

Estudio geoelectrico de la depresión de La Selva (Girona)

J. POUS (*), LL. SOLÉ SUGRAÑES (**), P. BADIELLA (***)

* Departament de Geologia Dinàmica, Geofísica i Paleontologia. Universitat de Barcelona.
Zona Universitària de Pedralbes. 08028 Barcelona. Spain.

** Institut de Geologia Jaume Almera, CSIC. Martí Franquès s/n. 08028 Barcelona. Spain.

*** Roselló 20. 08029 Barcelona. Spain

RESUMEN

Mediante la interpretación de una campaña de sondeos eléctricos se caracterizan las resistividades del Neogeno de la depresión de La Selva así como su potencia. En general estas resistividades están comprendidas entre 10 y 30 ohm.m característicos, en general, de formaciones predominantemente arcillosas. La presencia de materiales arcósicos y de basaltos en el Plioceno se caracteriza por resistividades superiores. El mapa de isobatas del basamento resistivo paleozoico muestra la irregularidad del fondo de la cubeta, destacando zonas deprimidas con potencias de sedimentos neógenos de más de 300 m separadas por umbrales en los que el basamento está a muy poca profundidad.

Palabras clave: sondeos eléctricos, resistividades, depresión neógena, Catalunya.

ABSTRACT

La Selva is a Neogene small tectonic basin located between the Vallès-Penedès and Empordà basins in the northeastern part of the Catalanian Range. The resistivity of La Selva Neogene rocks has been characterized by vertical electrical soundings. Most of the resistivities range from 10 to 30 ohm.m and correspond to clay and silty rocks. Arkose beds and Pleistocene basalts can be identified by local high resistivities. The map of Neogene sediment thickness points out a very irregular fault pattern in the basin. Deep narrow troughs with more than 300 m of Neogene rocks lie between thresholds where the resistive basement comes up near the surface.

Key words: electrical soundings, resistivities, neogene basin, Catalunya.

1. INTRODUCCION

Con una extensión de 200 km² y una altura media de 150 m.s.n.m., la depresión de La Selva está ubicada en el extremo septentrional de los Catalánides. Se puede considerar como una continuación de la fosa del Vallés-Penedés, de la que no obstante, queda claramente separada por la sierra de Clarà. Morfológicamente constituye una unidad cerrada y bien definida, tanto desde el punto de vista geográfico como geológico. Se trata de una depresión del basamento paleozoico rellena de materiales neógenos.

El estudio geoelectrico que se presenta plantea la determinación de las resistividades de los distintos materiales, así como la potencia del relleno de la depresión. Para ello se ha realizado una nueva interpretación de la campaña de sondeos eléctricos verticales, con dispositivo Schlumberger, realizada por el M.O.P.U. en 1971 en el «Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental-Zona Norte». Las distancias máximas entre electrodos de corriente están comprendidas entre 600 y 1200 m. Se dispone también de la información litológica correspondiente a 2 sondeos de reconocimiento realizados en el mismo estudio (sondeos 333-8-21 y 333-7-4 de M.O.P.U. 1971), así como de la información procedente de varios pozos de carácter privado que existen en la zona. Entre ellos destacan los de la Urbanización Vallcanera que, con más de 250 m de profundidad, no alcanzan el sustrato granítico.

El presente trabajo inicialmente fue anterior (Pous 1983) a la publicación del mapa geológico 1:50.000 de IGME (hoja 333 Santa Coloma de Farners), en el cual se presenta un mapa de isobatas del sustrato de una parte de la depresión de la Selva a partir de la interpretación de sondeos eléctricos. La presente publicación, aparte de añadir información a dicho mapa, ya que también engloba las cubetas de Vidreres y Fornells-Cassà-Caldes, no incluidas en el del IGME, incorpora una solución diferente a la interpretación de algunos de los sondeos eléctricos. Especialmente, destaca la ausencia de los umbrales situados al Norte de Riudarenes y al Oeste de Caldes, que pueden ser contradictorios con los sondeos de reconocimiento citados.

2. SITUACION GEOLOGICA

La Selva forma una pequeña depresión o cubeta neógena, ubicada en el extremo septentrional de los Catalánides la cual sirve de nexo de unión entre las fosas neógenas del Vallés y del Empordà.

En la estructura de esta depresión, de forma casi cuadrangular (Fig. 1), se distinguen tanto las fracturas de dirección NE-SW paralelas a las fallas principales de las fosas del Vallès-Penedès, como los sistemas de fracturas de orientación básicamente NW-SE, que pueden considerarse como más características de la depresión del Empordà (Donville, 1976). El estudio geoelectrico pone de manifiesto la importancia de estas últimas fracturas en la delimitación de áreas relativamente deprimidas y levantadas dentro del conjunto de la cubeta.

Dentro del contexto regional, los accidentes más importantes de la depresión de la Selva constituyen su borde meridional, que es aproximadamente prolongación de la falla del Vallés oriental. También cabe destacar la falla que constituye el borde oriental de la depresión, la cual puede enlazarse hacia el norte con el accidente del Brugent.

