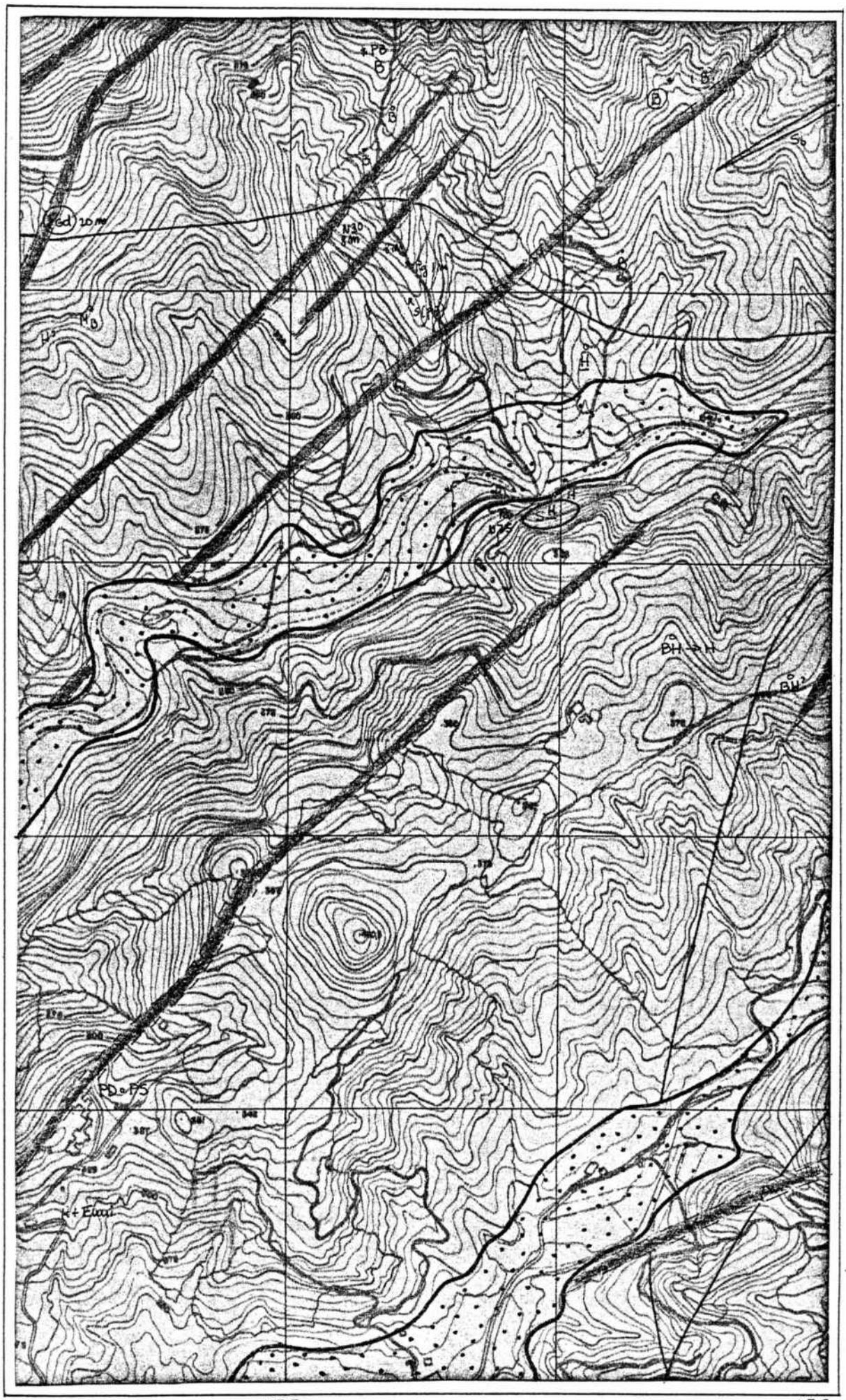


CUADRO Nº 76

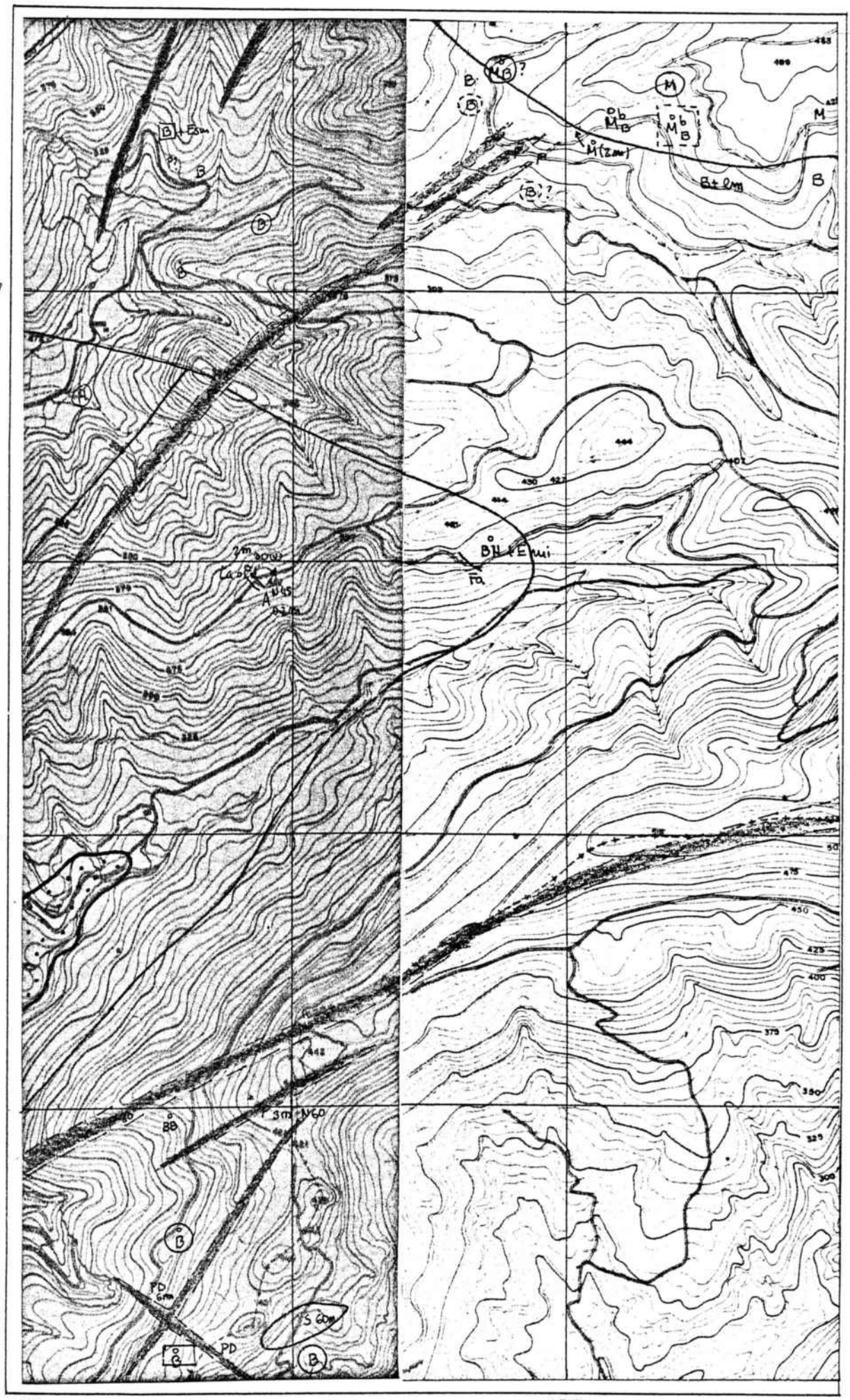


CUADRO Nº 77

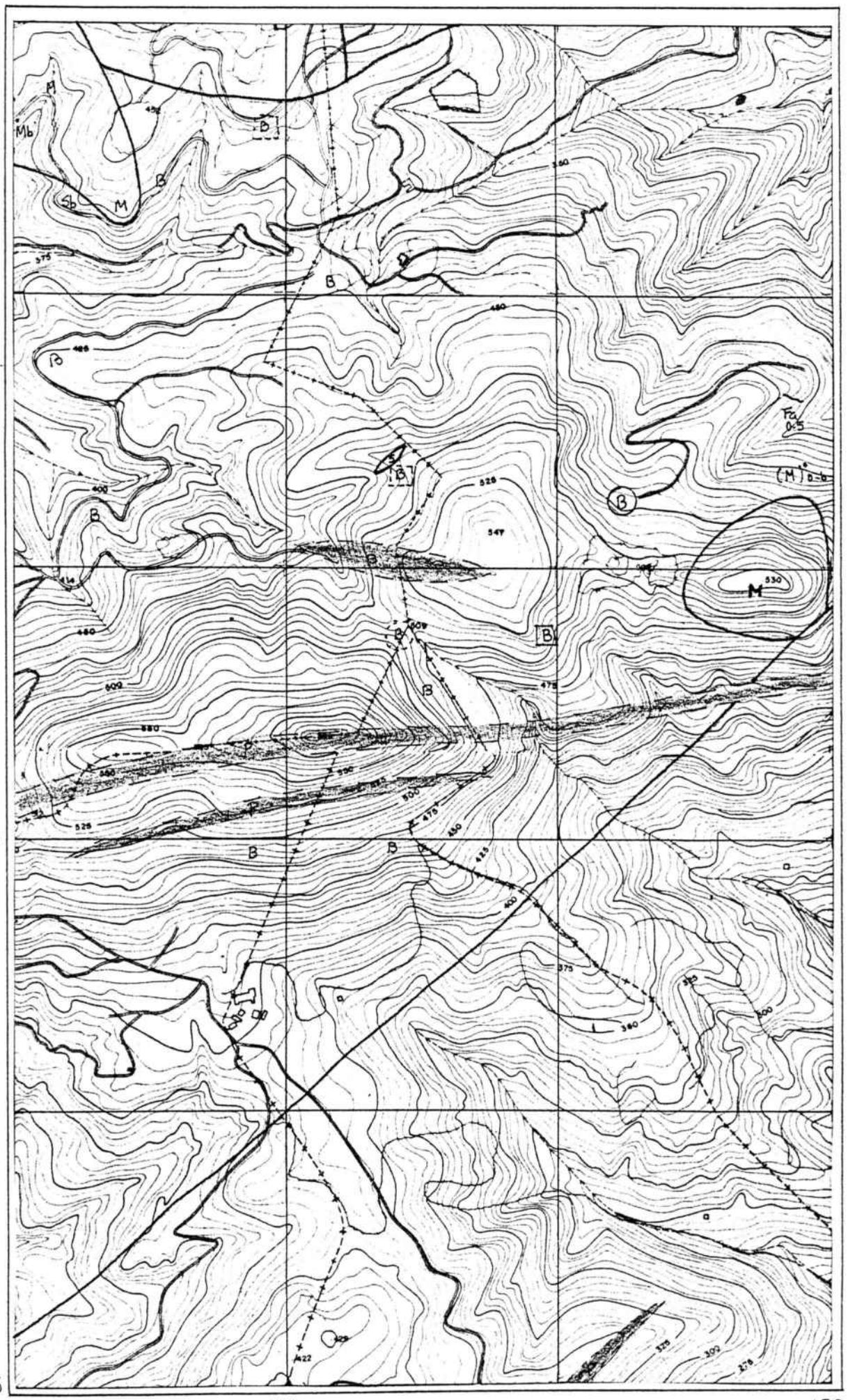
CUADRO Nº 78



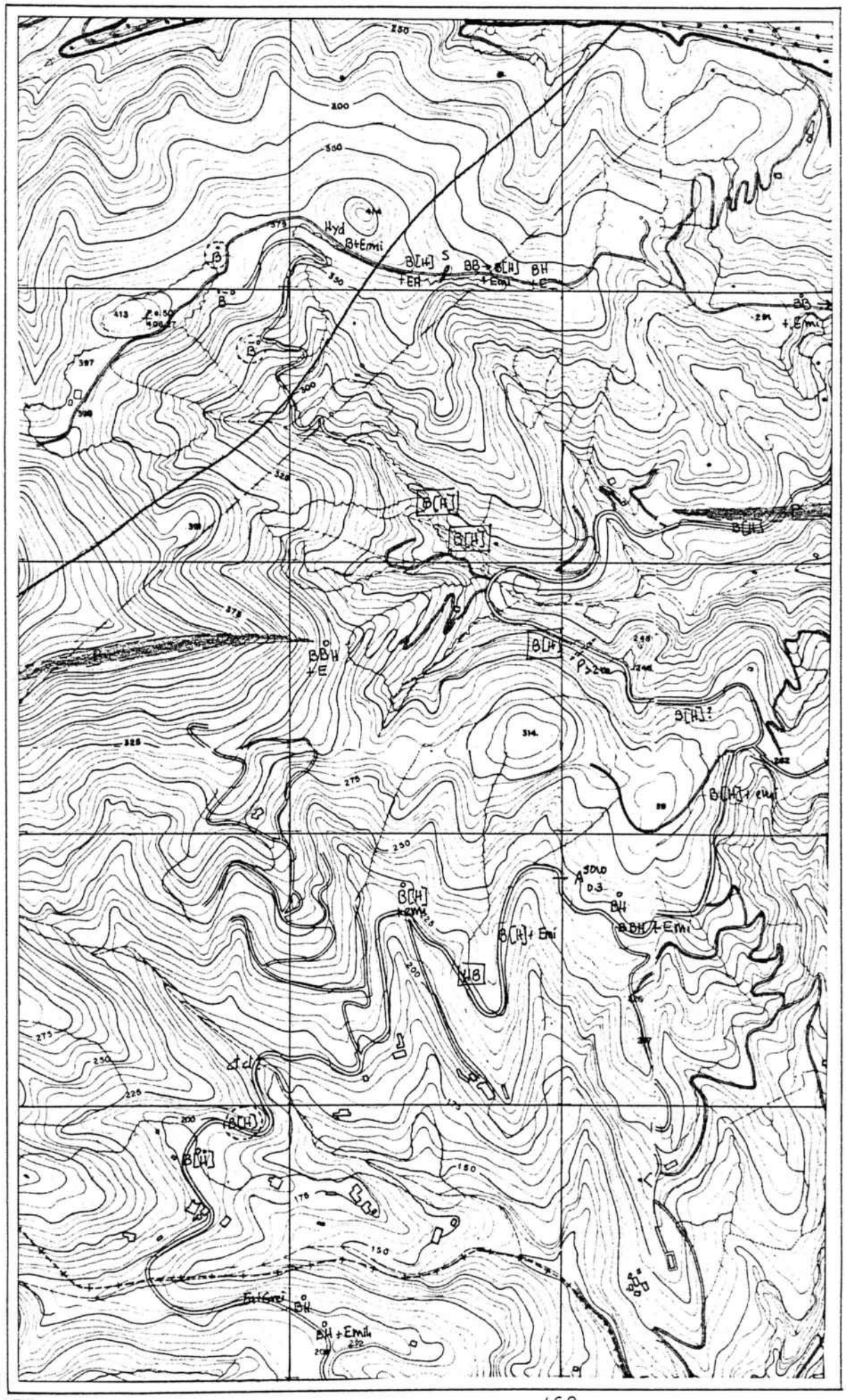
CUADRO Nº 79



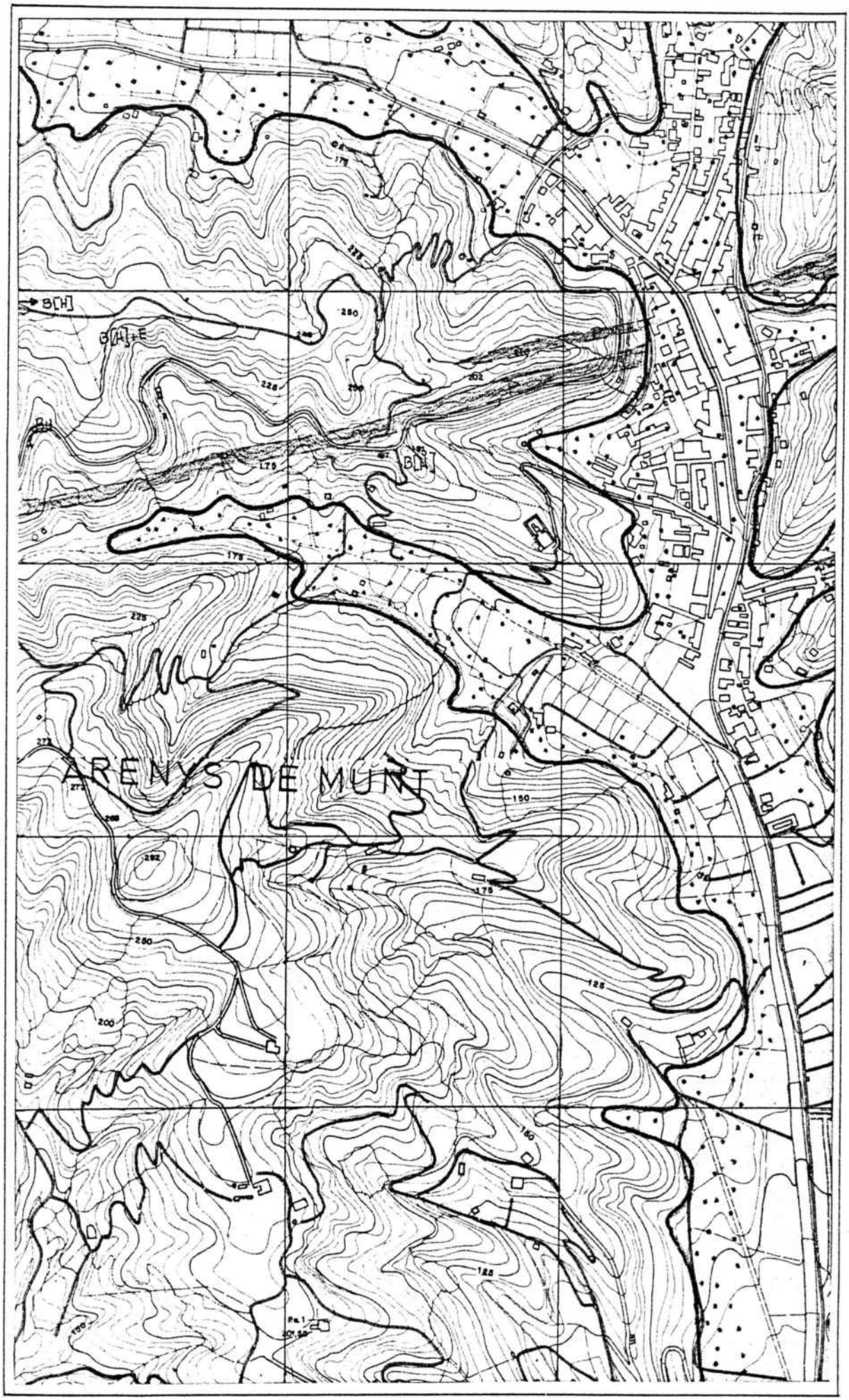
CUADRO Nº 80



CUADRO Nº 81

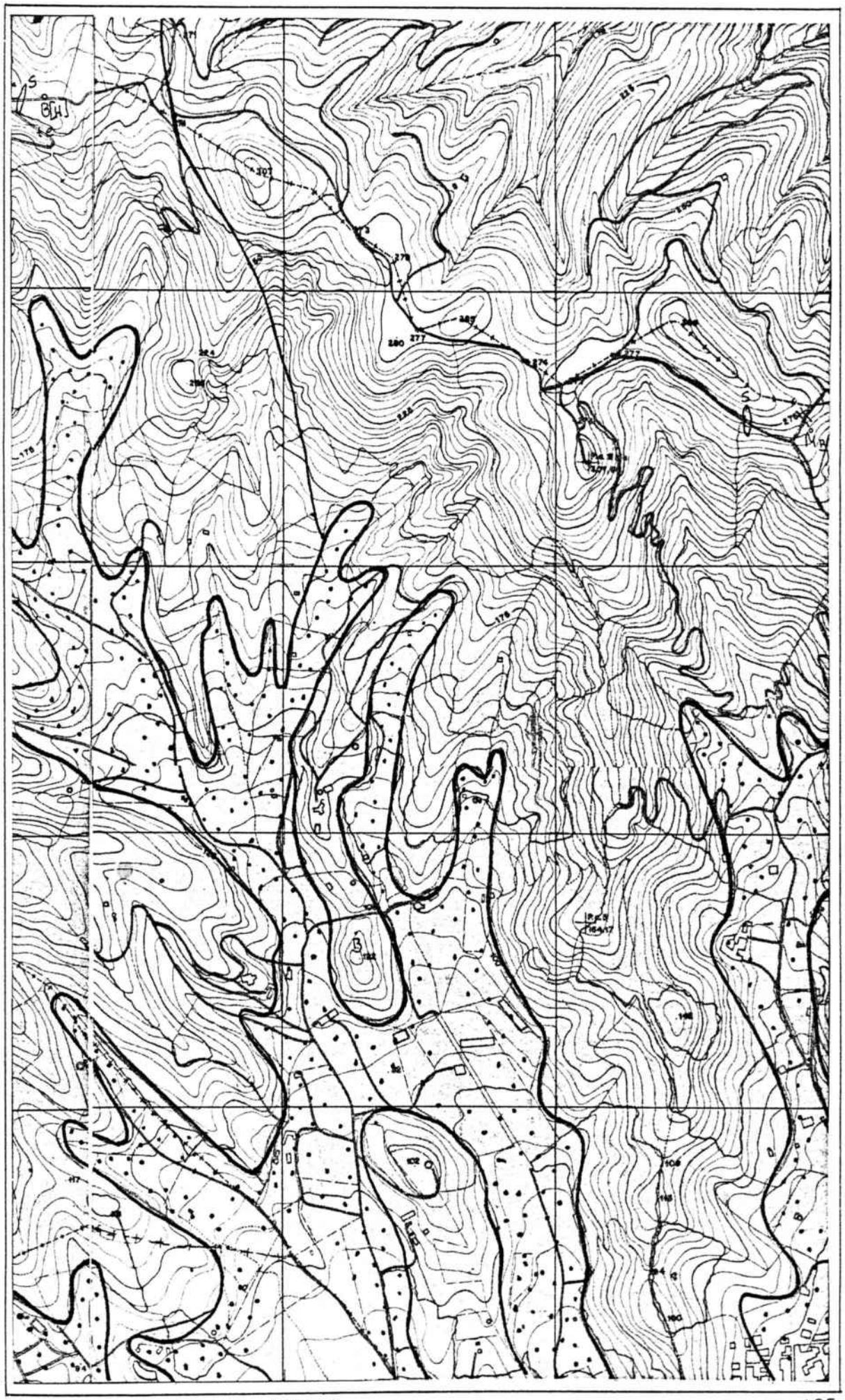

4607
4606
4605
459
460
B[H]
BBH +E
B[H] + Emi
BH
BH + Emi
Hyd B+Emi
B[H] S +EH
BB → B[H] BH +E
B[H]?
+B[H]+ emi
A SOLO D.3
BBH + E mi
Y.B
B+Emi
BH + Emi

