

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**HIDROGEOLOGIA REGIONAL DE LA CUENCA DEL
RIO JARAMA EN LOS ALREDEDORES DE MADRID**

por

C. F. López Vera

TOMO 91 — MADRID 1977

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

I. S. B. N. 84 - 500 - 2091 - 3

Depósito Legal: M - 22.413 - 1977

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléfono 259 57 55 - Madrid-16

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA



ÍNDICE

	Págs.
Prólogo	7
Agradecimientos	13
1. Introducción	15

PRIMERA PARTE

EL MEDIO GEOLOGICO

2. Soporte físico de los procesos hidrogeológicos	27
3. Condicionantes morfotectónicos y geodinámicos	51

SEGUNDA PARTE

HIDROGEOLOGIA

4. Características geométricas de las distintas unidades hidrogeológicas	81
5. Parámetros hidráulicos	95
6. Funcionamiento hidráulico	145
7. Calidad de las aguas subterráneas	175
8. Consideraciones sobre la prospección, explotación y administración de estos acuíferos	197
Bibliografía	213
Índice general	221
Índice de figuras y planos	225

PROLOGO

En esta Memoria del Instituto Geológico y Minero de España se publica, con ligeros retoques, la tesis doctoral que C. F. LOPEZ VERA defendió recientemente en la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid. Por varias razones, que trataré de exponer brevemente, hacer la presentación de este trabajo constituye para mí motivo de especial satisfacción.

En los últimos tiempos, se ha experimentado en todo el mundo un considerable aumento en la demanda de agua para usos urbanos, agrícolas e industriales; más recientemente, también, para los usos recreativos o ecológicos. Con frecuencia, hasta hace muy pocos años y en gran parte de los países, para atender esa creciente demanda hídrica los planificadores de la política hidráulica solían considerar preferentemente —o exclusivamente— los proyectos hidráulicos consistentes en la captación y conducción de aguas superficiales, haciendo caso omiso de la posibilidad de atender esa necesidad hídrica mediante la captación de aguas subterráneas o de la utilización conjunta de aguas superficiales y subterráneas. Esta actitud mental de algunos planificadores fue definida por el Dr. RAYMOND L. NACE, del U. S. Geological Survey, con el nombre de Hidroesquizofrenia.

No es momento ahora de recordar las causas de la hidroesquizofrenia española y los posibles remedios para curarla. Sobre ello he escrito de

modo muy concreto en otras ocasiones (*); a esos artículos remito al lector interesado. Solamente me referiré a una de las causas de la hidroesquizofrenia española, muy directamente relacionada con la tesis doctoral de LOPEZ VERA.

Se trata del papel importante que los «fracasos» en los intentos de explotación de las aguas subterráneas almacenadas en los materiales del Terciario y Cuaternario de las proximidades de Madrid han desempeñado en el relativo «desprestigio» que, en general, tienen las aguas subterráneas ante los directivos de los organismos pertinentes de la centralista Administración española. Como ejemplo representativo de ese centralismo cabe recordar que, hasta después de la guerra civil española, únicamente la Universidad de Madrid —no en balde llamada entonces Universidad Central— estaba capacitada para juzgar tesis doctorales y que sólo en Madrid había Escuelas Técnicas Superiores de Ingenieros Agrónomos, de Caminos y de Minas, y es claro que de estas Escuelas es de donde procedían —y proceden— casi todos los ingenieros relacionados con la tecnología de los recursos hidráulicos.

Tales «fracasos» se debieron principalmente a que estos acuíferos —de naturaleza compleja y, en general, de permeabilidad moderada o baja— exigían para su correcta explotación unos conocimientos hidrogeológicos bastante avanzados y también el empleo de una tecnología depurada en la construcción de los pozos de captación. Y estas dos condiciones rara vez se dieron hasta fechas muy recientes. Si la capital de España, sosteníamos en uno de los artículos aludidos, hubiera estado en Barcelona o en Valencia, la hidroesquizofrenia española habría sido menor, pues alrededor de ambas ciudades existen acuíferos «agradecidos» que, en ambas regiones, hacen que la captación de aguas subterráneas sea un técnica profusamente utilizada desde hace más de un siglo.

(*) A) LLAMAS, M. R. (1974).—«Motivaciones Extraeconómicas en la Explotación de Aguas Subterráneas: La Hidroesquizofrenia». *Agua*, núm. 82, pp. 26-36. Barcelona. Este artículo ha sido reproducido íntegramente en las publicaciones siguientes:

a) *Groundwater*, vol. 13, núm. 3, pp. 296-300. Columbus, Ohio.
b) *Bulletin 75-206 du Service Géologique National*, pp. 1-5, 1975. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. París.

B) LLAMAS, M. R. (1975).—«Hacia una Política Hidráulica sin Hidroesquizofrenia». *Actas de la I Conferencia Nacional de Hidrología General y Aplicada*. Noviembre 1974. Zaragoza. Este artículo ha sido reproducido también en las siguientes publicaciones:

a) *Boletín Geológico y Minero*, núm. 86-I, 1975, pp. 93-98. Madrid.
b) *Prevención y Contaminación*, núm. 37, vol. IV, 1975, pp. 7-12. Madrid.
c) *Bulletin du Service Géologique National*, pp. 6-11, 1975. Bureau de Recherches Géologiques et Minières. París.