Los aportes de la cuenca son el producto de la erosión de los bordes de la misma que presentan litologías distintas. En consecuencia, los sedimentos de relleno de la depresión tendrán características distintas en función de su procedencia.

BASAMENTO. El basamento de la depresión de la Selva lo constituyen en su mayor parte los materiales paleozoicos de los Catalánides, que en este sector están representados principalmente por rocas intrusivas ácidas (granitos y granodioritas) y filitas metamórficas. Estas últimas únicamente afloran en el borde septentrional de la depresión.

EOCENO. Junto a Girona puede observarse un pequeño afloramiento de la cobertera eocénica del Paleozoico, formada por un tramo basal de arcillas y margas rojas y un tramo superior de un centenar de metros de calizas y margocalizas con Nummulites.

NEOGENO. El relleno de la depresión está constituido por materiales neógenos sobre los que existe poca información, debido a que en su mayor parte se encuentran recubiertos por depósitos aluviales recientes. Entre los sedimentos neógenos predominan los materiales arcóscicos, derivados de la degradación de las rocas graníticas circundantes. Villalta y Palli (1973) citan en estas arcosas la presencia de *Dinotherium giganteum*, que demuestra su edad miocénica. Asimismo, indican la existencia de un paleorelieve fosilizado por materiales arcillosos pliocénicos. En Girona las arcosas miocénicas reposan directamente sobre las calizas eocénicas a una profundidad de unos 25 m bajo el nivel del río Onyar (M.O.P.U. 1971), poniendo de manifiesto que durante el Mioceno debió existir comunicación entre la Selva y el Empordà a través del estrecho de Girona.

Los materiales pliocenos se hallan bien representados por facies arcillosas lacustres en Palau Sacosta (Solé Sabarís, 1948). En el resto de la depresión estarían representados por sistemas coluviales coalescentes (del Plioceno y Cuaternario antiguo) cuya composición denota un origen muy proximal y local.

VOLCANISMO. En el borde de la depresión se encuentran diversos afloramientos puntuales de rocas volcánicas, del tipo basanitas y basaltos alcalinos. Los más importantes (Fig. 1) son los de Sant Corneli (chimenea volcánica con estructura columnar) y de Sant Dalmai (importante caldera de explosión). Los sondeos eléctricos manifiestan la existencia de pequeñas coladas que se expanden a partir de los núcleos de efusión y que se interestratifican entre los sedimentos pliocuaternarios. La edad de las basanitas en Sant Corneli es de unos 2.5 ma (Araña et al., 1983). Relacionados con este sistema volcánico existen diversas manifestaciones hidrotermales como las de Caldes de Malavella y Santa Coloma de Farners, que en algunos casos pueden provocar silicificaciones locales de las rocas.

3. METODOLOGIA

La campaña de sondeos eléctricos realizada por el M.O.P.U. (1971) no presenta la misma densidad de puntos en toda la depresión. Por ello, previamente se ha realizado una selección de los sondeos más representativos, habiéndose contrastado cada uno de éstos con los más próximos. De entre los seleccionados se