CUADRO Nº 82

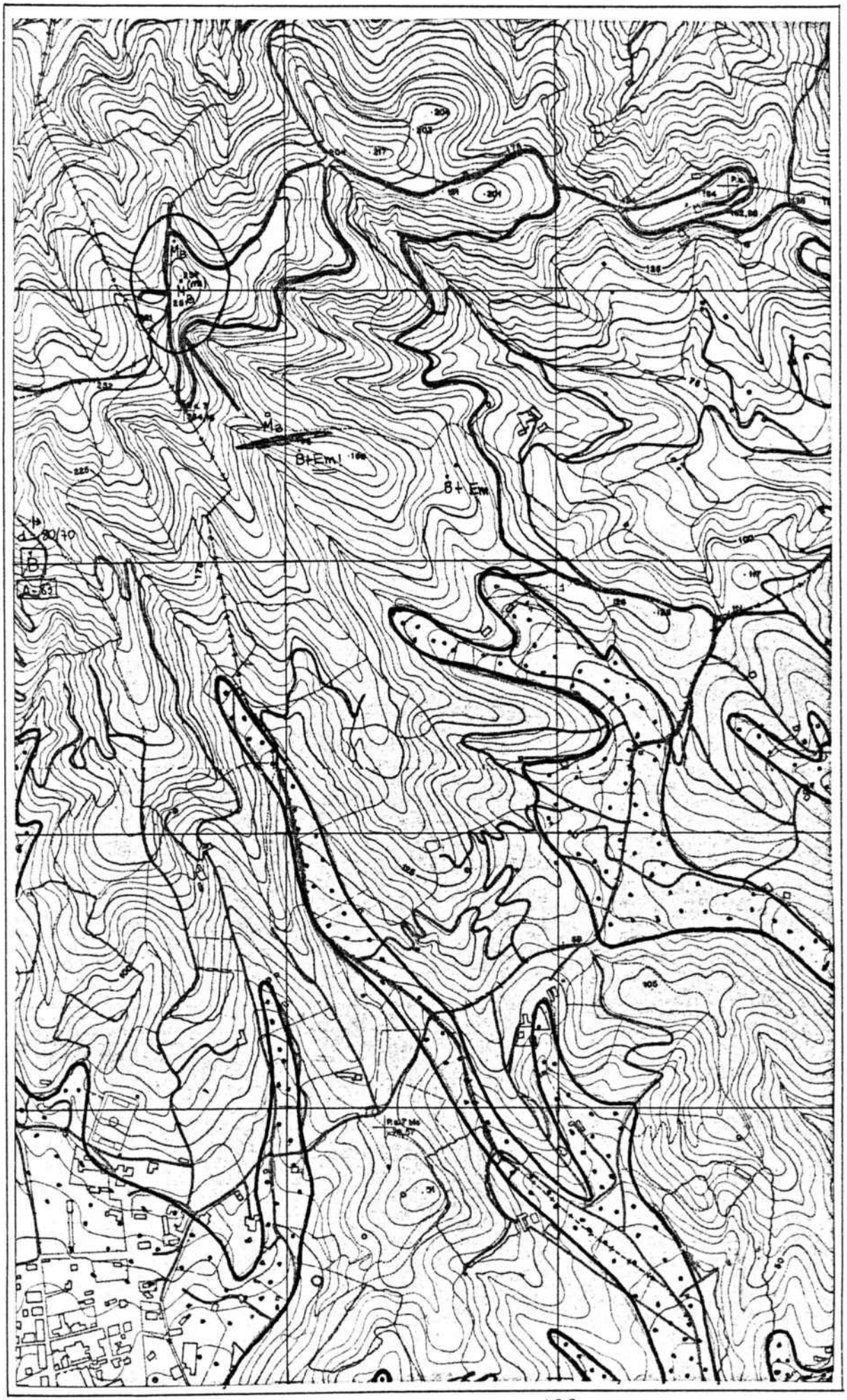


CUADRO Nº 83

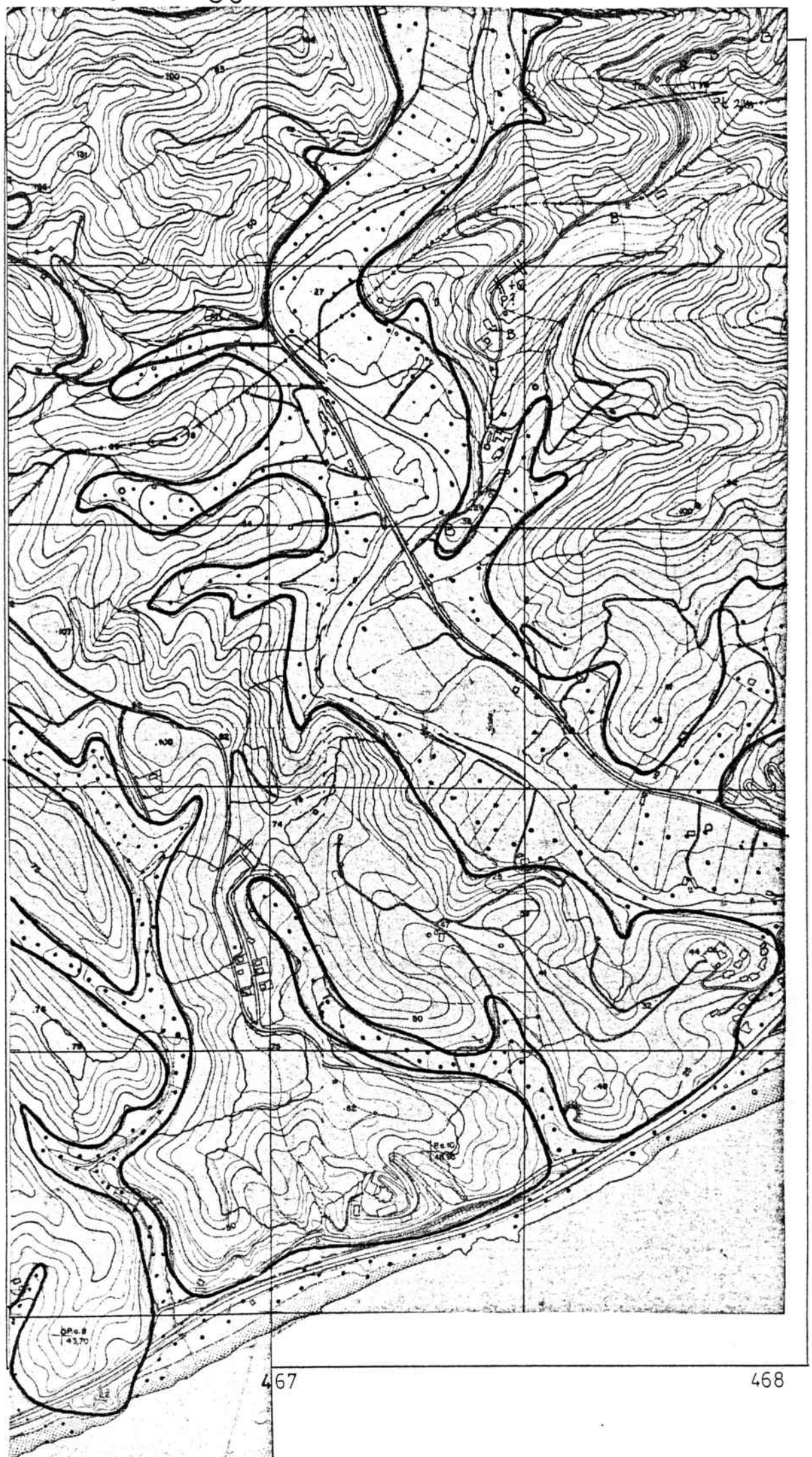
CUADRO Nº 84

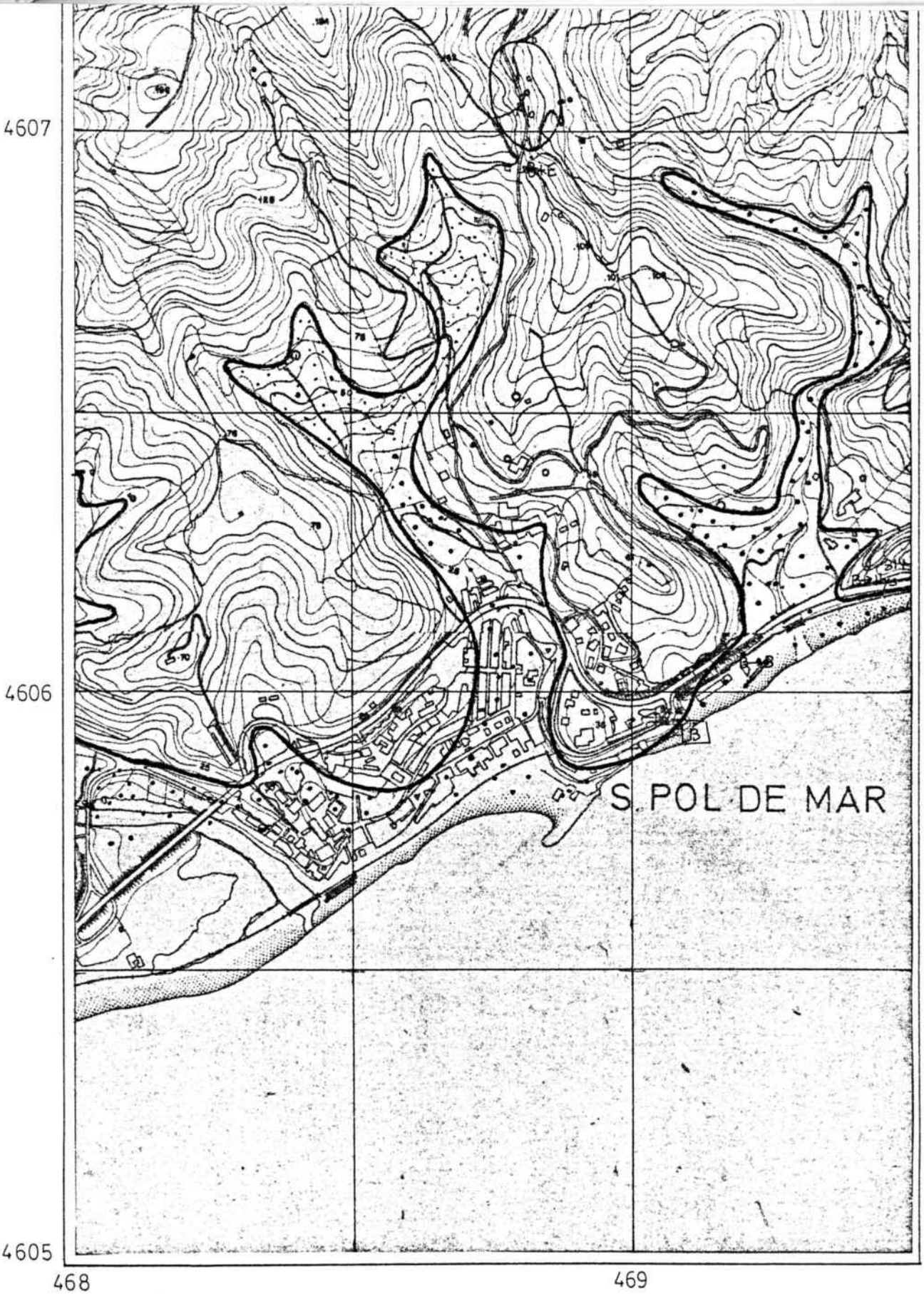


CUADRO Nº 85



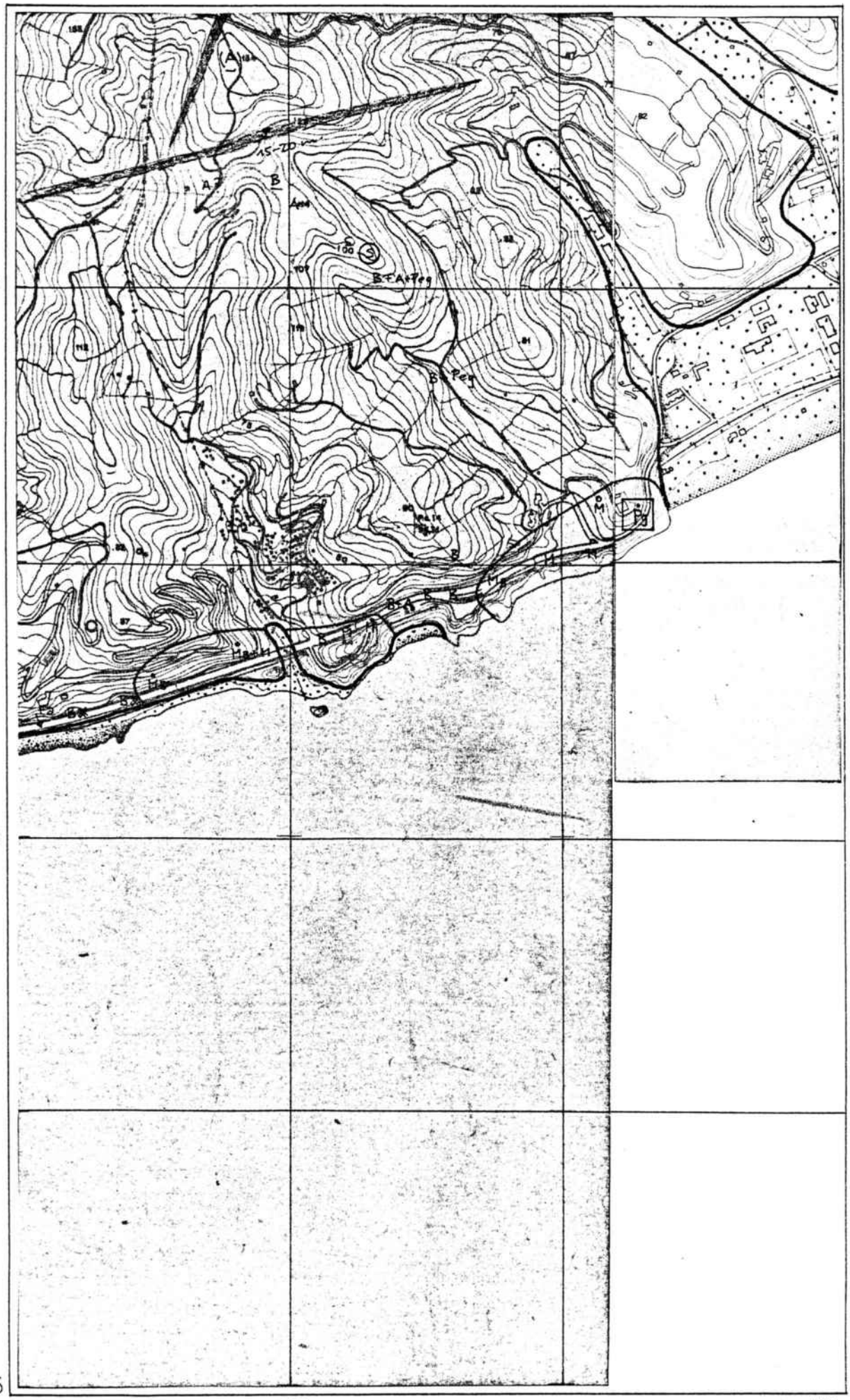
CUADRO N- 86



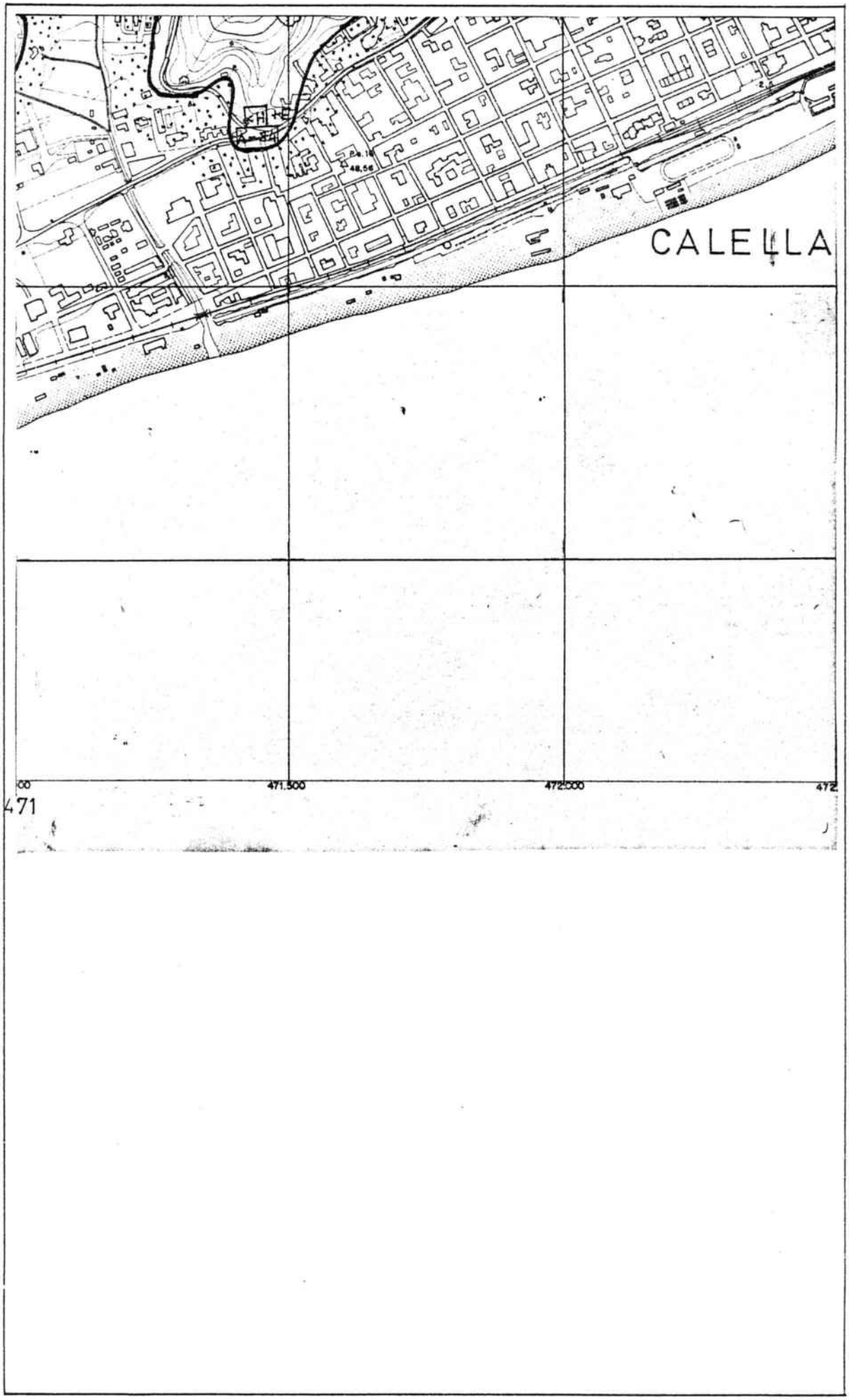


BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC

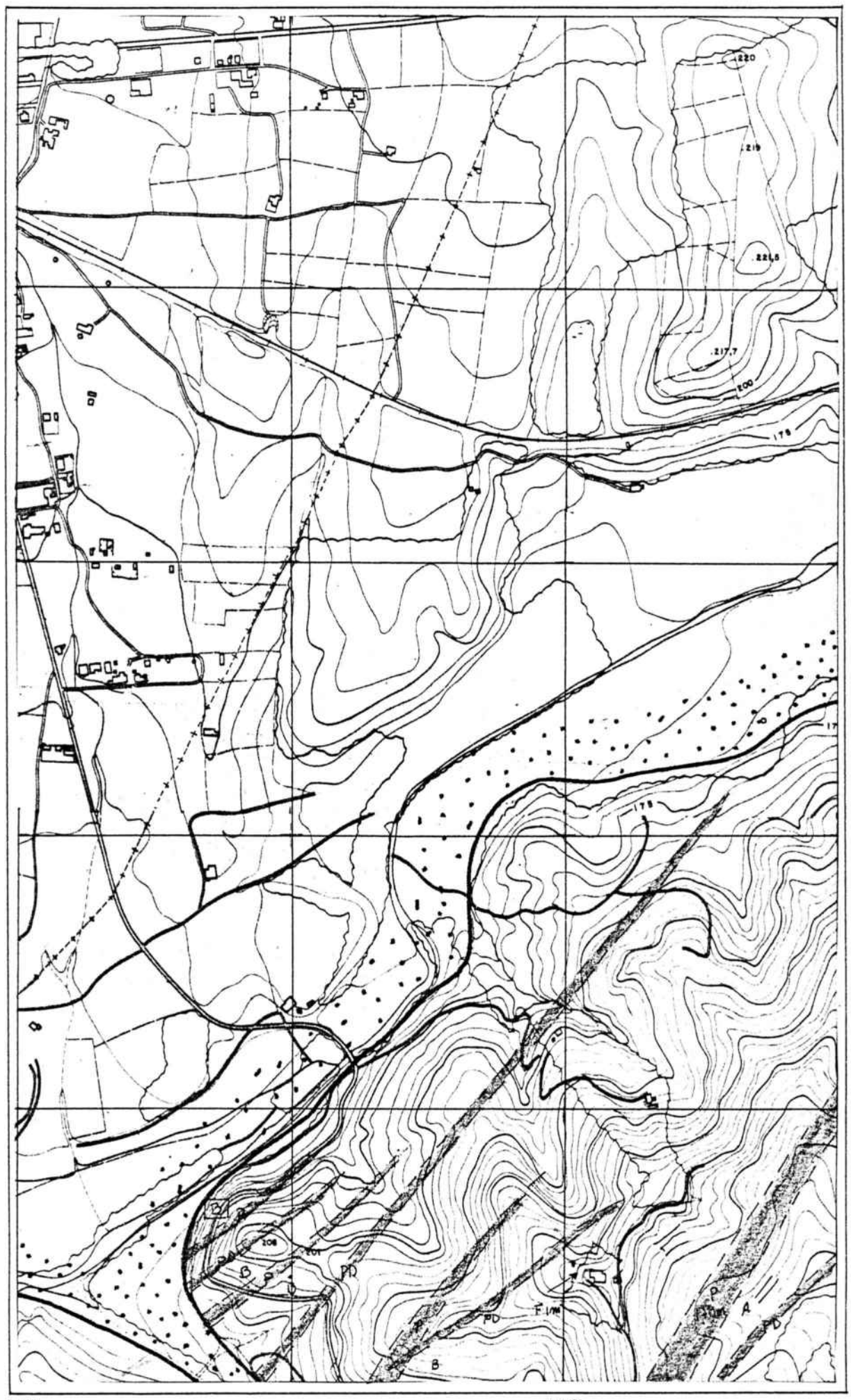
CUADRO Nº 88



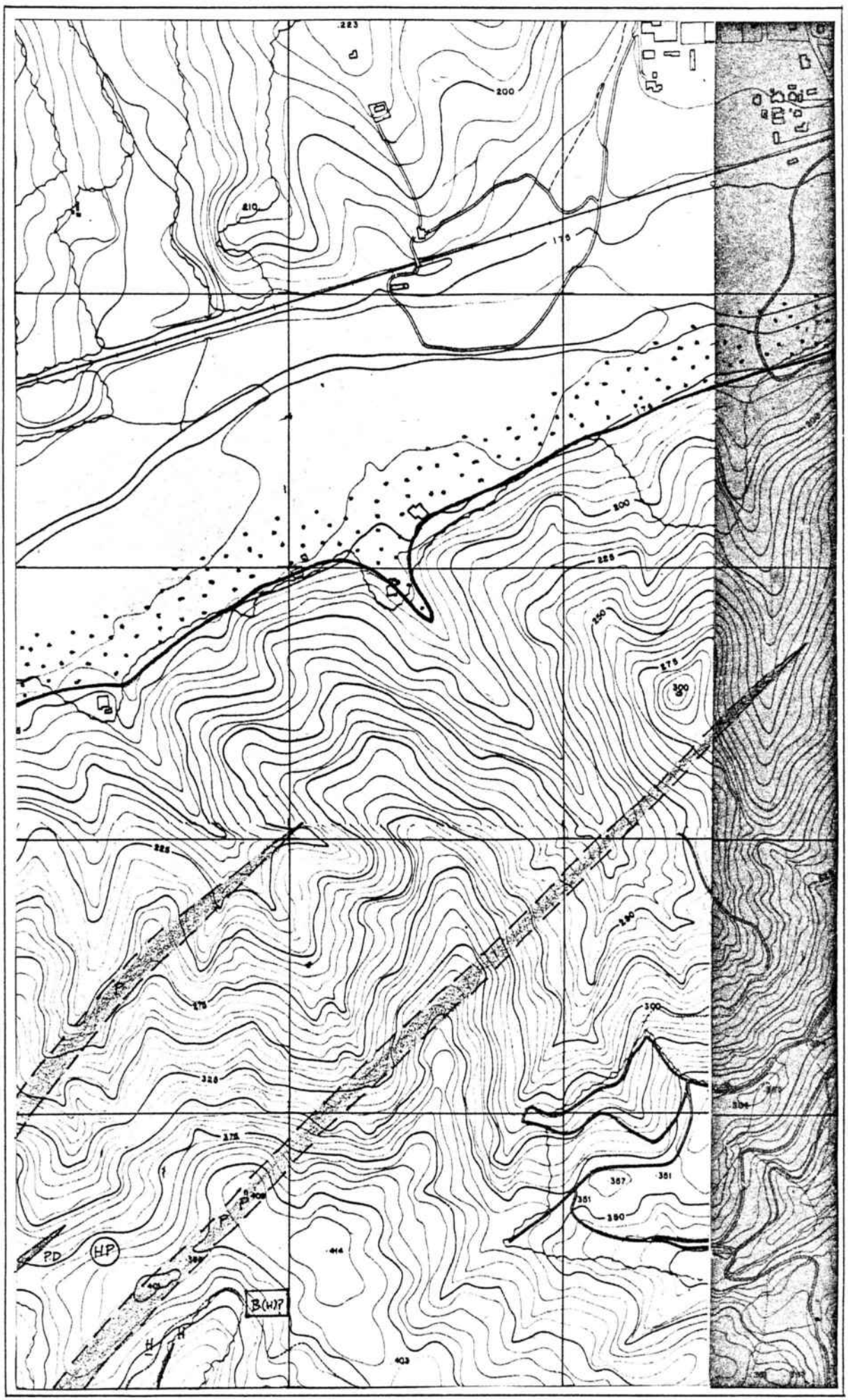
CUADRO N- 89



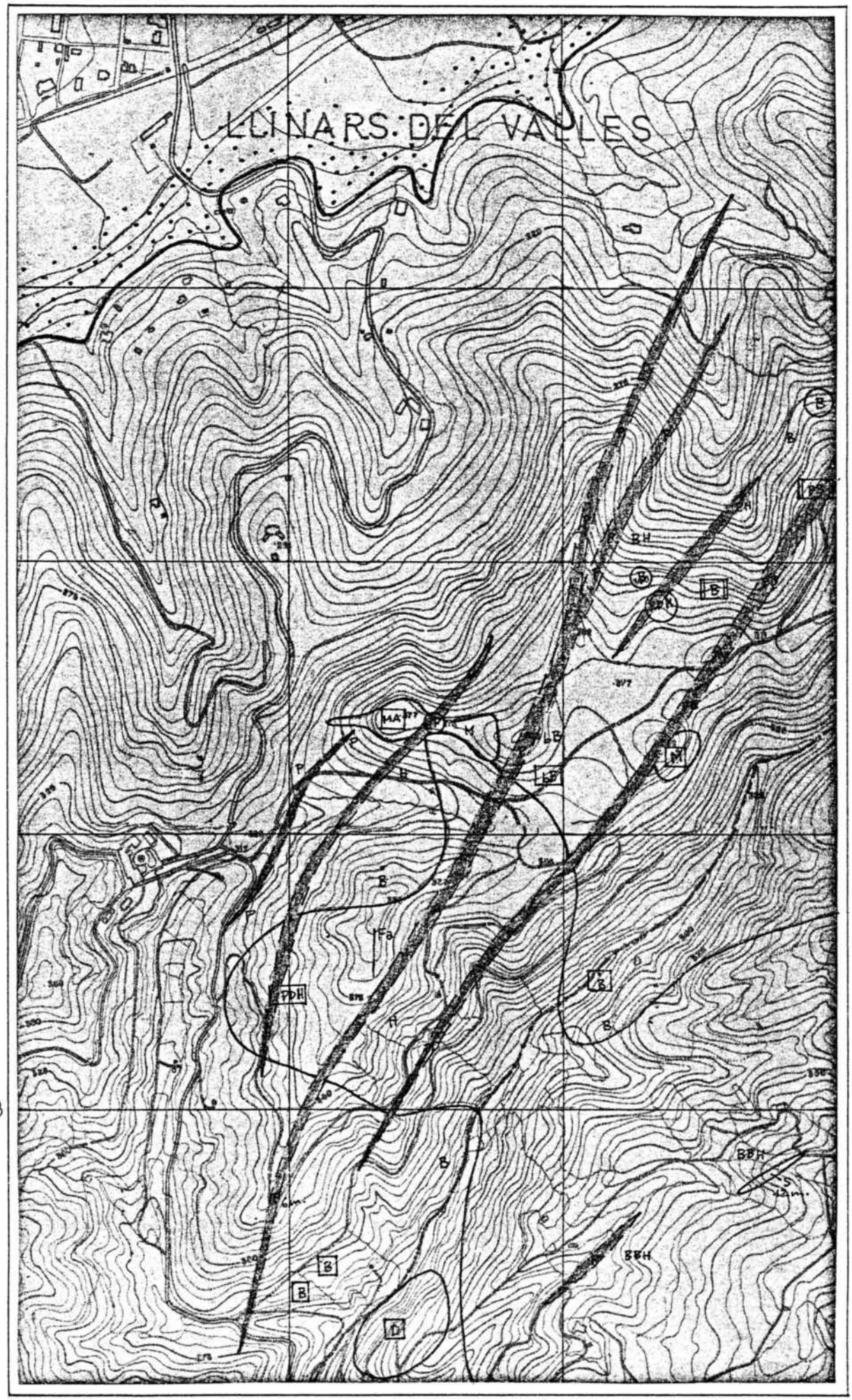
CUADRO N° 90



CUADRO Nº 91

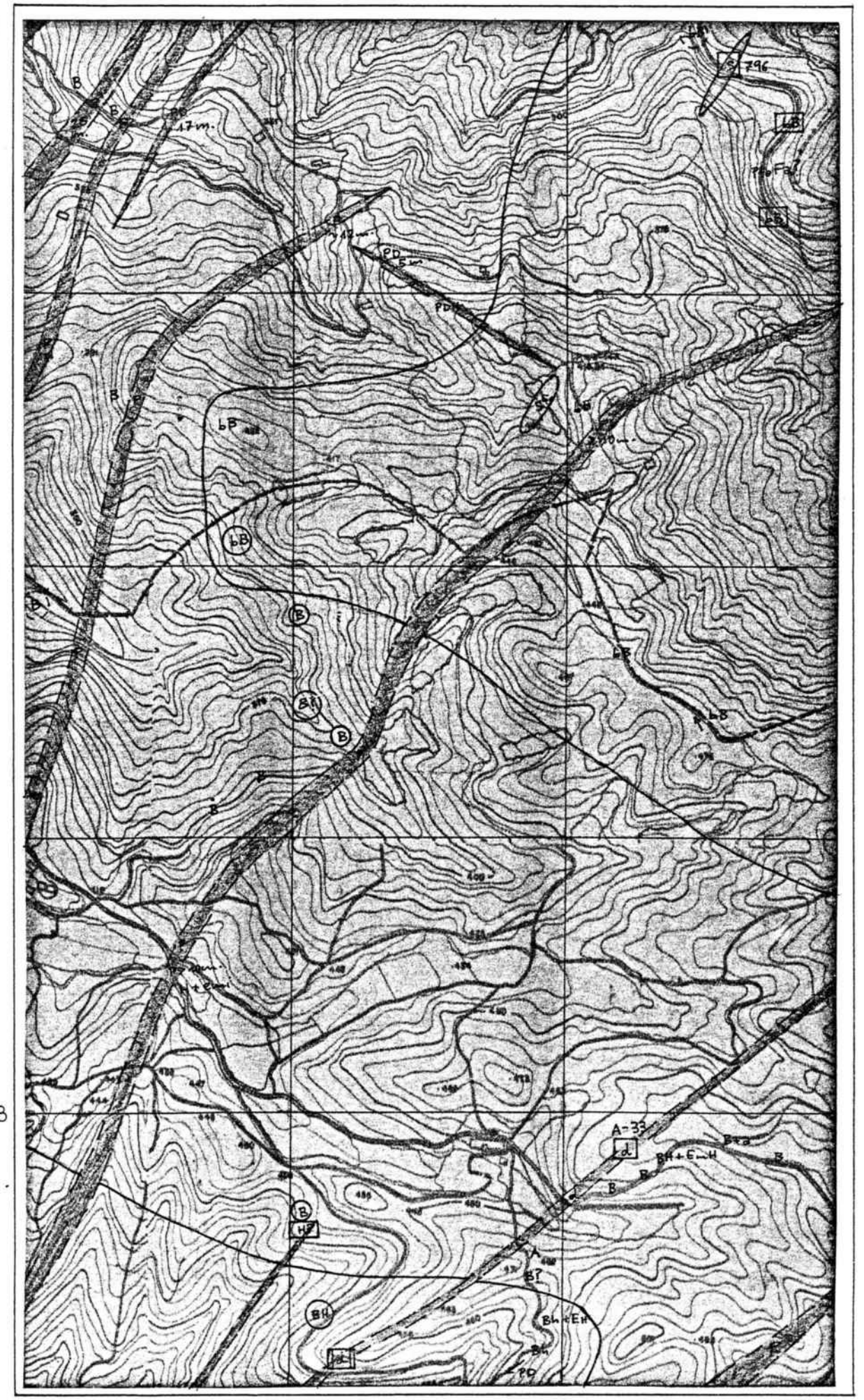


CUADRO Nº 92

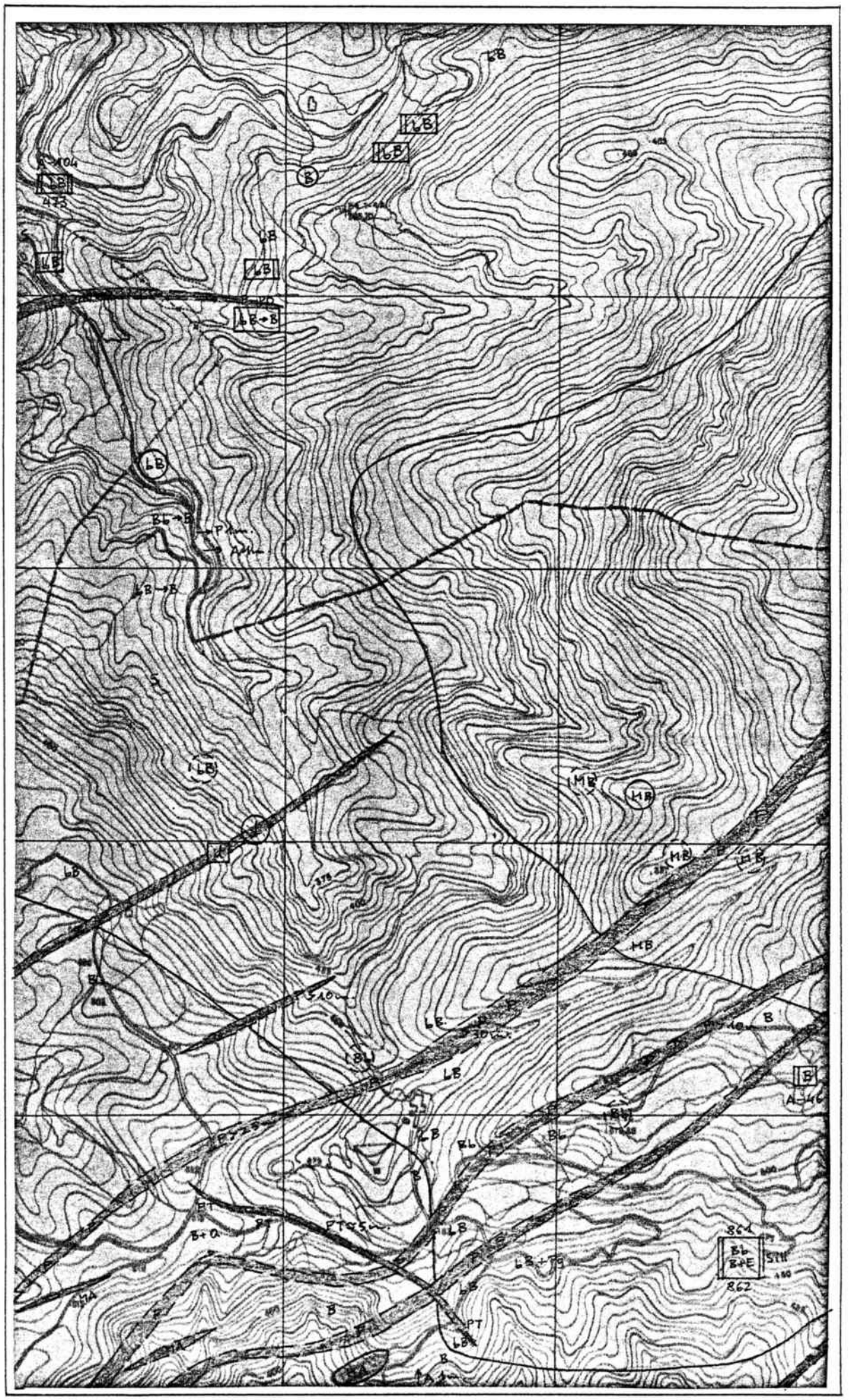


CUADRO Nº 93

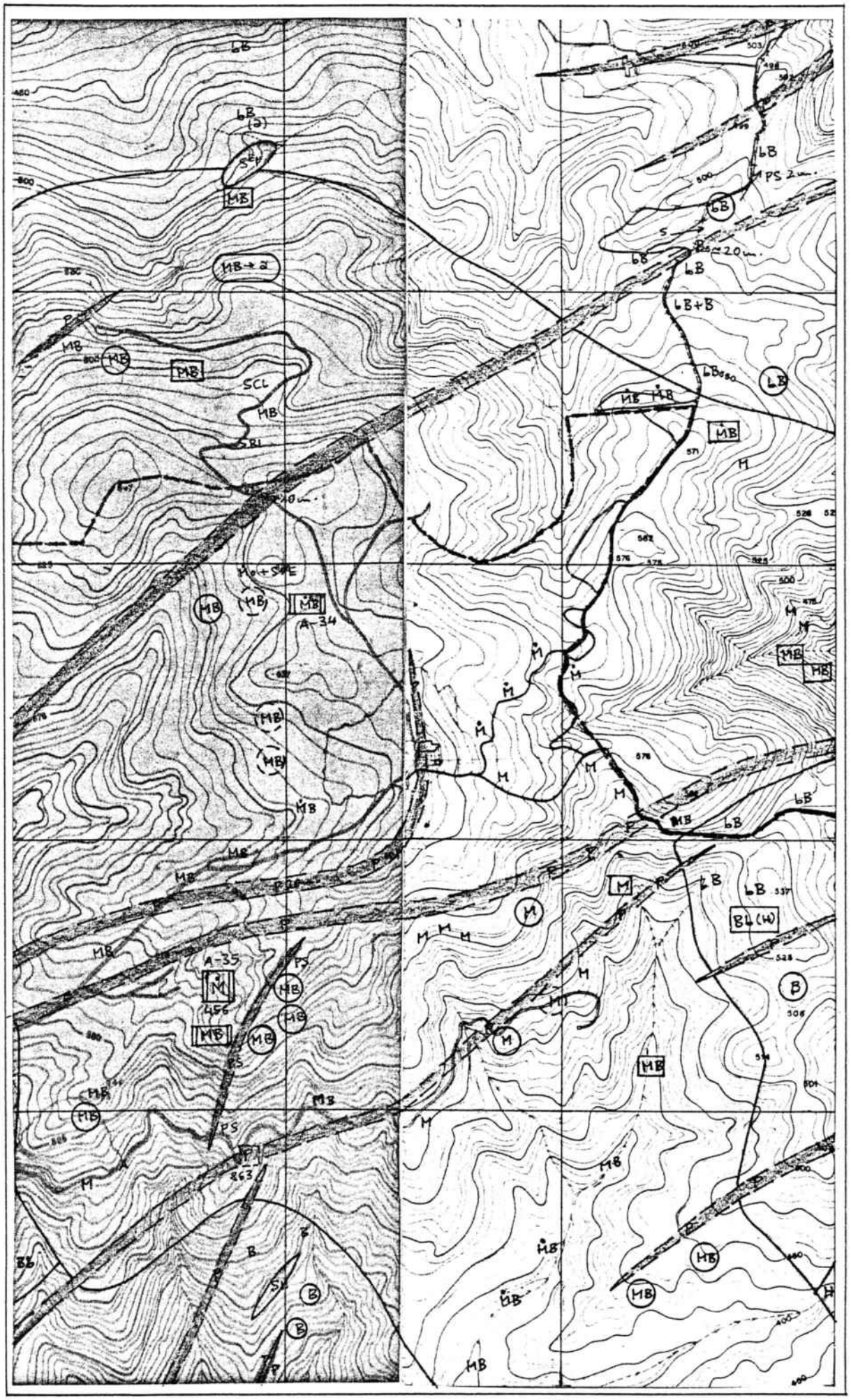
CUADRO Nº 94



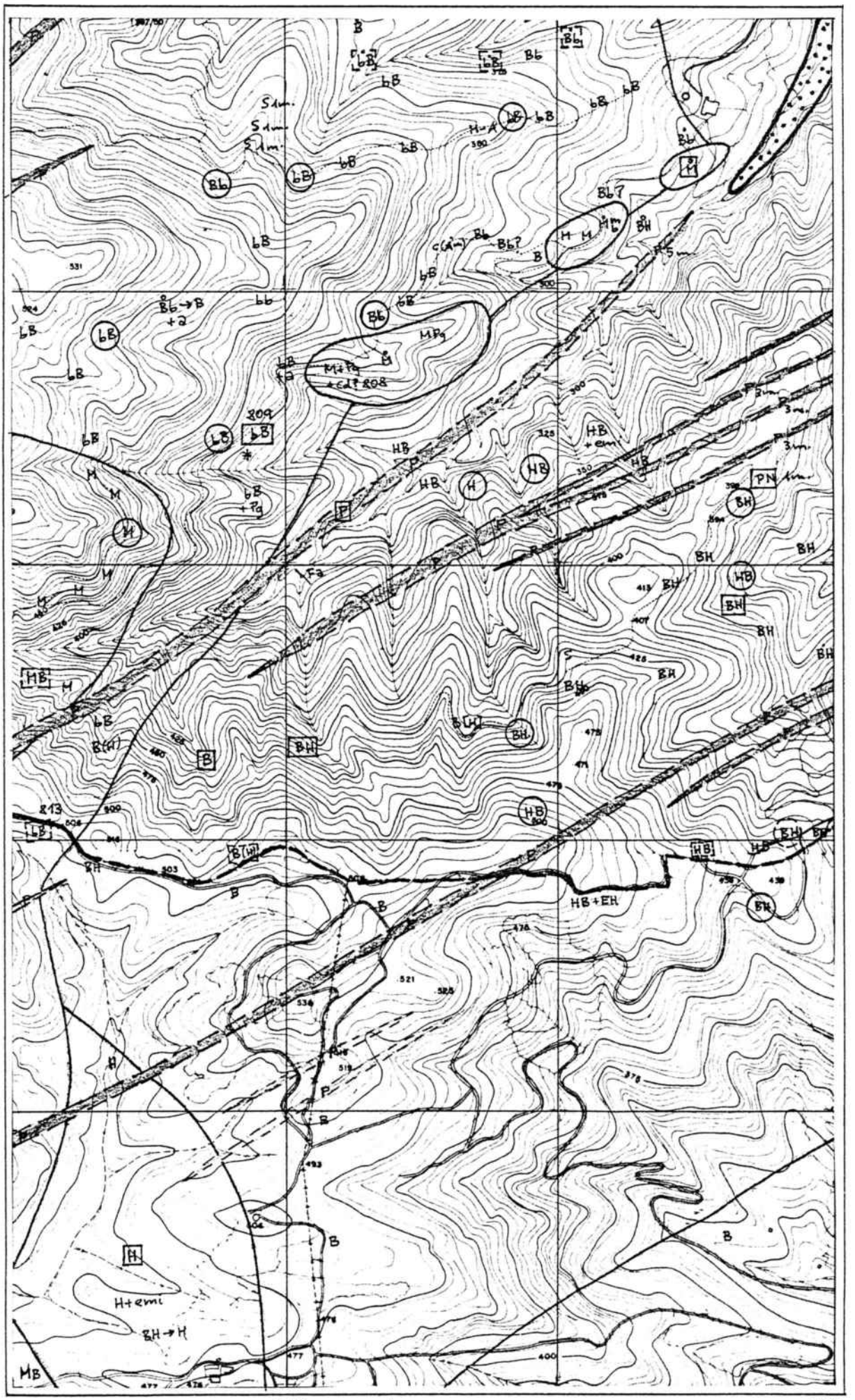
CUADRO Nº 95



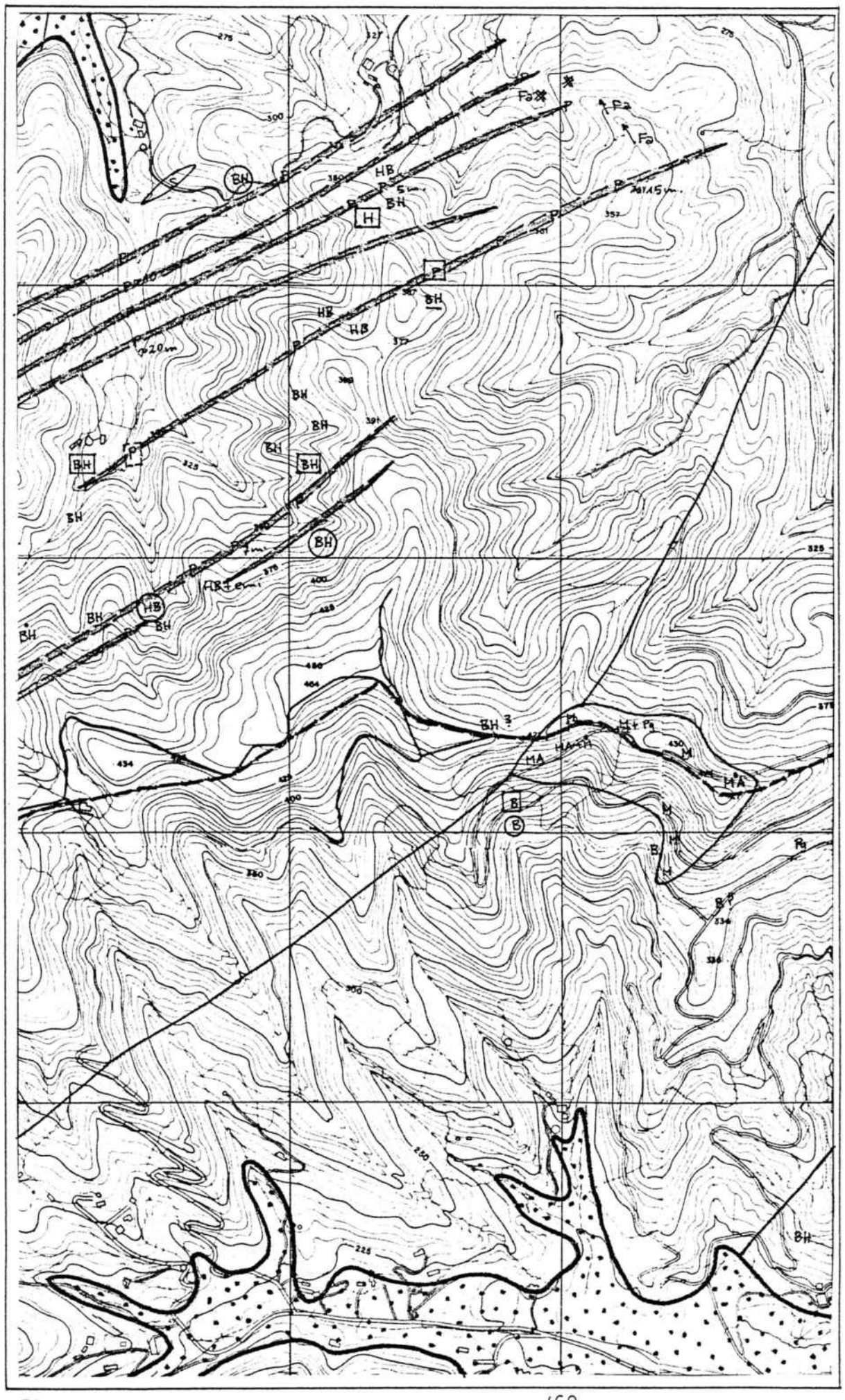
CUADRO Nº 96



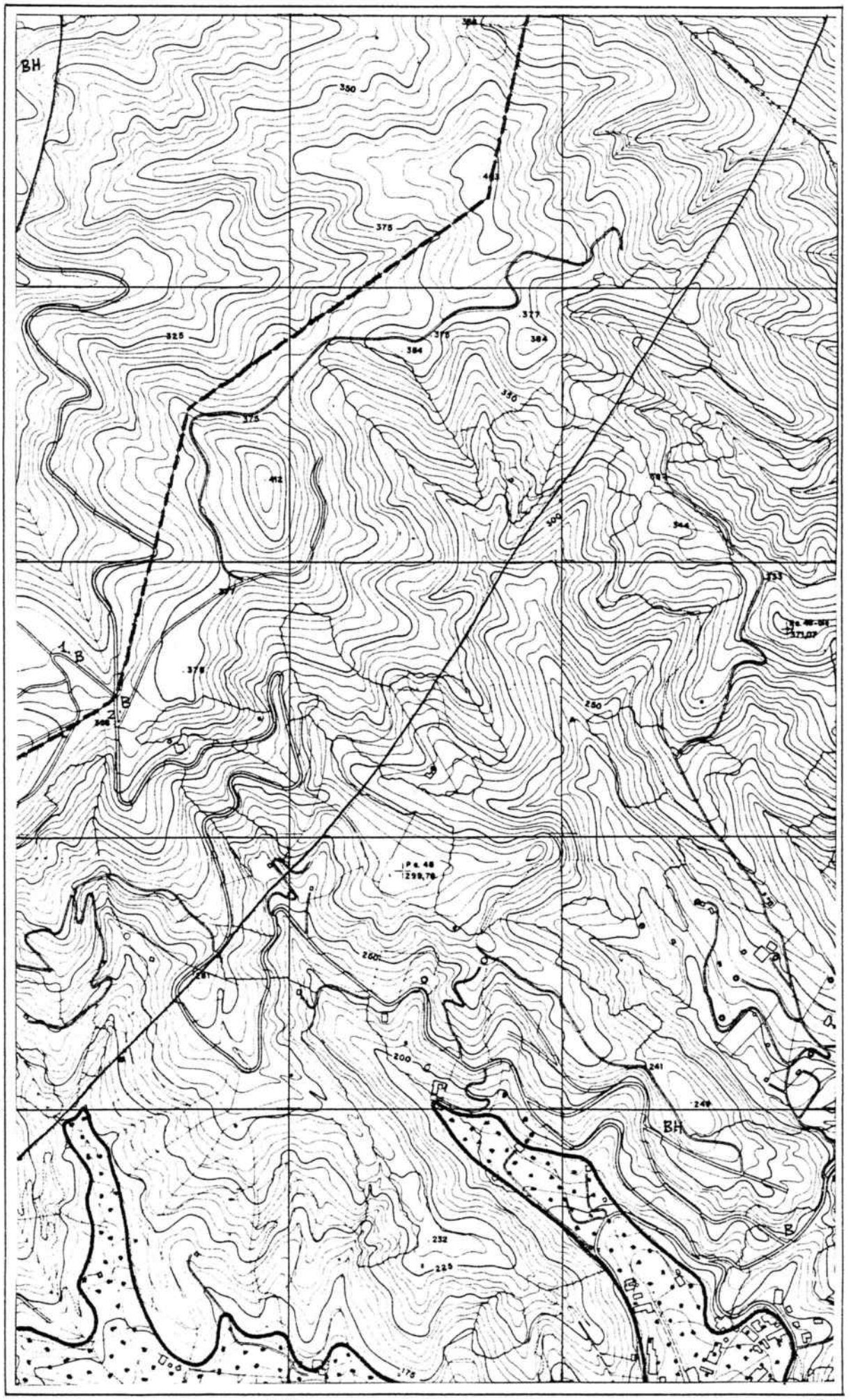
CUADRO Nº 97


4610
4609
4608
458
459
Bb
bB
B
H
HB
BH
P
Fa
Pn
Bb→B +2
M+Pg
H+emi
BH→H
HB+EH
HB +emi
BH +emi
Sim.
2 im.
3 im.