No obstante, como en esta Memoria recuerda y confirma LOPEZ VERA, algunos trabajos recientes han puesto de manifiesto la posibilidad de resolver la demanda de agua de núcleos urbanos periféricos y de zonas industriales próximas a Madrid mediante la captación de aguas subterráneas; y ello de modo más económico que con soluciones clásicas a base de aguas superficiales.

Las circunstancias descritas nos llevaron a plantear, dentro de la Sección de Investigación de Recursos Hidráulicos del Instituto Lucas Mallada, un amplio programa de investigación científica sobre el origen, localización, movimiento, calidad y posibilidades de explotación de las aguas subterráneas de la Fosa tectónica del Tajo. Este programa interdisciplinar, en el que trabajan geólogos, ingenieros de caminos y físicos, comprende varios proyectos o subprogramas cuya descripción detallada sería excesivamente larga. Solamente mencionaré aquellos que están actualmente terminados o en fase avanzada de realización: cinco tesis doctorales de hidrogeología regional, que cubren desde la cuenca del río Alberche a la del río Henares; un estudio sobre la contaminación de las aguas subterráneas por los vertederos de residuos sólidos del Área Metropolitana de Madrid; un análisis estadístico de las características tecnológicas de los pozos del Terciario detrítico del Tajo; una tesis doctoral sobre la interpretación de los ensayos de bombeo en sistemas acuíferos heterogéneos y anisótropos; una tesis doctoral sobre el análisis, mediante modelos digitales, de la influencia de los factores litológicos y topográficos en el flujo de las aguas subterráneas del Terciario del Tajo, y, finalmente, un ambicioso proyecto sobre la utilización de un modelo digital multicapa que permita simular la incidencia de la extracción actual y futura de aguas subterráneas. La realización de estos proyectos está siendo posible gracias a:

1.) La firma de convenios de investigación con la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras y con el Servicio Geológico de Obras Públicas.

2.) Una subvención de la Comisión Asesora de Investigación Científica y Tecnológica.

3.) Varias becas del Fondo para la Formación de Personal Investigador y del Colegio de Ingenieros de Caminos.

Pues bien, la primera tesis finalizada dentro del programa de investigación descrito ha sido la de LOPEZ VERA. Se espera que, antes de que finalice el presente año, habrán sido defendidas las tesis regionales correspondientes a las cuencas de los ríos Henares, Manzanares y Guadarrama. Esto supondría una contribución científica muy importante, no

sólo para para el conocimiento de las aguas subterráneas de la Fosa del Tajo, sino para extrapolar metodologías y resultados a las cuencas terciarias españolas de características similares, que suponen, como en otra ocasión hemos dicho, la cuarta parte del solar hispano con terrenos acuíferos.

No voy a pretender ahora poner de manifiesto todos los méritos que encierra la tesis de LOPEZ VERA. El propio lector se percatará de la mayor parte de ellos. No me parece, sin embargo, inútil, hacer referencia a algunos aspectos relevantes que quizá podrían pasar desapercibidos. El primero es poner de manifiesto que la tesis de LOPEZ VERA es la primera tesis española que versa sobre la hidrogeología regional de una cuenca terciaria continental; el autor ha tenido, pues, que enfrentarse con las características de especial complejidad que presenta el flujo en estos sistemas acuíferos de gran espesor y de naturaleza heterogénea y anisótropa. Para ello ha tenido que hacer, en primer lugar, un análisis muy detallado de la Geología, Sedimentología y Geomorfología de la zona; después, en este marco litológico-estructural, ha encajado los datos disponibles sobre los niveles piezométricos y sobre las características físico-químicas de las aguas; finalmente, ha interpretado todos estos datos a la luz del moderno concepto de sistemas de flujos regional, intermedio y local propugnados en los últimos lustros por distintos científicos, especialmente por un grupo de hidrogeólogos canadienses (TOTH, MAYBOOM, FREEZE, etc.).

El resultado de las miles de horas de trabajo invertidas por LOPEZ VERA en la realización de su tesis, no sólo ha servido para trazar una buena metodología para la realización de las demás tesis de hidrogeología regional y para contribuir significativamente al conocimiento de movimiento del flujo de las aguas en nuestras grandes cuencas terciarias continentales, sino que ha tenido también —y esto me parece asimismo importante— un gran interés práctico, pues ha proporcionado datos que pueden permitir ubicar los futuros pozos —y definir sus características tecnológicas— con una probabilidad de éxito mucho mayor.

Lo anteriormente expuesto explica el que la tesis de LOPEZ VERA fuera galardonada, en enero de 1976, por la Fundación Universidad-Empresa con la concesión del premio «A la mejor Tesis Doctoral leída en la Universidad Complutense con posterioridad al 1 de octubre de 1973, y cuyo tema de investigación revista especial interés en el ámbito empresarial». Si se tiene en cuenta que el número de tesis leídas en la Universidad Complutense en ese periodo de tiempo es, sin duda, superior a 800, queda más claramente de manifiesto el valor de esta tesis, que, con muy buen acierto, ya había decidido publicar en sus Memorias el Instituto Geológico y Minero de España antes de que la tesis fuera premiada.

Pienso que el premio de la Fundación Universidad-Empresa no sólo debe ser motivo de satisfacción para LOPEZ VERA —y para todos los que integramos el equipo de investigación mencionado en los párrafos anteriores—, sino también para todos los que nos dedicamos, de un modo u otro, a la Hidrogeología. En efecto, ese premio supone un reconocimiento público del notable interés socioeconómico que la investigación hidrogeológica tiene para nuestro país; además, constituye un testimonio claro de que la investigación científica española en el área de la Hidrogeología está alcanzando una notable madurez.