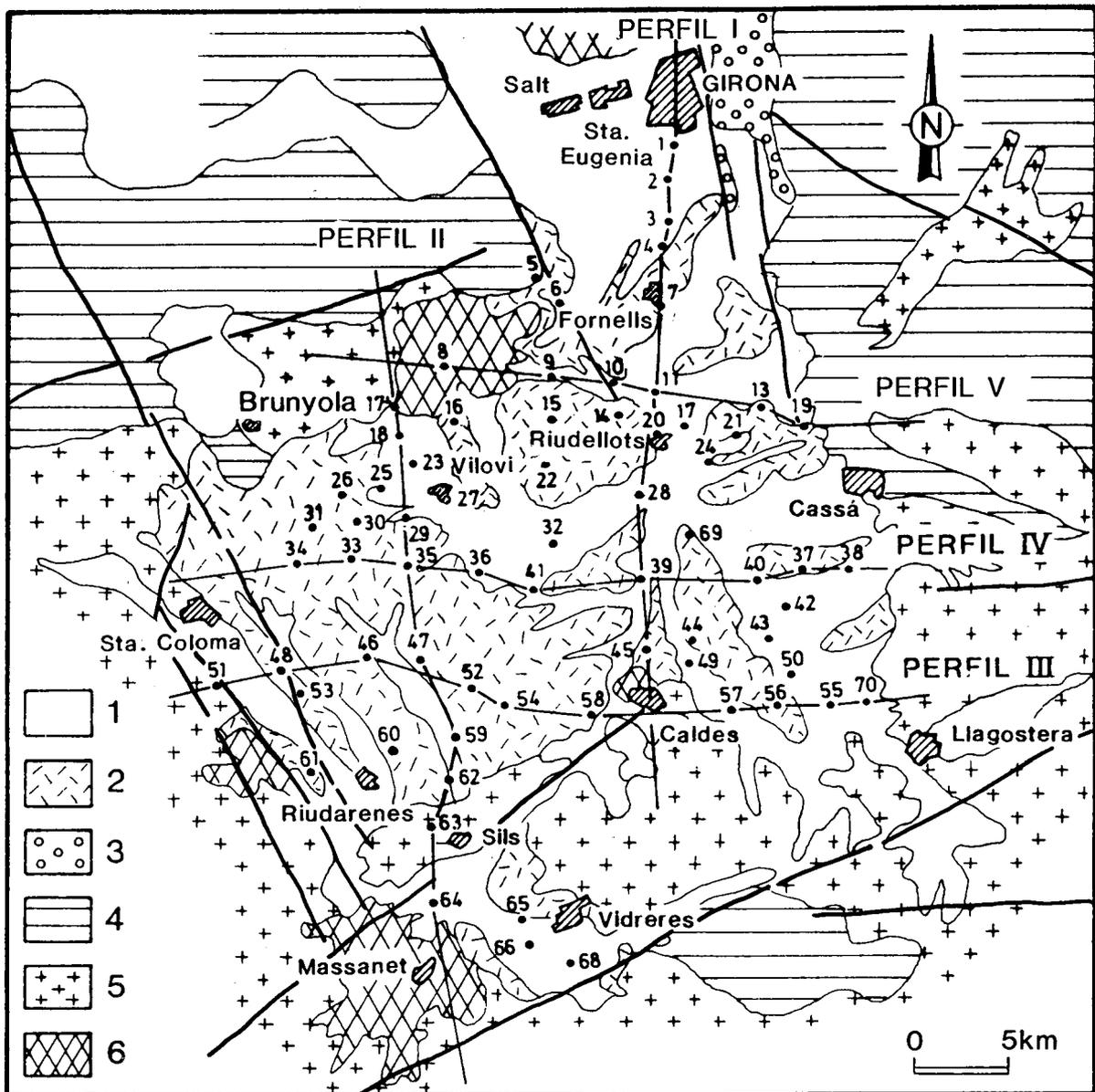


Figura 1.- Esquema geológico de La Selva y situación de sondeos eléctricos y perfiles. 1: Cuaternario aluvial y coluvial. 2: Mioceno-Plioceno indiferenciado. 3: Eoceno, calizas de Girona. 4: Paleozoico. 5: Granitos y granodioritas. 6: Basaltos. Líneas gruesas: principales fallas observadas.

Figure 1.- Geologic map and location of electrical soundings and profiles. 1: Aluvial and coluvial Quaternary. 2: Miocene-Pliocene. 3: Girona limestones, Eocene. 4: Paleozoic. 5: Granites and granodiorites. 6: Basalts. Broad lines: main observed faults.

han trazado cinco perfiles de distinta dirección atravesando la depresión. En total se han interpretado 70 sondeos eléctricos (Fig. 1).

La morfología de las curvas de resistividad aparente es, en términos generales, de tipo H (Keller et al. 1966) por lo que respecta al tramo correspondiente al Neógeno conductor y el basamento resistivo (Paleozoico o granítico). En algunos sondeos se presenta una

diferenciación del Neógeno en materiales más o menos detríticos (arcillas arenosas y/o conglomerados). En estos casos el comportamiento es del tipo KH. Un sondeo representativo es el SEV 35 (Fig. 2) y el SEV 36 con una capa superficial resistiva (cuaternario), de manera que aparece como SEV de tipo HKH. Las intercalaciones basálticas resistivas del Plioceno aparecen obviamente con tramos de tipo K. Como el SEV 12 que es de tipo KH (Fig. 3).

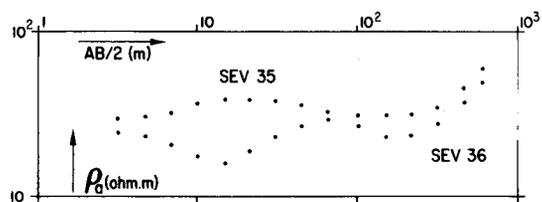


Figura 2.- Dos sondeos representativos. El SEV 35 es de tipo KH y el 36 de tipo HKH. El tramo H final corresponde al contacto entre el Neógeno conductor y el Paleozoico resistivo.

Figure 2.- Two typical apparent resistivity curves. VES 35 is of KH type and VES 36 of HKH. The last H parts of these curves correspond to the contact between the conductive Neogene and the resistive Palaeozoic.

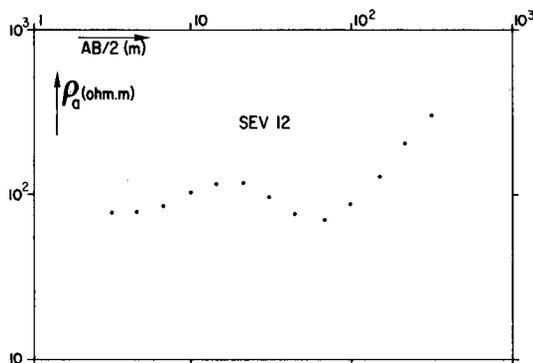


Figura 3.- SEV de tipo KH. El tramo K refleja una intercalación basáltica en el Plioceno.