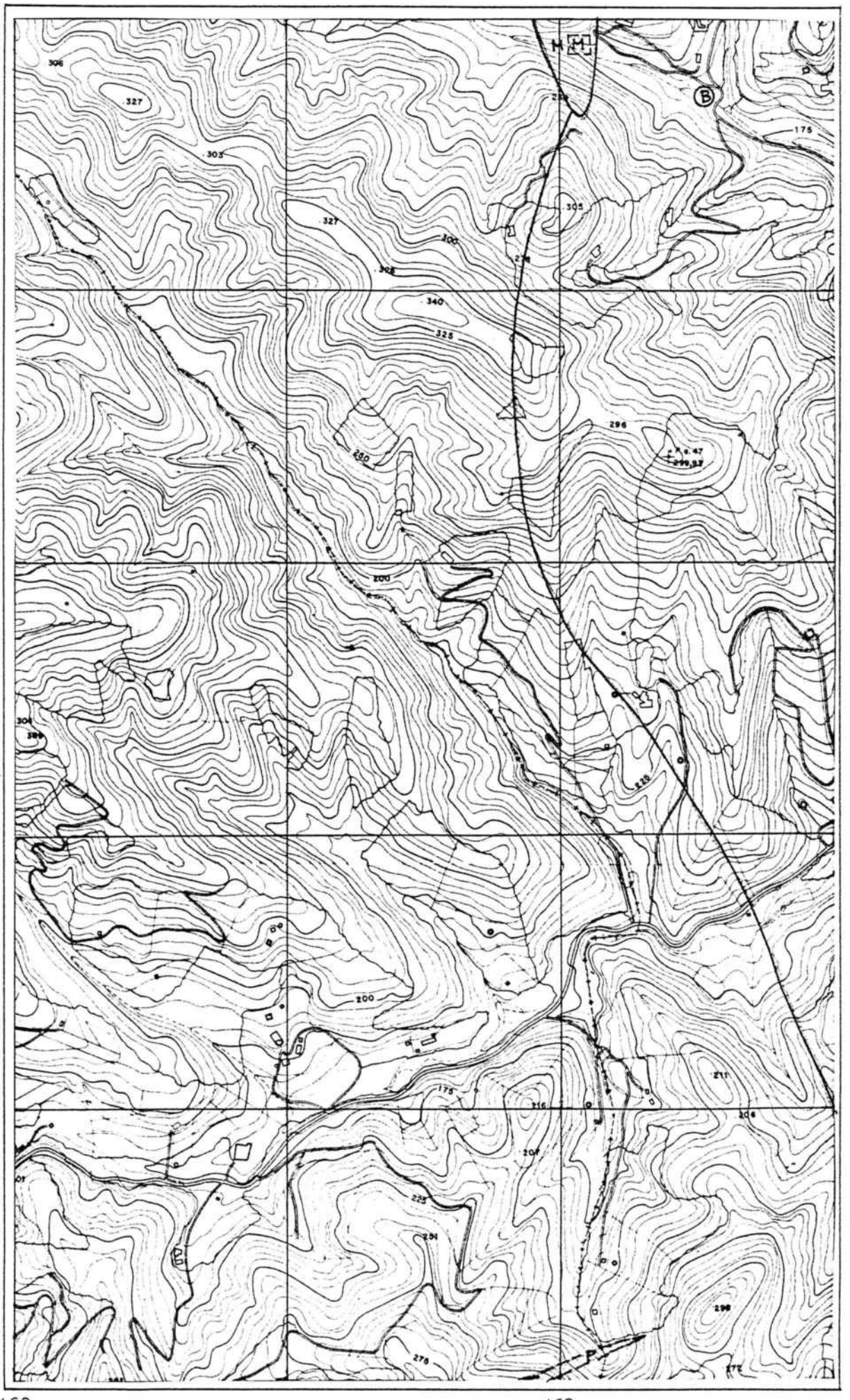
CUADRO Nº98



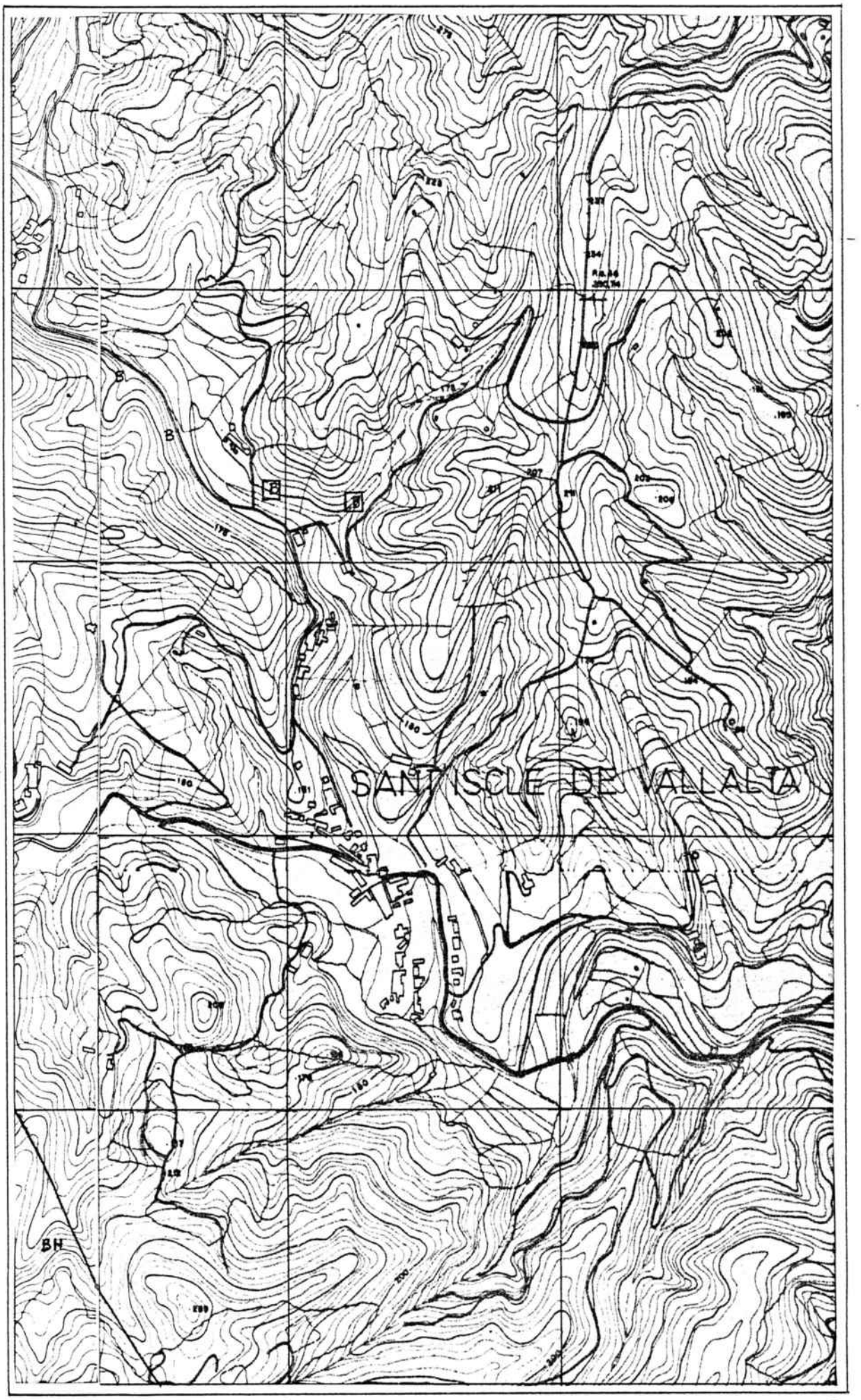
CUADRO N°99


4610
4609
4608
461
462
BH
BH
350
375
325
384
412
378
298,78
260
200
241
249
232
223
175

CUADRO Nº 100

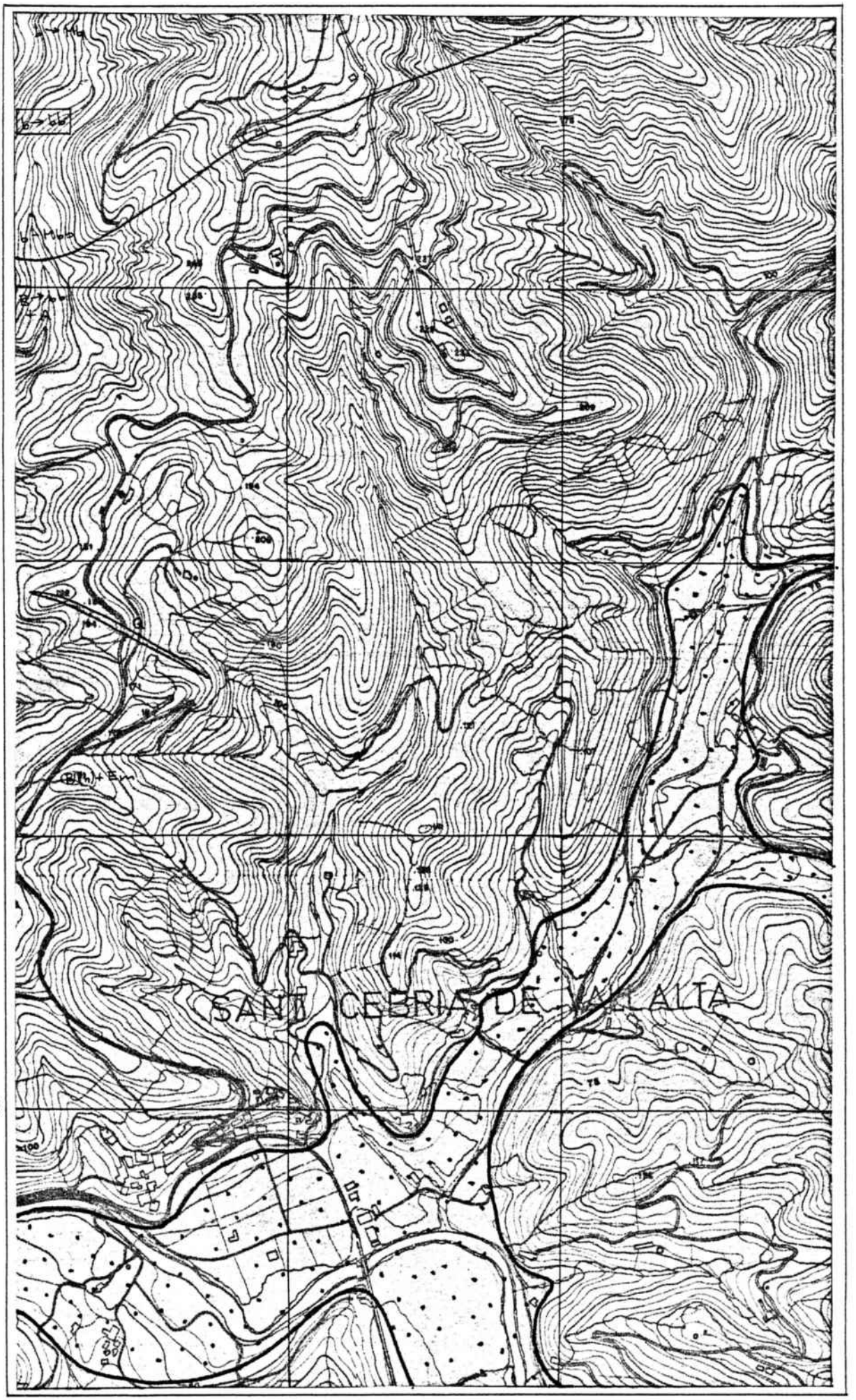


CUADRO Nº 101

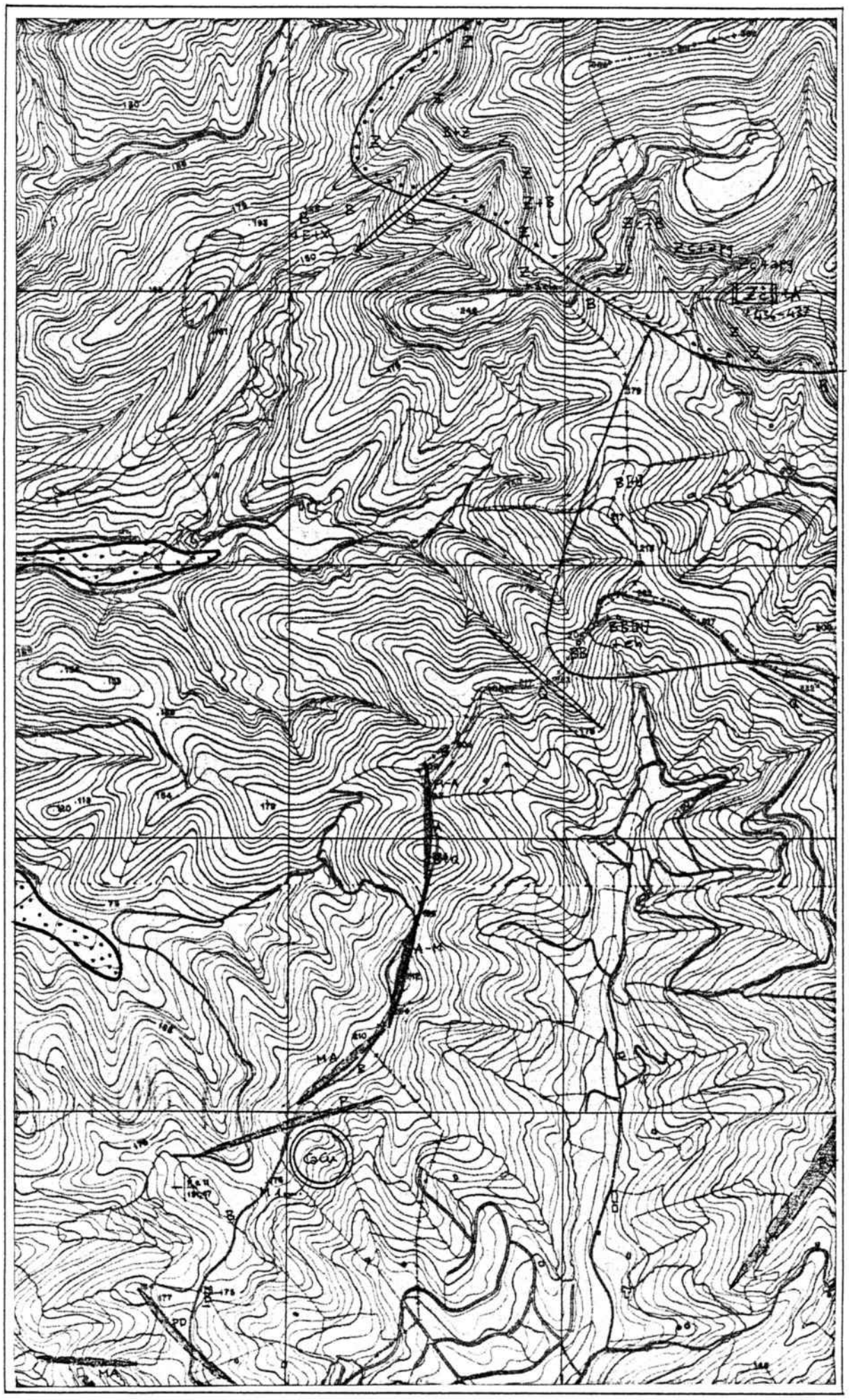


CUADRO N- 102

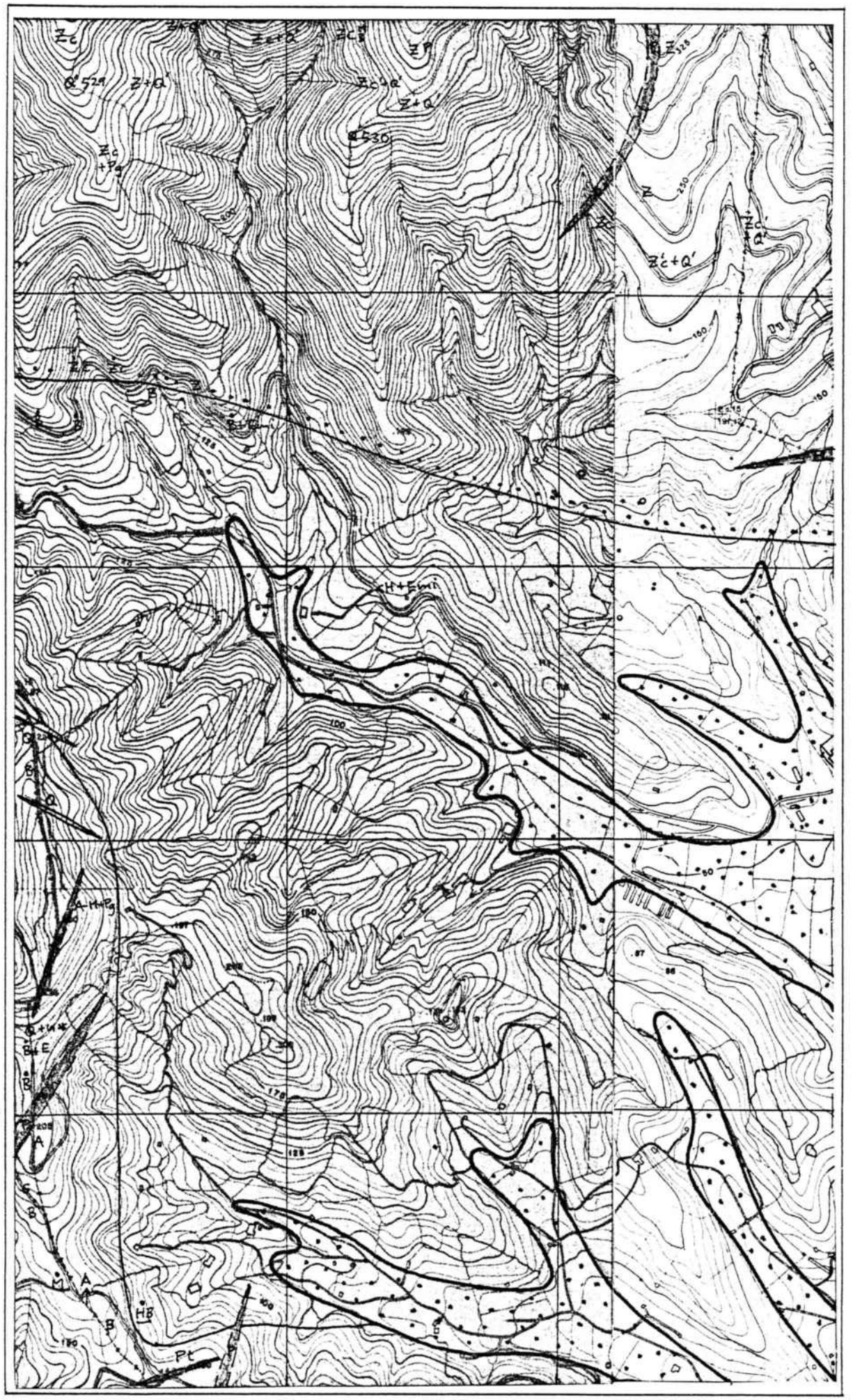
CUADRO Nº103



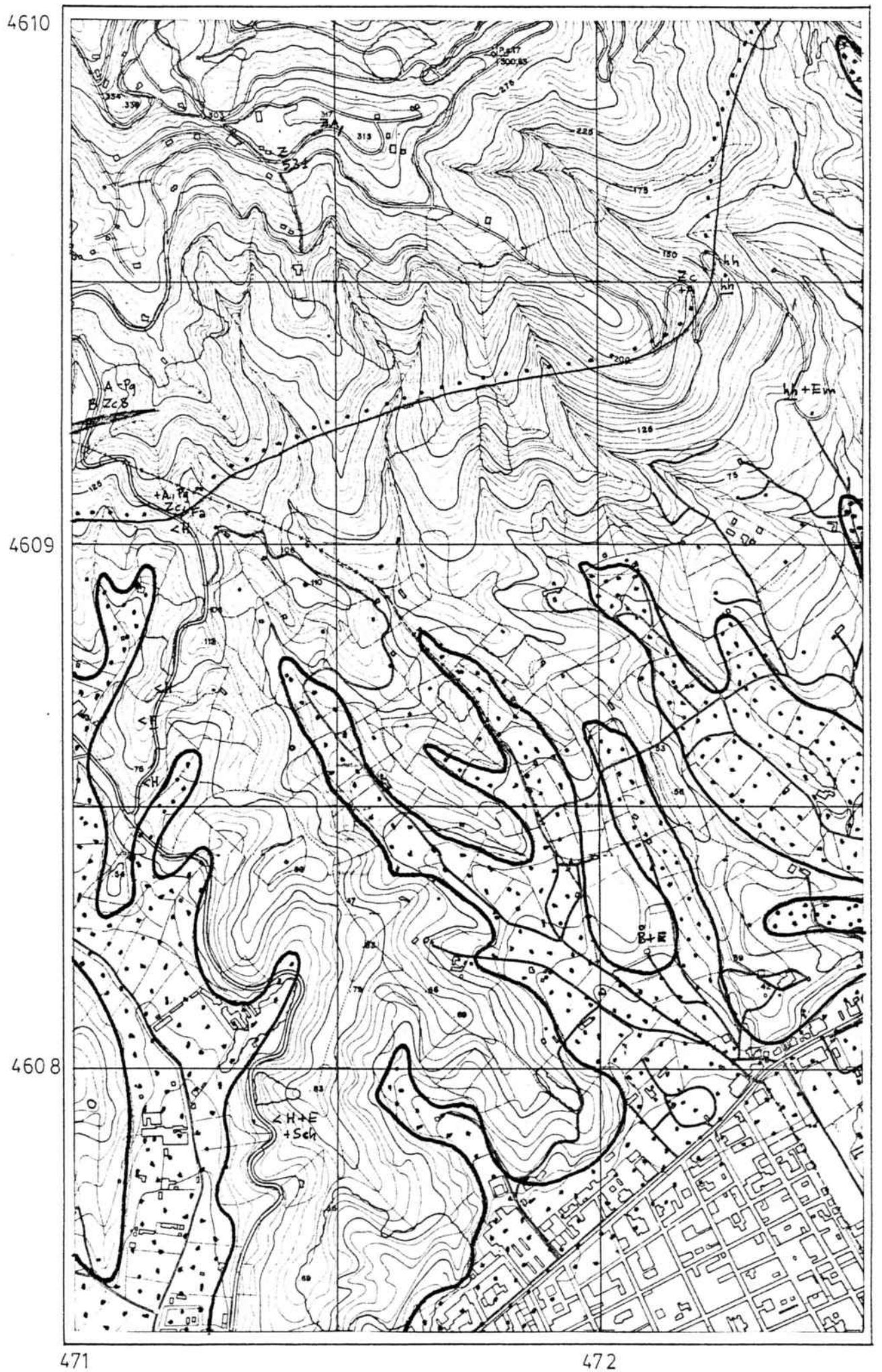
CUADRO Nº 104



CUADRO Nº 105



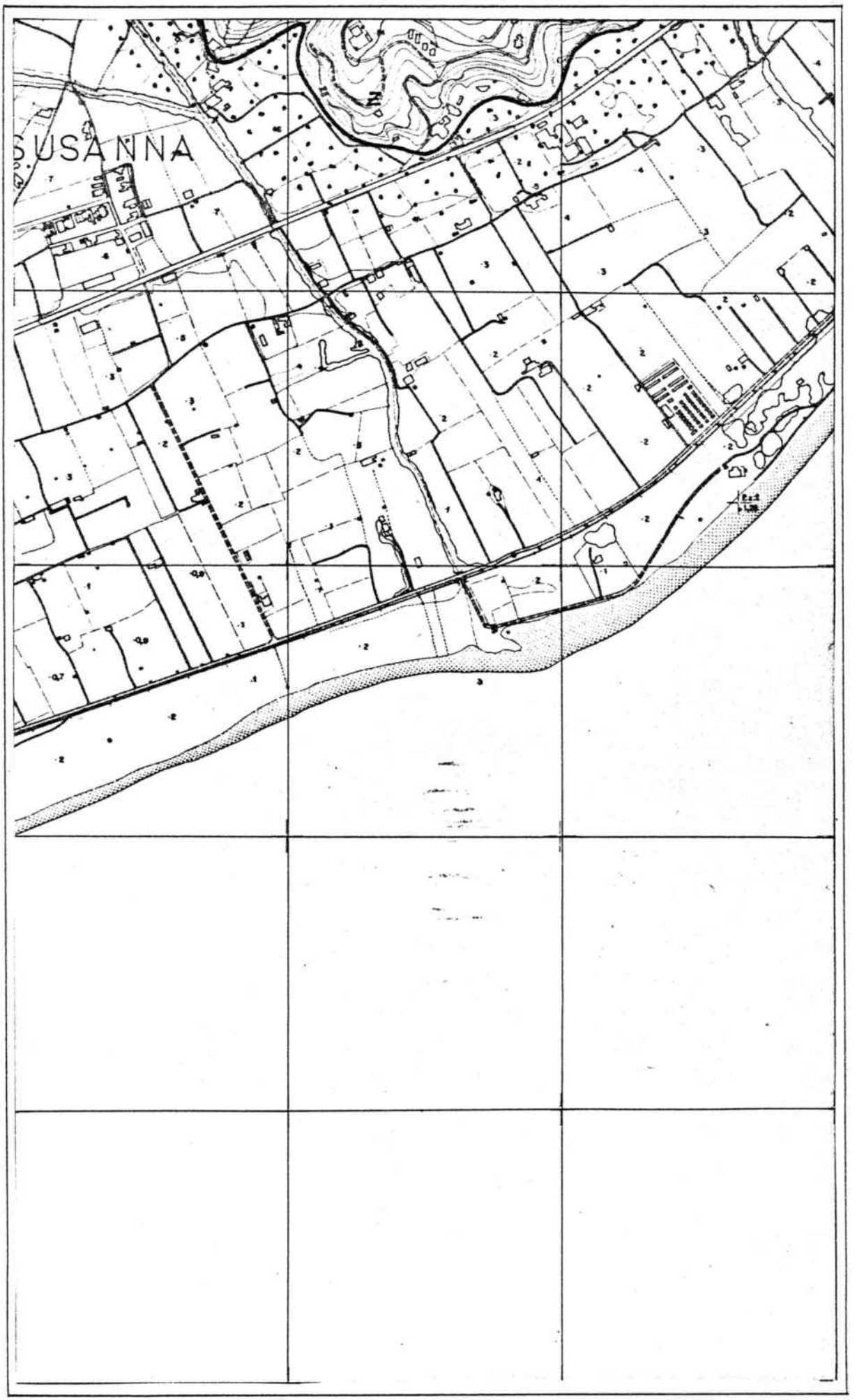
CUADRO Nº106



CUADRO Nº 107

CUADRO Nº 108

CUADRO Nº109

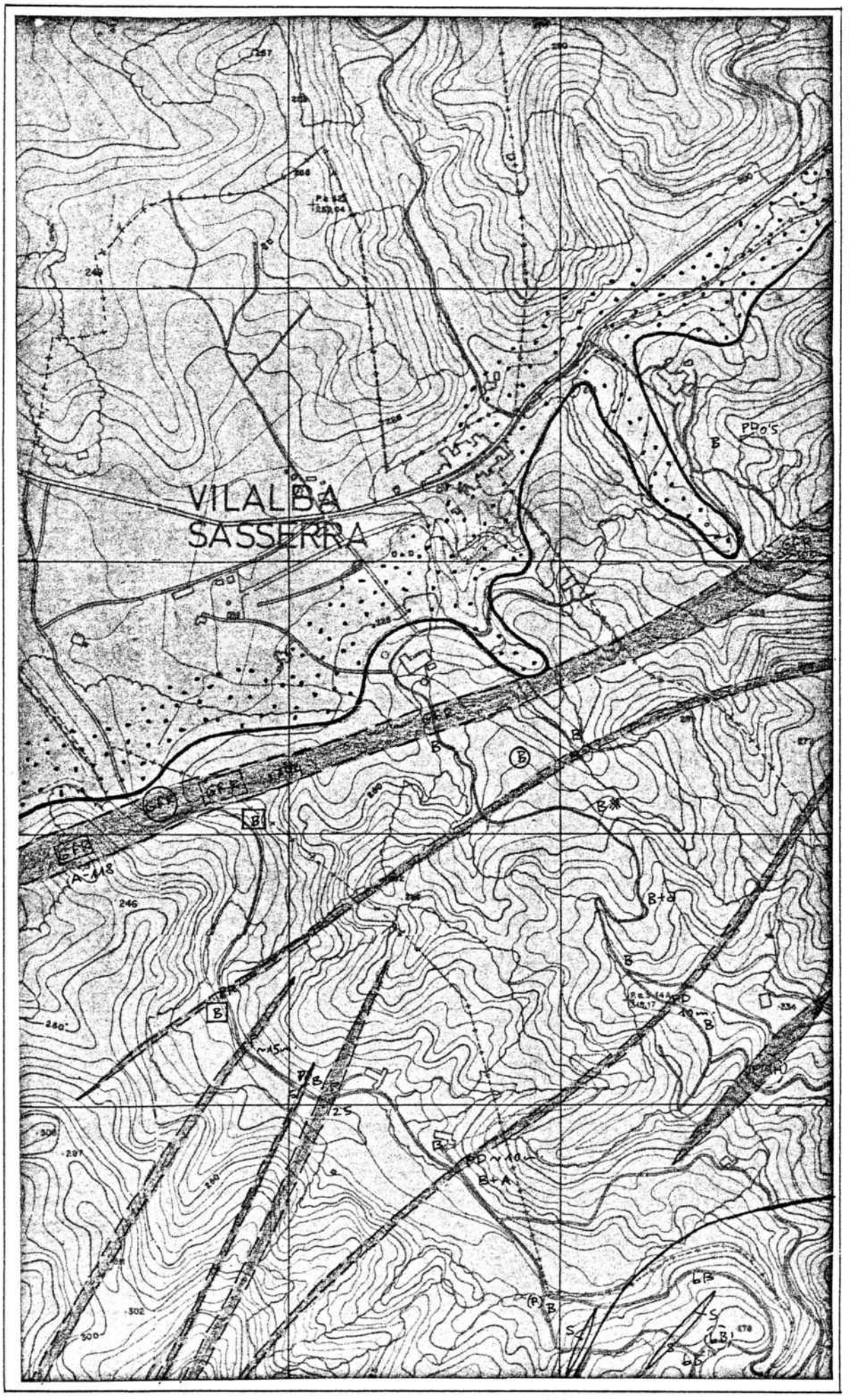


CUADRO Nº110

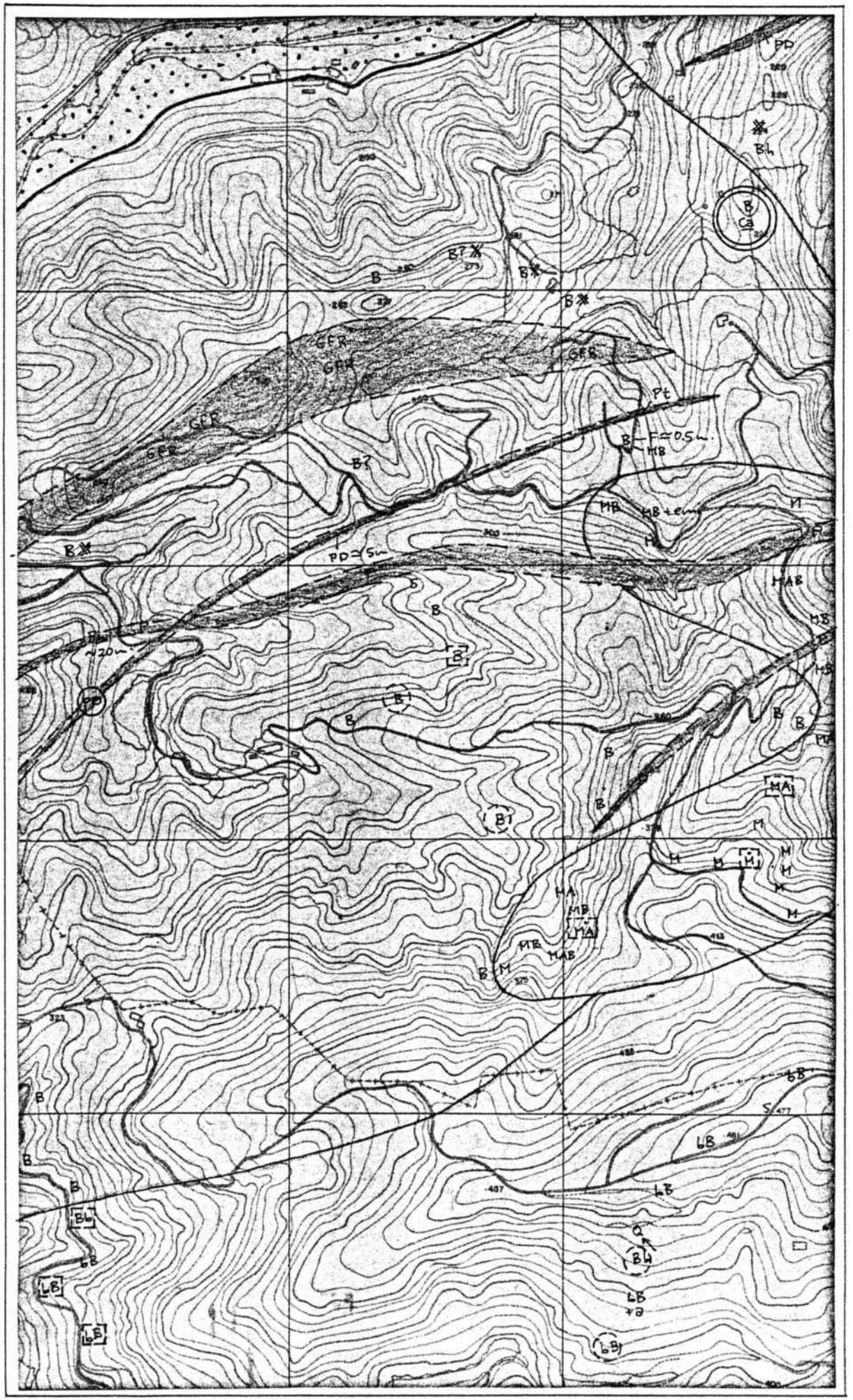
CUADRO N- 111

4612
4611
4610
452
453
275
250
204.8
203,9
204,8
200,8
203
203,8
200
237
PR
B
B
B
A
HA

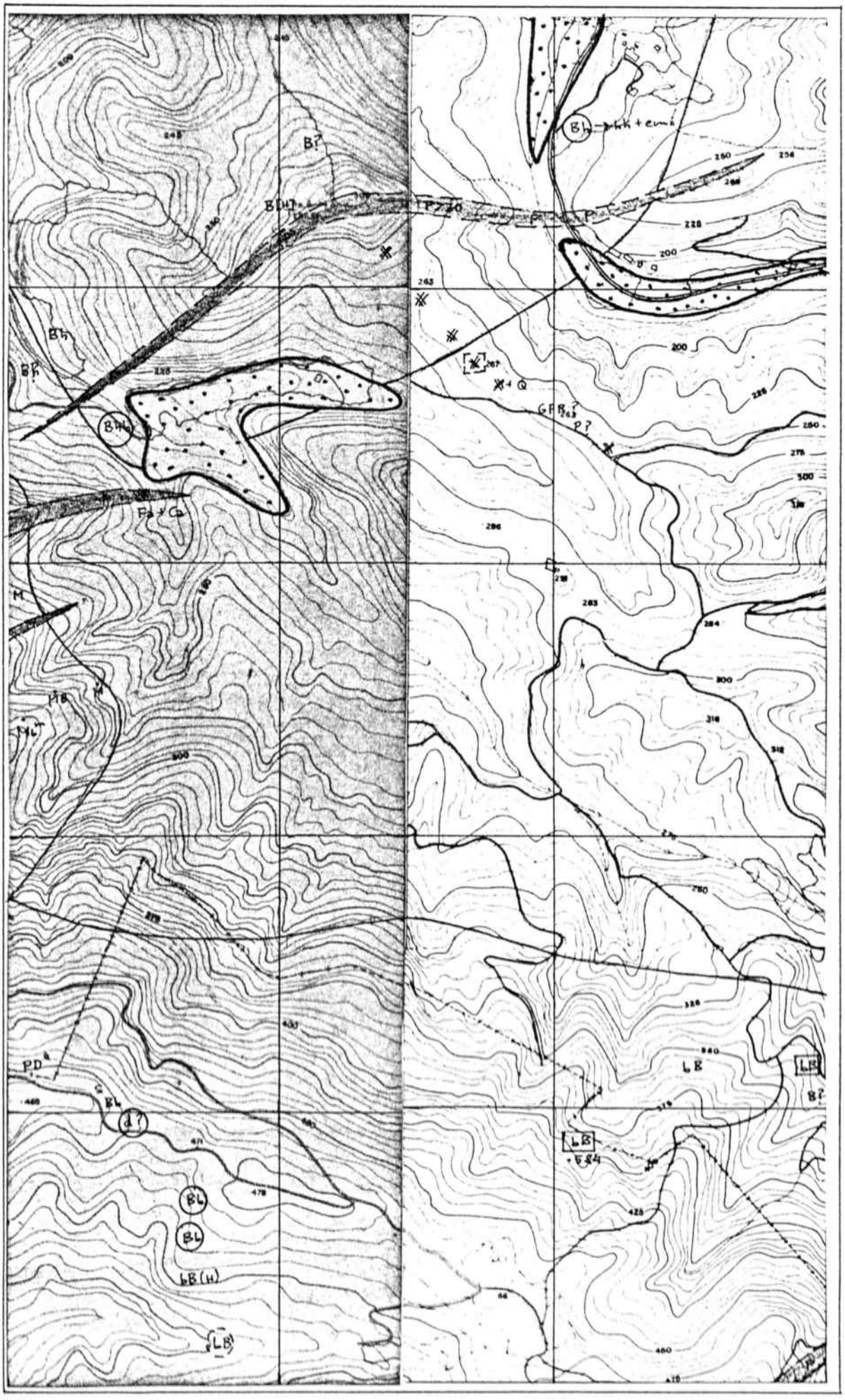
CUADRO Nº 112



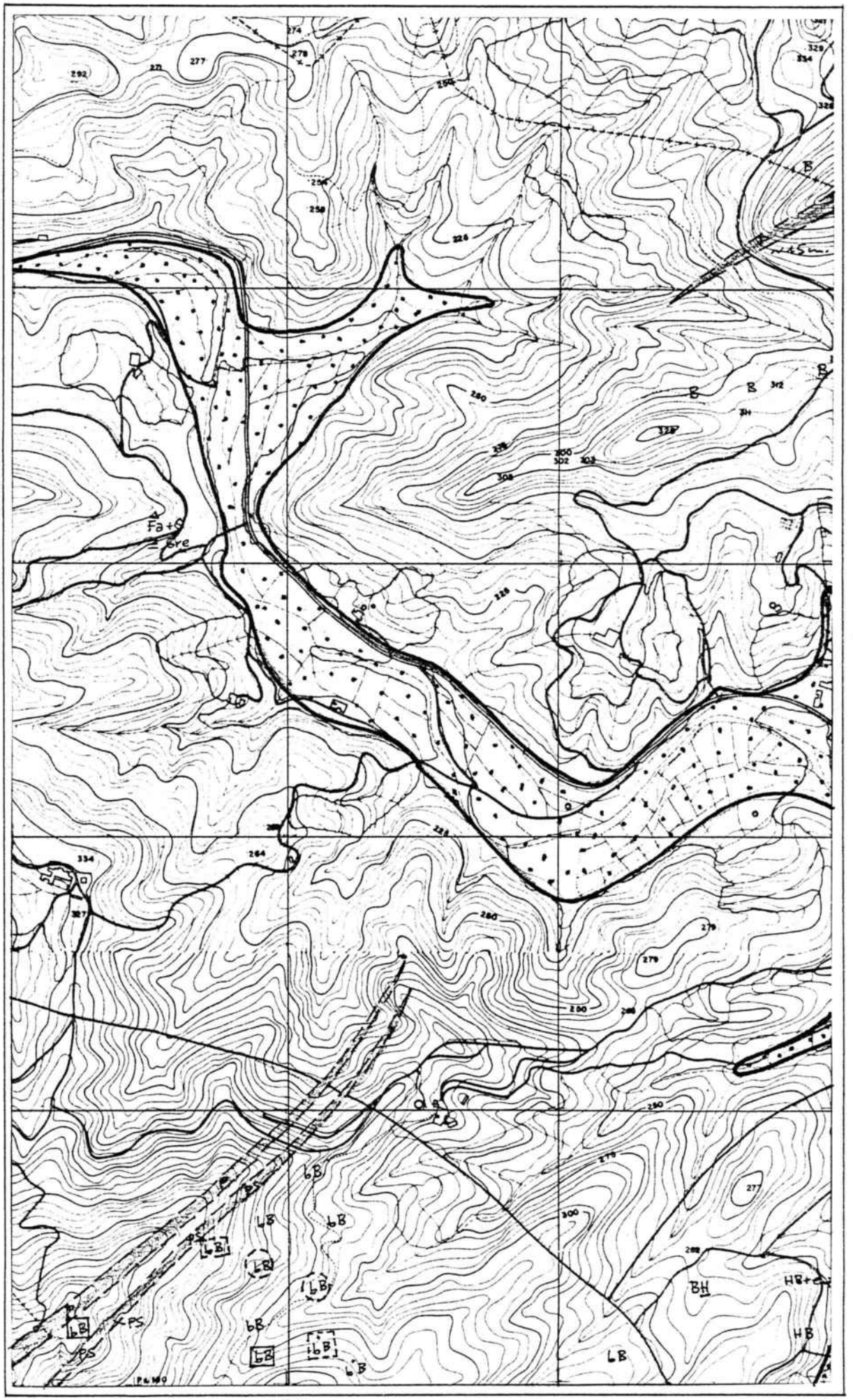
CUADRO Nº 113



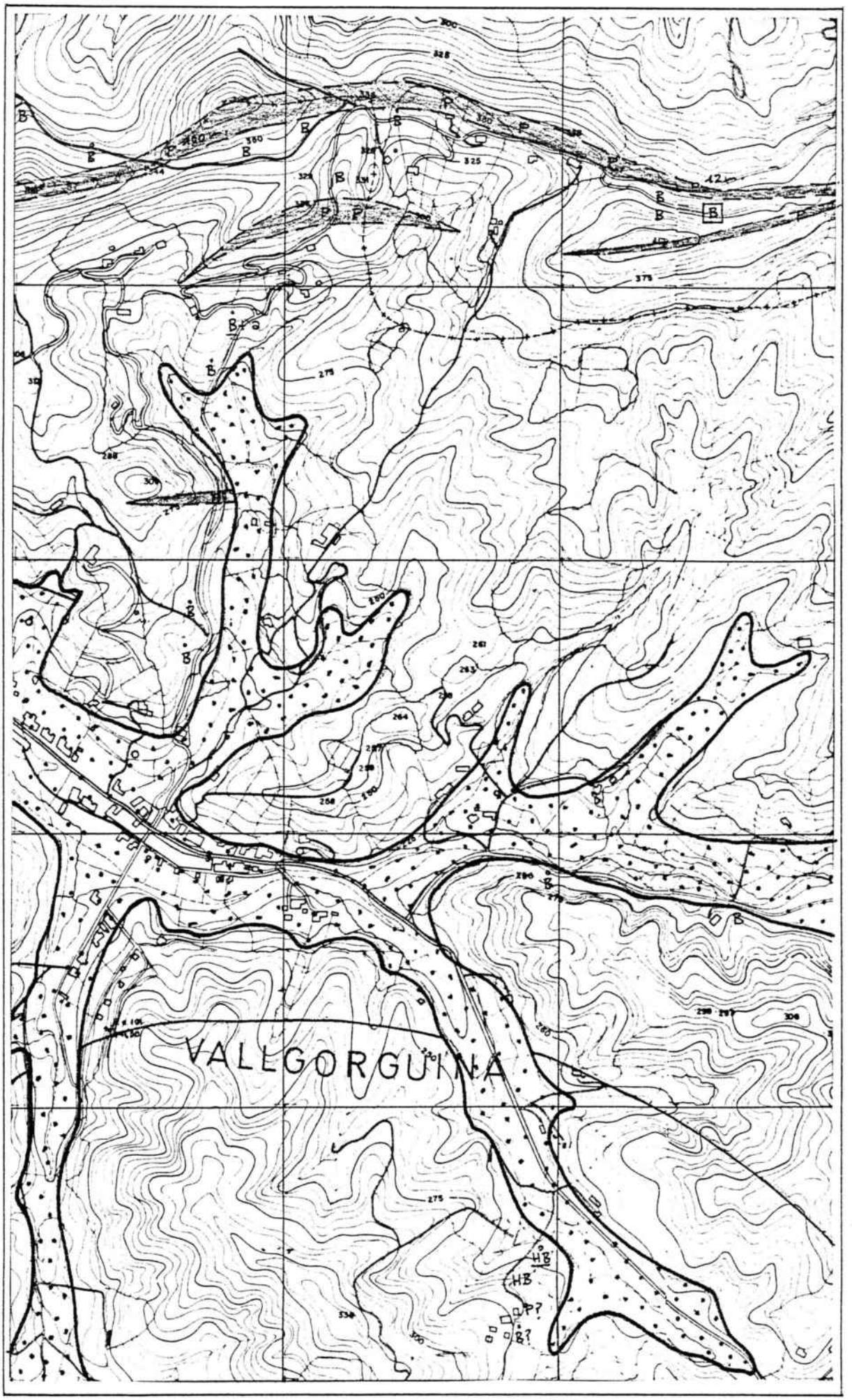
CUADRO Nº 114



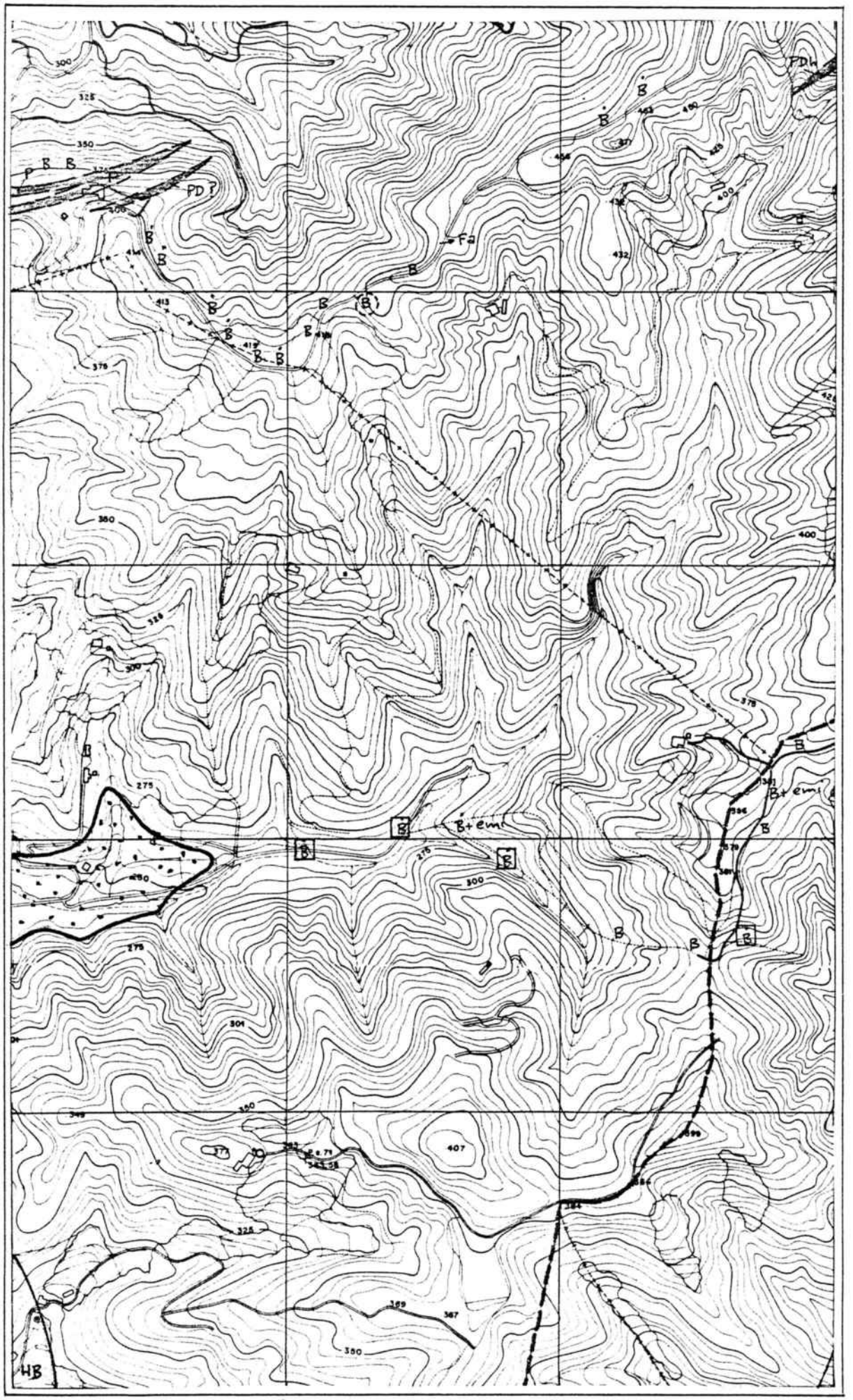