Madrid, abril de 1976.

MANUEL RAMON LLAMAS

AGRADECIMIENTOS

El estudio de la Hidrogeología Regional de la Cuenca del Río Jarama en los alrededores de Madrid forma parte de un proyecto de investigación más amplio que se realiza en el Departamento de Geomorfología y Geotectónica de la Facultad de Ciencias Geológicas y en la Sección de Investigación de Recursos Hidráulicos del Instituto Lucas Mallada (C. S. I. C.), bajo la dirección del Prof. LLAMAS, a quien queremos mostrar en primer lugar nuestro reconocimiento por su dirección, así como agradecerle el honor que nos ha dispensado al prologar este trabajo.

Nuestro estudio se ha fundamentado principalmente en el análisis de casi un millar de «puntos de agua», cuya recopilación e inventario no habría sido posible sin la desinteresada colaboración de las empresas y organismos siguientes: Agua y Suelo, S. A.; A. U. X. I. N. I.; Div. de Aguas Subterráneas del I. G. M. E.; Div. de Aguas Subterráneas del IRYDA; Ibérica de Sondeos, S. A.; Kronsa; Rodio; Sección de Hidrogeología de I. N. T. E. C. S. A.; Sondax, S. A.; Tecnhydros, S. A.; Vigarada, S. A., y Xartó, S. A.

Los Profs. VILAS y ARCHE, del Departamento de Estratigrafía de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense, sugirieron numerosas ideas sobre la estratigrafía y medio sedimentario. Y a D. JESUS GARCIA CUENCA y D. CARLOS LUNAR, que me ayudaron en la elaboración de la hidrología y en la estadística, respectivamente.

Damos las gracias al Dr. SAHUQUILLO, de la Sección de Estudios Hidrogeológicos del S. G. O. P., por la ayuda prestada por ese organismo, así como al Dr. LOPEZ-CAMACHO, que nos aportó valiosas ideas, fruto de su gran conocimiento sobre el tema.

Al Director General de Minas e Industrias de la Construcción, D. JOSE SIERRA LOPEZ, y al Director del Instituto Geológico y Minero de España, D. PEDRO FONTANILLA SORIANO, por la acogida que han dado a nuestro trabajo y las facilidades que han puesto a nuestra disposición para su publicación.

También quiero expresar mi agradecimiento a mi compañero D. LUIS REBOLLO, que me ha ayudado en la tediosa tarea de corrección de pruebas, y a los amigos, compañeros y todas aquellas personas que me han facilitado la terminación de este trabajo; y de manera muy especial a mi mujer, CHARO, por su colaboración y aliento.

1 INTRODUCCION

1.1 SITUACION GEOGRAFICA, GEOLOGICA Y LIMITES DE LA ZONA ESTUDIADA

El río Jarama es el afluente más importante del Tajo, y su cuenca, la más extensa. Pero, sin duda, el hecho que confiere más importancia a la cuenca del Jarama es que en ella se asienta parte de la ciudad de Madrid, con la aglomeración demográfica e industrial que supone.

El aprovechamiento de las aguas de esta zona constituye, desde antiguo, la principal fuente de recursos hídricos de la capital de España. En efecto, la explotación de sus recursos se ha realizado de diversas maneras. En un principio, según OLIVER ASSIN (1958), se utilizaron los recursos subterráneos por medio de manantiales; posteriormente, bajo la dominación musulmana, mediante captaciones denominadas «Mayrat», hasta 1858, en que el abastecimiento se efectúa mediante embalses y canales de conducción desde la parte alta de esta subcuenca (LLAMAS, 1975). En la última década se ha vuelto a poner sobre el tapete el problema de la explotación de los recursos subterráneos, mediante pozos.

Geológicamente, la subcuenca del río Jarama se desarrolla en su parte alta sobre materiales ígneos y metamórficos, mientras que en su parte baja se instala sobre materiales sedimentarios, detríticos y químicos.

Son estos materiales —cuya morfología da origen a la altiplanicie Carpetana y al Páramo de la Alcarria— los que presentan un mayor interés hidrogeológico, con vistas a la utilización de los recursos hídricos sub-