Figure 3.- VES of type KH. The K portion of the curve represents a resistive basalt interlayered in the more conductive Pleistocene.

En la interpretación de cada SEV se han realizado las siguientes etapas:

1- Comparación del SEV con los más próximos a él. Esta primera correlación es imprescindible ya que de esta forma se advierten los rasgos morfológicos característicos del entorno del SEV. Existen determinados tipos de curvas en las que una intercalación puede pasar desapercibida según sea el contraste de resistividades y espesores con las capas contiguas. En cambio, puede suceder que el SEV esté próximo a otros en los que los contrastes permitan diferenciar la intercalación en cuestión con suficiente claridad.

Mediante este primer paso se fija en primera aproximación el tipo morfológico del SEV, compatible con la información suministrada por los sondeos mecánicos y la Geología, a la vez que queda realizada una primera selección de las equivalencias (principalmente respecto al número de capas). Supongamos por ejemplo los SEV's (a) y (b) de la Fig. 4. El primero puede confundirse con una curva de tipo HA. En cambio, el SEV (b) que está próximo a él, pone de manifiesto el desdoblamiento del tramo A en otro de tipo KH. Así pues, el SEV (a) será de tipo HKH y el (b) de tipo KHKH.

En otros casos esta primera identificación morfológica de las curvas permite restringir nuevamente el margen de variación de los cortes equivalentes. Nuestra experiencia con la generación de modelos equivalentes nos ha mostrado que para un determinado tipo morfológico de SEV, las posibles variaciones del modelo no son las mismas para todas las curvas del mismo tipo. Consideremos por ejemplo los SEV's (a) y (b), que están próximos (véase Fig. 5). El tramo final de ambas curvas es de tipo H, pero mientras la resis-

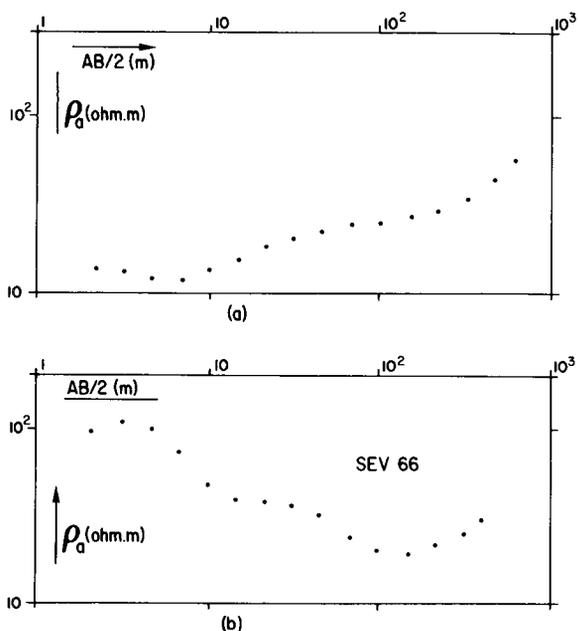


Figura 4.- Dos sondeos eléctricos próximos. De la morfología del (a) no está claro si se trata de curvas de tipo HA o HKH, en cambio el sondeo (b) pone de manifiesto que se trata de una curva de tipo HKH.

Figure 4.- Two close electrical soundings. The shape of (a) is not characteristic enough to distinguish between HA or HKH types, but (b) curve allows us to decide that it is a curve of HKH type.

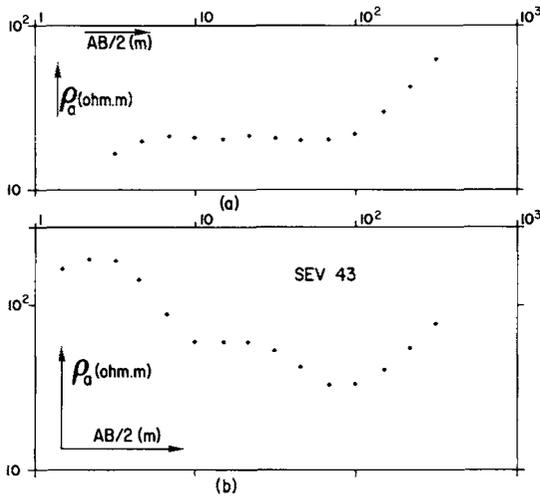


Figura 5.- Dos sondeos eléctricos próximos. El principio de equivalencia aplicado al tramo H del sondeo (b) permite un amplio margen de variación de la resistividad del Plioceno conductor. En el sondeo (a) en cambio, la resistividad queda bien definida.