CUADRO Nº 115



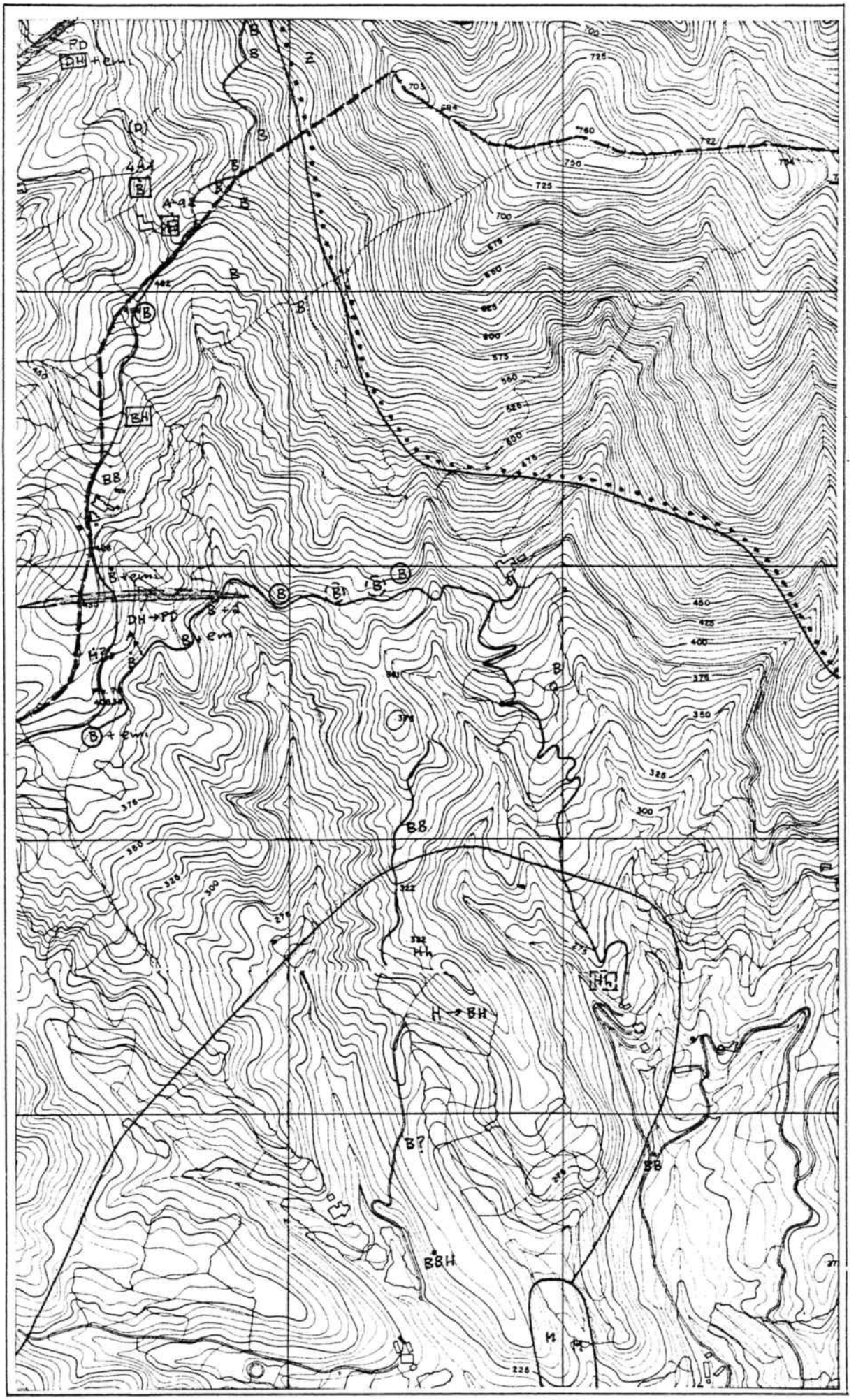
CUADRO Nº 116



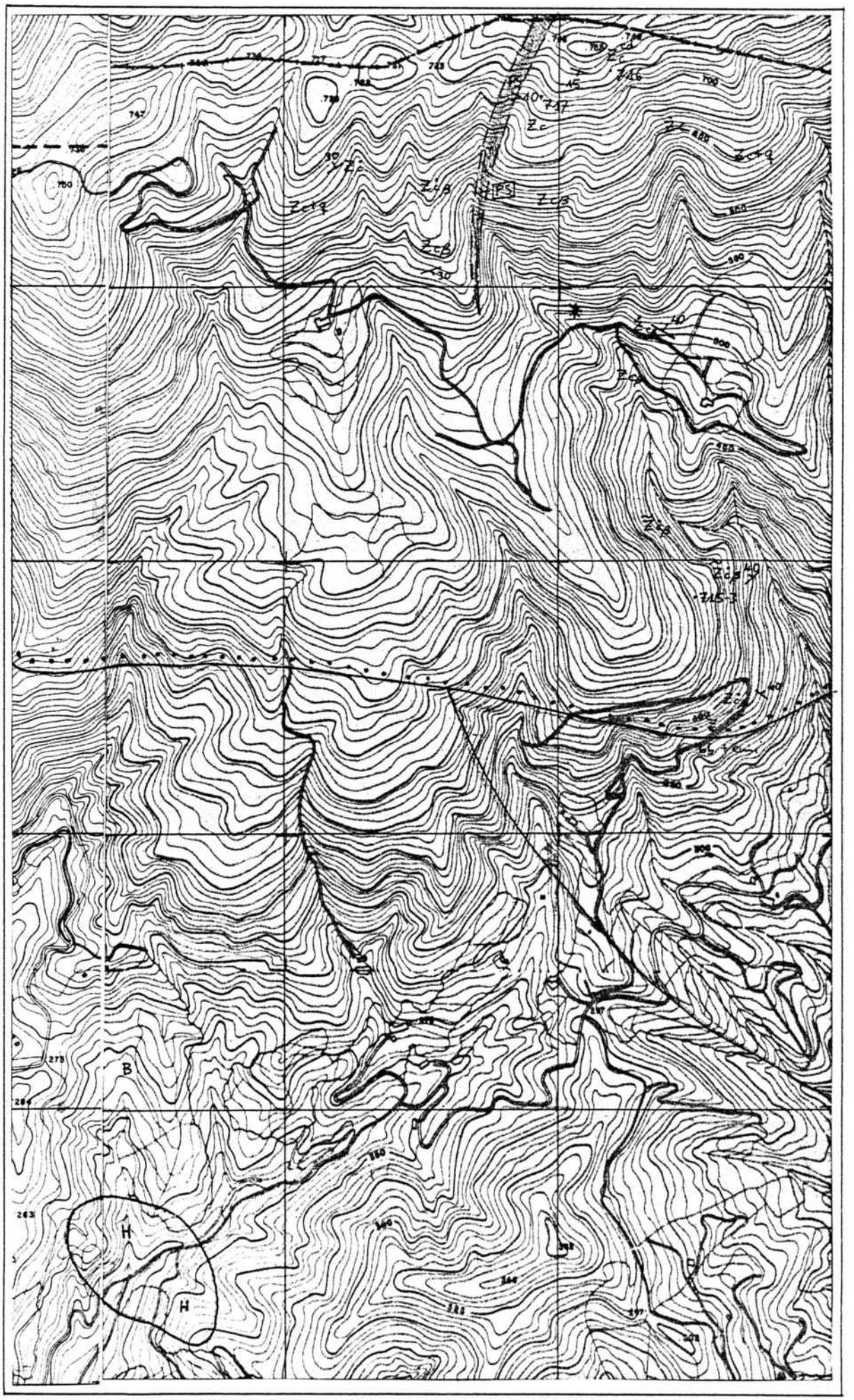
CUADRO Nº 117



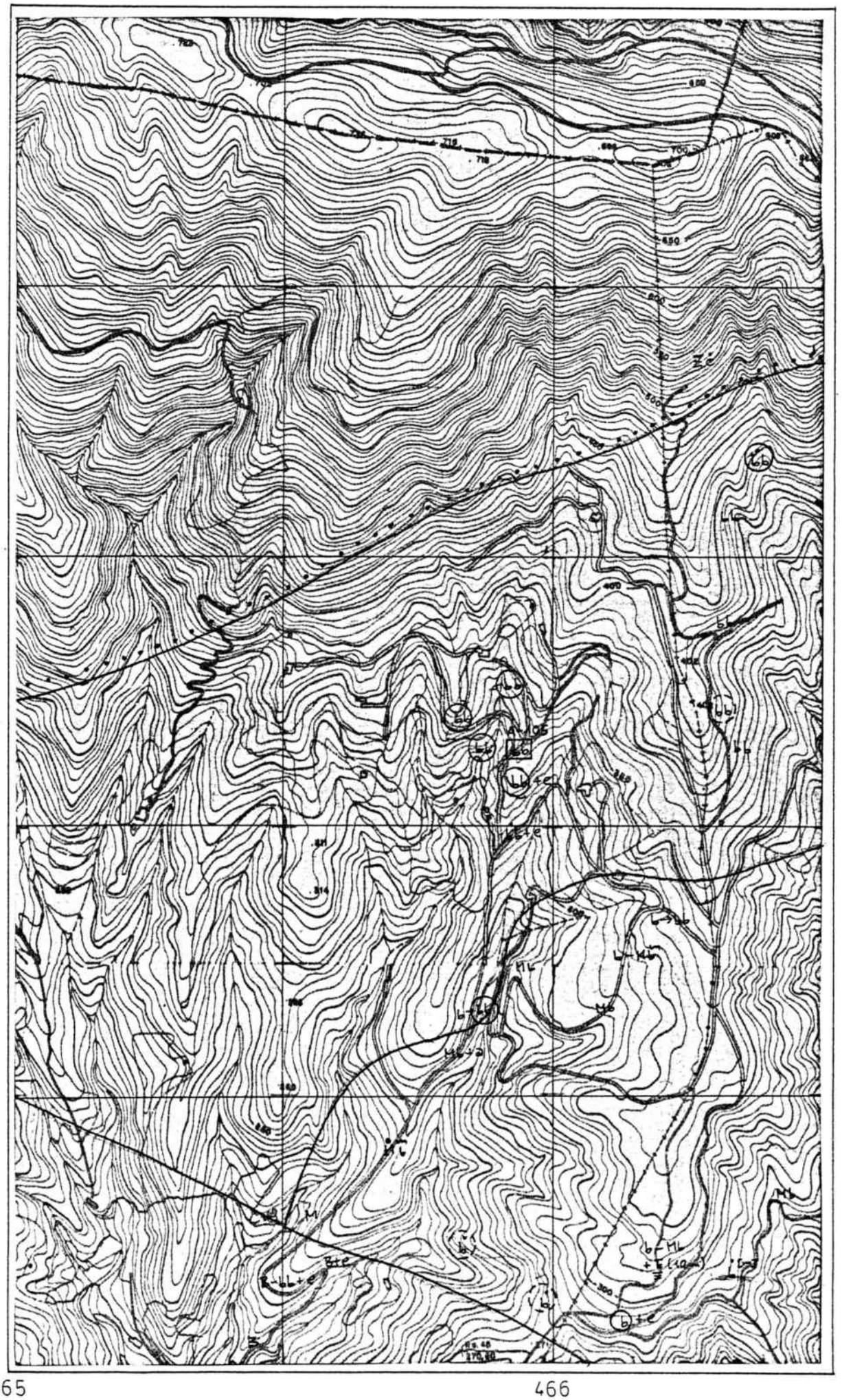
CUADRO Nº 118



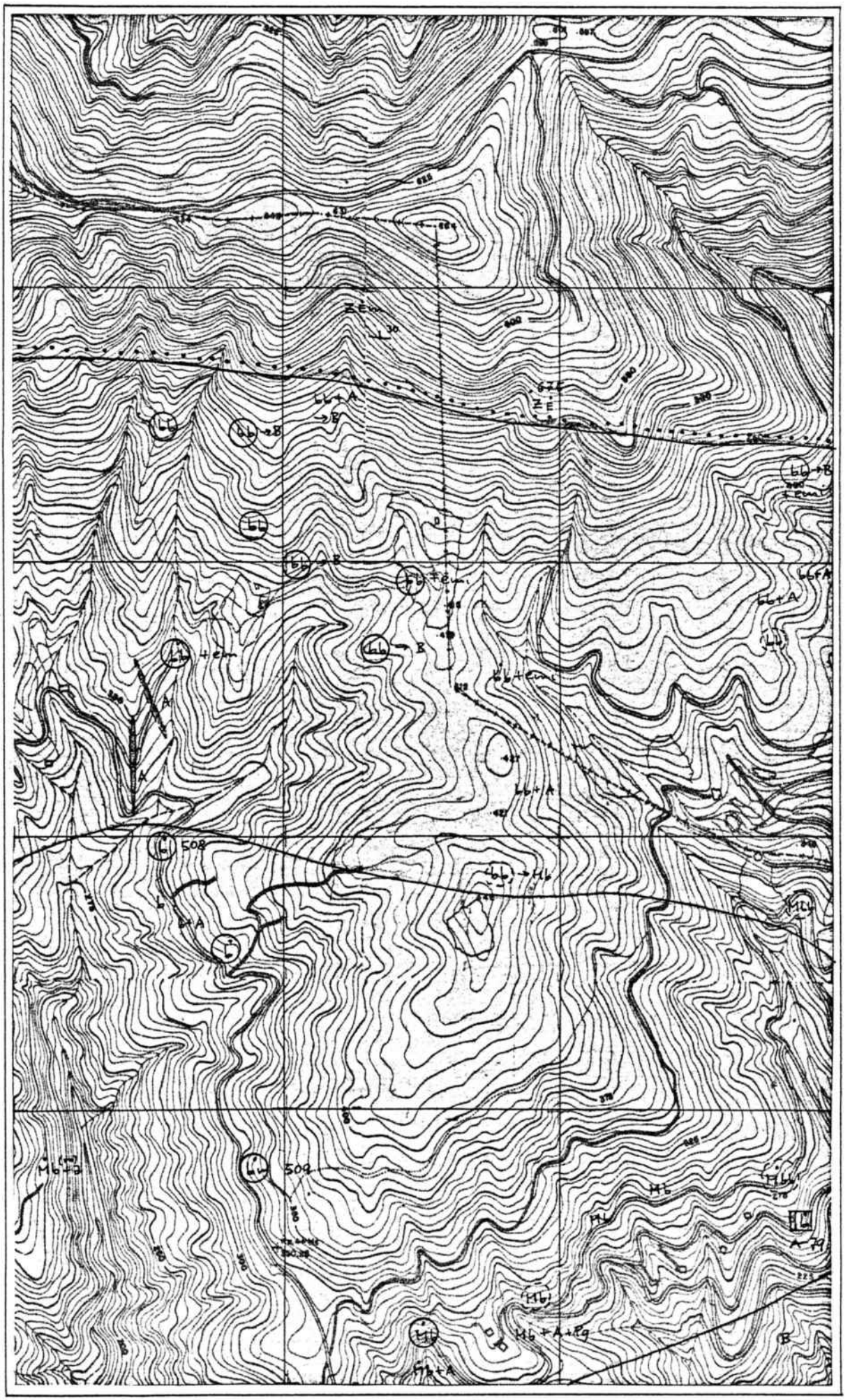
CUADRO Nº 119



CUADRO Nº 120



CUADRO Nº 121



4612

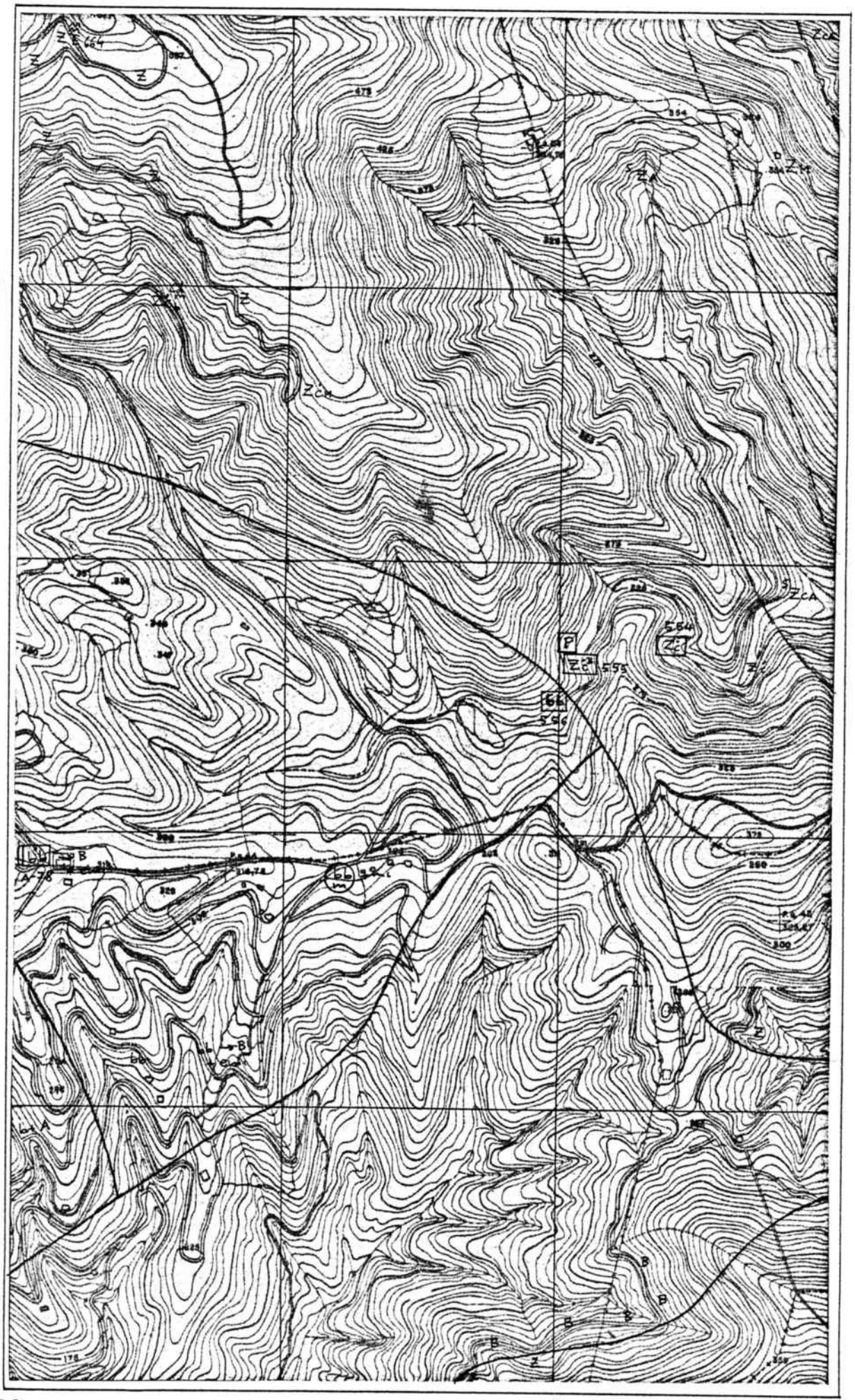
4611

4610

467

468

CUADRO Nº 122



4612

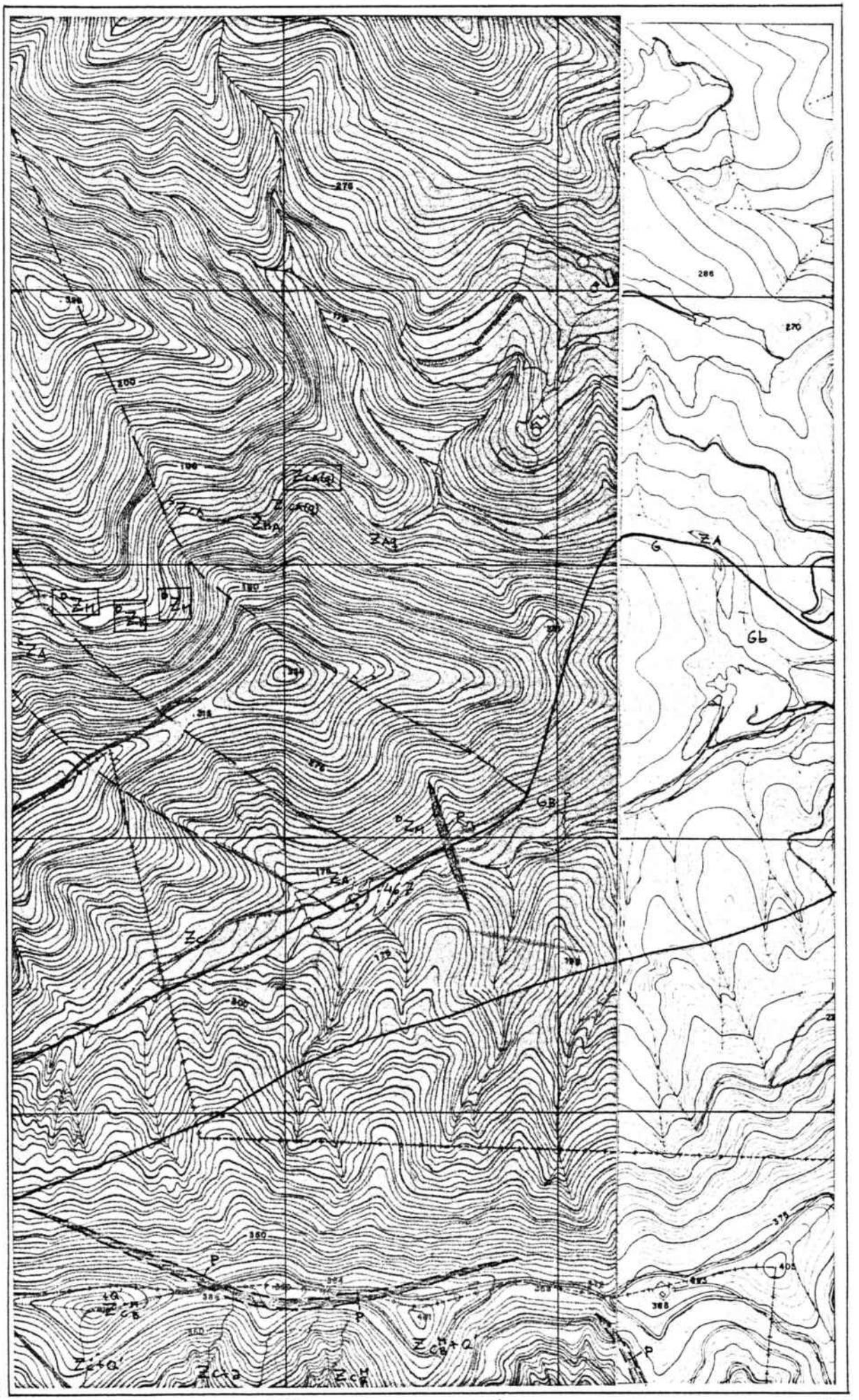
4611

4610

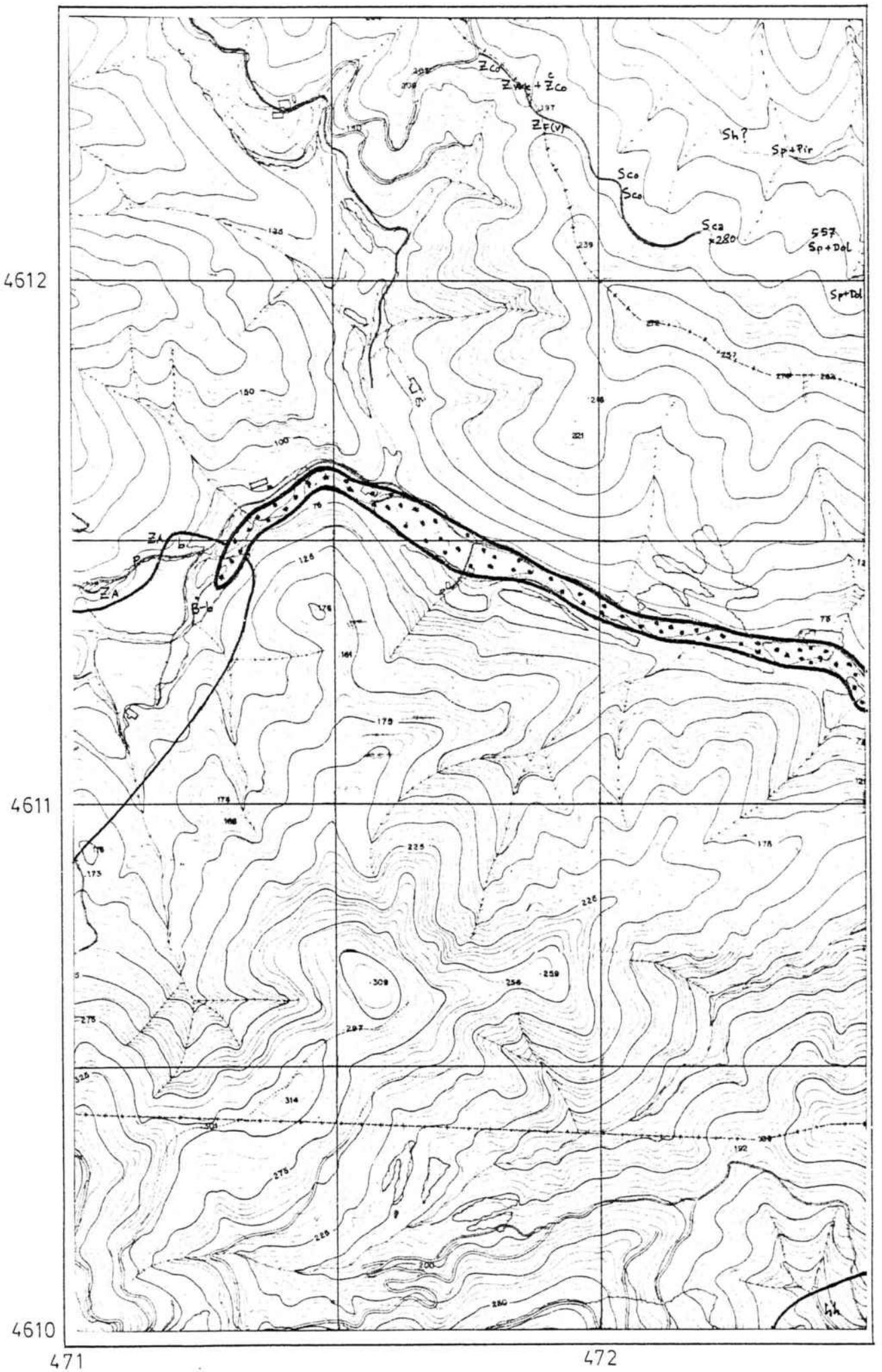
468

469

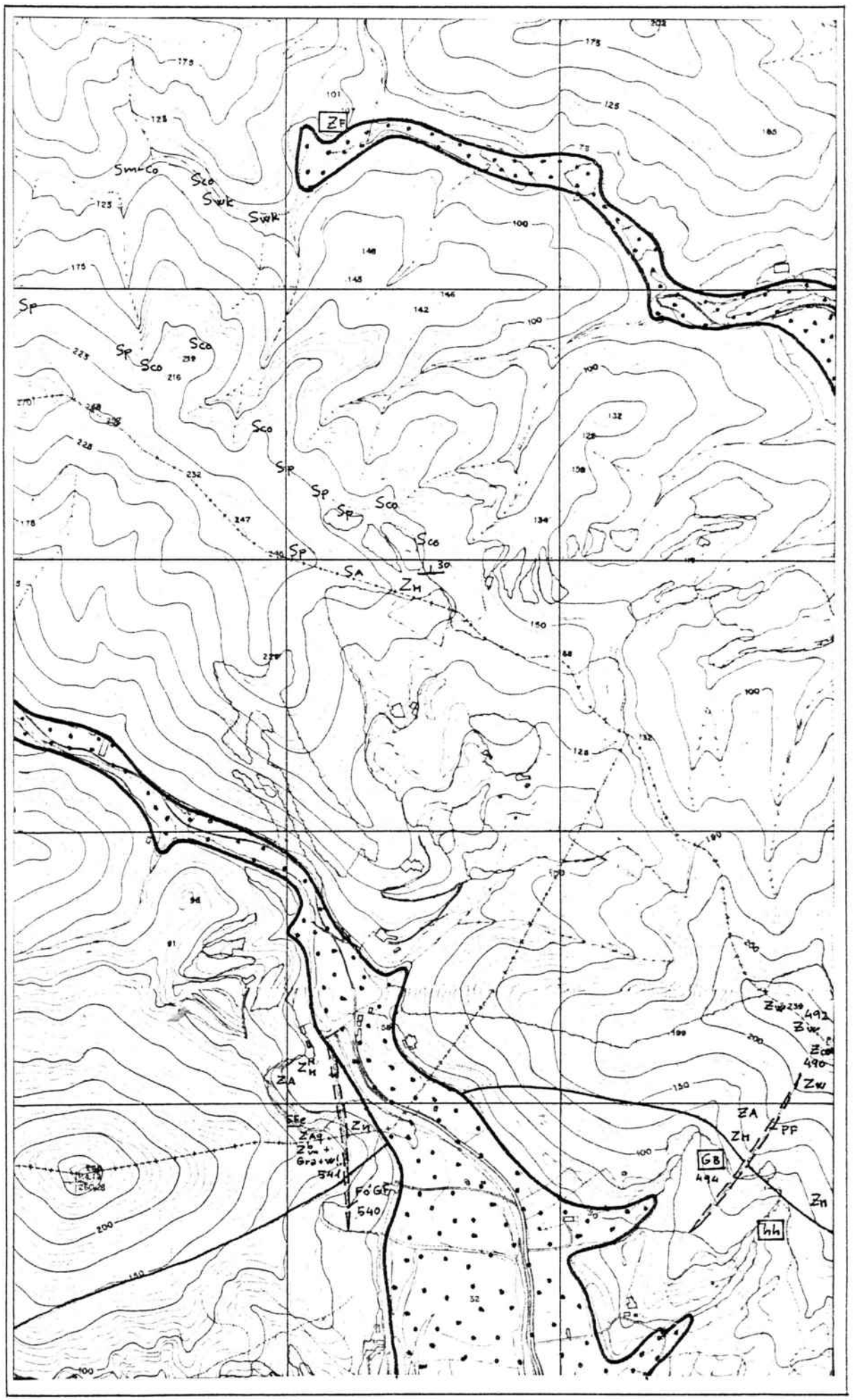
CUADRO Nº 123



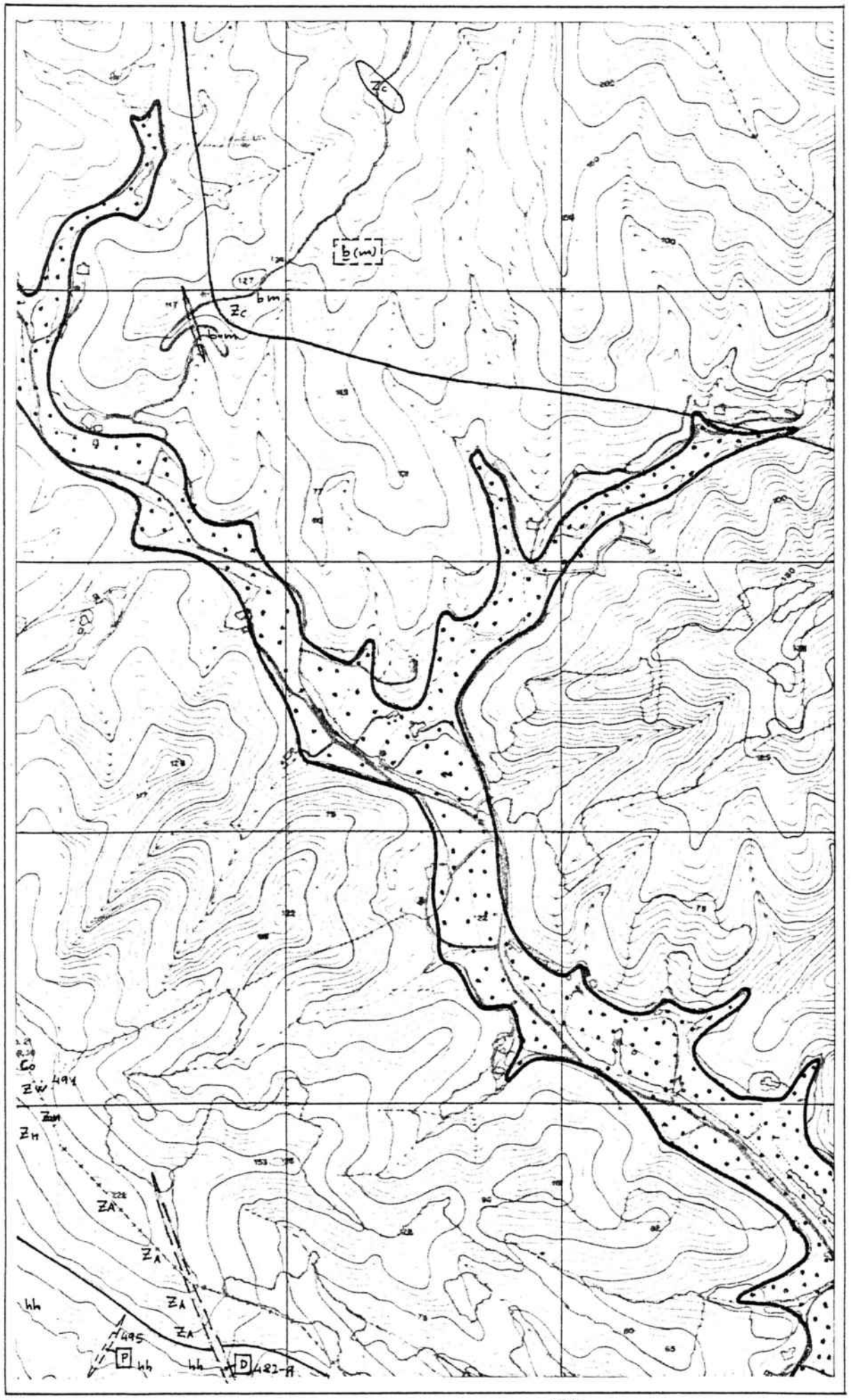
CUADRO Nº 124



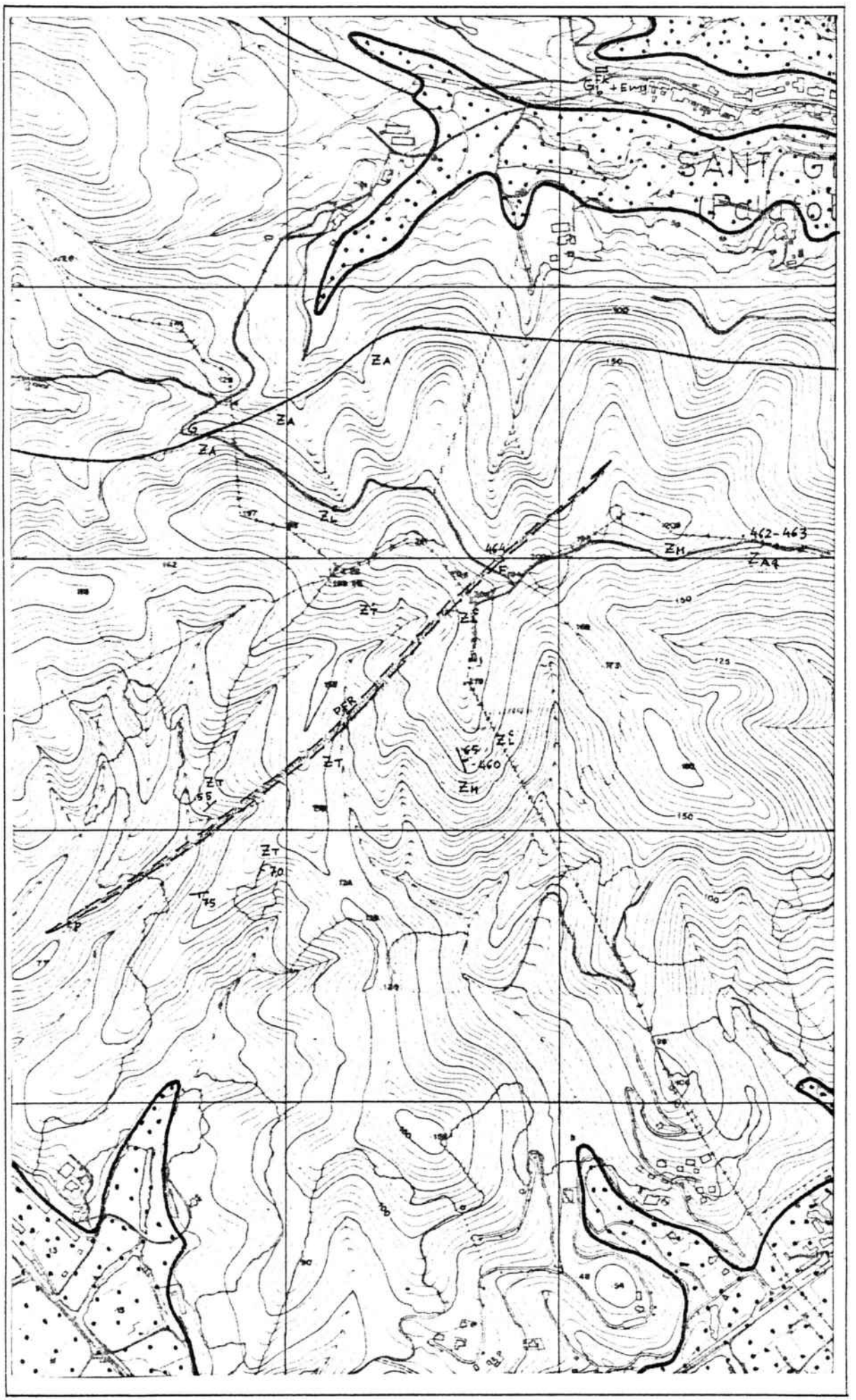
CUADRO Nº 125



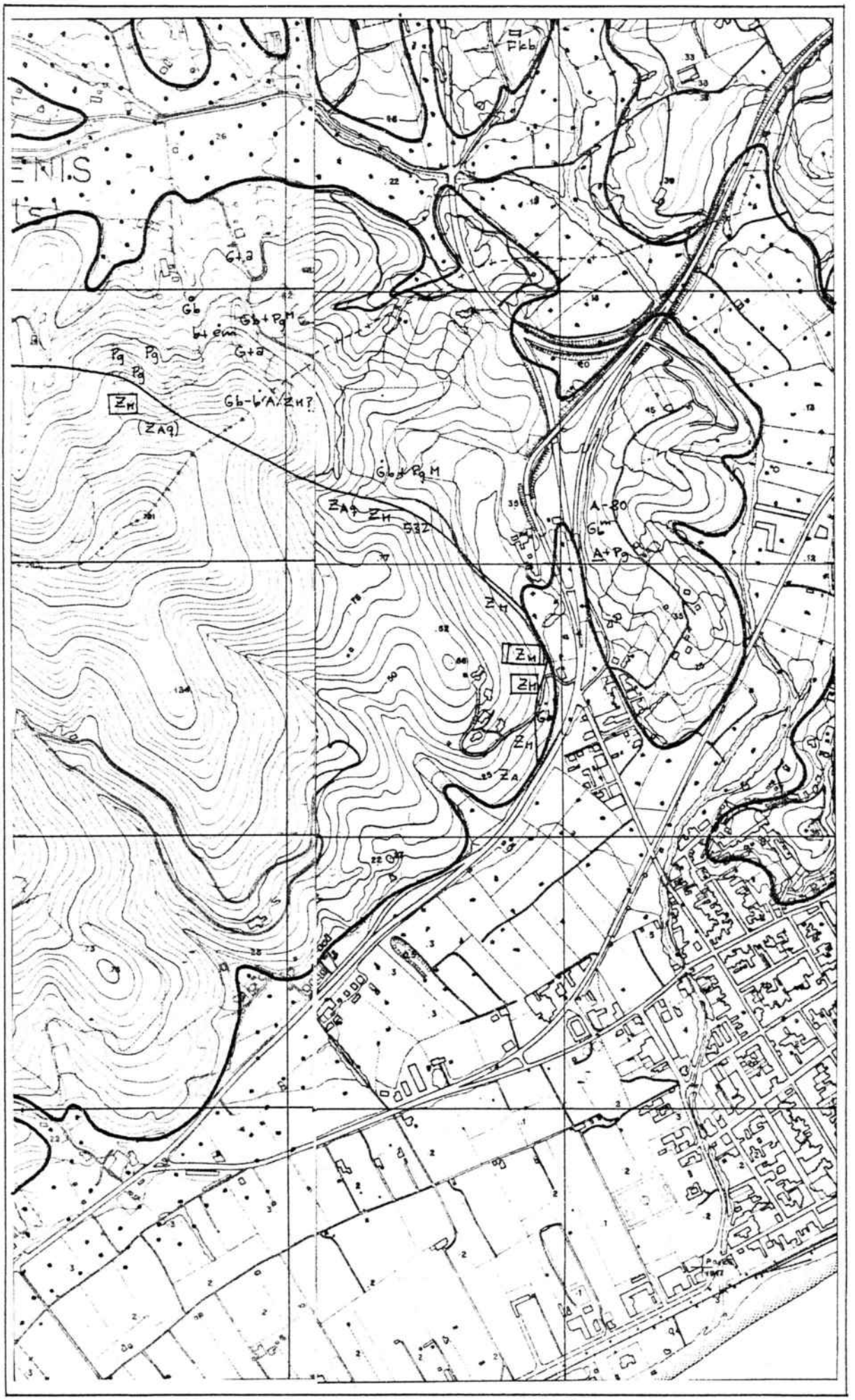
CUADRO Nº 125



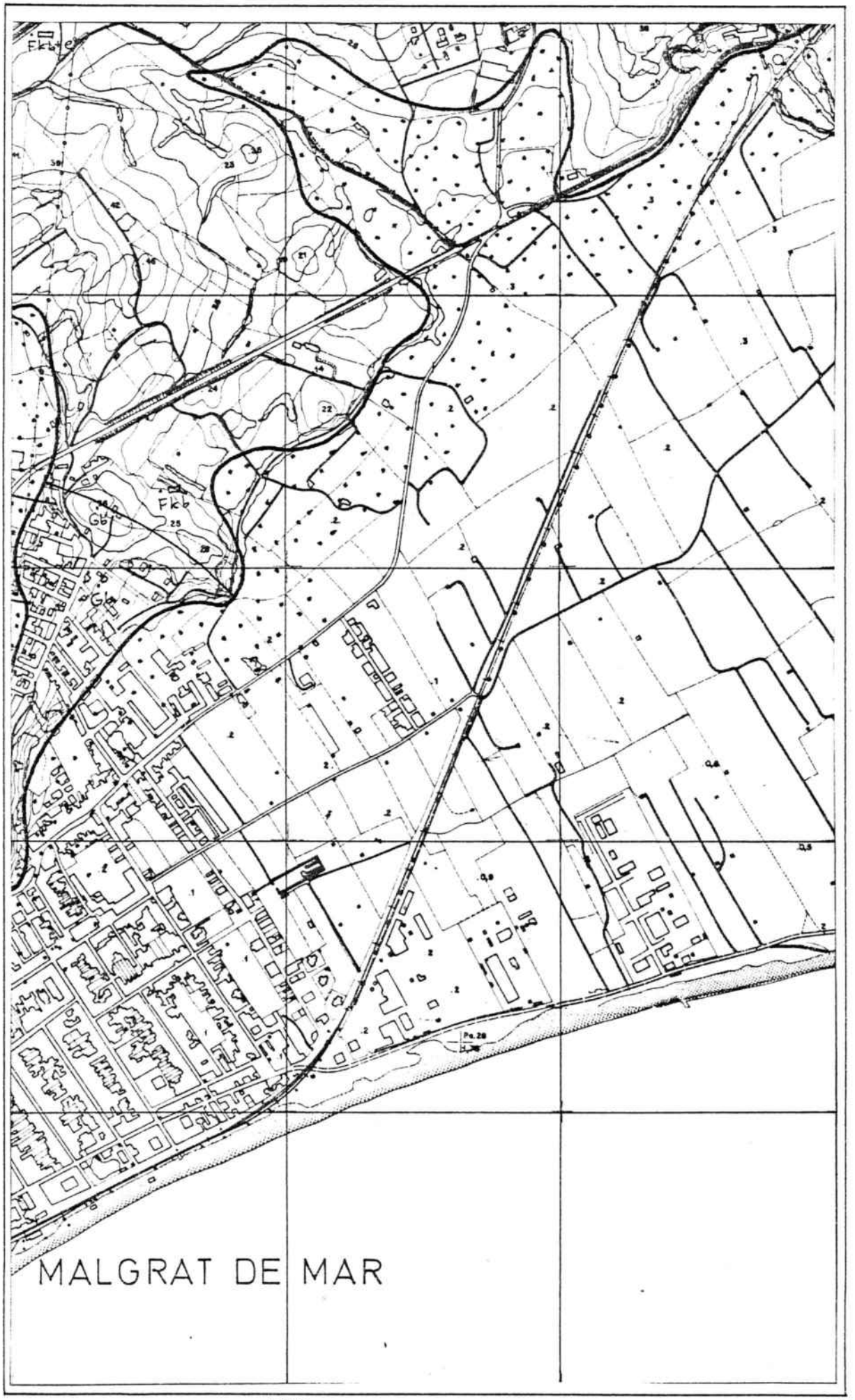
CUADRO Nº 128



CUADRO Nº 128



CUADRO Nº 129

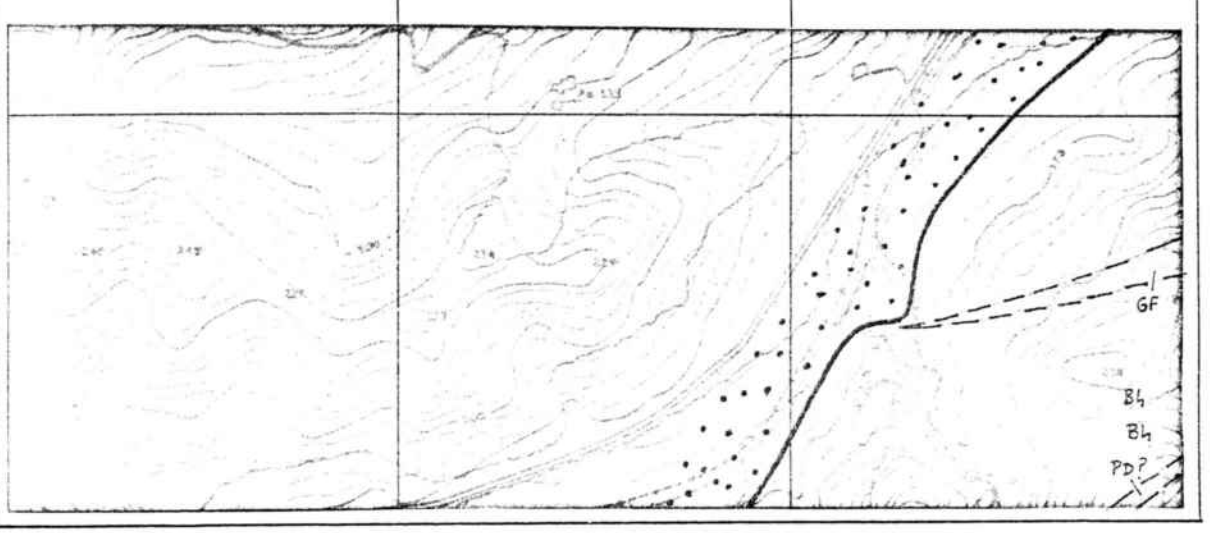


CUADRO Nº 130

4615

4614

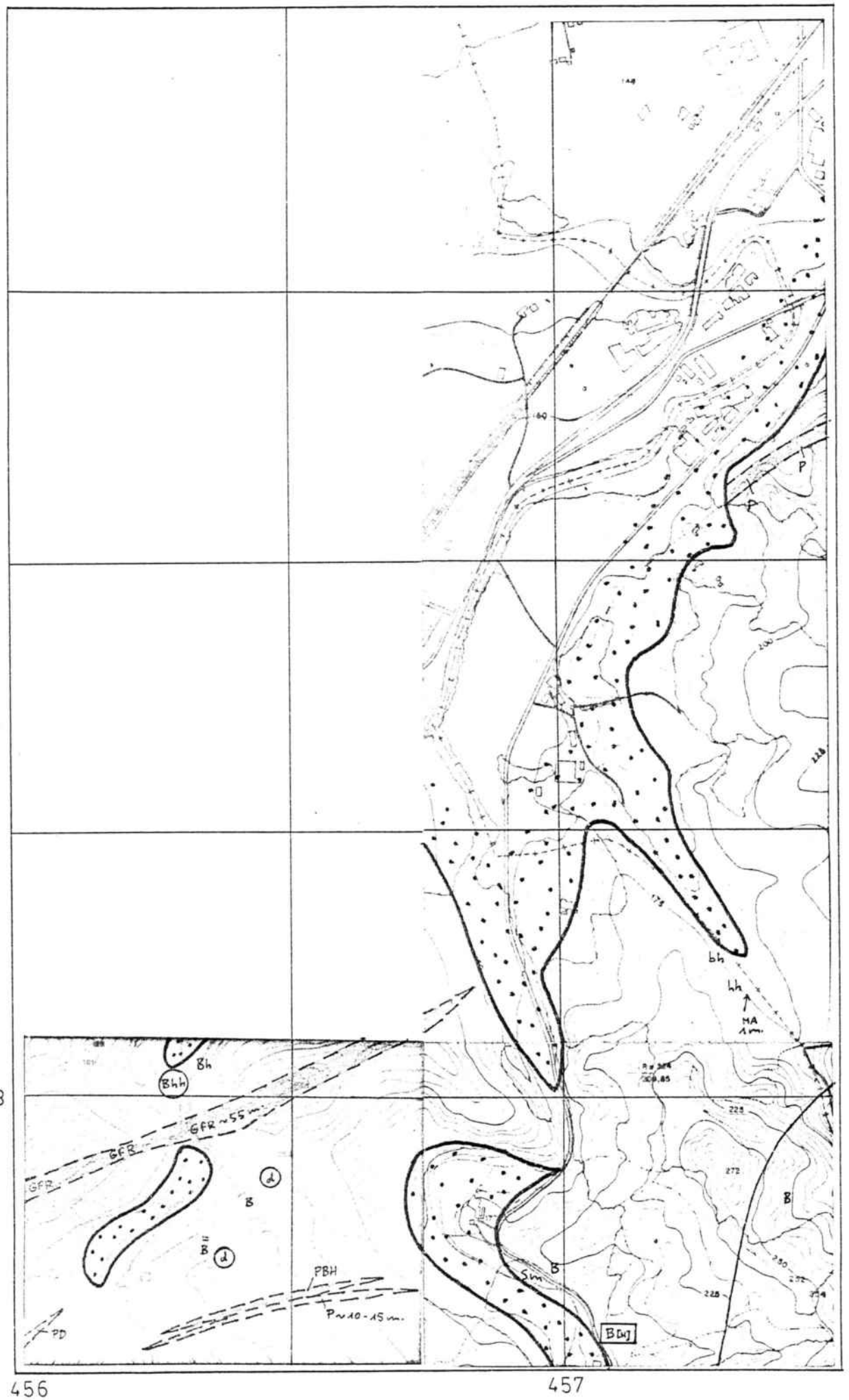
4613



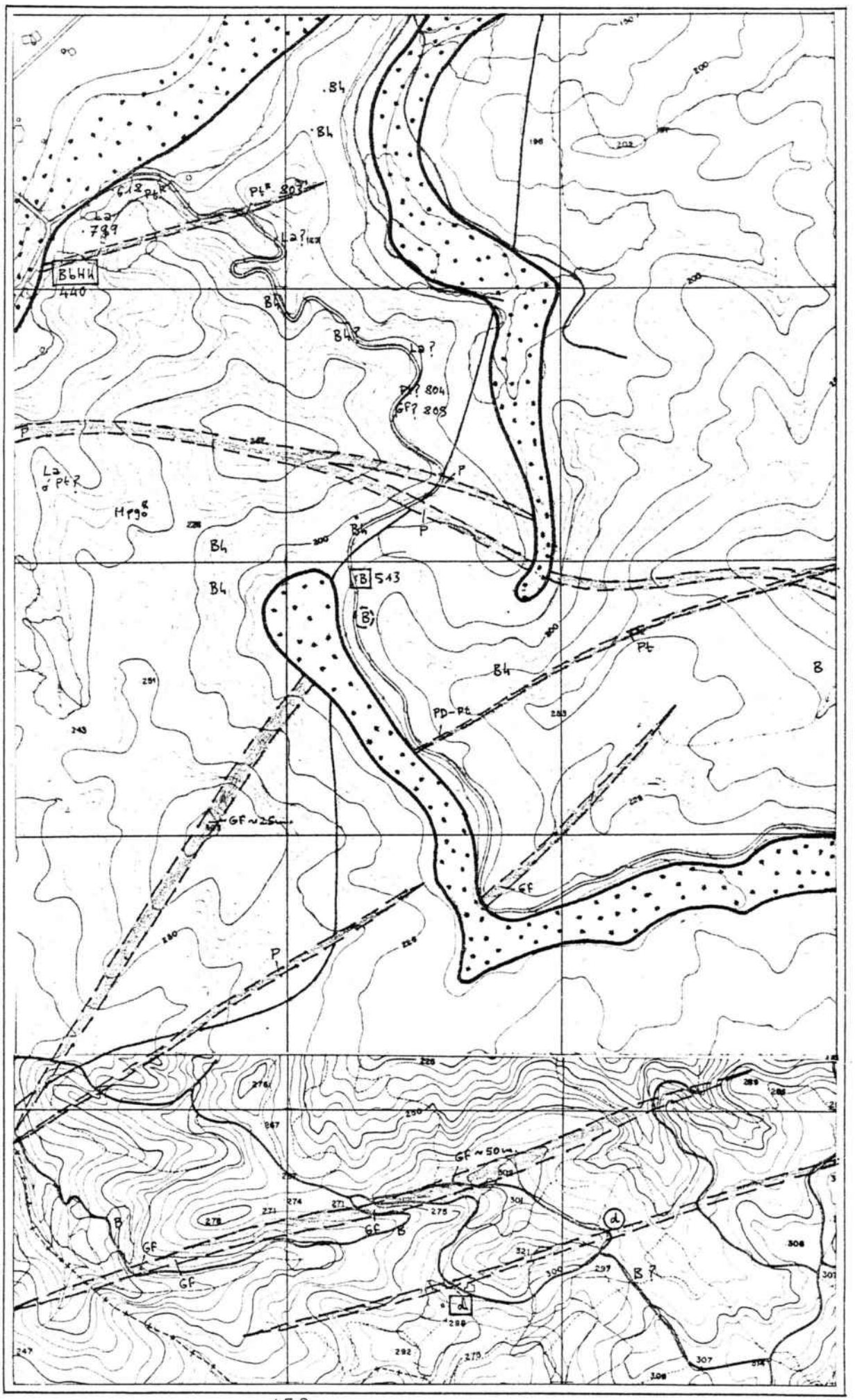