SITUACION GEOGRAFICA



ZONA ESTUDIADA

509 N° HOJA TOPOGRAFICA E=1:50.000

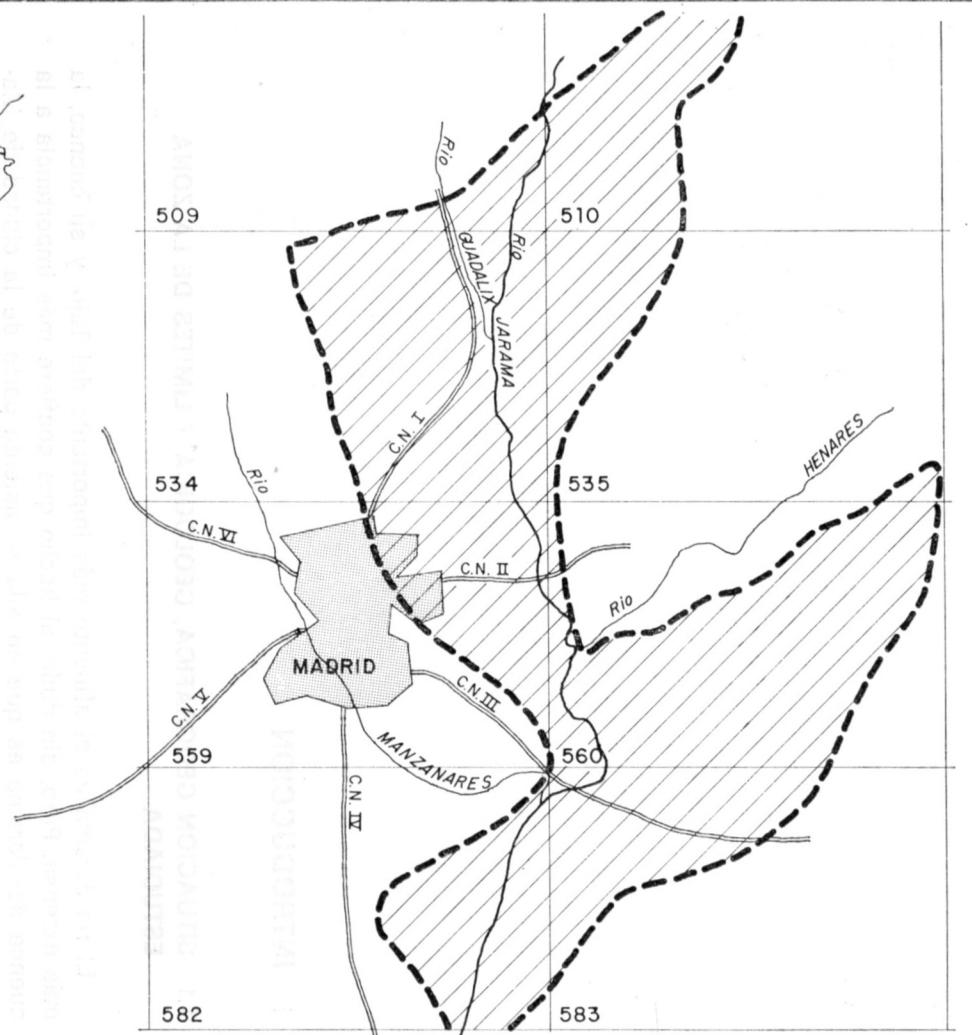
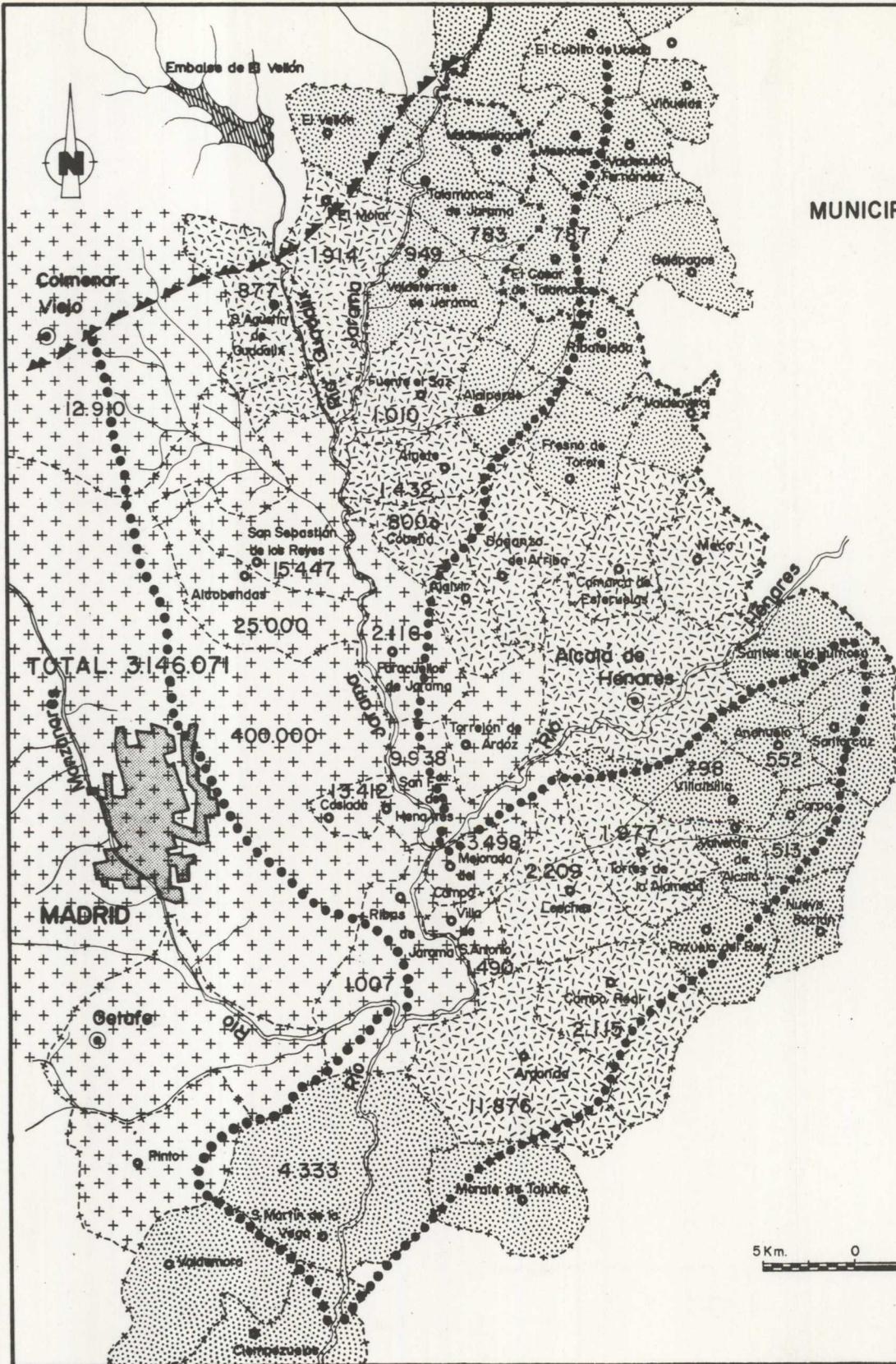