Figure 5.- Two close electrical soundings. The ambiguity due to equivalence in the H part of the curves is higher in (b) than in (a).

tividad del conductor del SEV (b) puede variar de 10 a 25 $\text{ohm}\cdot\text{m}$ (o incluso más) con la correspondiente imprecisión en la profundidad del basamento, en cambio la del SEV (a) presenta un valor próximo a 18 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, con muy poco margen de variación. De esta forma en base a un criterio de correlación de sondeos próximos se limitan las posibles equivalencias.

2- Una vez realizada la identificación morfológica de las curvas de resistividad aparente, se ha procedido a una estimación del modelo inicial en base a los criterios del párrafo anterior y a la información proporcionada por los sondeos mecánicos. A continuación se han interpretado mediante el programa INVERSION (Pous, 1983).

Seguidamente se ha realizado una nueva correlación entre los sondeos interpretados. Los casos dispares se han interpretado de nuevo con distintos modelos iniciales, generalmente aumentando el número de capas.

3- A continuación se han obtenido los cortes geoelectrónicos equivalentes a cada solución mediante el programa EQUIVAL (Pous, 1983). Las equivalencias máximas corresponden a un error puntual máximo de 4%.

4- Finalmente la interpretación final de cada SEV se ha obtenido mediante una nueva correlación de todas las equivalencias, compatibles con los sondeos

de reconocimiento y pozos existentes en la zona, lo que ha permitido la elaboración de los perfiles representados en las figuras 6 a 10. Las alturas están referidas al nivel del mar.

4 RESULTADOS

En general el Neógeno (Mioceno-Plioceno) queda bien definido por resistividades comprendidas entre 30 y 10 ($\text{ohm}\cdot\text{m}$), correspondientes en términos medios a formaciones arcillosas con más o menos contenido arenoso respectivamente (el contenido en arena aumenta la resistividad).

Al norte de Caldas queda diferenciada una zona donde la resistividad del Neogeno tiene valores superiores, como en el SEV 45 del perfil I, que presenta una resistividad de 100 $\text{ohm}\cdot\text{m}$. La comparación con un pozo existente en la zona pone de manifiesto que se trata de arcosas silicificadas.

Se detecta claramente, la presencia de los basaltos pliocenos de S. Dalmai (perfiles II y V) y de Massanet (perfil II). Las resistividades de estos basaltos son variables y en general presentan valores superiores a 100 $\text{ohm}\cdot\text{m}$.

El sustrato resistivo sólo queda definido por cotas inferiores de su resistividad, debido a que las curvas de resistividad aparente no llegan a alcanzar su tendencia asintótica final. En general esta cota es del orden de 400 $\text{ohm}\cdot\text{m}$. En la mitad meridional de la Depresión, el sustrato es granítico, como se ha evidenciado en los sondeos y pozos existentes.

Las isobatas del sustrato (Fig. 11) muestran la irregularidad y complejidad del fondo de la cubeta. Se destacan pequeñas zonas deprimidas en las que se acumulan espesores de cierta consideración de sedimentos neógenos, separadas por umbrales en los que el basamento se halla a muy poca profundidad. El área central de la Depresión queda reflejada en el perfil IV.

Entre las estructuras más representativas cabe destacar la cubeta de Santa Coloma-Riudarenes (perfil III y Fig. 11) en el margen occidental de la Depresión, en la que pueden llegar a acumularse unos 300 m de sedimentos neógenos. Esta interpretación es una solución diferente a la indicada en el mapa de isobatas del mapa geológico del IGME y está más de acuerdo con la información de los pozos de la urbanización de Vallcanera (que no alcanzan granito a cotas de 150 m por debajo del nivel del mar) y con el sondeo de reconocimiento de Santa Coloma (sondeo 333-7-4), que a 55 m por debajo del nivel del mar no alcanzó el zócalo de la Depresión (véase informe M.O.P.U. 1971).

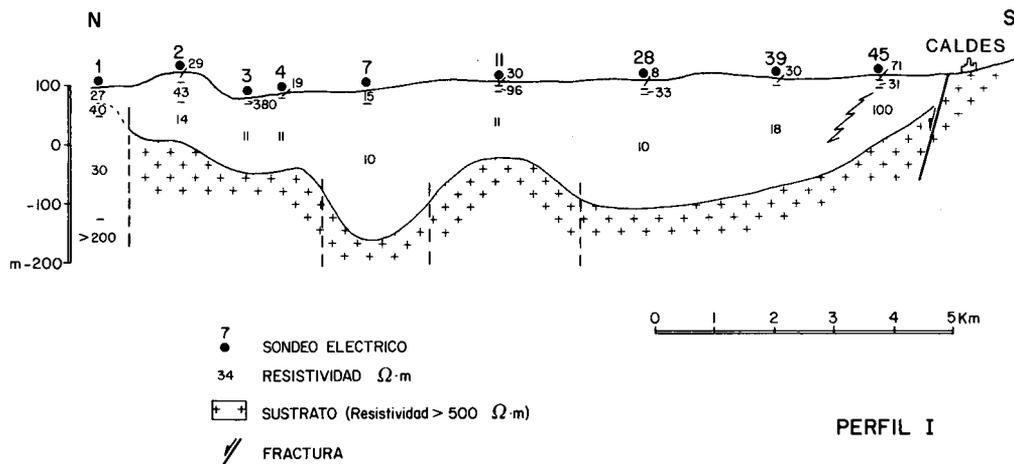


Figura 6.