455

456

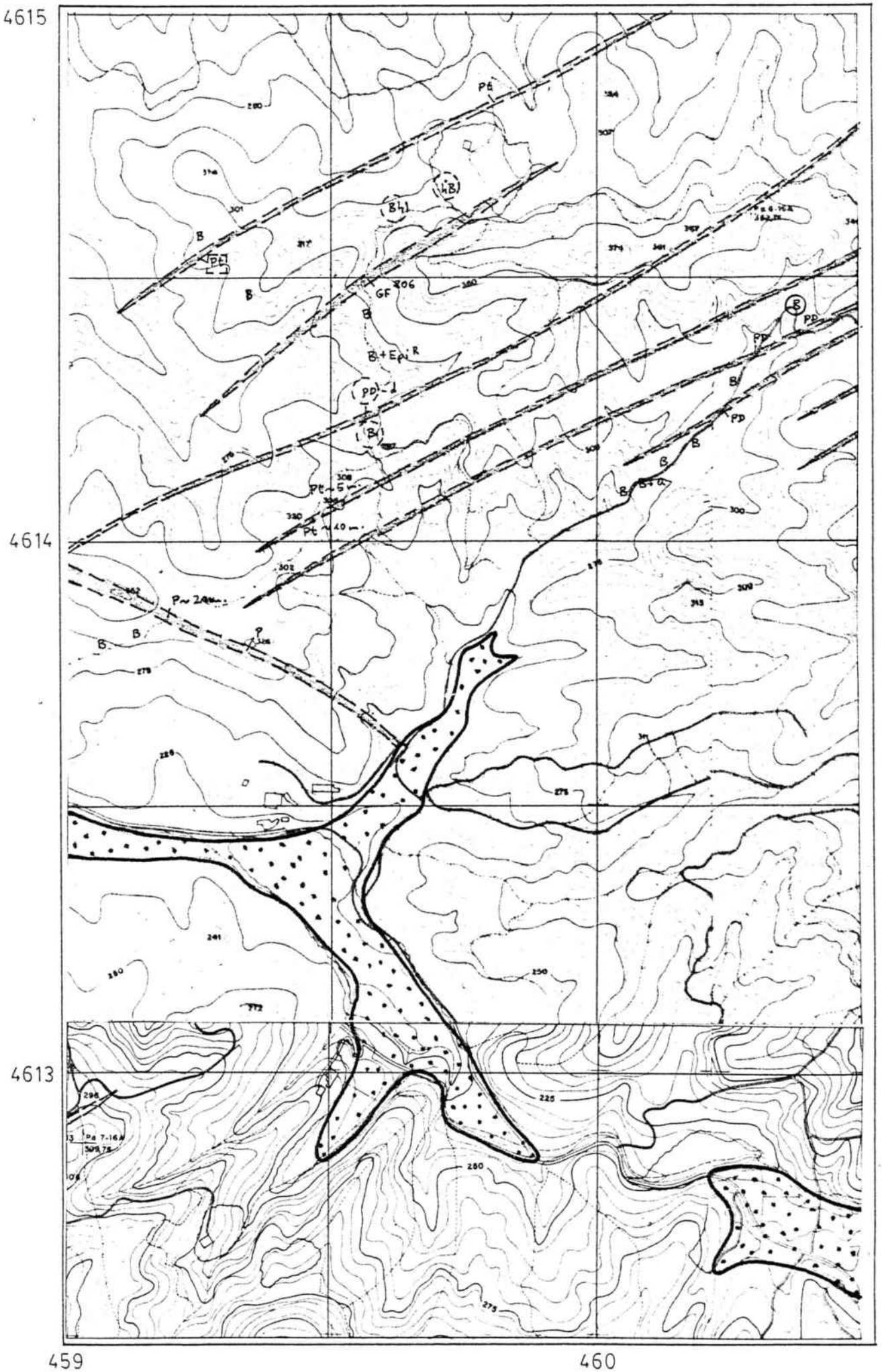
CUADRO Nº 131



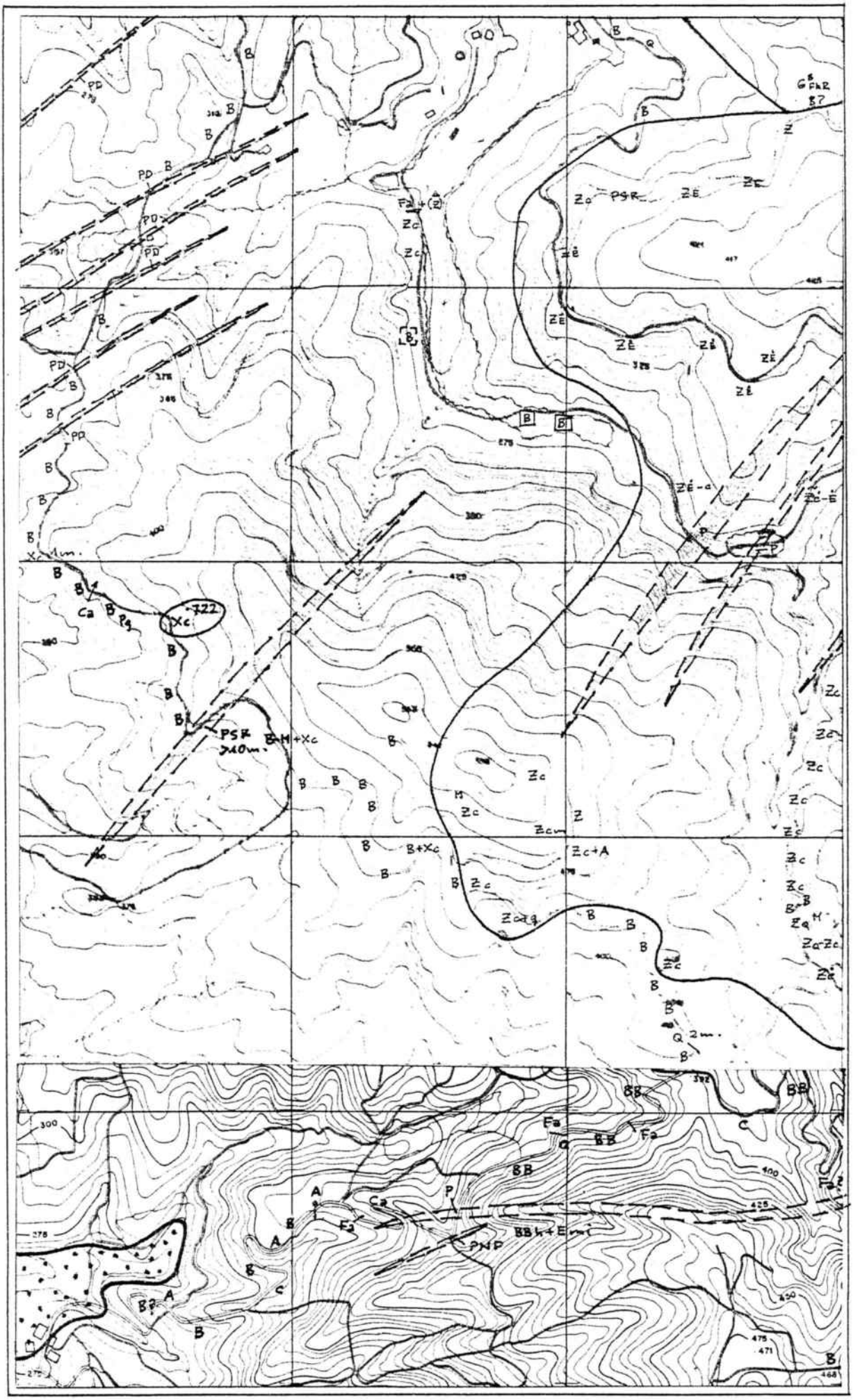
CUADRO Nº 132


4615
4614
4613
458
459
B4
B4?
Pt? 804
GF? 805
P
Pt?
Hpg
B4
B4
B4
B
Pt
B4
B
PD-Pt
GF ~ 25 m.
GF
P
GF ~ 50 m.
B
GF
GF
GF
B
B?
d
d
B4
B4
B4

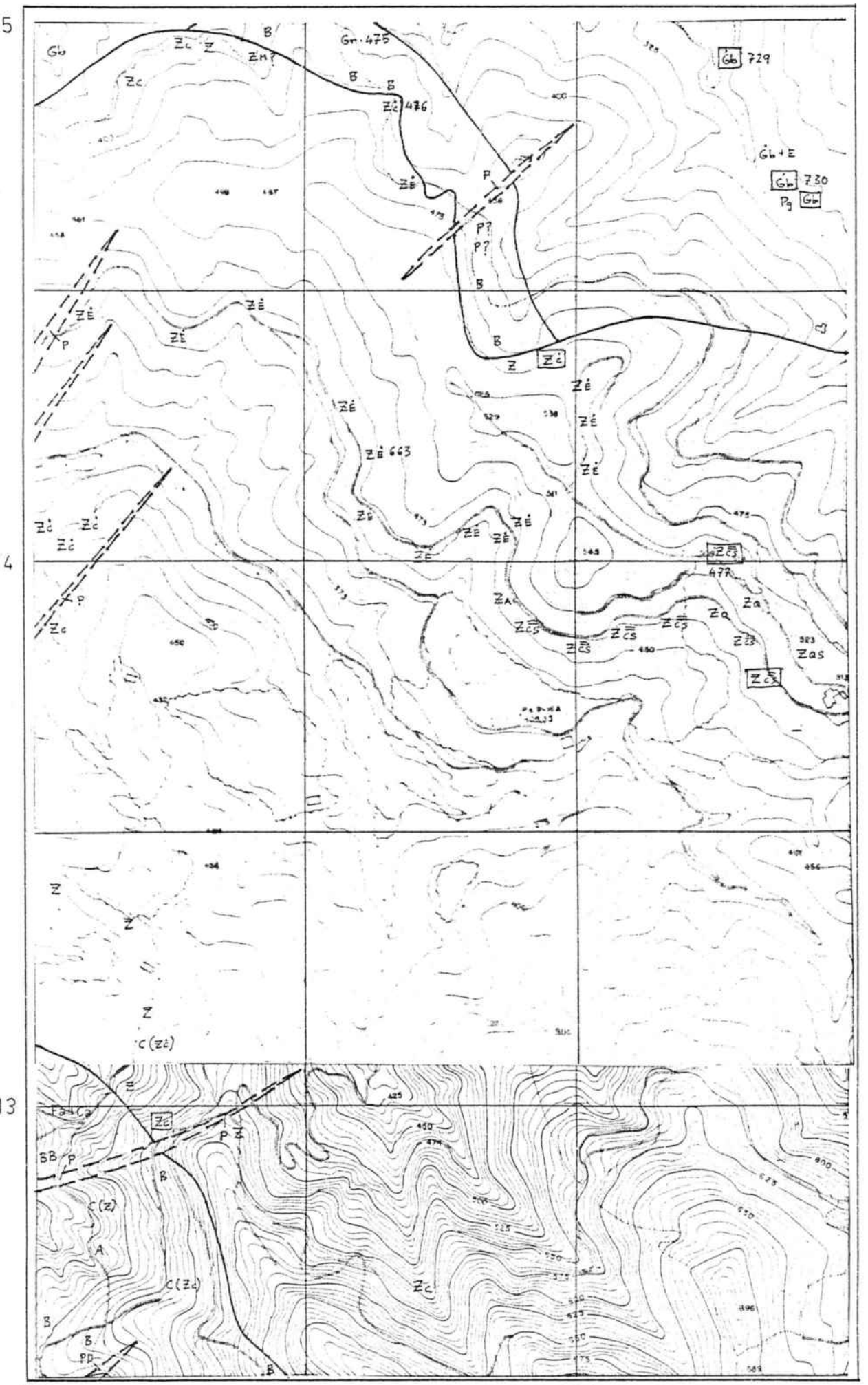
CUADRO Nº 133



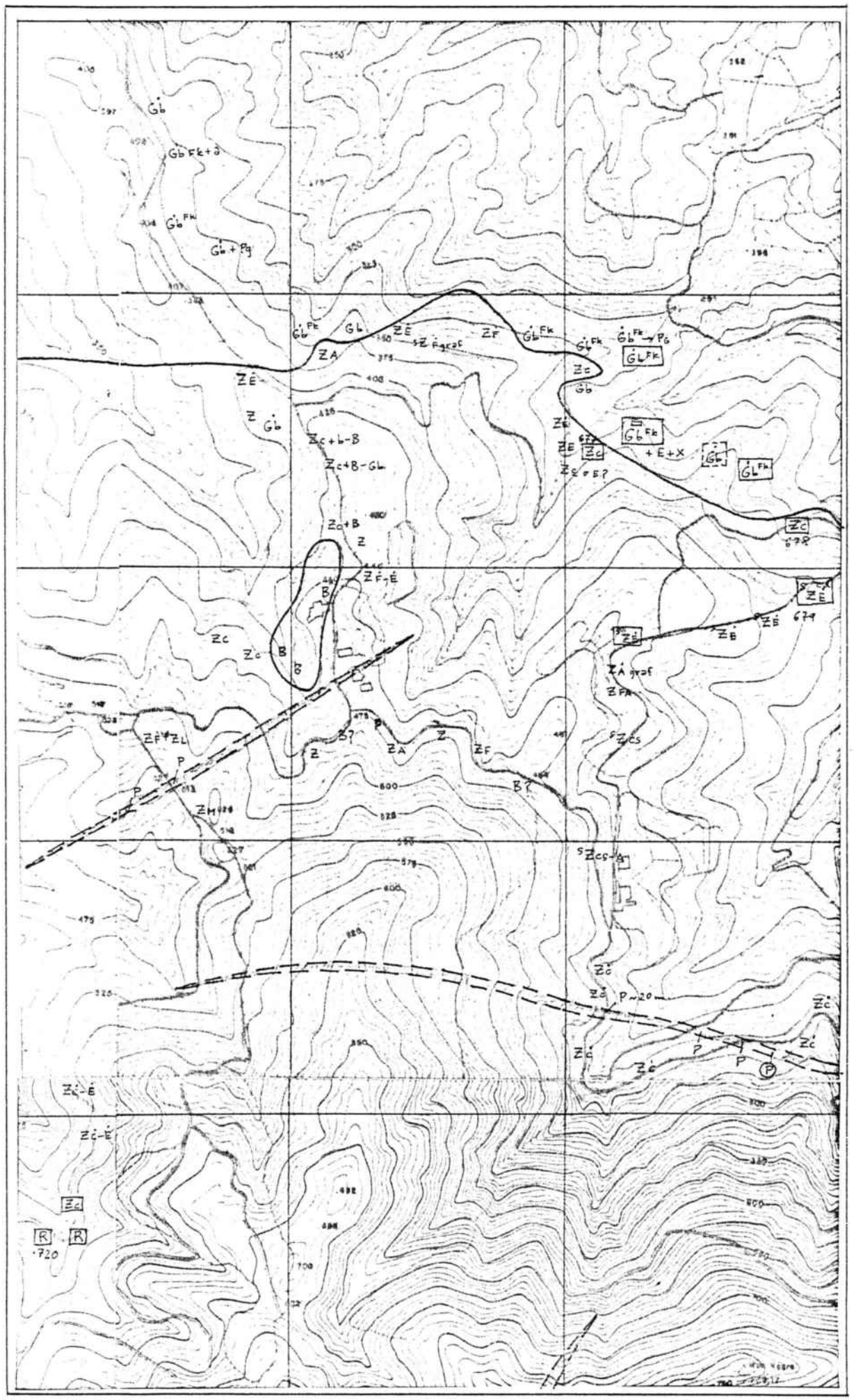
CUADRO Nº 134



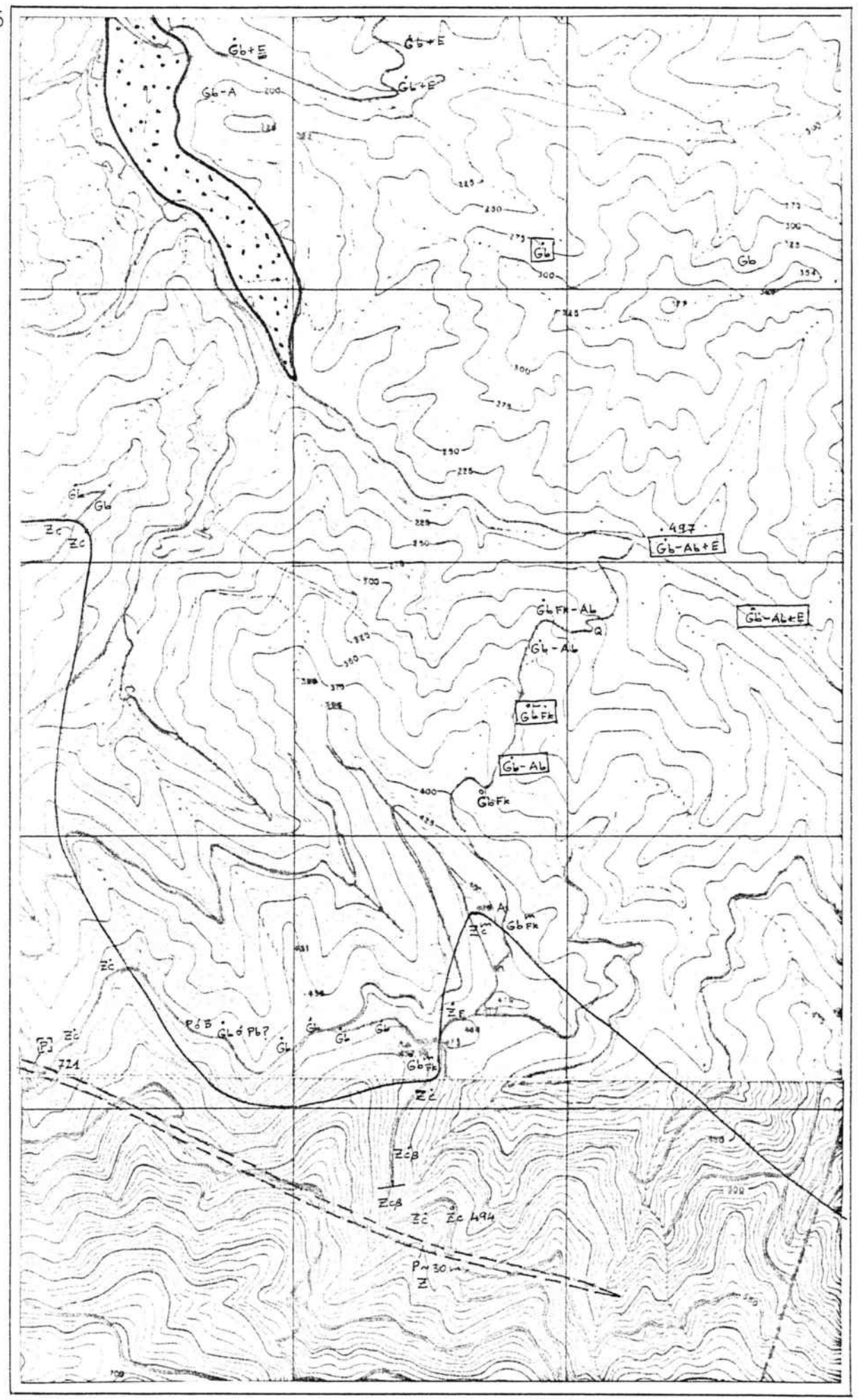
CUADRO Nº 135



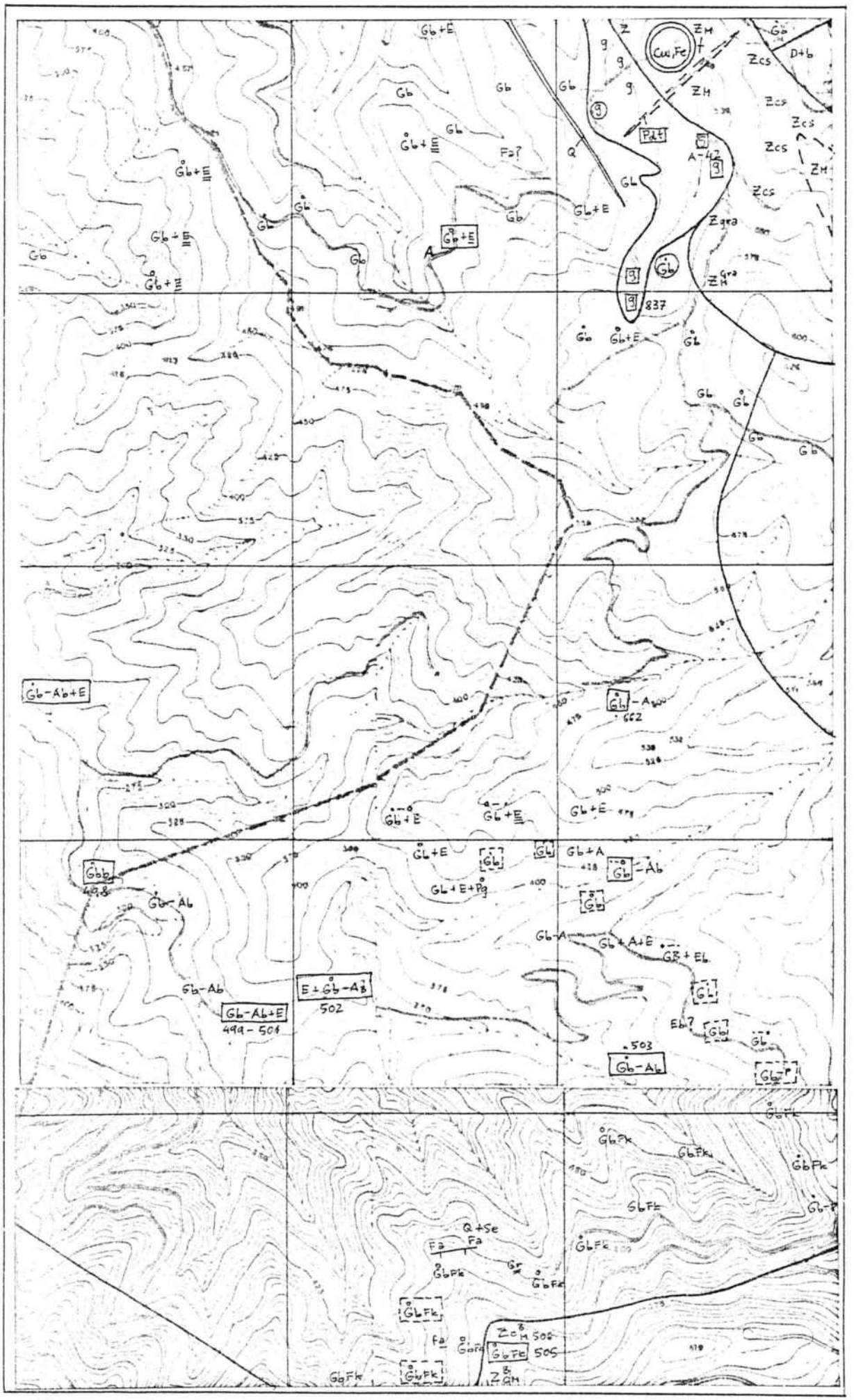
CUADRO Nº 136



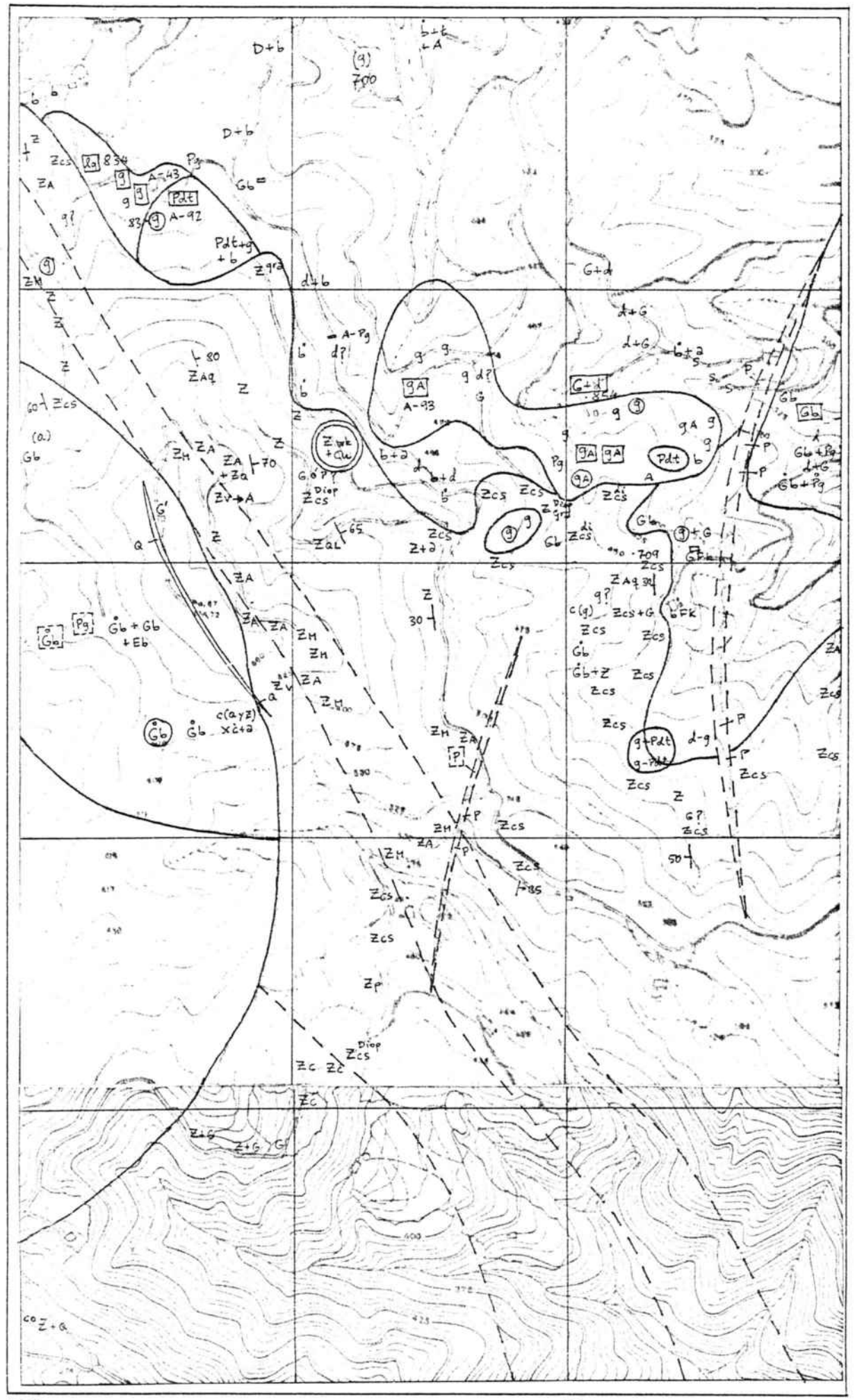
CUADRO Nº 137



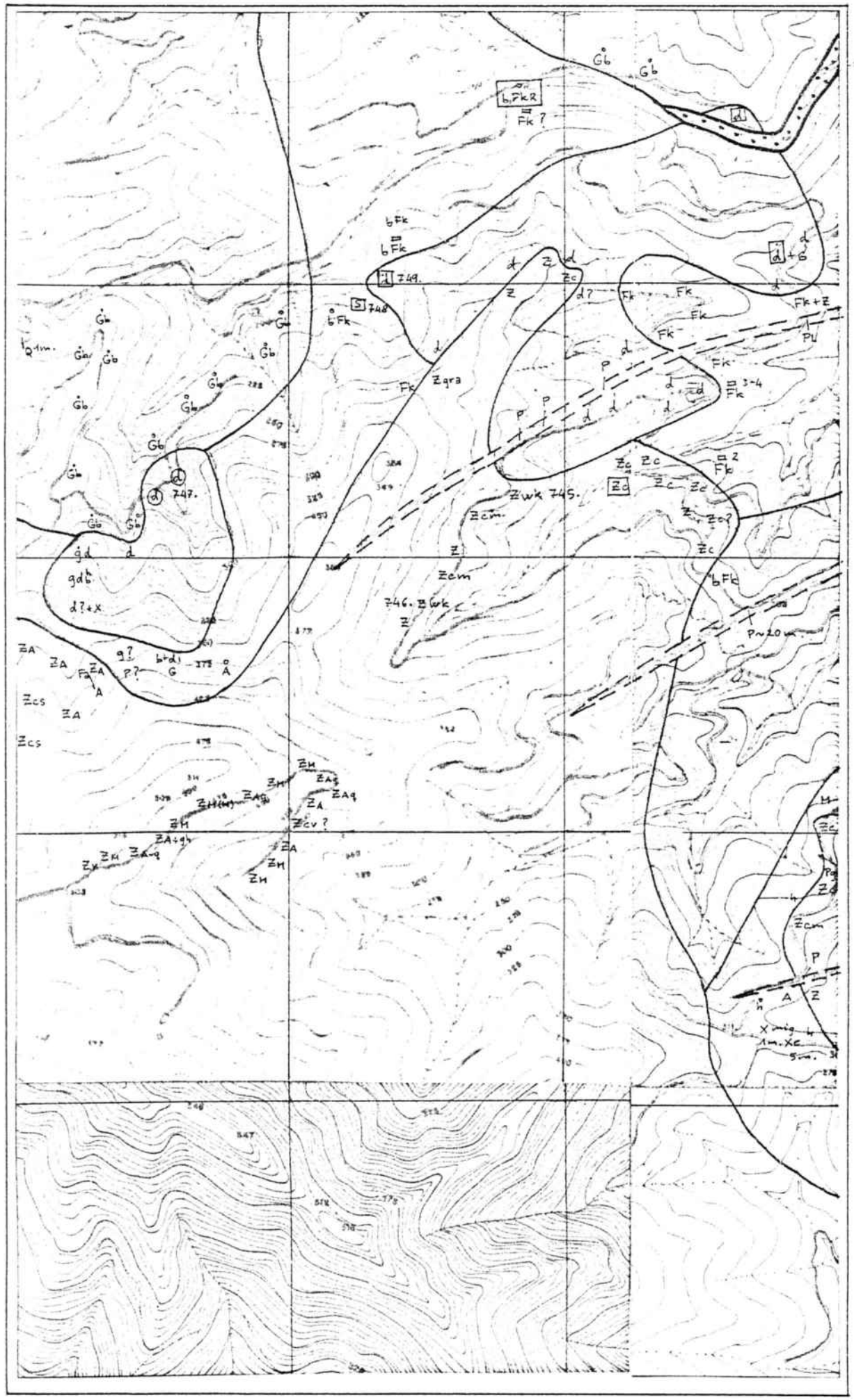
CUADRO Nº 138


4615
4614
4613
467
468
Gb+E
Gb
Gb+E
Gb+E
Gb+E

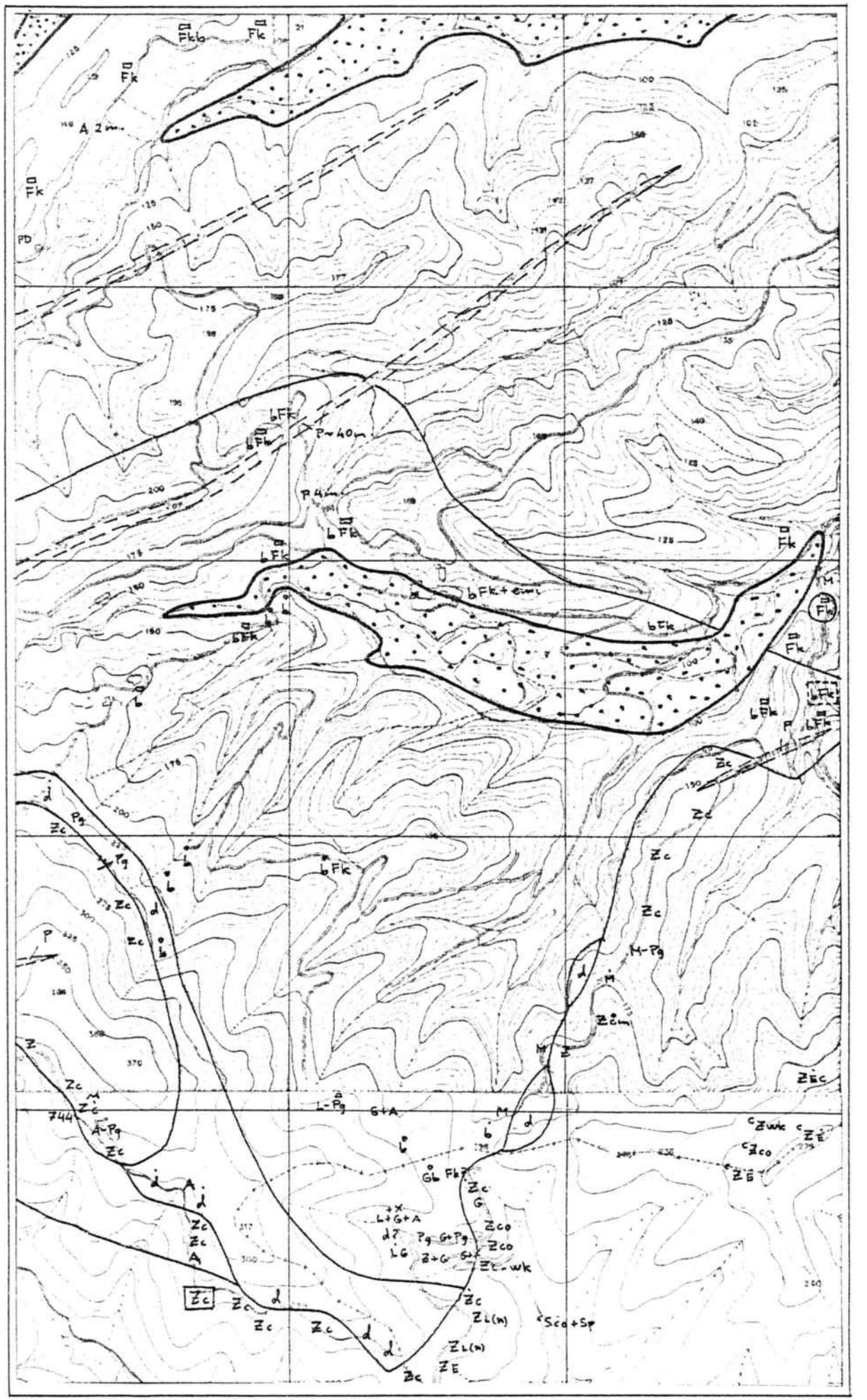
CUADRO Nº 139



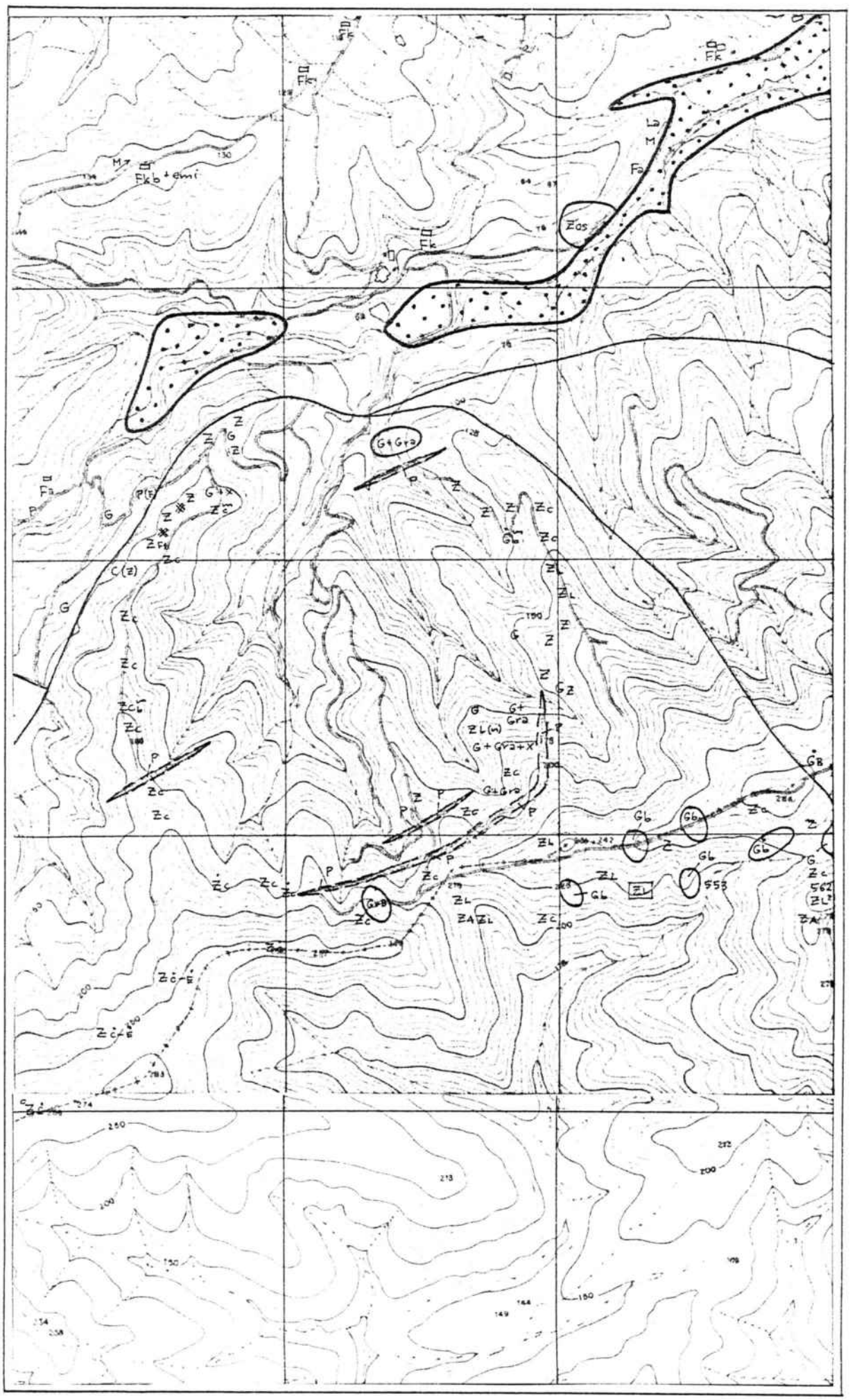
CUADRO Nº 140



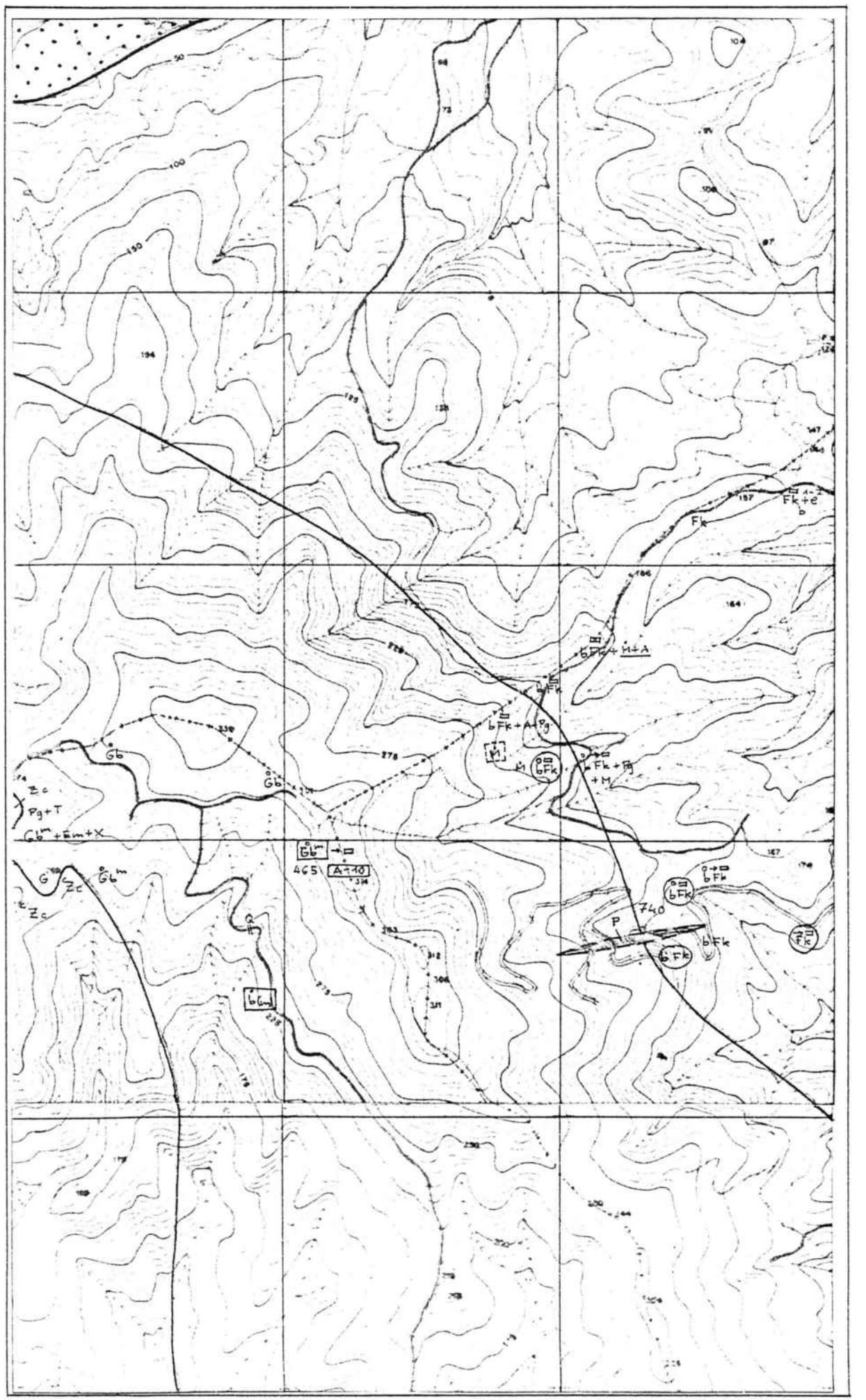
CUADRO Nº 141


4615
4614
4613
471
472
Fk
Fkb
bFk
bFk+em
P~40m
P 4m
A 2m
PD
Zc
Pg
M-Pg
L-Pg
G+A
Zco
Zc-wk
Zc(m)
Sco+Sp
Zc(m)
Zc
Zc
Zc