Figura 1-1



MUNICIPIOS DE LA ZONA ESTUDIADA

LEYENDA

AREA METROPOLITANA

ZONA DE INFLUENCIA DE MADRID

ZONA NO INFLUIDA
POR MADRID

DISTRIBUCION DE LA POBLACION
SEGUN CENSO 1970

SIN DATOS LOS MUNICIPIOS CON
MENOS DE 500 HABITANTES

● ● ● DIVISORIA HIDROGRAFICA

▲ ▲ CONTACTO POR FALLA
CON SISTEMA CENTRAL

+ - + - + LIMITE TERMINO MUNICIPAL

+-+--+ LIMITE TERMINO PROVIN

Fig. 1-2

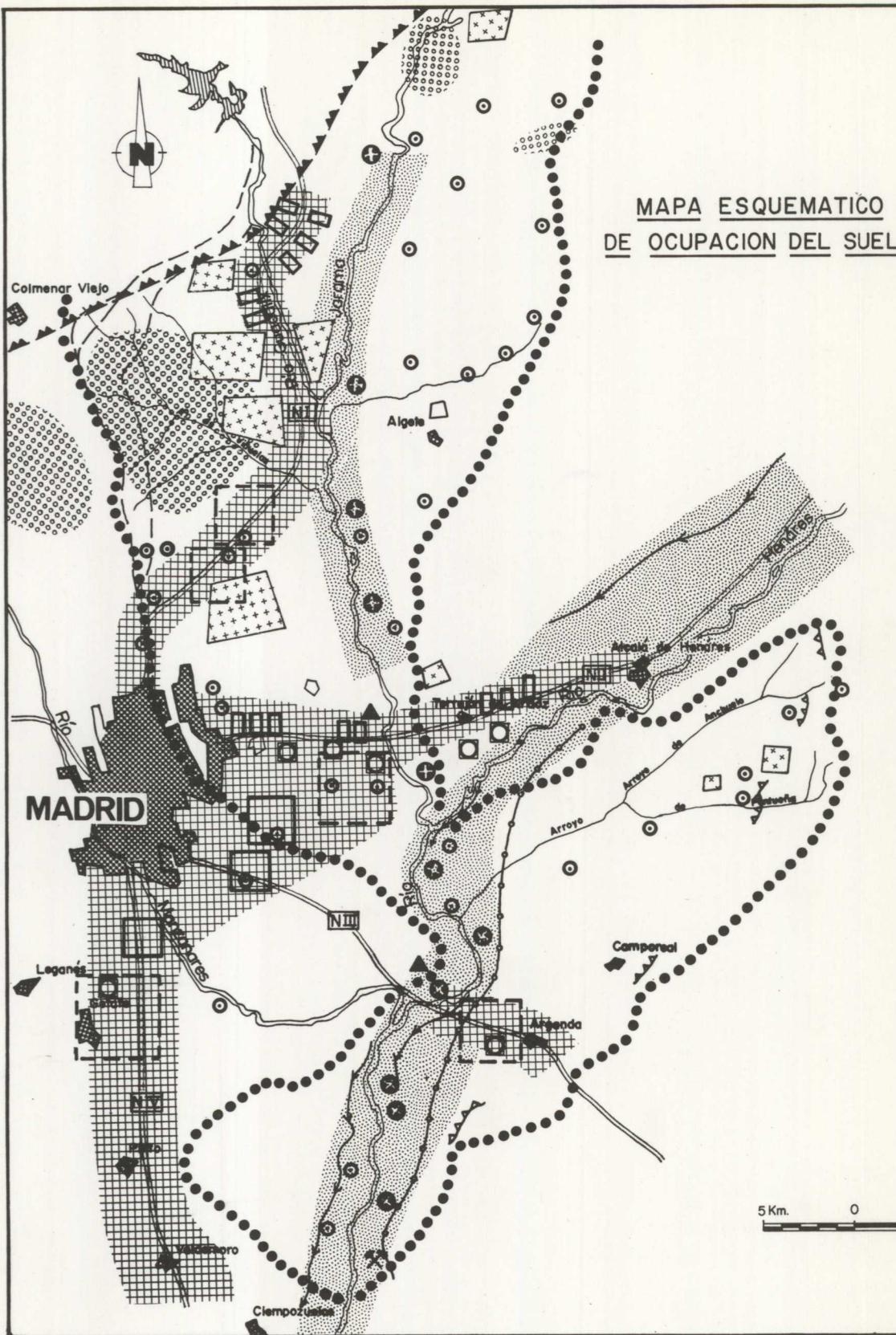


Fig. 1-3

terráneos, en contraste con el recio macizo elevado a que dan lugar los materiales ígneos y metamórficos.