Figure 6.

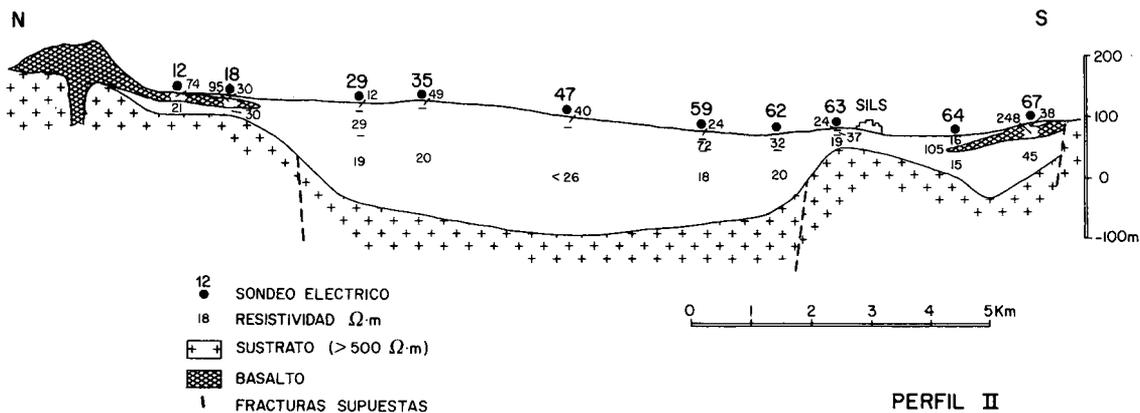


Figura 7.

Figure 7.

Asimismo, cabe destacar en la parte central de la Depresión de la Selva, una estructura hundida, alargada de norte a sur, entre Fornells i Riudellots, en la que se alcanzan espesores del orden de 175 m de sedimentos neógenos. Entre Viloví y Riudarenes se perfila un umbral que separa estas dos estructuras hundidas más importantes, donde el basamento está recubierto por menos de 60 m de sedimentos recientes.

En algunos sectores de la Depresión se perfilan algunas pequeñas cubetas marginales, como las de Vidreres o Caldes, en los que el basamento puede

hundirse hasta cerca de los 100 m. Entre estas estructuras irregulares más hundidas existen pequeños umbrales como al NE de Caldes o en Riudellots en los que el basamento de la Depresión prácticamente se encuentra a nivel superficial.

En el mapa Geológico del IGME, al oeste de Caldes aparece un nuevo umbral que en nuestra interpretación no resulta probable, más aún considerando el sondeo de reconocimiento 333-8-21 del estudio del M.O.P.U. 1971, que toca granito alterado a 105 m por debajo del nivel del mar.

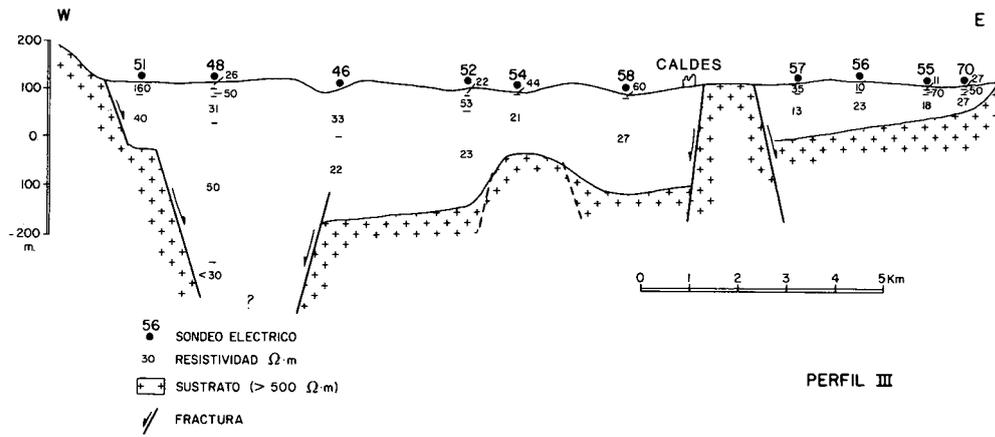


Figura 8.

Figure 8.