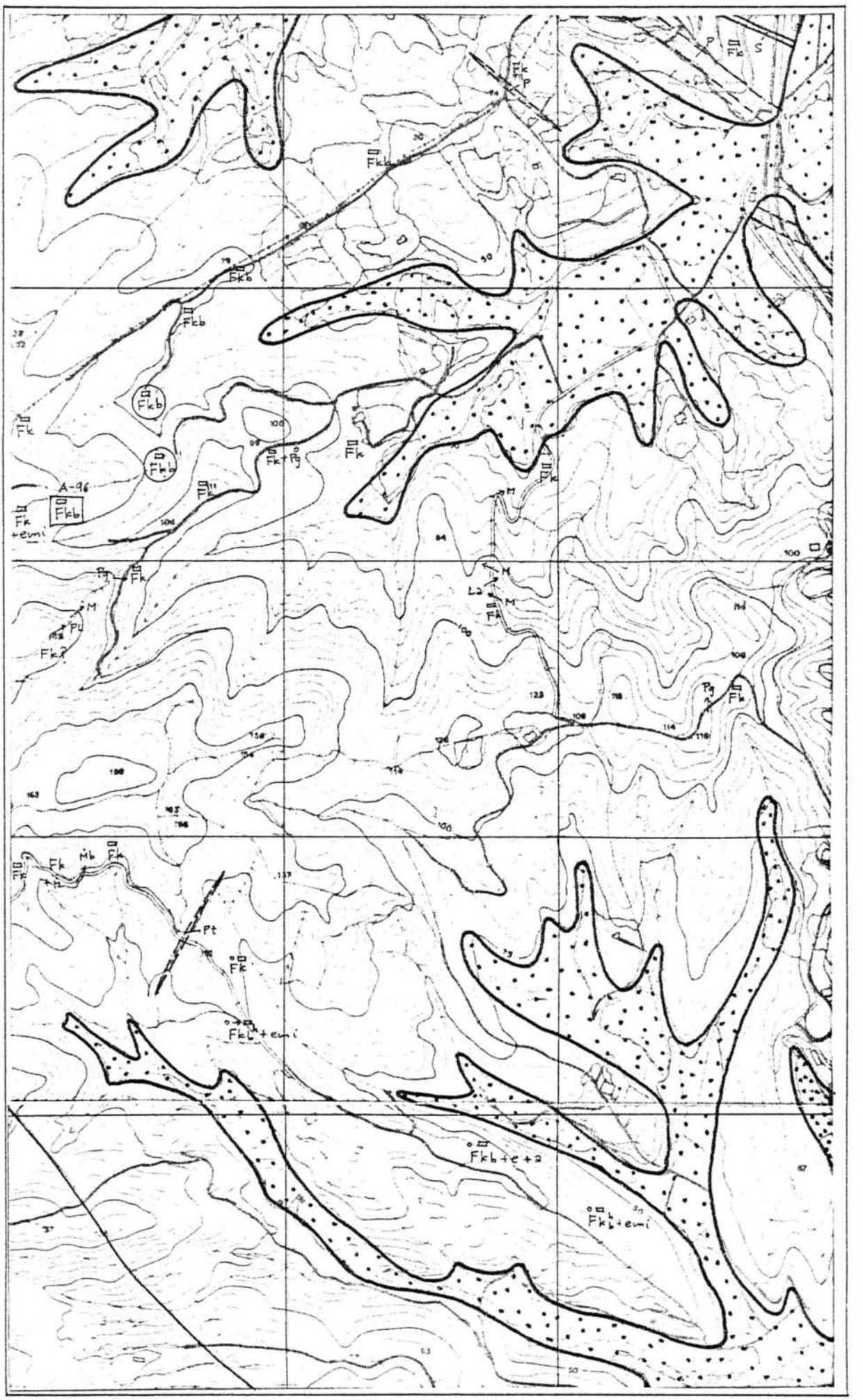
CUADRO Nº 142



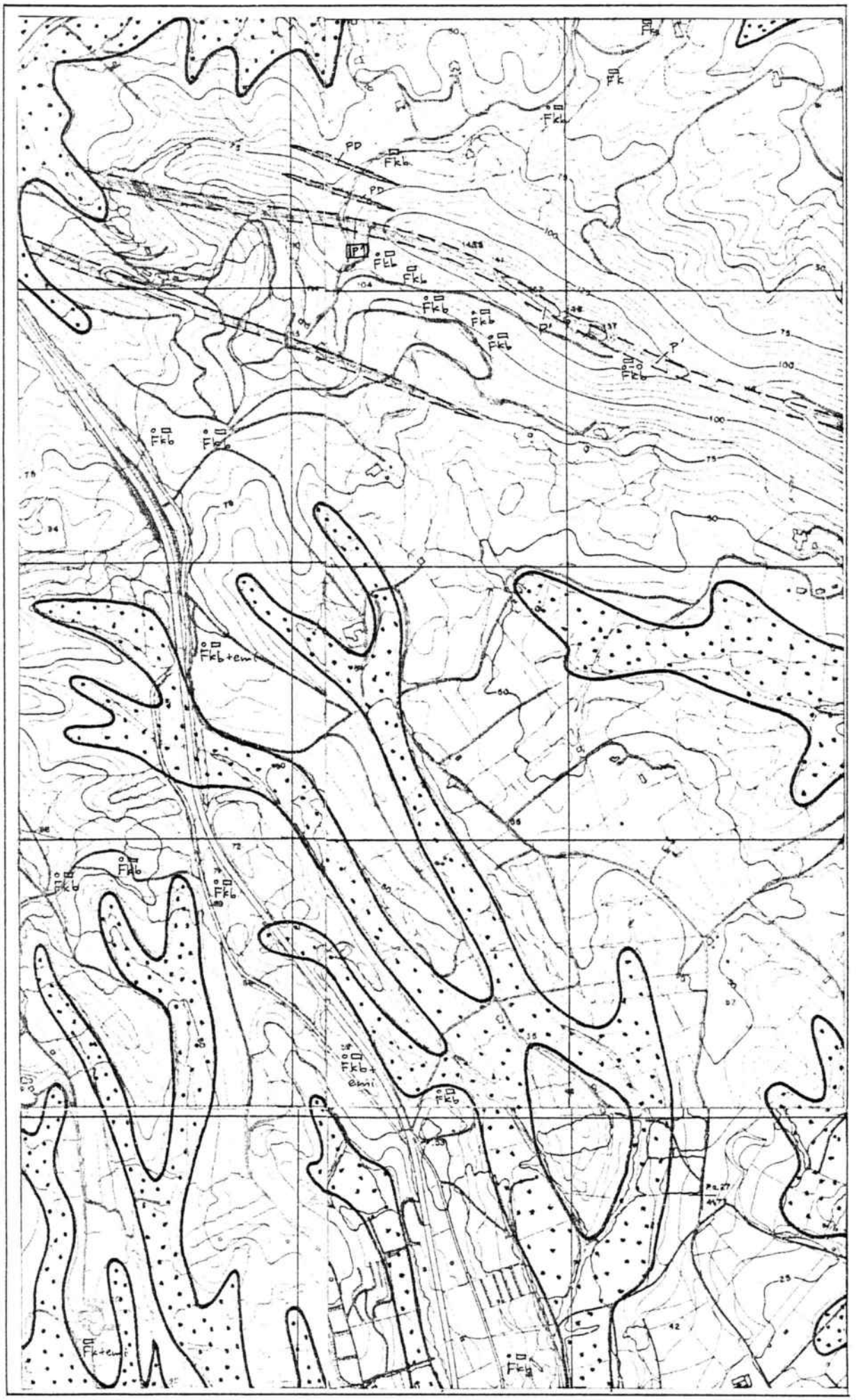
CUADRO Nº 143



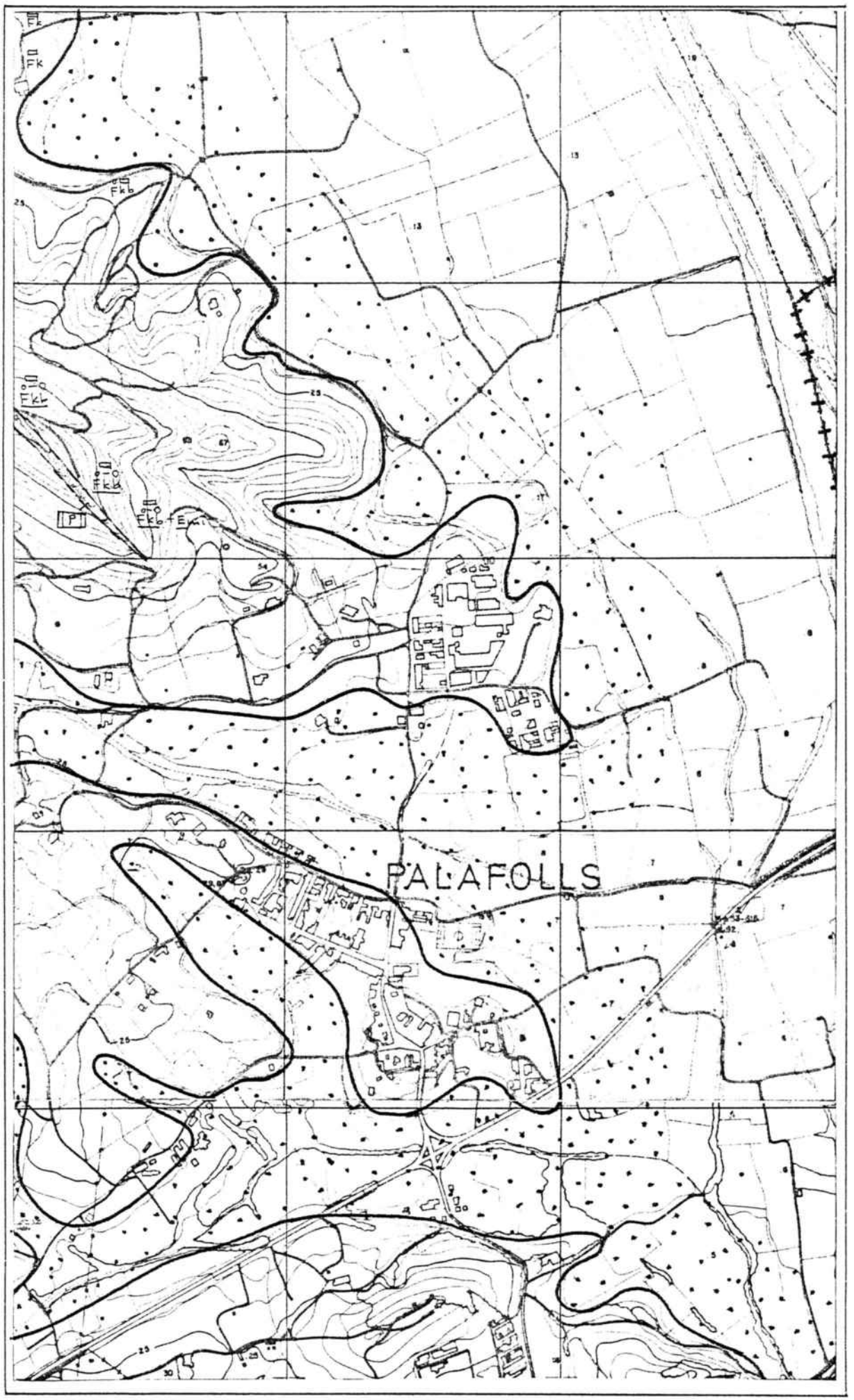
CUADRO Nº 144



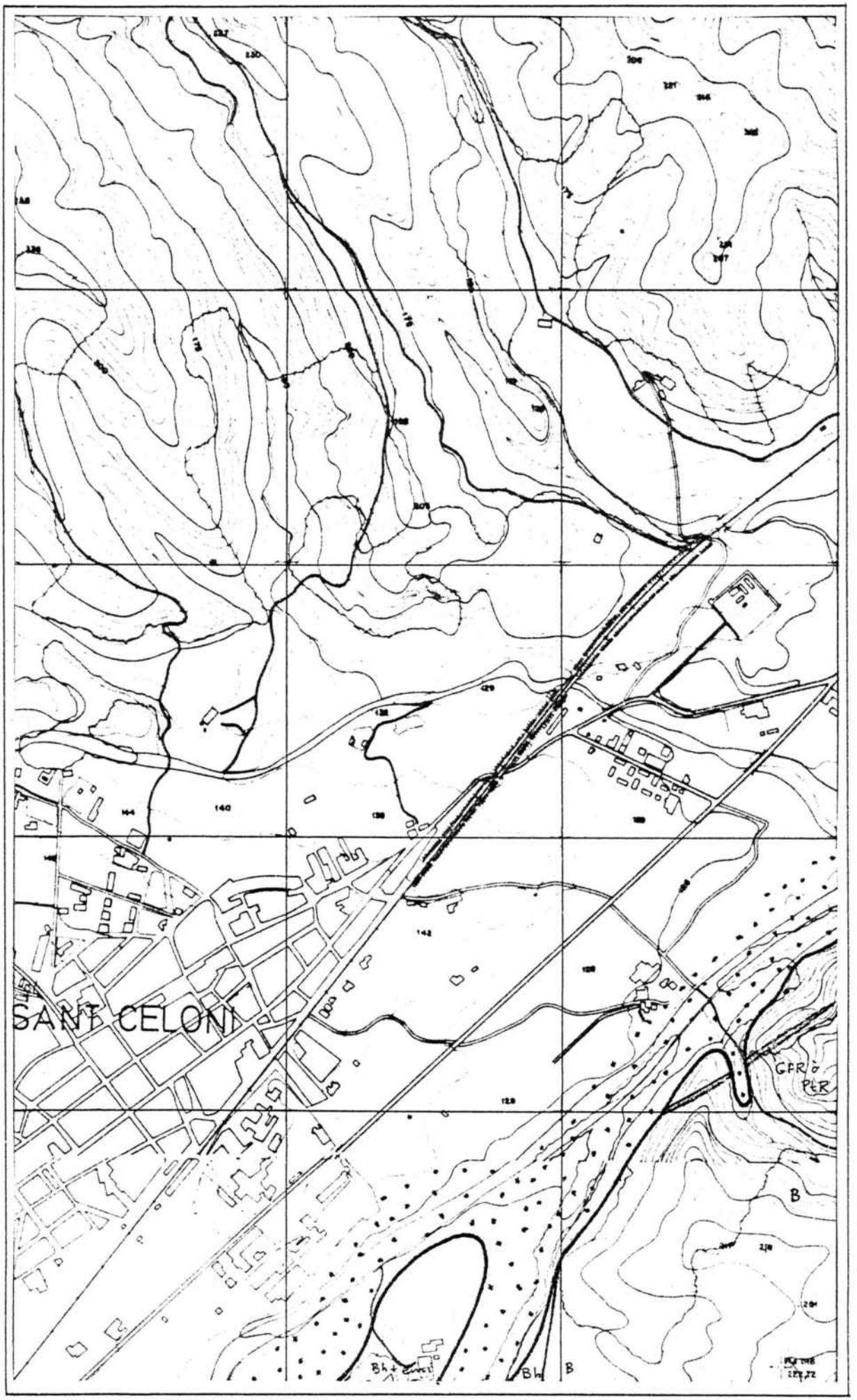
CUADRO Nº145



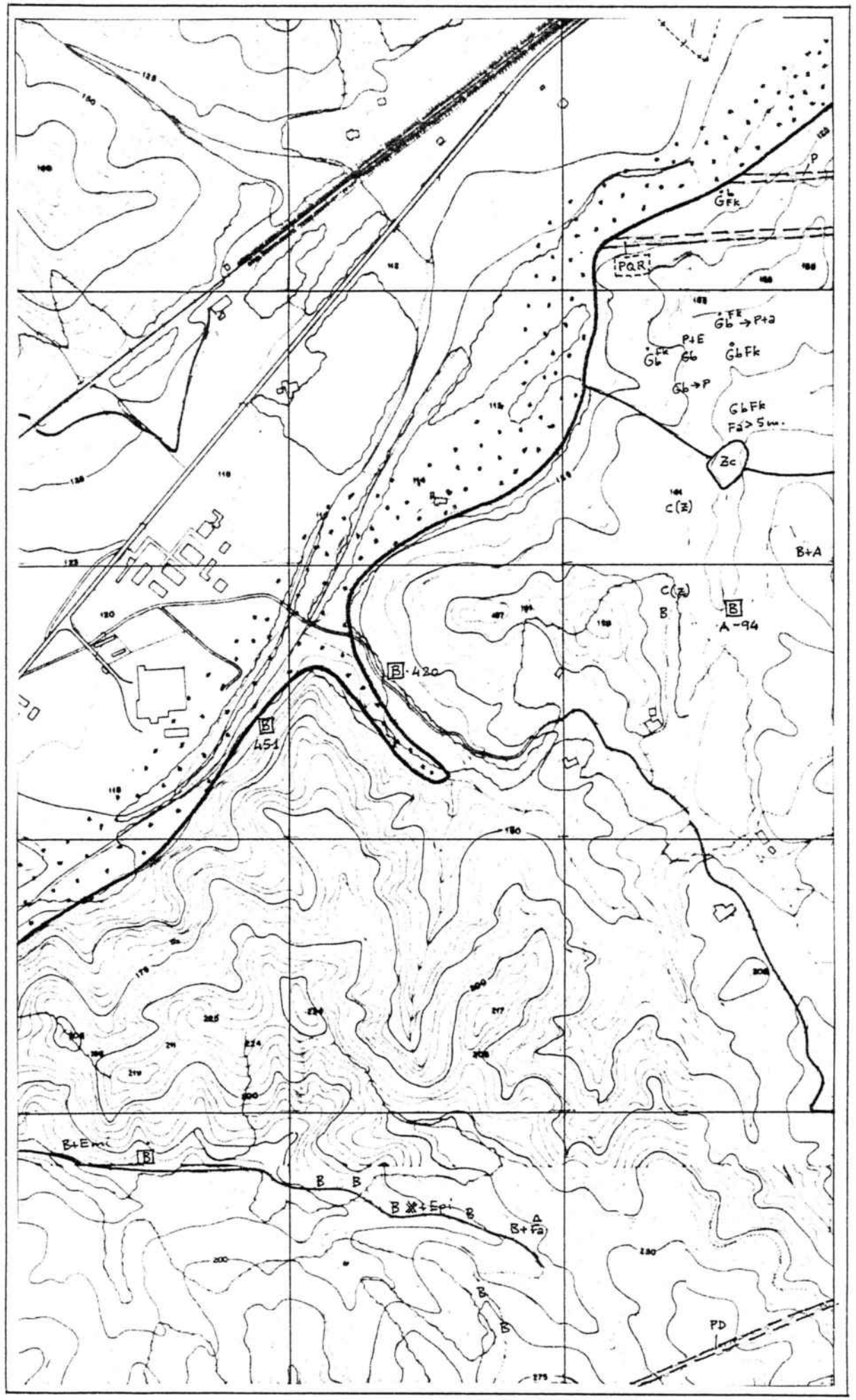
CUADRO Nº 146



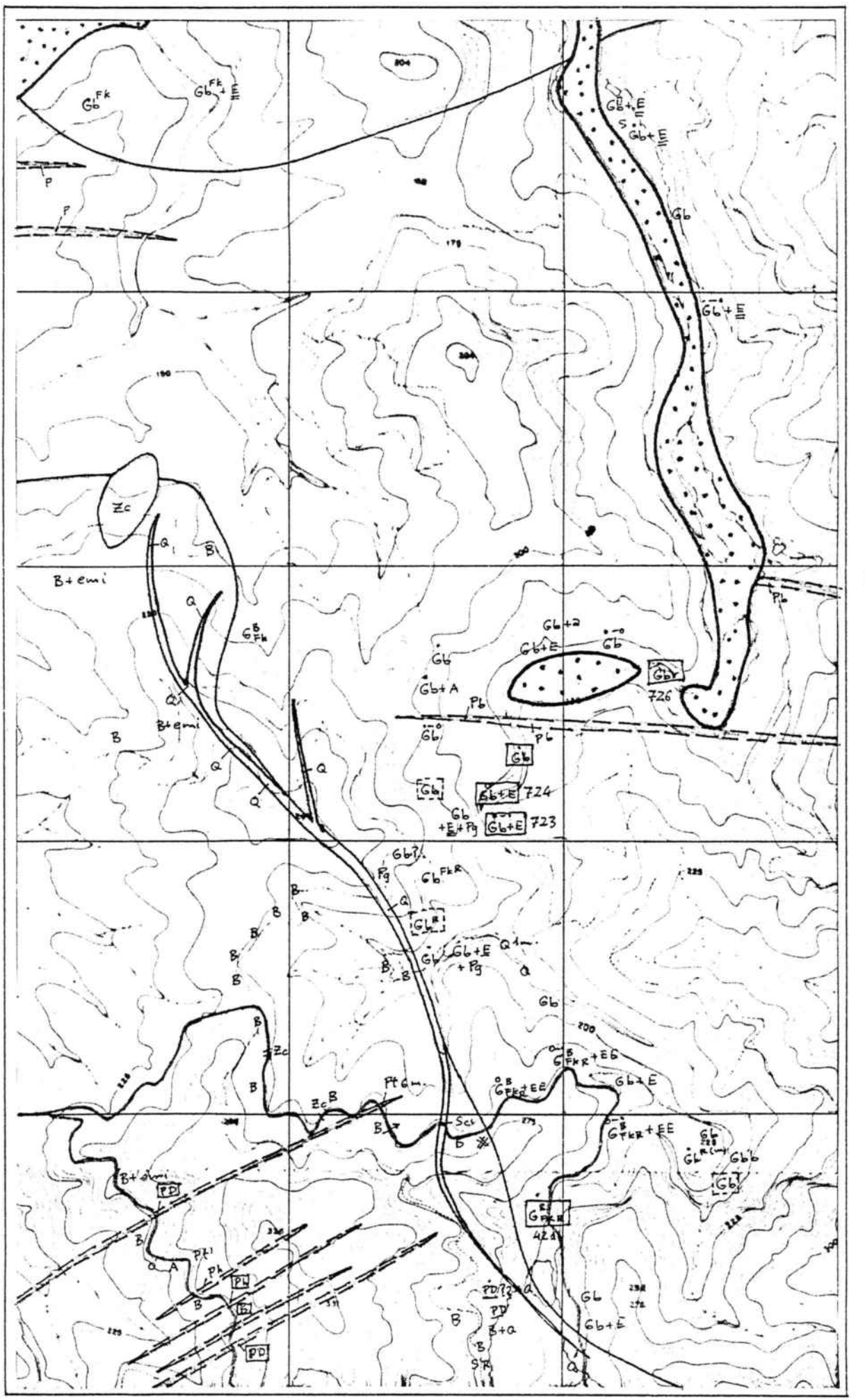
CUADRO Nº 147



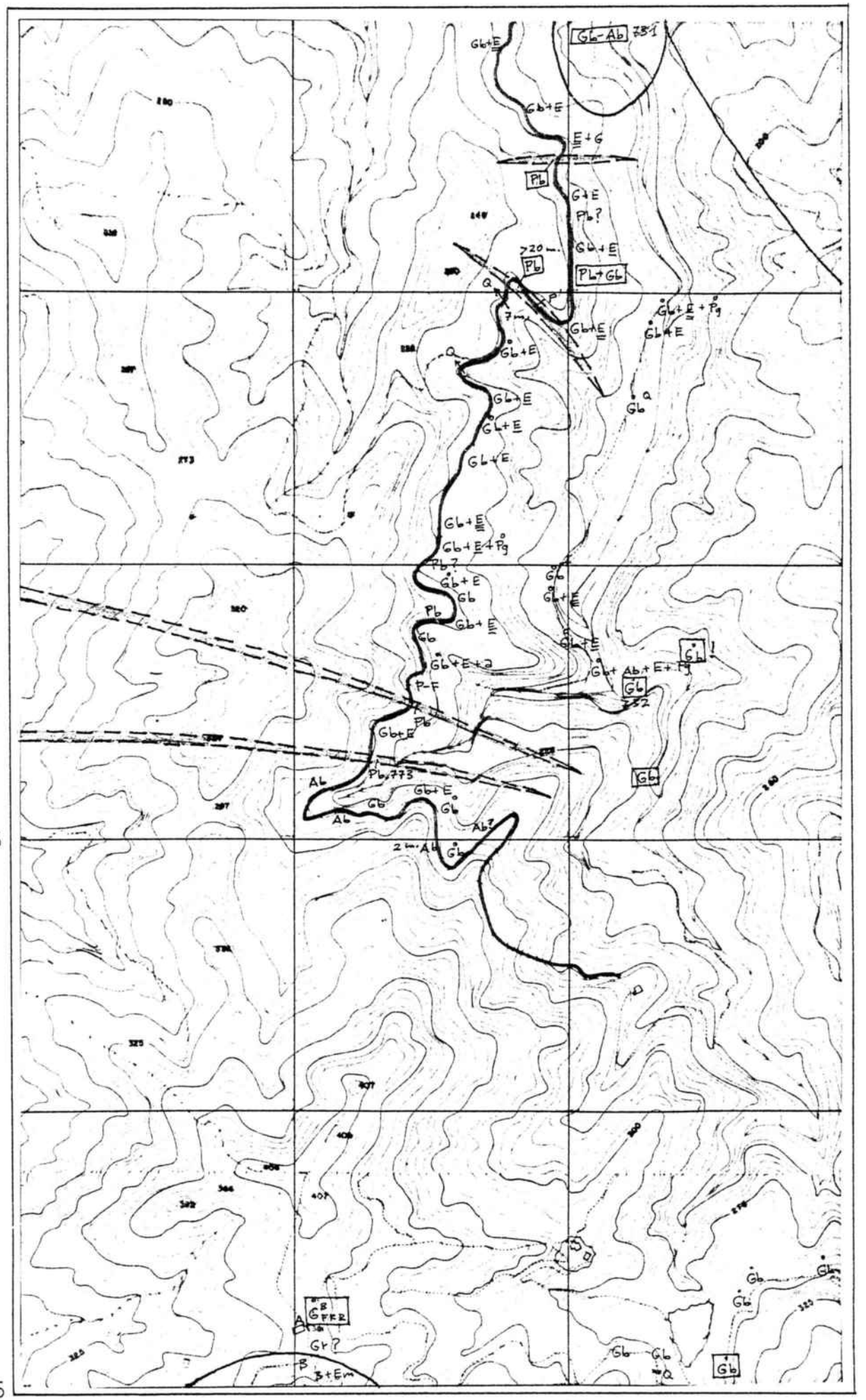
CUADRO Nº148



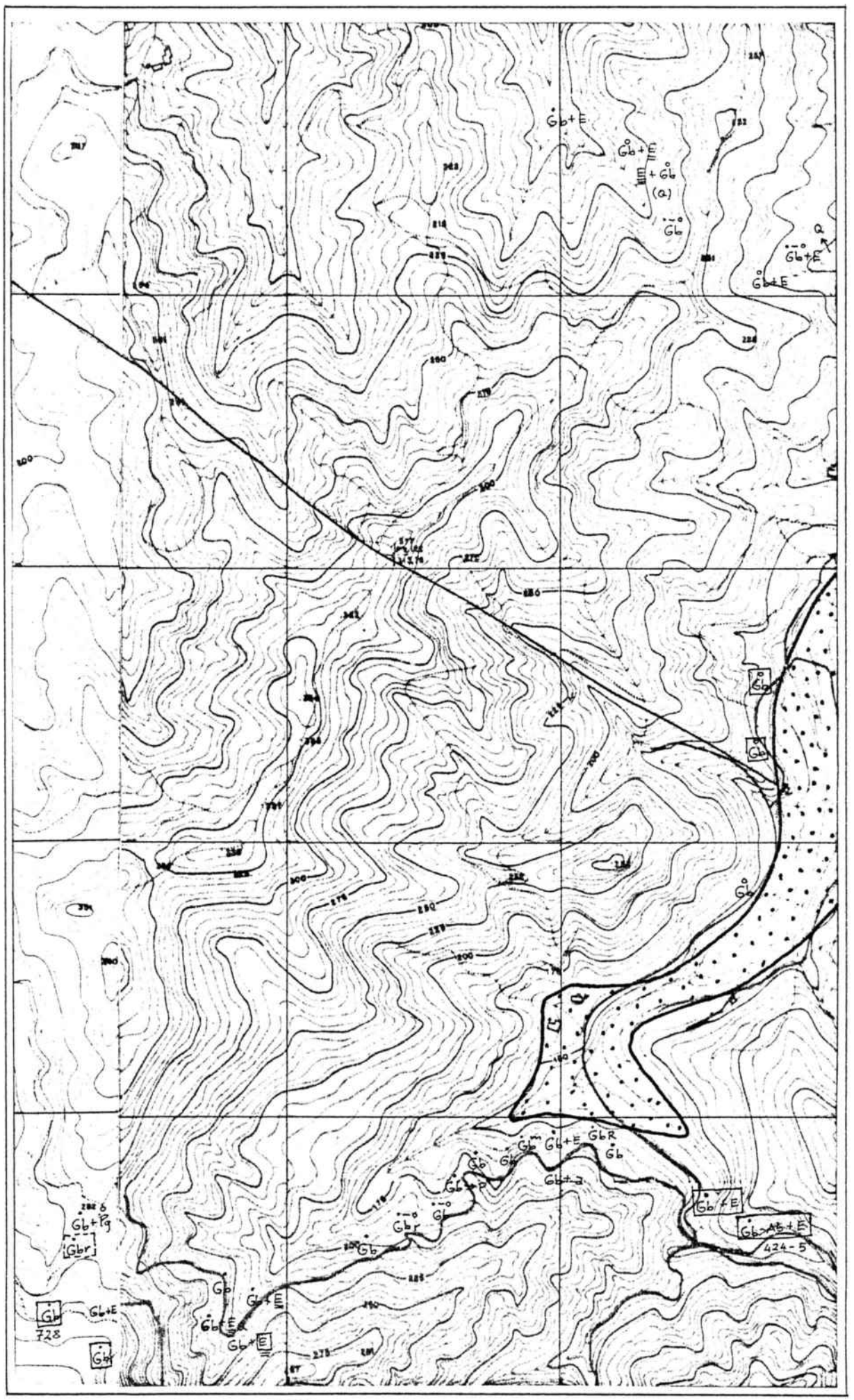
CUADRO Nº 149



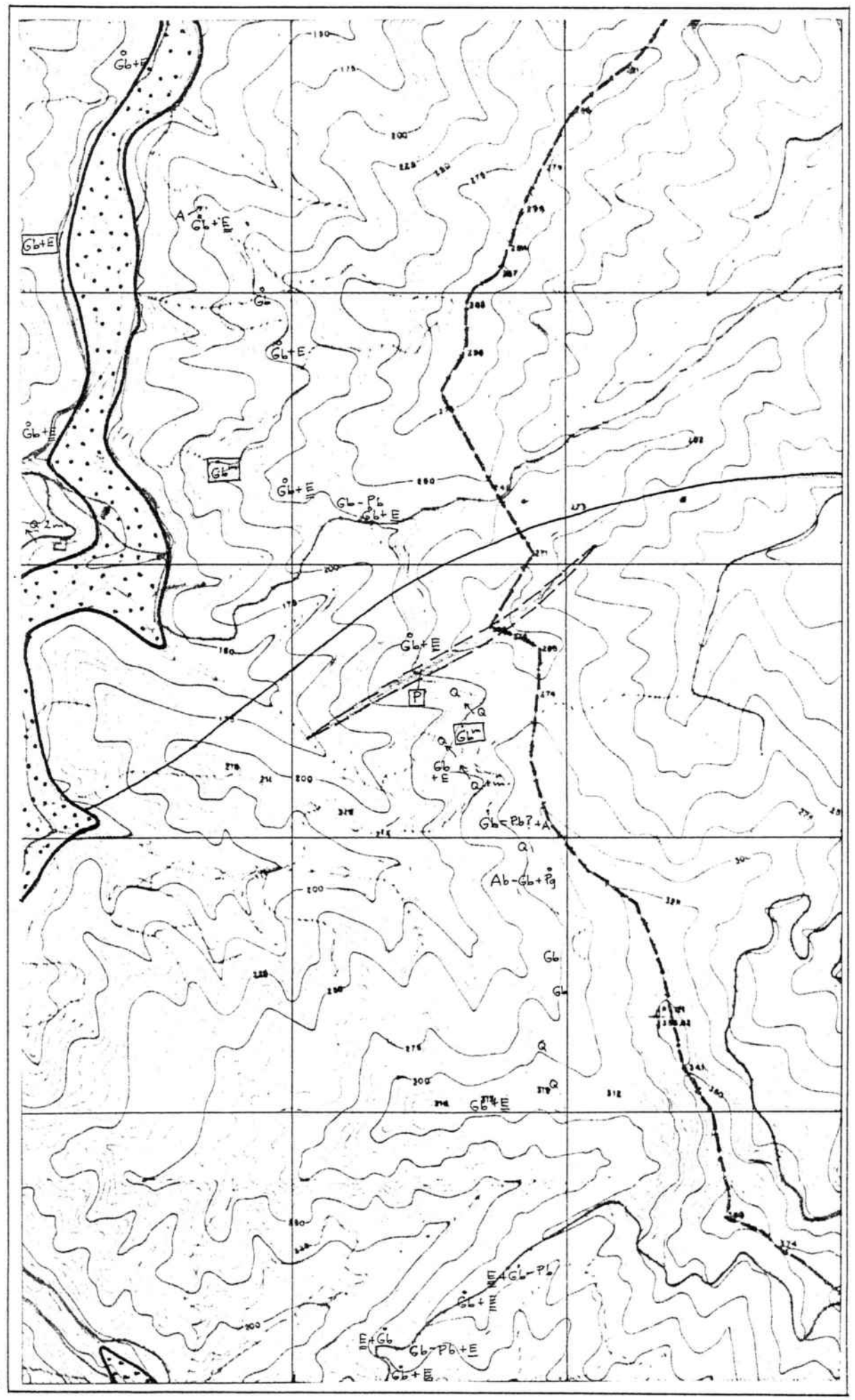
CUADRO Nº 150



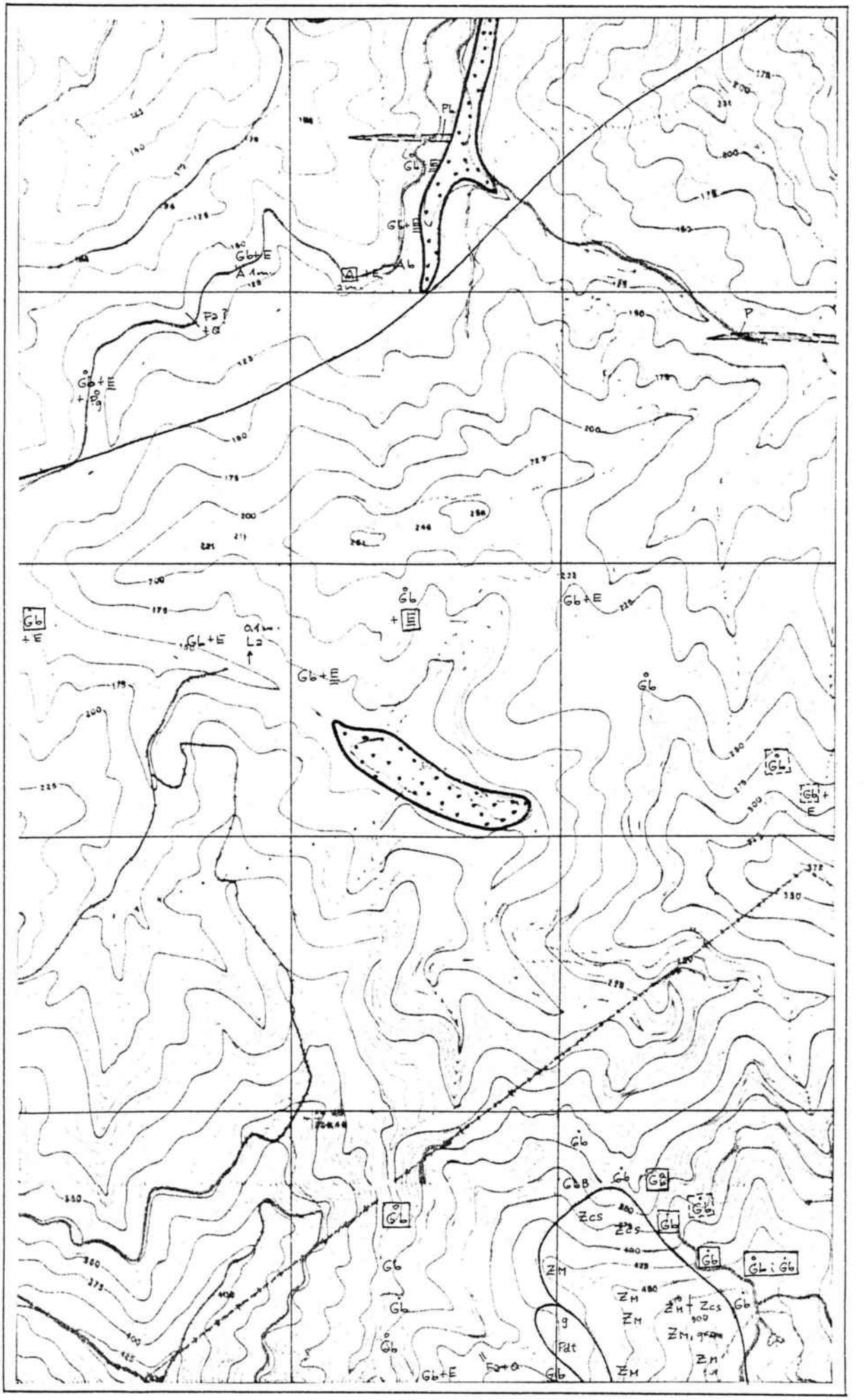
CUADRO Nº 151



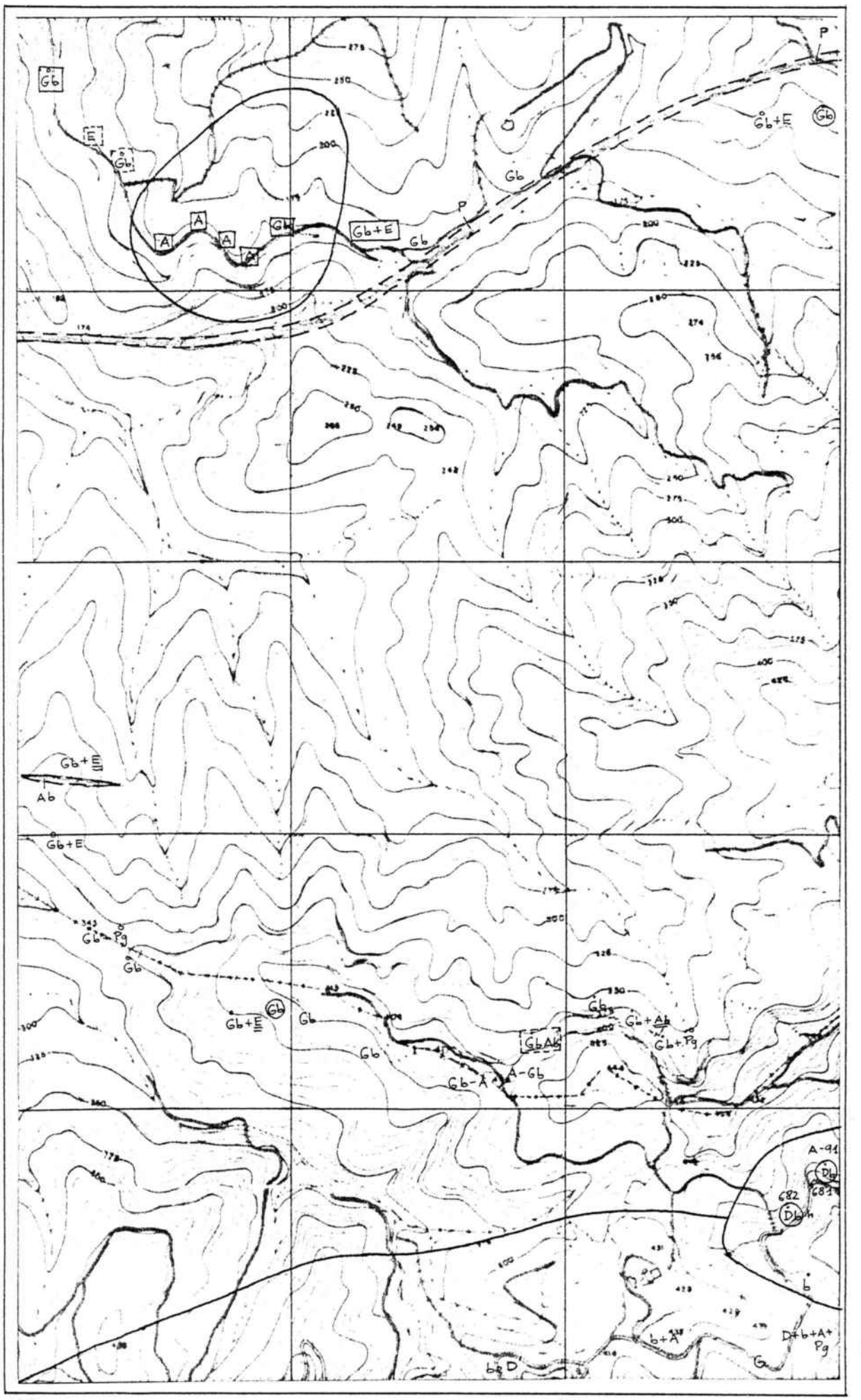
CUADRO Nº 152



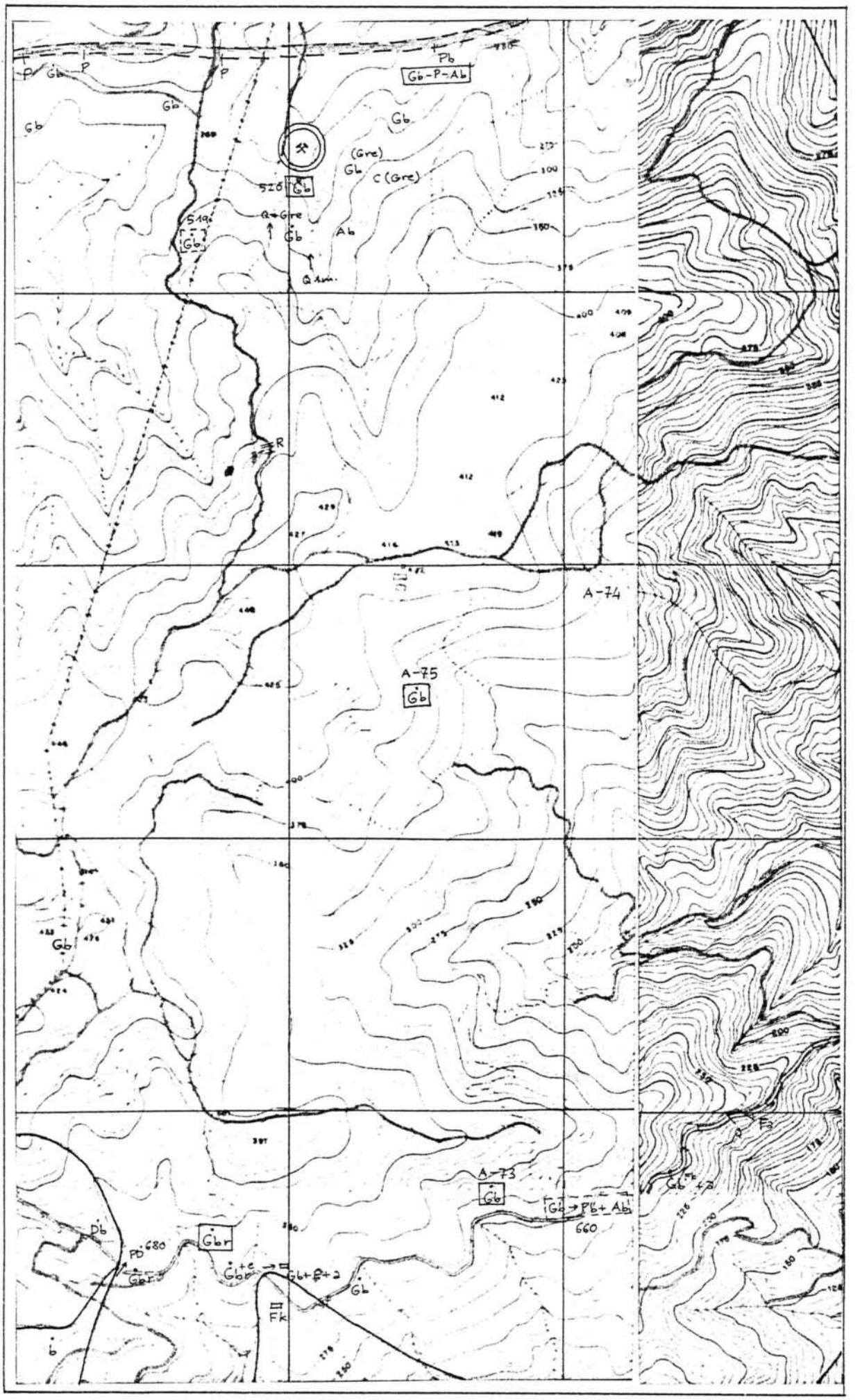
CUADRO Nº 153



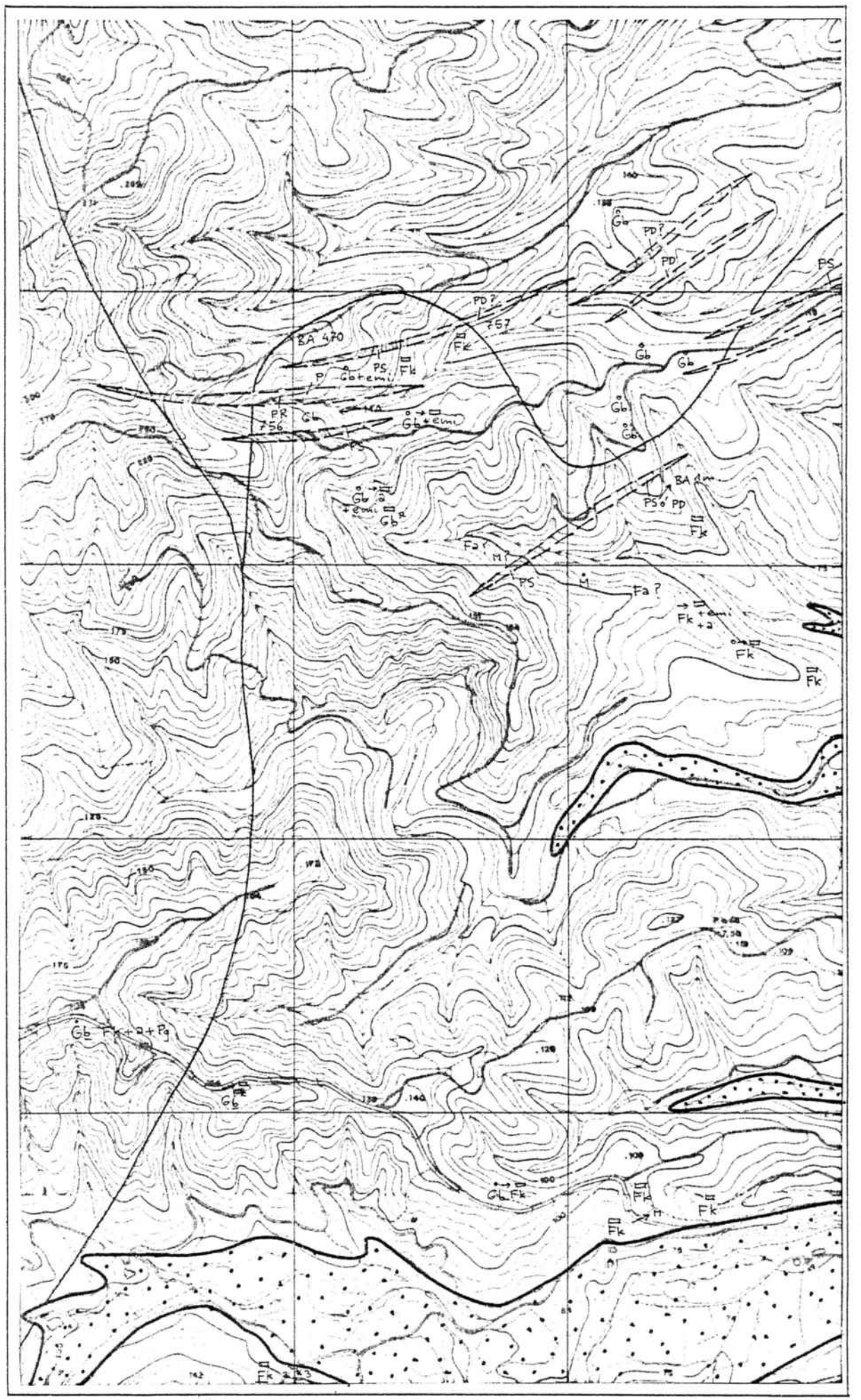
CUADRO Nº154



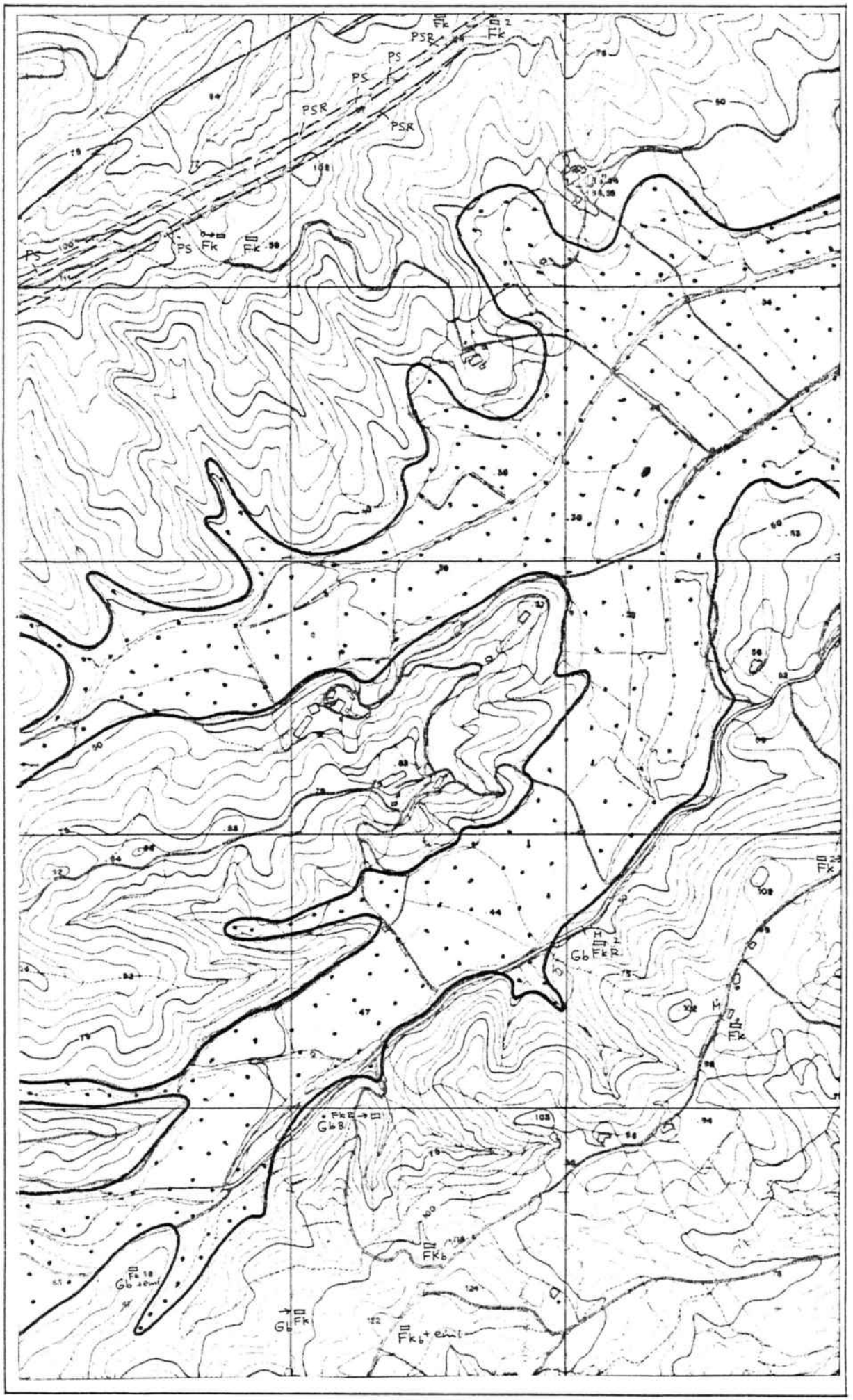
CUADRO Nº 155



CUADRO Nº 156

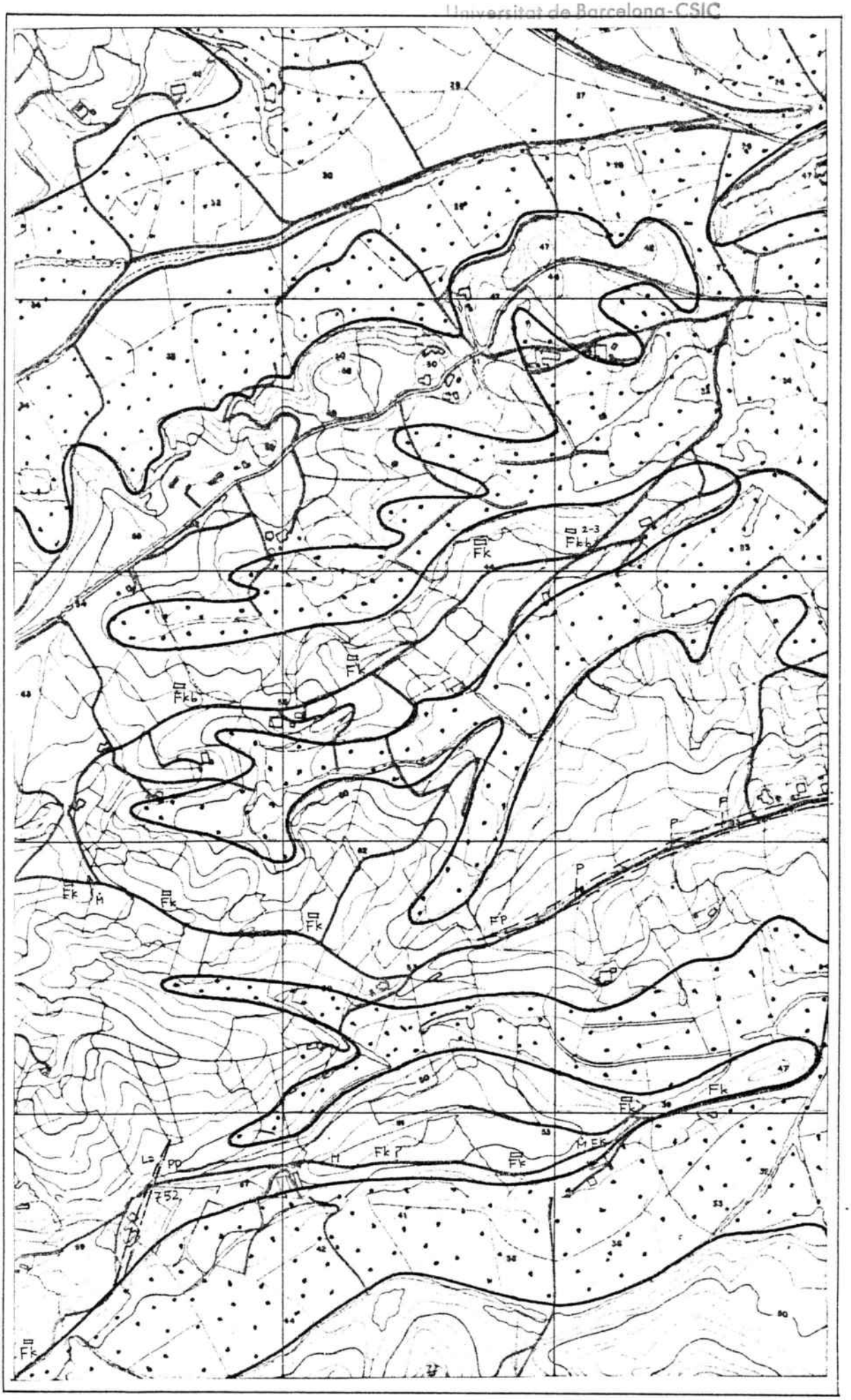


CUADRO Nº 157

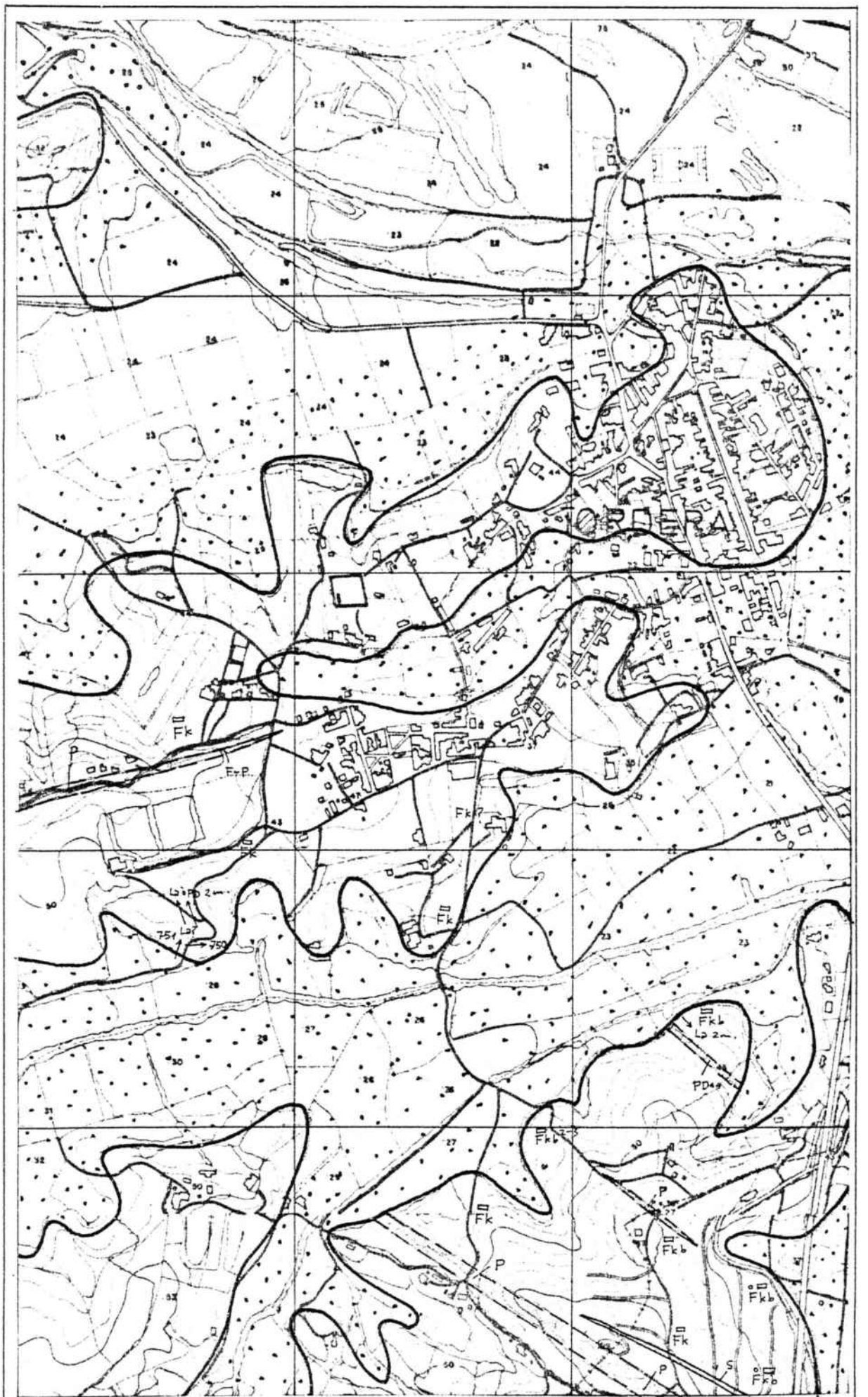


CUADRO Nº 158

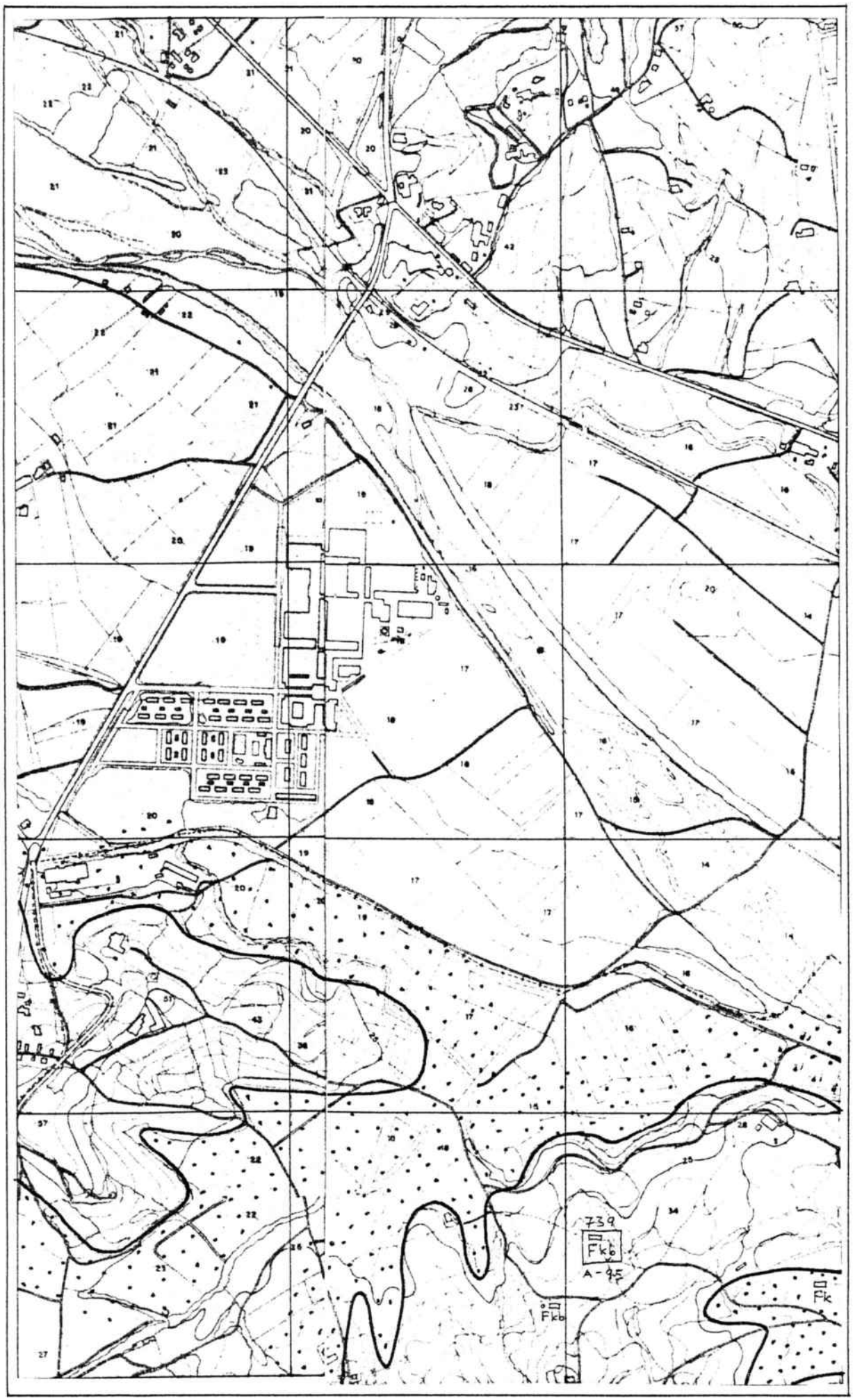
BIBLIOTECA DE GEOLOGIA
Universitat de Barcelona-CSIC