Los límites de la zona que hemos estudiado (fig. 1.1) son las divisorias hidrográficas de esta subcuenca y, al norte, el límite morfotectónico que pone en contacto estos materiales sedimentarios con los de la Sierra de Guadarrama.

1.2 DEMANDA DE AGUA Y RECURSOS EXISTENTES EN LA ACTUALIDAD

El estudio de la demanda de agua en esta zona se va a abordar según la utilización a que se la destina:

- Abastecimientos urbanos.
- Usos industriales.
- Riegos agrícolas.

1.2.1 ABASTECIMIENTOS URBANOS E INDUSTRIALES

La zona estudiada comprende 34 municipios (de Madrid sólo una parte). En la figura 1-2 se han dividido estos municipios en tres zonas, siguiendo el mismo criterio que el expuesto en el informe realizado por el S. G. O. P.-C. A. T. (1973), arrojando la siguiente población:

	<i>Habitantes</i>
Parte de Madrid y del Área Metropolitana	484.818
Zona de influencia de Madrid	24.210
Zona no influida por Madrid	10.972
<i>Población total aproximada</i>	<i>520.000</i>

Para calcular esta población se ha estimado en 400.000 los habitantes de nuestra zona de Madrid.

Siguiendo los criterios del Plan Nacional de Abastecimientos y Saneamientos (D. G. O. H., 1966), la dotación de agua varía según el nivel urbanístico expresado por el número de habitantes (tabla 1-I).

En cuanto a las zonas industriales, se localizan a lo largo de las carreteras: N-I, N-II, N-III y N-IV, como se muestra en el esquema de la figura 1-3.

Es muy difícil concretar en cifras la actividad industrial de la zona,

TABLA 1-I.—Nivel urbanístico, tasa de crecimiento y dotaciones de los municipios de la zona estudiada

Nivel urbanístico	Núm. de habitantes	Núm. de municipios	Total de habitantes (en 1970)	Dotación l/hab/día		
				(1) Tasas hasta el año 2000	1970	1985
A	1.000	16	8.316	—2,91	100	135
B	1.000 a 6.000	11	23.101	4,56	150	280
C	6.000 a 12.000	2	21.814	—	250	360
D	12.000 a 50.000	44	66.769	9,00	200	335
E	50.000 a 200.000	—	—	—	—	450
F	250.000	1	400.000	2,51	—	—

(1) Tasas de crecimiento anuales tomadas del cuadro núm. 3.3 del Informe, S. G. O. P. — C. A. T. (1973), sobre la totalidad de la región.

porque ésta muestra un gran dinamismo, como lo ha puesto de manifiesto el estudio «Orientaciones para una estrategia de localización industrial en la región centro» (COPLACO, 1974). Aún más difícil resulta estimar la demanda de agua tan ligada a la actividad específica de cada industria, por lo que, a falta de estos datos, la demanda de agua para usos industriales la englobamos en la demanda urbana, lo que evidentemente conduce a una estimación por defecto de las necesidades reales de agua en la región, aunque no creemos que esta demanda esté muy alejada de la realidad.

Según las «Normas provisionales para abastecimientos y saneamientos a poblaciones» (C. E. H., 1970), las dotaciones a considerar son las que figuran en la tabla 1-I.

Aplicando estas dotaciones al número de habitantes (fig. 1-2 y tabla 1-I) se obtiene una demanda total para el año 1970 de 57,4 Hm³, y para el año 1985, de 122 Hm³. La evolución de la demanda según niveles urbanísticos se presenta en la tabla 1-II. Se observa cómo la demanda de la zona del Área Metropolitana (sin incluir Madrid), zona de influencia de Madrid y zona no influenciada, es mucho menor que la que corresponde a la parte de Madrid incluida en este estudio.

TABLA 1-II

Nivel urbanístico	Demanda (Hm ³ /año)		
	1970	1985	2000
A	0,3	0,2	0,18
B	1,2	2,7	6,5
C	1,5	3,5	7,8
D (1)	6,0	8,7	12,6
Madrid (2)	48,4	106,9	199,4
Total	57,4	122,0	226,4

(1) Elaboración propia, obtenido de aplicar las dotaciones de la Tabla II a las poblaciones de la Tabla I.

(2) Tomado del S. G. O. P. — C. A. T. (1973), Cuadro 3-9, en su parte proporcional (13%).

TABLA 1-III.—Estado actual del abastecimiento y saneamiento de los municipios de la zona estudiada (1)

20

MUNICIPIOS	Habitantes 1970 (2)	Demanda 1970 Hm ³ /año (3)	Origen del agua	Escasez	Lugar de vertido	Depuradora	Peligro de contaminación por los vertidos
Alcobendas ...	25.000	2,30	Canal Y-II	No	A.º La Vega	No	Si
Anchuelo	552	0,02	Manantial	Si	A.º Anchuelo	No	No
Arganda	?	?	Manantial	No	A.º Vilches	No	Si
Campo Real ...	2.115	0,15	Manantial	No	A.º Vega	No	?
Casar de Talamanca (El) ...	787	0,03	Pozos	No	—	No	No
Cobeña	800	0,03	A.º Cobeña	No	A.º Cobeña	No	Si
Colmenar Viejo .	12.910	1,19	Canal Y-II	Si	A.º Soledad	No	Si
Corpa	513	0,02	Manantial	No	A.º Los Arrecuevos.	No	?
Coslada	13.412	1,23	Canal Y-II	No	A.º Tatino	No	Si
Fuente el Saz ...	1.010	0,05	Manantial	No	A.º Nogales	No	Si
Loeches	2.209	0,15	Manantial	No	A.º La Ermita	No	—
Madrid	3.146.071	3.736,00	Canal Y-II	No	Ríos Jarama y Manzanares	Si	Si
Mejorada del Campo	3.498	0,24	Canal Y-II	No	Jarama	No	Si
Paracuellos del Jarama	2.106	0,15	Manantial	No	A.º Huertas	No	Si
Rivas del Jarama	1.007	0,07	Canal Y-II	Si	Río Manzanares	No	Si

(1) Municipios mayores de 500 habitantes.