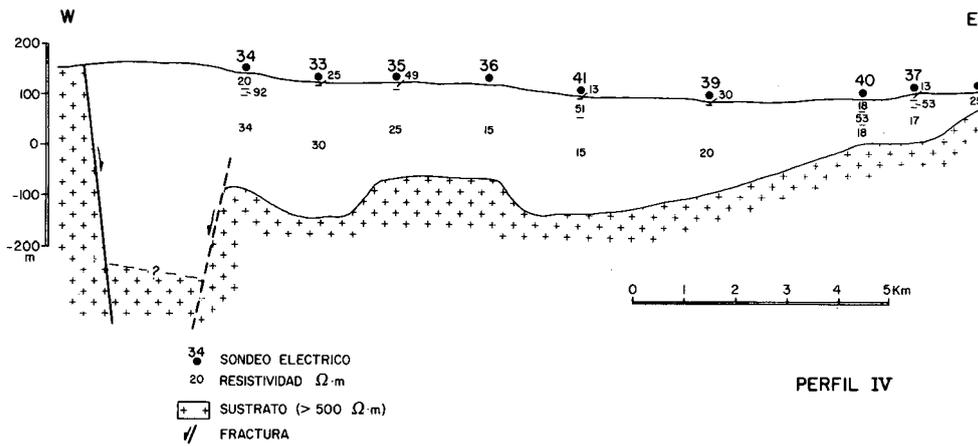


Figura 9.

Figure 9.

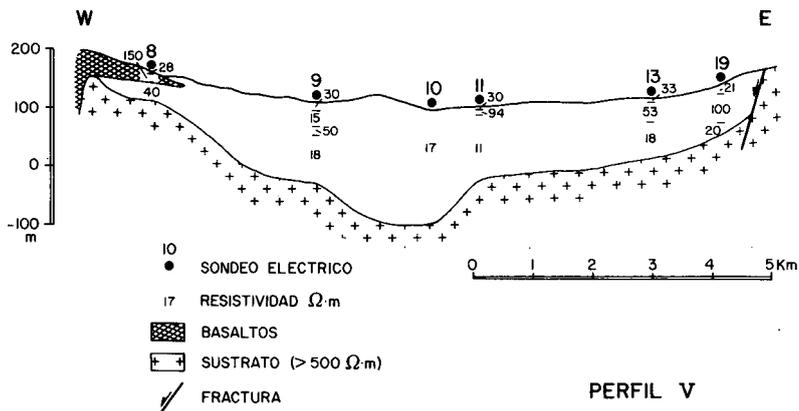


Figura 10.

Figure 10.