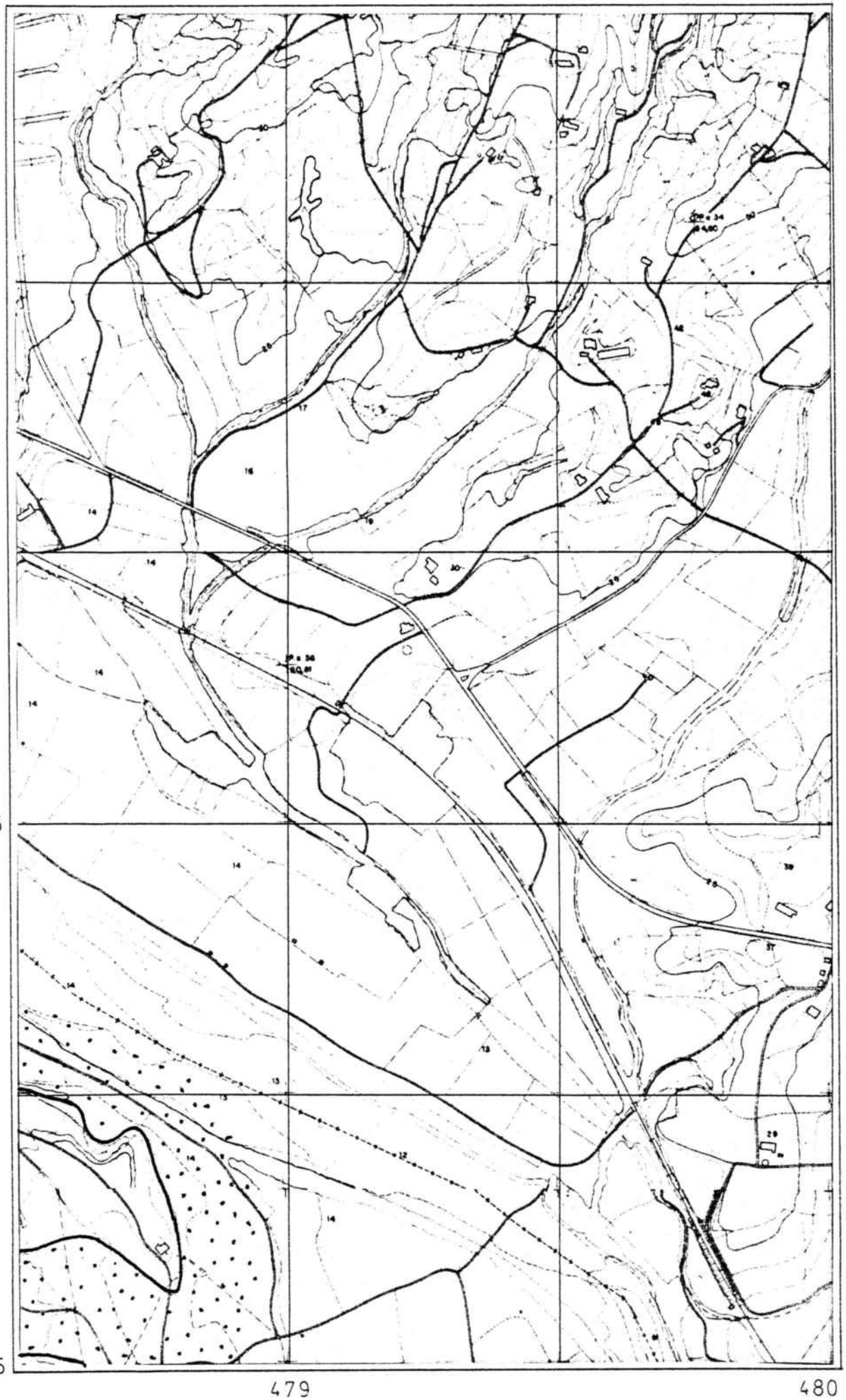
CUADRO Nº 159



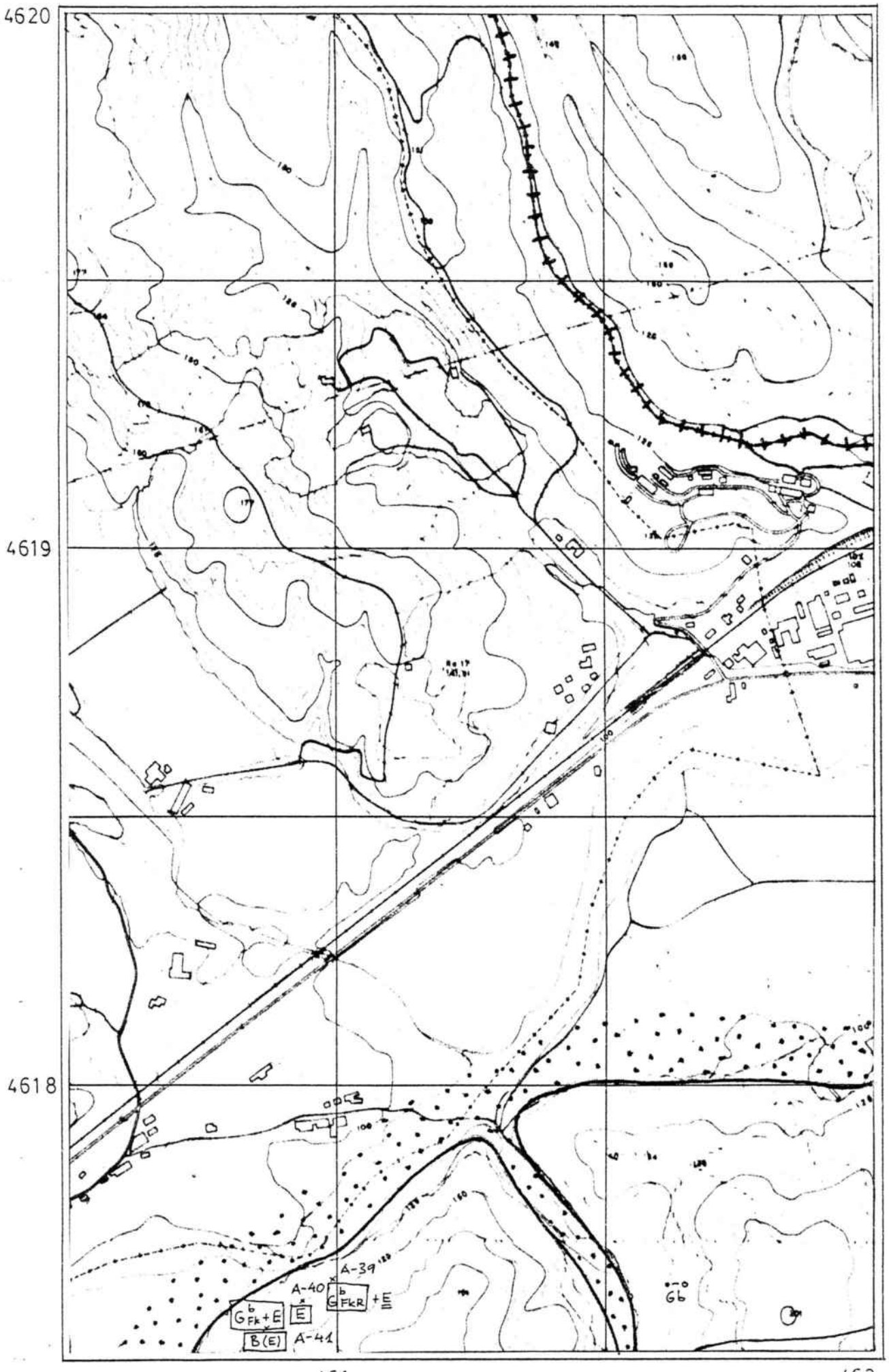
CUADRO Nº 160



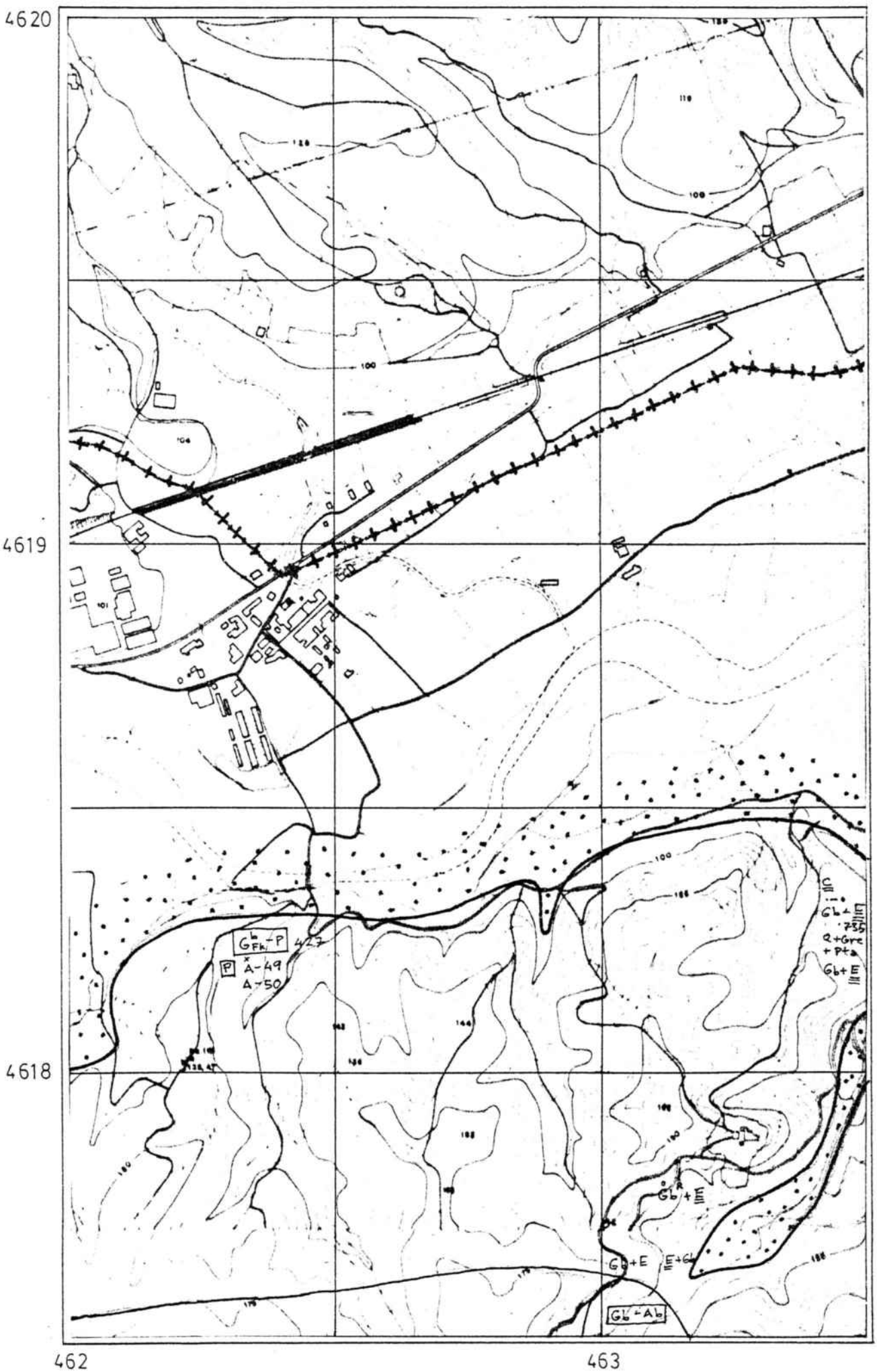
CUADRO N° 163



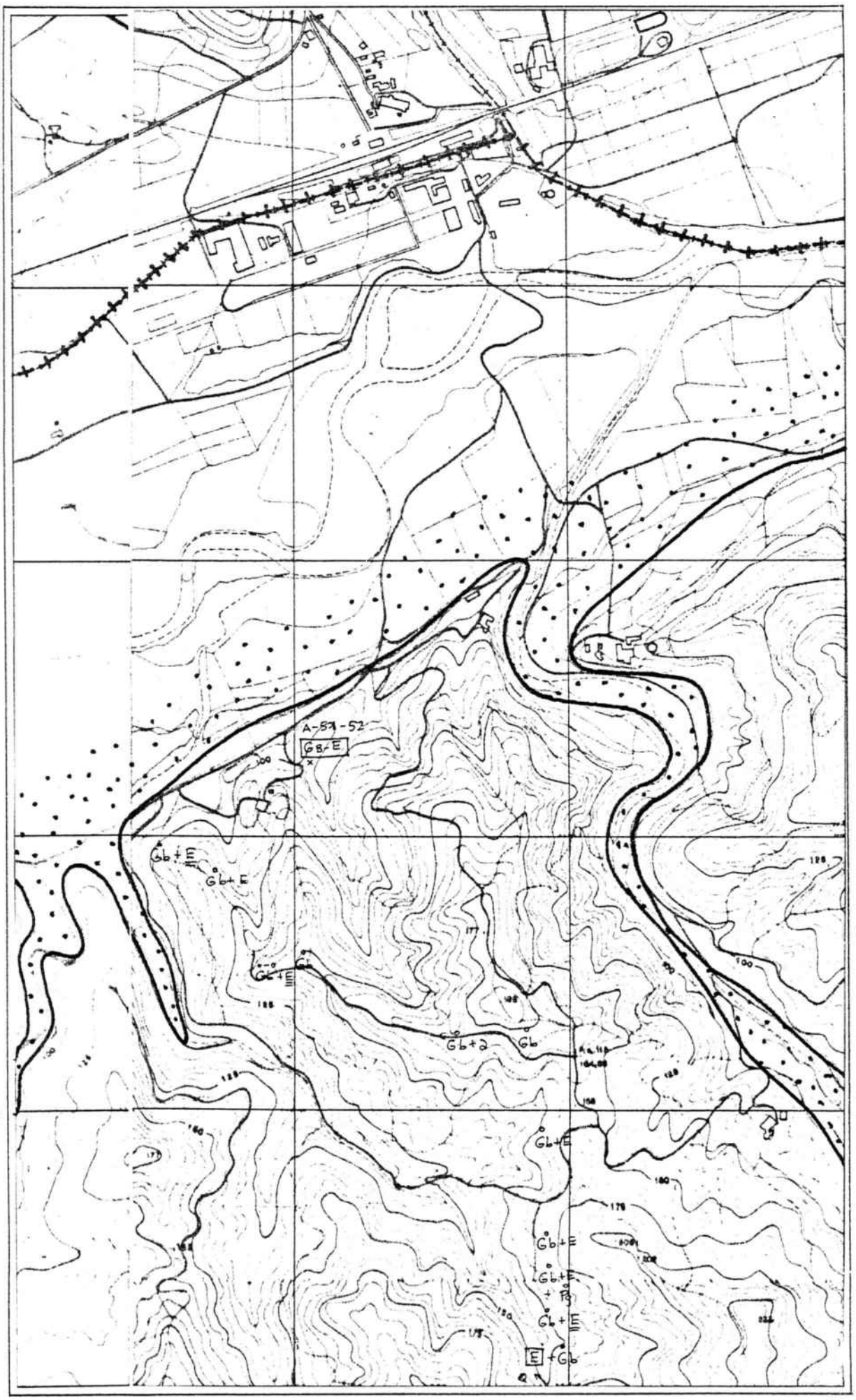
CUADRO Nº 162



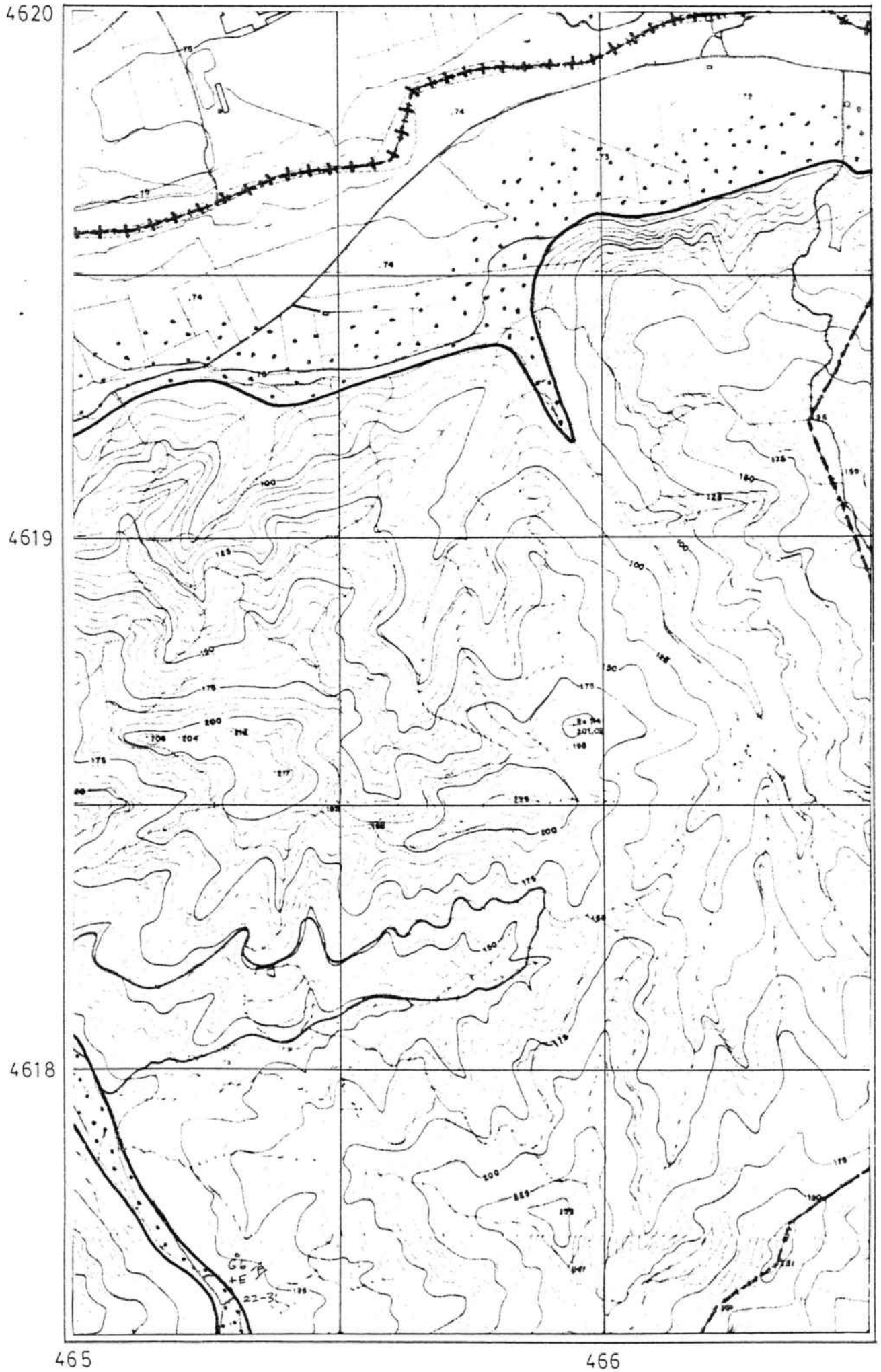
CUADRO Nº 163



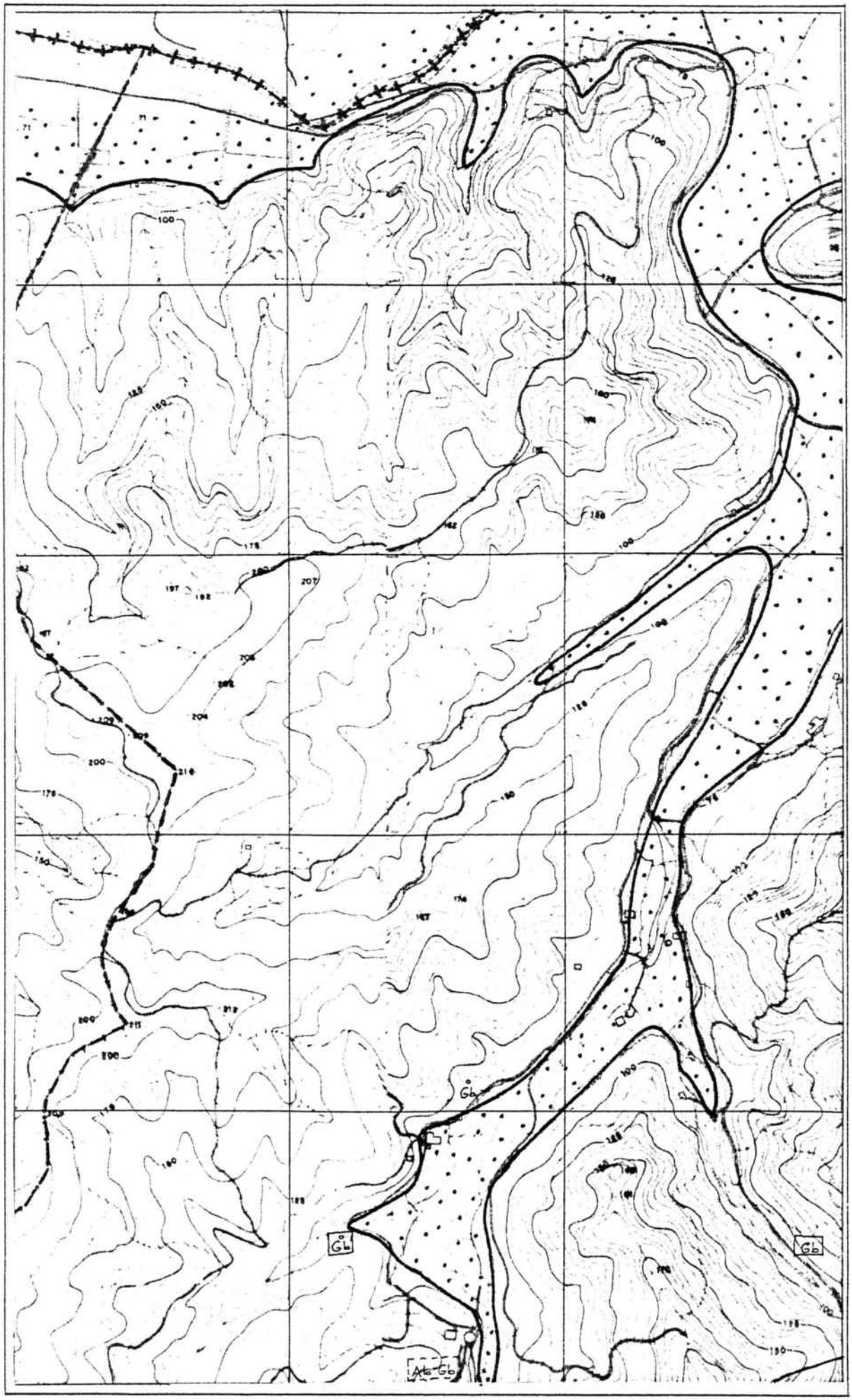
CUADRO Nº 164



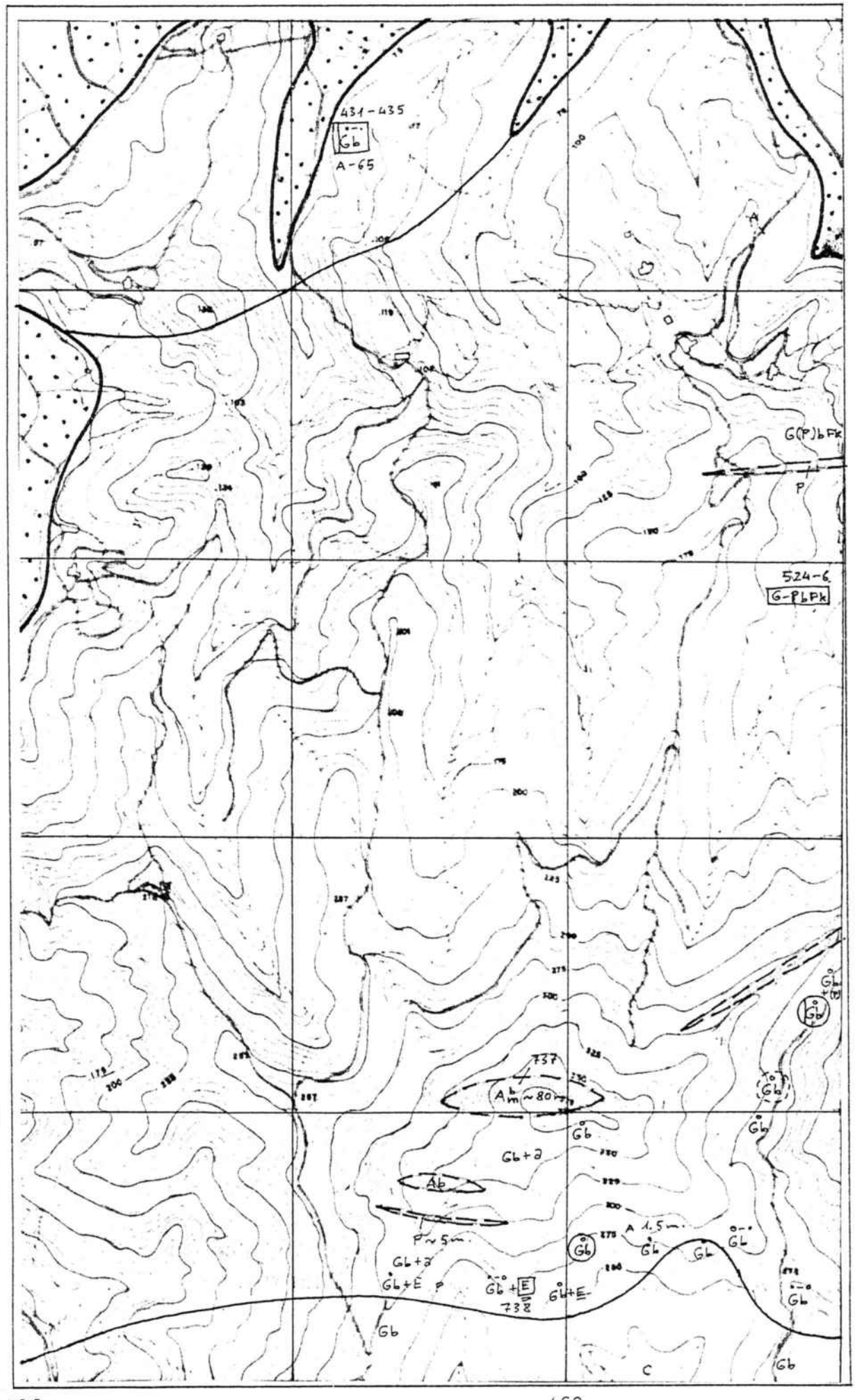
CUADRO Nº 165



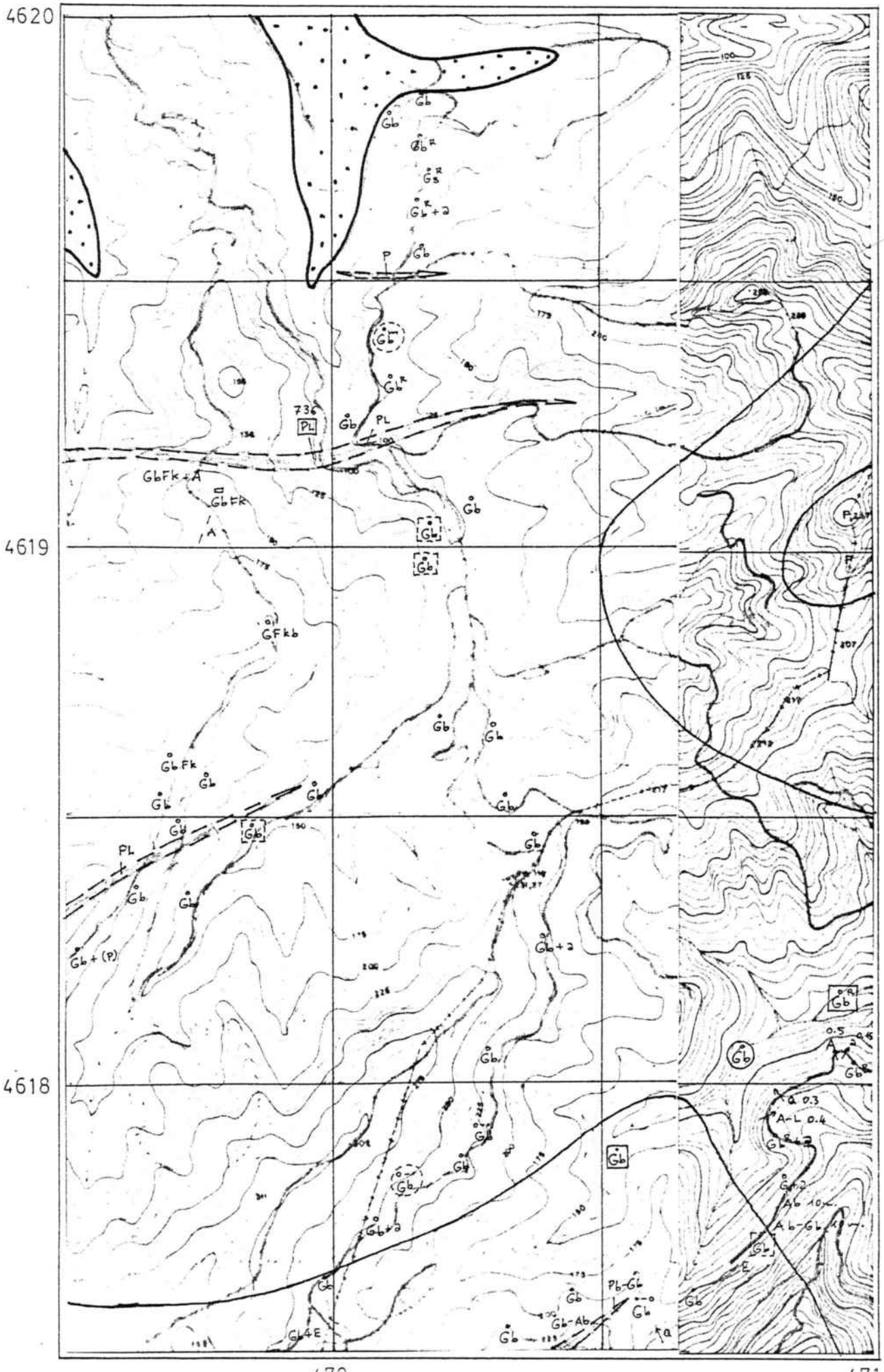
CUADRO N° 166



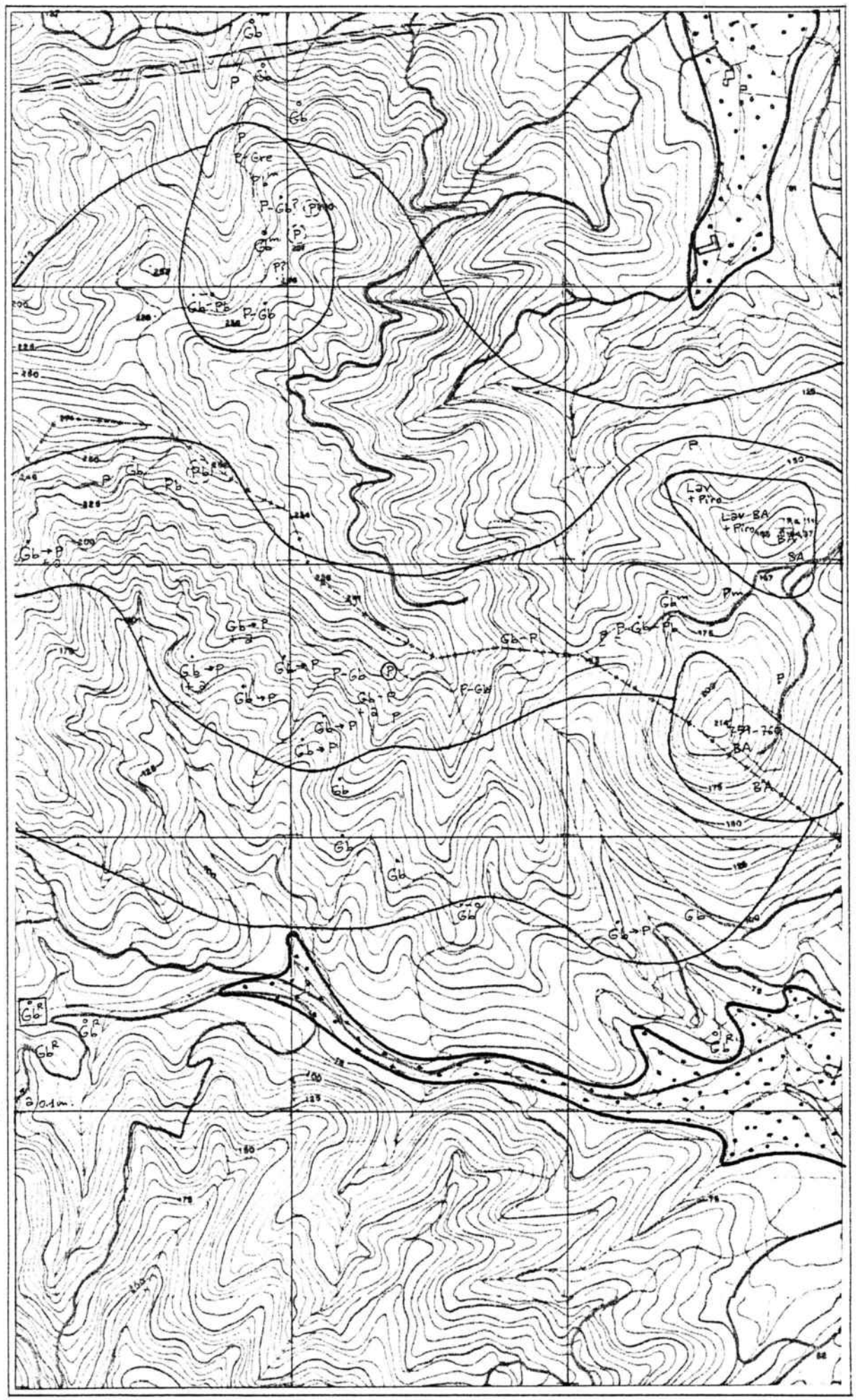
CUADRO N° 167


4620
4619
4618
468
469
431-435
Gb
A-65
G(P)bPk
P
524-6
G-PbPk
737
Am ~80
Gb+a
Ab
P~5m
A 1.5m
Gb+E
738
C

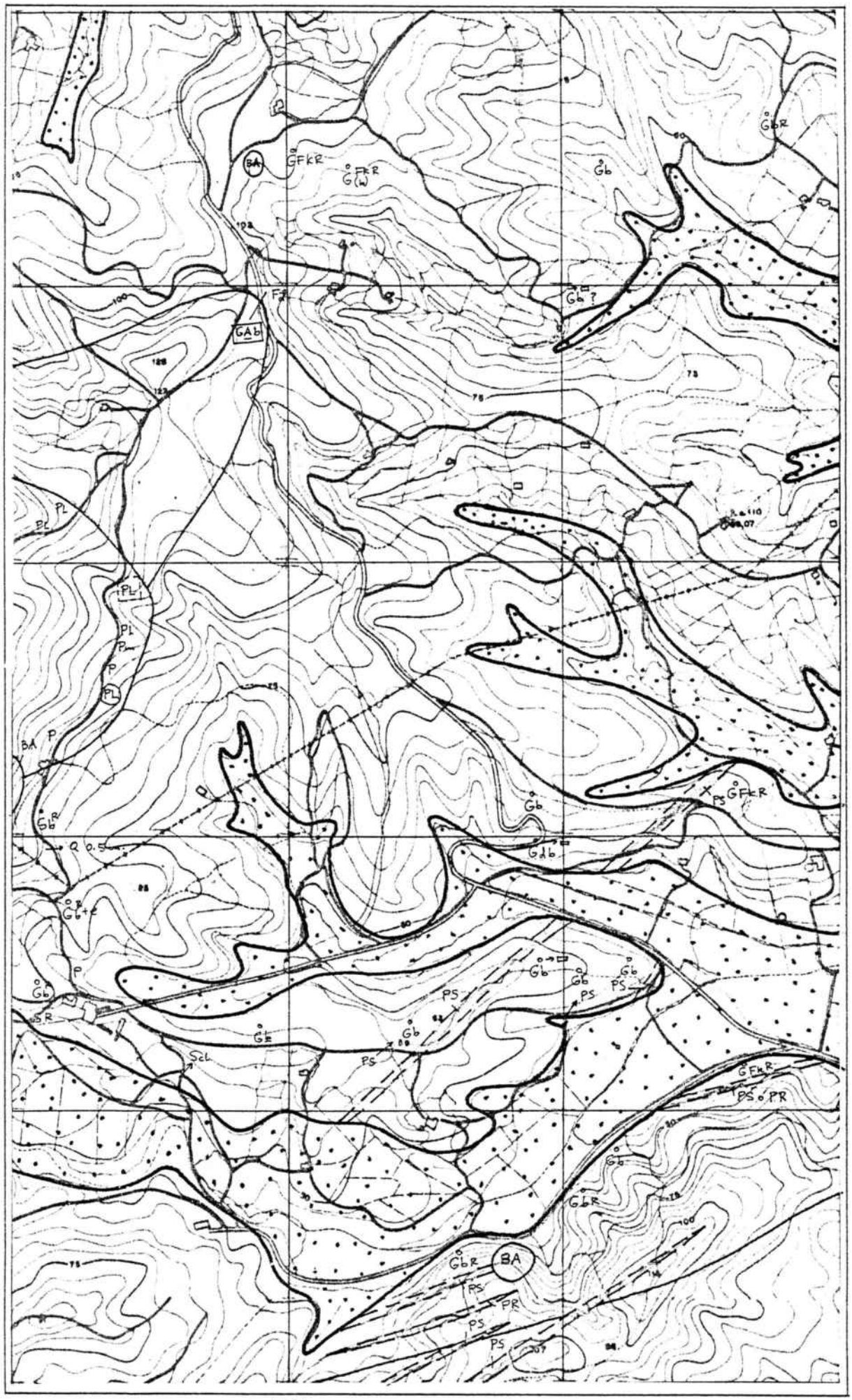
CUADRO N- 168


4620
4619
4618
470
471
Gb
GbFk+A
GbFk
GFkb
PL
736
Gb+(P)
Gb+a
Pb-Gb
Gb-Ab
Gb4E
Q 0.3