(2) Datos del Censo.

(3) Datos del informe S. G. O. P. — C. A. T. (1973).

TABLA 1-III (Continuación)

MUNICIPIOS	Habitantes 1970 (2)	Demanda 1970 Hm ³ /año (3)	Origen del agua	Escasez	Lugar de vertido	Depuradora	Peligro de contaminación por los vertidos
San Agustín de Guadalix	877	0,04	Canal Y-II	No	Río Guadalix	No	Si
San Fernando de Henares	9.938	0,88	Canal Y-II	No	Río Manzanares	No	Si
San Martín de la Vega	4.333	0,30	Pozo Griñón	Si	A.º La Presa	No	Si
S. Sebastián de los Reyes ...	15.447	1,42	Canal Y-II	No	A.º La Vega	No	Si
Talamanca del Jarama	783	0,03	Canal Y-II	No	A.º El Palomar	No	Si
Torres de la Alameda	1.977	0,14	Manantial	No	A.º Valdela-fuente	Si	—
Valdemoro	4.411	0,30	?	Si			
Valdetorre del Jarama	949	0,04	Canal Y-II	No	Río Jarama	No	No
Velilla de San Antonio ..	1.490	0,10	Canal Y-II	No	Río Jarama	No	No
Vellón (El)	763	0,03	Canal Y-II	Si	A.º Montecillo	No	No
Villalvilla	789	0,04	Manantial	No	A.º Anchuelo	No	No

21

En la tabla 1-III se presenta un resumen del estado actual del abastecimiento y saneamiento de los municipios con más de 500 habitantes de la zona estudiada.

Como se ve, de los 34 municipios que comprende la zona estudiada, 20 se abastecen de aguas subterráneas con una población de unas 40.000 personas y 14 del Canal de Isabel II. Pero hay que tener en cuenta que gran número de industrias, urbanizaciones, centros deportivos y otros se autoabastecen por medio de pozos.

Esta estimación es por defecto, debido a lo incompleto de los datos disponibles, constituyendo en realidad una cota mínima de la utilización real.

En esta zona la utilización de aguas subterráneas es relativamente baja; en cuanto a abastecimientos municipales, es del orden del 10 por 100 de la población. Son abastecidos con aguas subterráneas en esta zona sólo municipios con menos de 4.000 habitantes, en la zona este y sureste, lindante con la provincia de Guadalajara. Siendo el volumen de agua utilizada difícil de calcular, pero pudiendo ser del orden de unos 4 Hm³/año.

Sin embargo, el volumen de agua utilizado, estimado a partir del inventario de puntos de agua, arroja una cifra de unos 35 a 40 Hm³/año, de los cuales corresponden a la Facies Detritica y Cuaternario suprayacente unos 25 a 30 Hm³.

Estas extracciones corresponden a autoabastecimientos de urbanizaciones, industrias, etc., y aunque las cifras resulten poco fiables, evidencian el desequilibrio existente entre la utilización «privada» de las aguas subterráneas frente a la utilizada para abastecimientos municipales en esta zona.

1.2.2 DEMANDA DE AGUA PARA LA AGRICULTURA

La Confederación Hidrográfica del Tajo y el IRYDA han realizado estudios de viabilidad técnico-económica para el establecimiento de nuevos regadíos en el valle del Jarama. Se estudiaron 10.000 Ha., comprendidas entre Torrelaguna y Barajas. Pero el estudio llegó a la conclusión de que no deben establecerse nuevos regadíos, ya que sus suelos son de calidad deficiente y su precio muy elevado. Además, el estudio considera la conveniencia de reservar toda el agua del Jarama para el abastecimiento a Madrid (S. G. O. P.-C. A. T., 1973, pp. 344).

Los regadíos actuales sólo se conocen de modo aproximado, según datos de la Comisaría del Plan de Desarrollo, recogidos en el anterior informe.

Estimamos la superficie regada en unas 13.000 Ha., de las cuales unas

5.000 Ha. son de riegos eventuales. La mayoría situadas en la vega del Jarama, aguas abajo de la Presa del Rey, construida en la confluencia del Manzanares con el Jarama.

El riego se efectúa por el canal del Jarama y el Porcal, principalmente, y por medio de pozos excavados en el Cuaternario de los ríos. Desconocemos datos de caudales, pero estimamos que estos riegos a lo sumo se mantendrán estacionarios, sin preverse aumentos de superficie de regadío.

La dotación anual de riego se calcula en unos 7.300 m³/Ha., lo que supone unos 94 Hm³/año, de los cuales se estiman que retornan un 25 por 100, ó sea unos 23 Hm³/año.

1.3 FINALIDAD, METODOLOGIA Y ESTRUCTURA DEL PRESENTE ESTUDIO

La finalidad que hemos pretendido con este trabajo era llegar a conocer de una manera global las posibilidades hidrogeológicas de esta región, así como obtener criterios para su prospección y explotación.