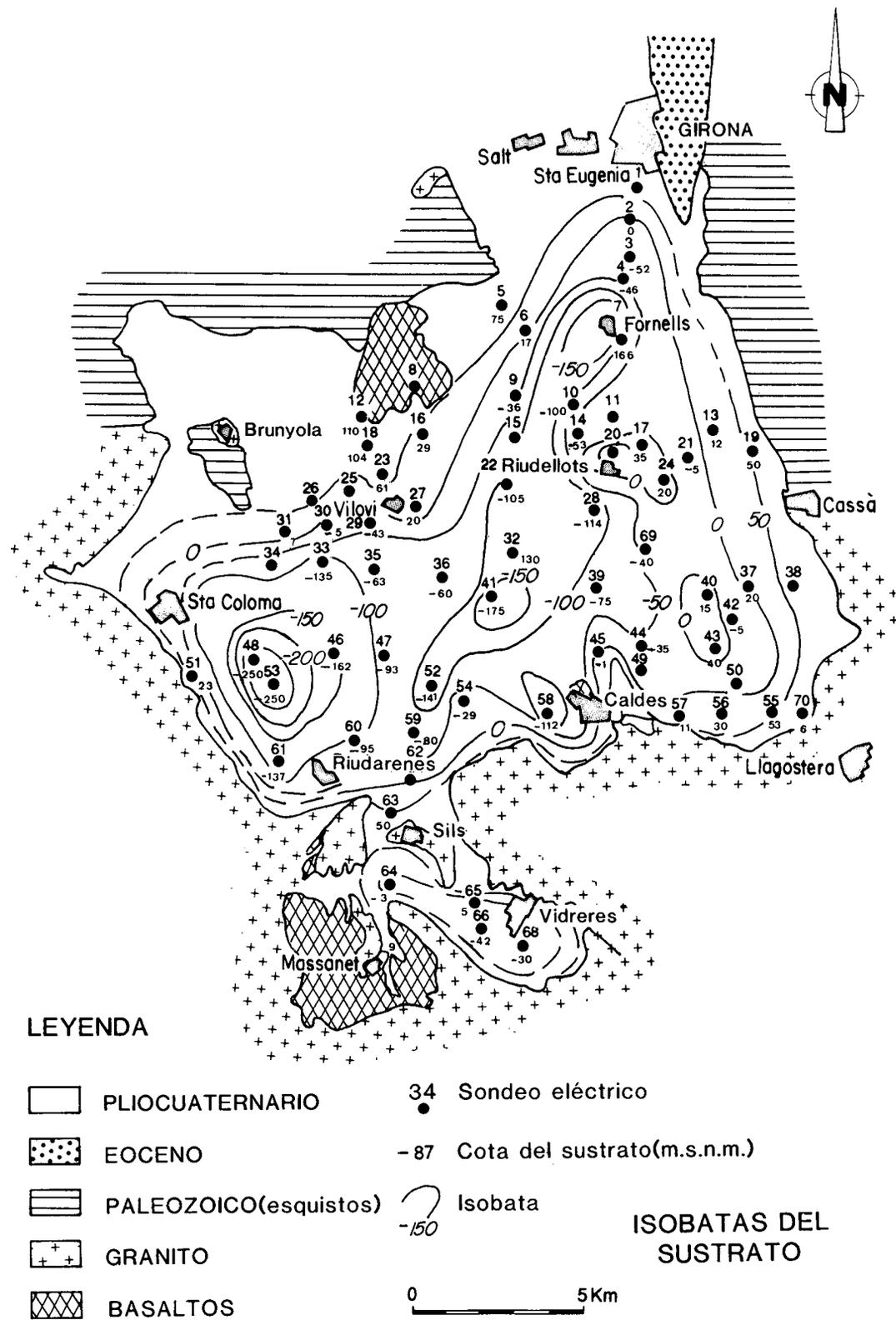


Figura 11.- Mapa de isobatas.

Figure 11.- Isobath map.

Esta irregularidad en la distribución de espesores de los materiales neógenos en parte es debida a la individualización de pequeñas cuencas delimitadas por fracturas que se entrecortan en un sistema casi ortogonal, pero en parte también puede ser debida a la existencia de un importante paleorelieve fosilizado por la sedimentación neógena. Los datos aportados por los sondeos eléctricos no permiten distinguir en cada caso el papel desempeñado por la erosión y la actividad tectónica.

Por su linealidad así como por su fuerte inclinación el borde occidental (Santa Coloma) y el meridional (Riudarenes - Caldes) parecen netamente definidos por fallas normales. Sin embargo, tanto el resto de los límites de la depresión como los umbrales relativos de Viloví y Riudellots, parecen configurados por la existencia de un relieve previo, que aseguraría a través del estrecho de Girona la comunicación entre la Selva y el Empordà durante el Neógeno.

Algunas de las fracturas más notables a nivel regional, como la falla ENE-WSW del Tordera, cuya prolongación debería constituir el borde meridional de la Selva y sobre la que se hallan los núcleos volcánicos de Hostalric y Masanet, o como puede ser la fractura del estrecho de Girona, no presentan una resolución geofísica bien definida. Todo parece indicar que el relleno de la depresión de la Selva no se inició al pie de estas fracturas tal como sucedió en el Vallés y en el Empordà. El basamento más profundo en la Selva se encuentra actualmente a más de 2000 m por encima del nivel medio del basamento en el Vallés Oriental (Anadón et al., 1979), por lo que la sedimentación miocena en La Selva, de aceptarse tasas de sedimentación y subsidencia semejantes, podría haberse iniciado más tardíamente que en el Vallés. Probablemente la erosión degradó los escarpes de las fracturas marginales antes de que se produjese la acumulación de capas extensas de sedimentos, por esta razón los escarpes morfológicos de las fracturas más externas de la depresión son difíciles de identificar.

Las pequeñas cubetas más hundidas habrían sido individualizadas por fracturas de ámbito más local y probablemente más tardías, del mismo tipo de las que estructuran el basamento del Vallés - Penedés y del Empordà.

REFERENCIAS

- ANADÓN, P., COLOMBO, F., ESTEBAN, M., MARZO, M., ROBLES, S., SANTANACH, P. y SOLÉ SUGRAÑES, L., 1979: Evolución tectonostratigráfica de los catalánides. *Acta Geológica Hispanica* 14: 242-270.
- ARAÑA, V., APARICIO, A., MARTÍN ESCORZA, C., GARCÍA CACHO, L., ORTIZ, R., VAQUER, R., BARBIERI, F., FERRARA, G., ALBERT, J., GASSIOT, X., 1983: El volcanismo neógeno cuaternario de Catalunya, caracteres estructurales, petrológicos y geodinámicos. *Acta Geológica Hispanica* 18 (1): 1-17.
- DONVILLE, B., 1976: Géologie néogène de la Catalogne Oriental. *Bull. B.R.G.M.*, IV,3: 177 - 210.
- KELLER G.V. y F.C. FRISCHNECHT, 1966: *Electrical methods in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press, pp 517.
- IGME, *Mapa Geológico* 1:50.000, hoja 333 Santa Coloma de Farners.
- M.O.P.U., 1971: *Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental*. Dirección General de Obras Hidráulicas.
- POUS J. 1983 *Aplicaciones de la inversión generalizada a la interpretación de sondeos geoeléctricos*. Tesis doctoral, Universidad de Barcelona.
- SOLÉ SABARÍS, L., 1948, Observaciones sobre el Plioceno de la comarca de La Selva (Gerona). *Estudios Geológicos* 8: 287-307.
- VILLALTA, J.F. y PALLI, L., 1973, Presencia del mioceno continental bajo el cauce del río Oñar en Gerona. *Acta Geológica Hispanica* 8 (3): 109-110.