A-L 0.4
Ab 10
Ab-Gb

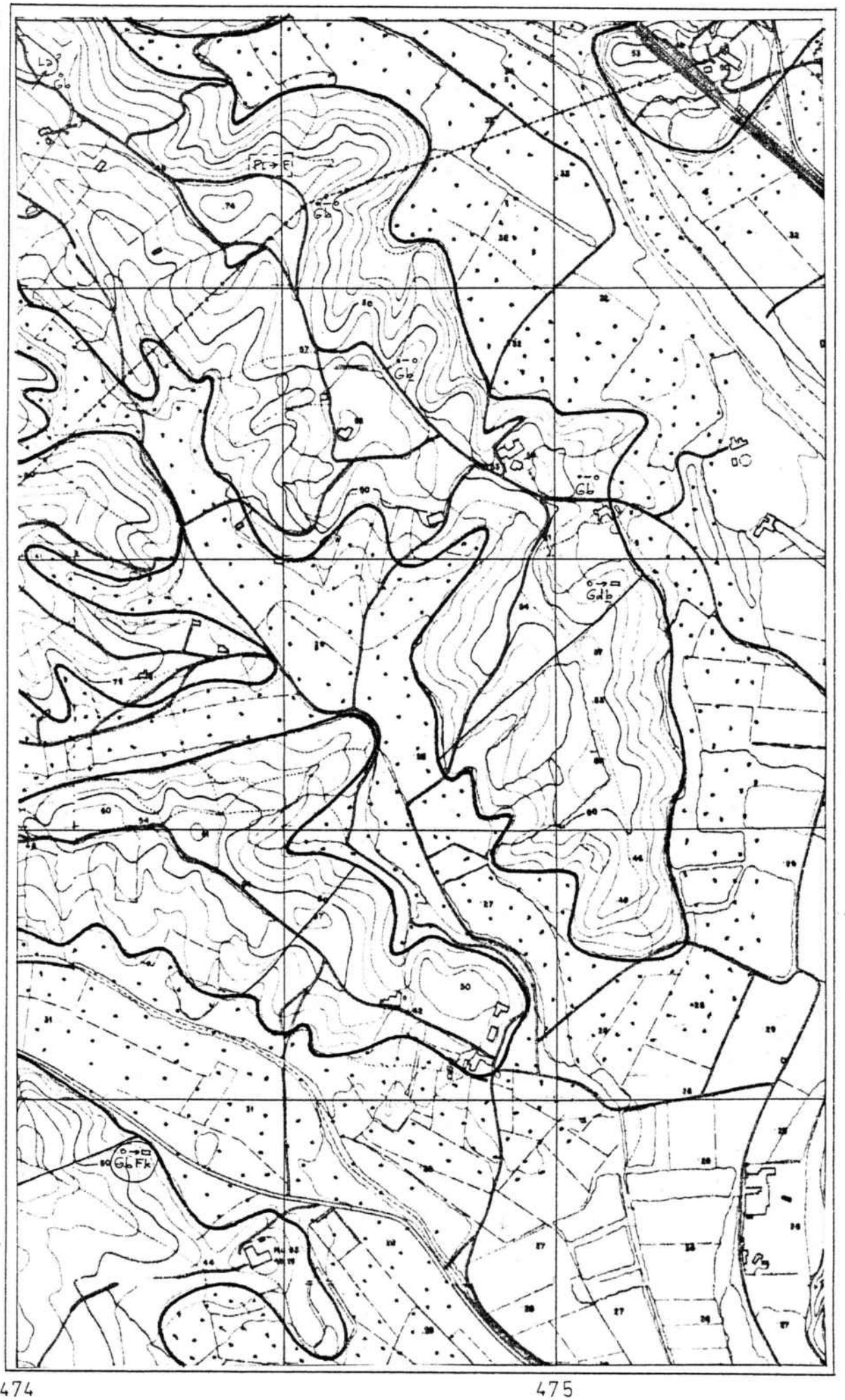
CUADRO Nº 169



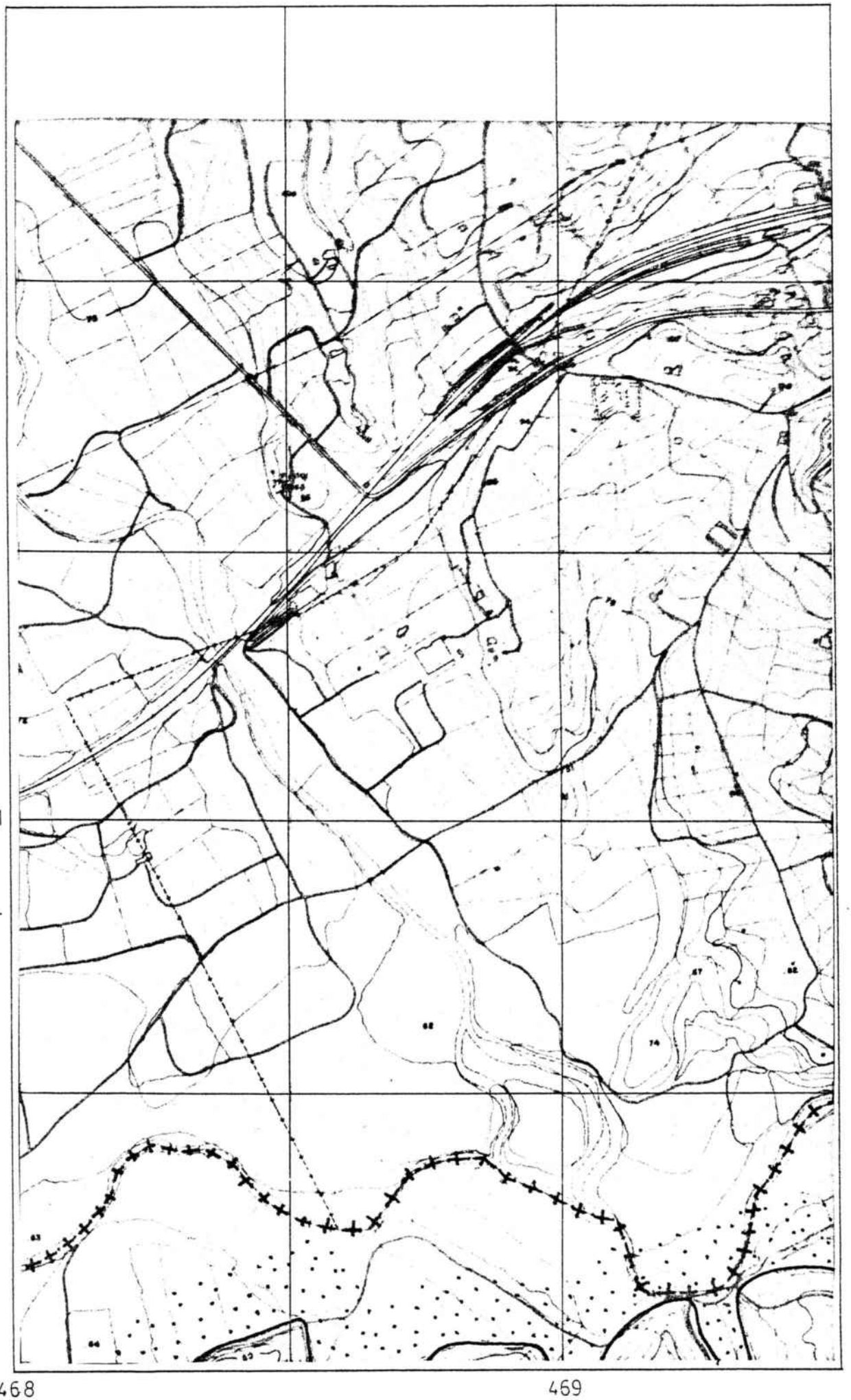
CUADRO N- 170



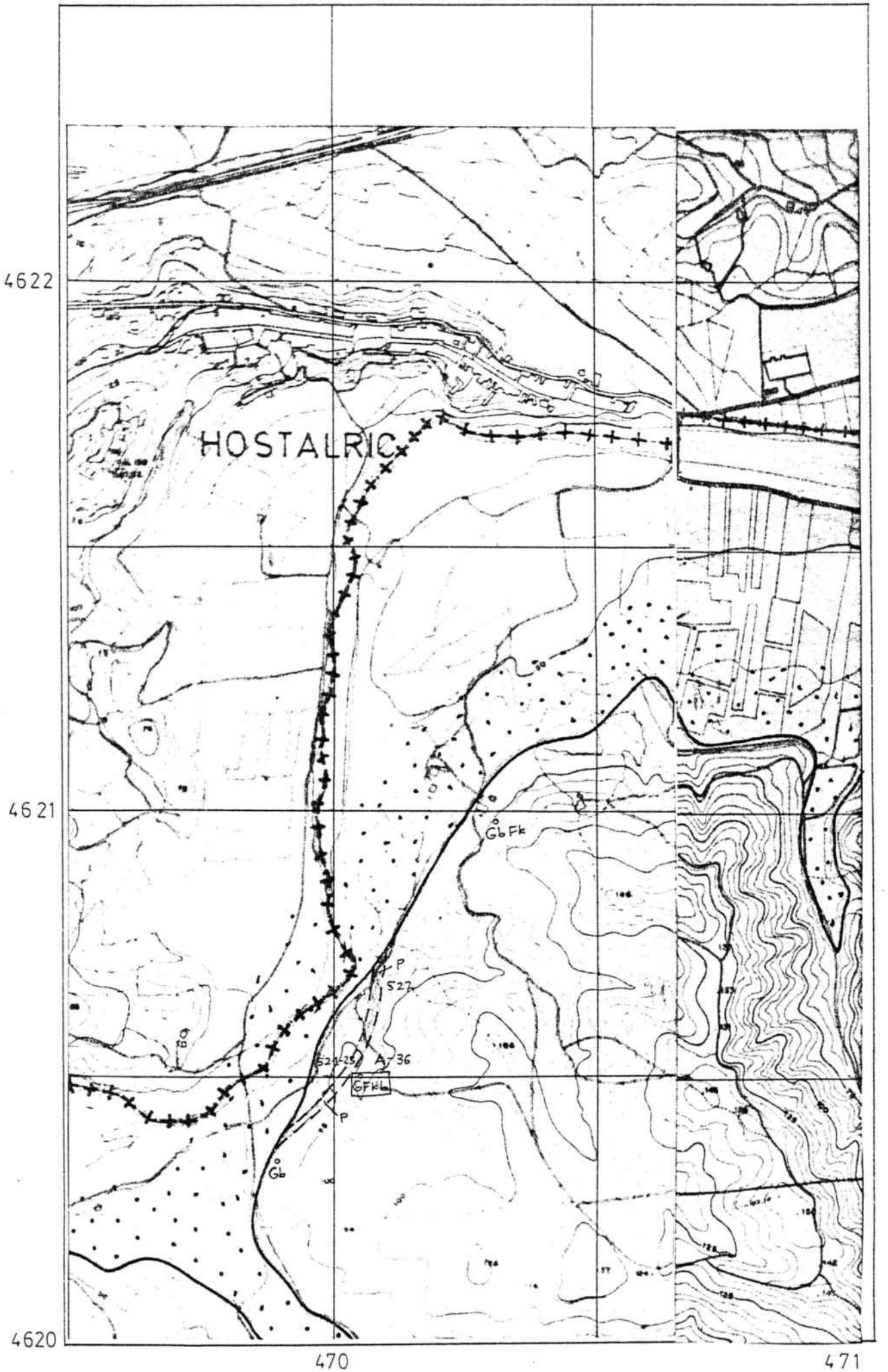
CUADRO Nº 171



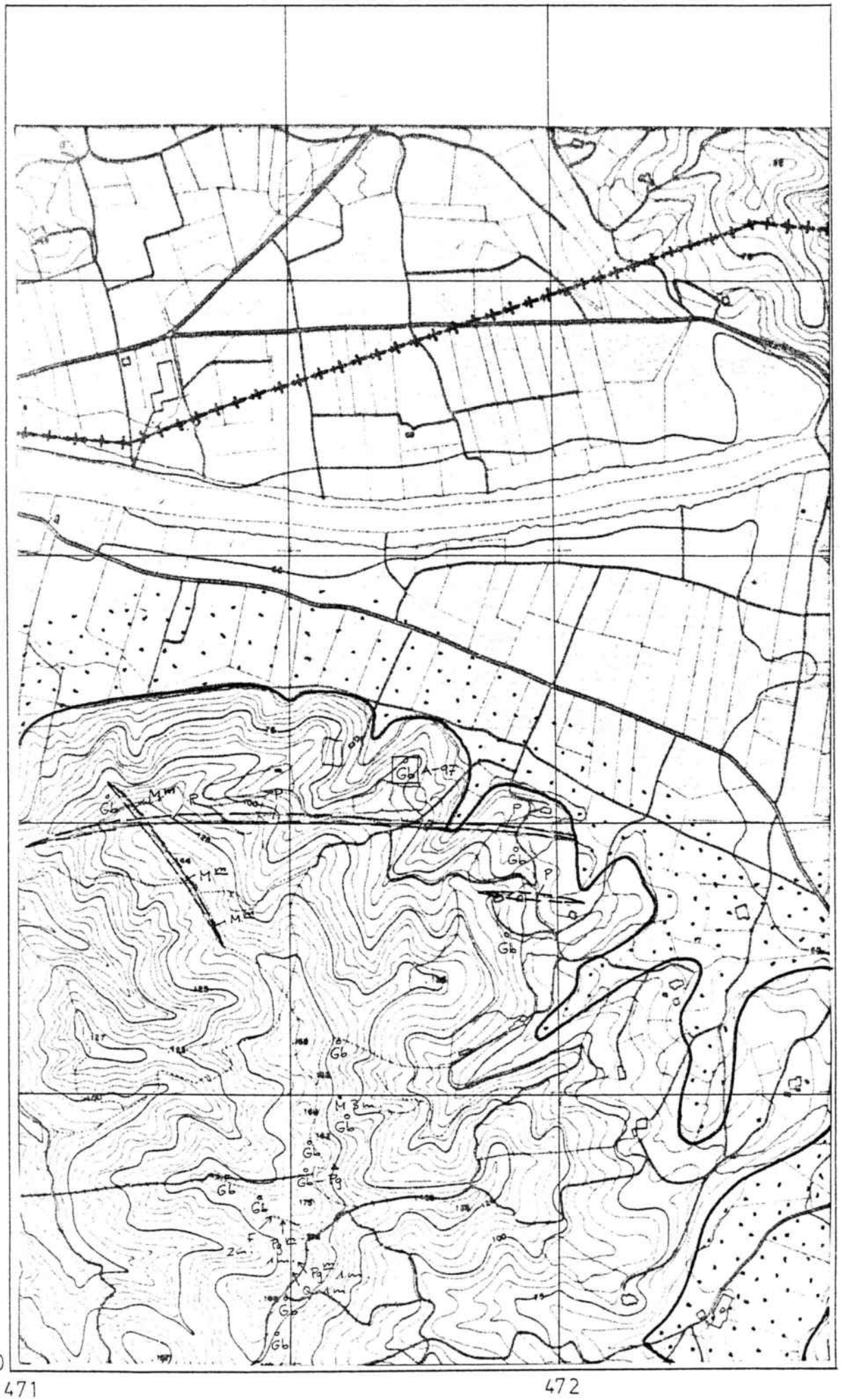
CUADRO Nº 172



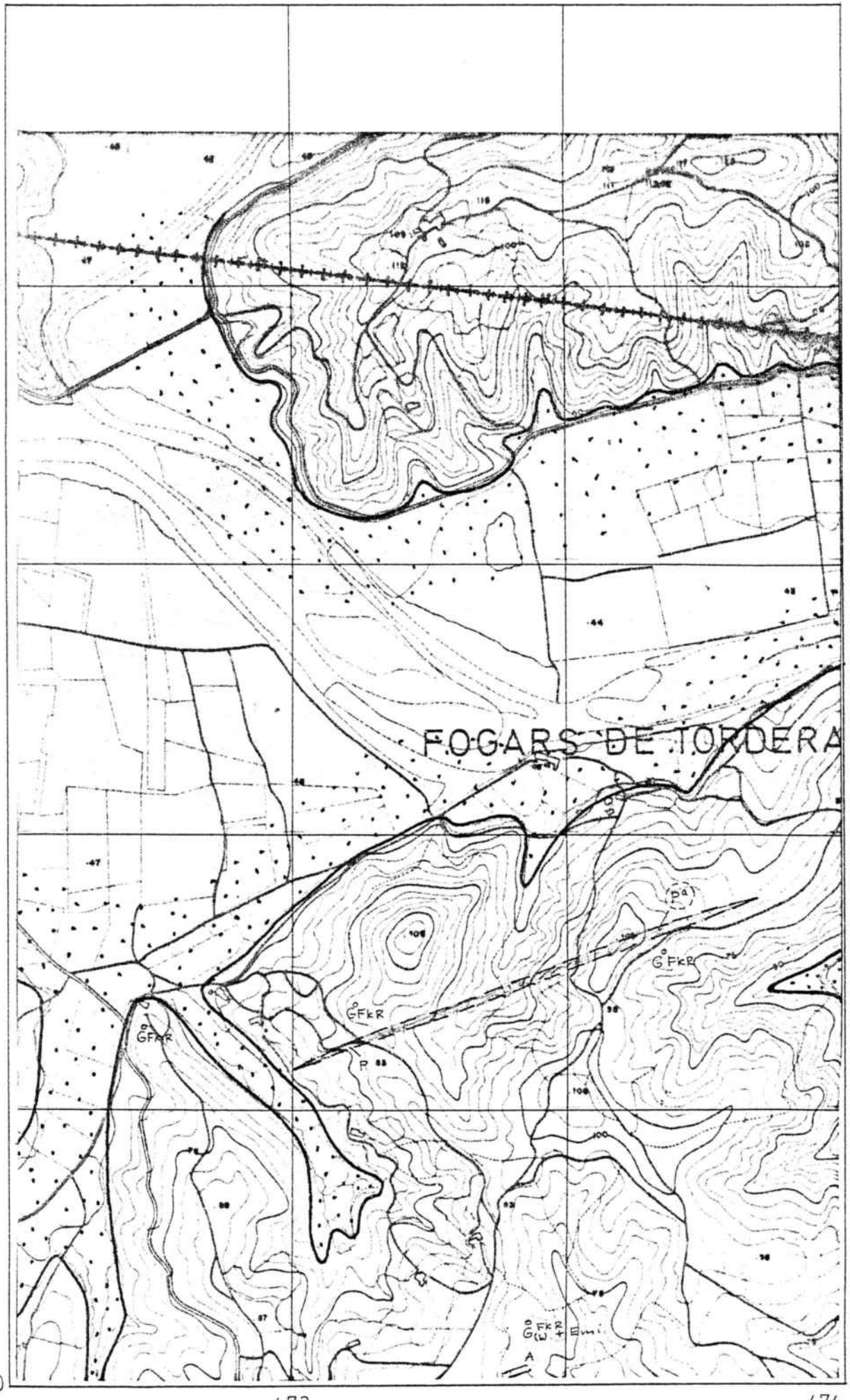
CUADRO Nº173



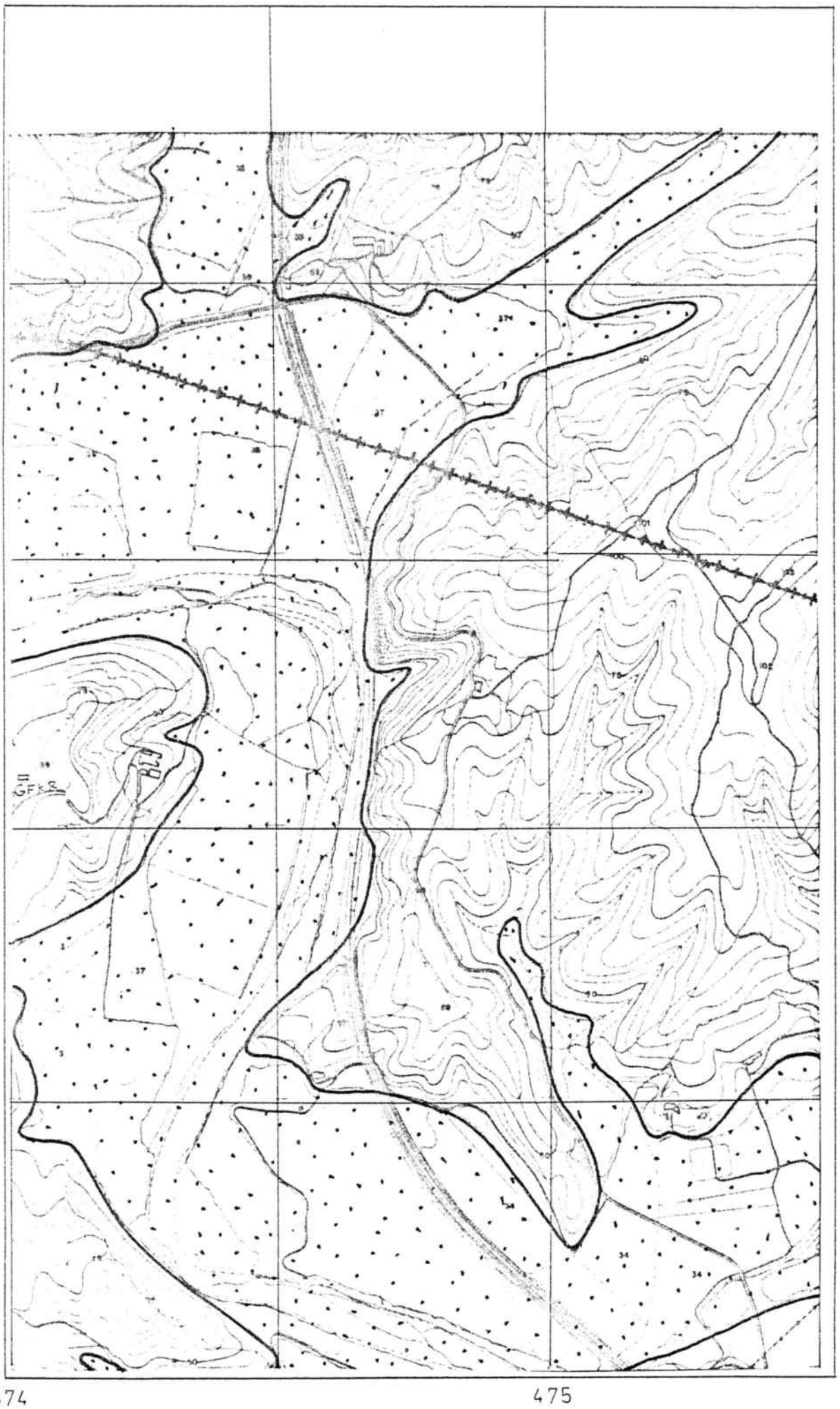
CUADRO Nº 174



CUADRO Nº 175



CUADRO N° 176



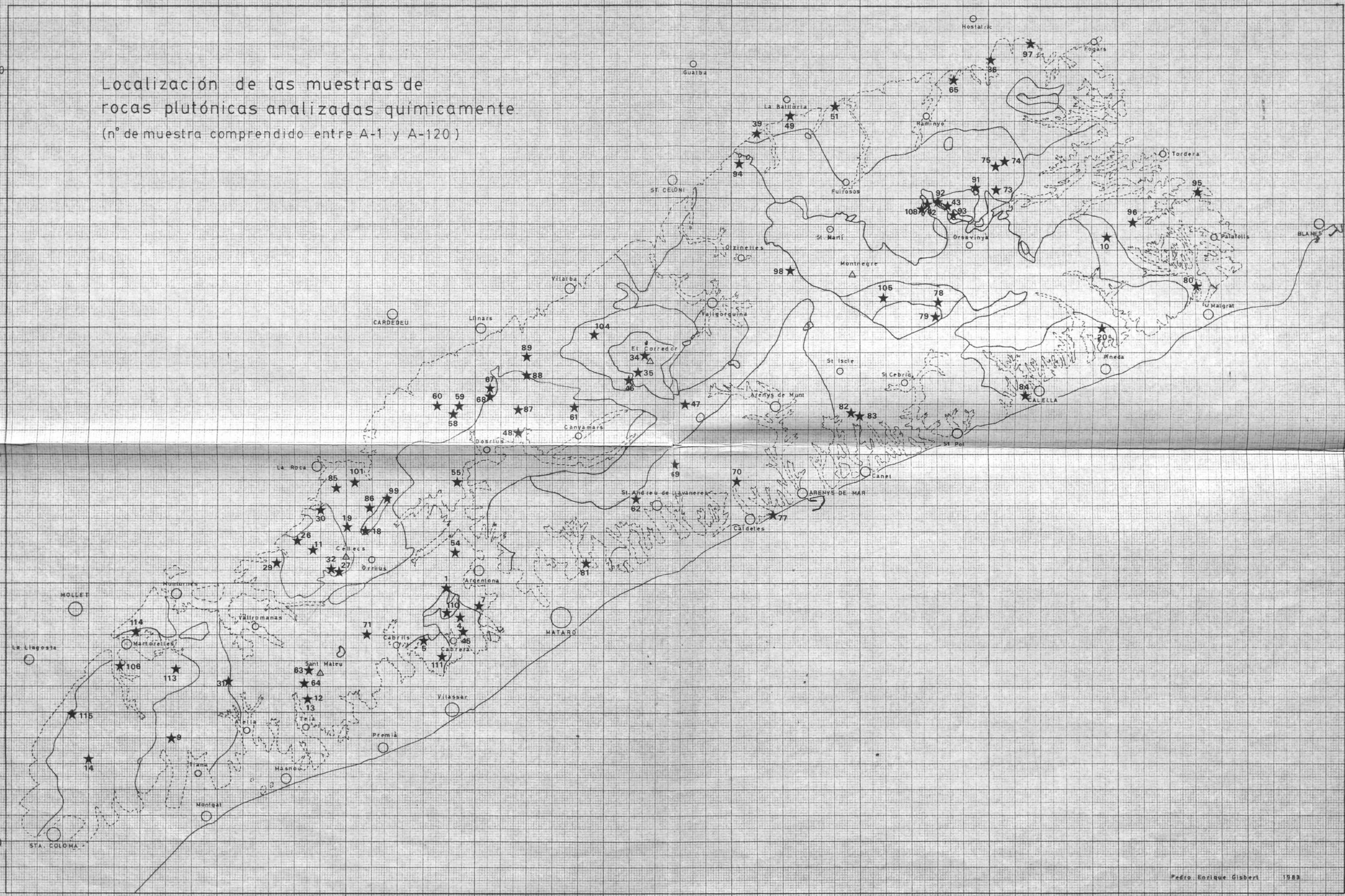
Mapa de situación de las muestras recogidas.

Escala 1:100.000

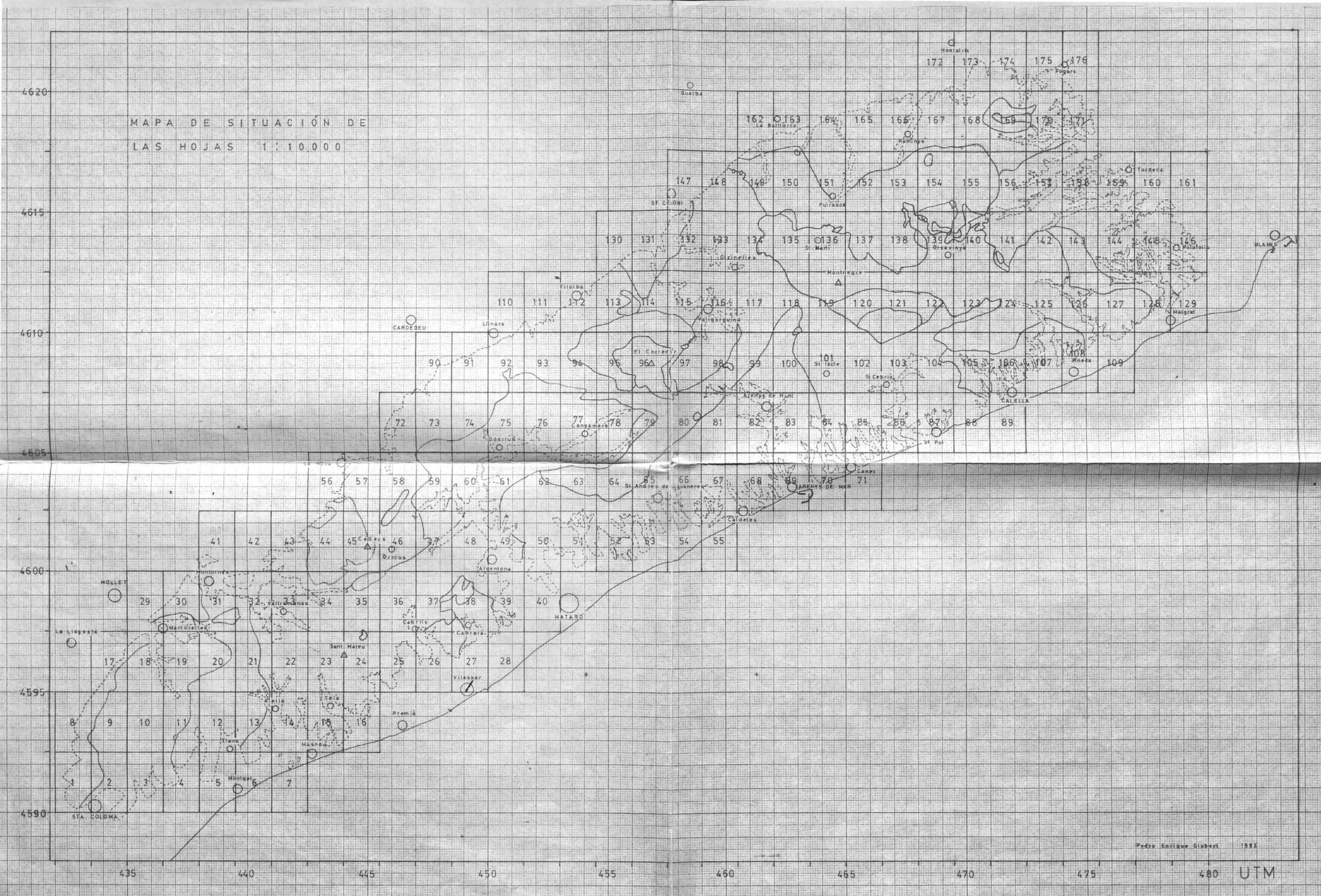
Pedro Enrique Gisbert 1983

Localización de las muestras de rocas plutónicas analizadas químicamente

(nº de muestra comprendido entre A-1 y A-120)



MAPA DE SITUACIÓN DE LAS HOJAS 1 : 10.000



Pedro Enrique Gisbert 1983