En un estudio regional de estas características también era interesante estimar algunos aspectos relacionados con la calidad química del agua de estos acuíferos, analizar someramente las posibilidades de contaminación, etc.

La metodología utilizada, expuesta por M. R. LLAMAS en: LLAMAS, M. R., y LOPEZ VERA, F., 1975, pp. 38-39, ha sido la usual en el estudio de cuencas sedimentarias y en la investigación hidrogeológica moderna. La obtención de un gran número de datos de caudales específicos, columnas litológicas, análisis químicos, etc., nos ha permitido abordar algunos problemas mediante técnicas estadísticas o métodos semicuantitativos.

En cuanto a la estructura de este trabajo, lo hemos dividido en dos partes. En la primera abordamos el estudio de las características geológicas, proponiendo un modelo conceptual teórico de prospección.

También dentro de esta primera parte se enmarcan los procesos hidrogeológicos dentro de la Geodinámica.

En la segunda parte se exponen los datos experimentales y las conclusiones obtenidas de su elaboración. Se verifica el modelo teórico expuesto en la primera parte, en lo referente a geometría, parámetros hidráulicos y funcionamiento hidráulico. Completándose la información sobre estos acuíferos con datos de calidad de sus aguas y algunas consideraciones sobre prospección, explotación y administración de los mismos.

PRIMERA PARTE

EL MEDIO GEOLOGICO

2 SOPORTE FISICO DE LOS PROCESOS HIDROGEOLOGICOS

2.1 CARACTERISTICAS LITO-ESTRATIGRAFICAS

2.1.1 COBERTERA SEDIMENTARIA DEL BORDE DE LA SIERRA

Según se expuso en la Introducción, nuestra zona es parte de la fosa tectónica del Tajo, formada por un basamento rígido que aflora al norte de la zona y que constituye la Sierra de Guadarrama, sobre la que se apoya una delgada cubierta de materiales sedimentarios de edad cretácica y paleógena.

El estudio detallado de la hidrogeología del Cretácico, en los alrededores de Torrelaguna, fue realizado por F. CORCHON (1976).

El tránsito del Mesozoico al Terciario ha sido estudiado recientemente por NODAL RAMOS (1975), que establece la evolución de la sedimentación cretácica de un medio marino, cada vez más inestable —tectónicamente— en el tiempo, hacia un régimen continental de carácter marcadamente lagunar, aunque por ausencia de criterios faunísticos no prueba la continuidad de sedimentación entre el Cretácico-Terciario.

En los sedimentos de edad paleógena seguimos el criterio establecido por FUSTER CASAS y FEBREL (1959), distinguiendo dos niveles o unidades, una inferior —estratigráficamente— y otra superior.

Unidad inferior del Paleógeno

Está formada por arcillas y margas, bien estratificadas, de colores verdosos, grises y rojizos, dominando éstos, entre cuyas capas pueden aparecer níquellos de conglomerados de cantos medianos, bien rodados, procedentes de las calizas cretácicas. Dentro de esta formación, esencialmente arcillosa, aparecen con bastante continuidad margas yesíferas y yesos.

Al techo de esta unidad aparecen a veces estrechos bancos de conglomerados, areniscas y calizas tobáceas.

Esta unidad es descrita y denominada por CORCHON, F. (1976), como «Miembro A» de la Formación Guadalix-Redueña.

El espesor calculado para esta unidad es de unos 300 m. en el flanco sur de la Cubeta de Guadalix (FUSTER, J. M.^a, y FEBREL, T., 1959), y más de 1.000 m. al SE. de Torrelaguna, en zonas alejadas de los afloramientos cretácicos.

Unidad superior

Esta unidad se apoya discordantemente unas veces sobre la unidad inferior y otras directamente sobre el Cretácico marino.

Litológicamente, la serie comienza por la intercalación entre niveles margosos y arcillosos de bancos de conglomerados, que en la base están exclusivamente formados por cantos de calizas cretácicas y cementados por calizas o margas arenosas; los cantos (FUSTER, J. M.^a, y FEBREL, T., 1959) son de tamaño mediano (entre 5 y 15 cm. por término medio), y forman bancos de unos decímetros a varios metros de potencia interestratificados entre margas arenosas o verdaderas areniscas groseras de cuarzo.

El espesor de esta unidad en la fosa de Guadalix-Redueña es de unos 300 m., en la zona entre El Espartal y El Molar aparecen intercalados en el techo conglomerados poligénicos de grandes bloques, que son recubiertos o se confunden con los depósitos atribuidos al Terciario superior.

A esta unidad, CORCHON, F. (1976) la denomina «Miembro B» de la Formación «Guadalix-Redueña» y le atribuye, citando a diversos autores, una edad del Oligoceno Superior.

Por nuestra parte, ni en el reconocimiento de campo, ni en el análisis de las columnas litológicas de los sondeos hemos podido separar litológicamente la parte superior de esta unidad del Oligoceno del Mioceno.

Ambas se presentan en discordancia progresiva sobre las unidades infrayacentes de tal manera que esta unidad superior sólo es reconocida en campo cuando aflora su tramo basal, como ocurre entre El Espartal y El Molar (ver mapa litoestratigráfico, plano 1).

Estos hechos nos hacen suponer que probablemente la sedimentación se ha producido de manera continua y en el mismo ambiente sedimentario, desde la parte terminal de la Unidad Superior del Oligoceno hasta el Neógeno Superior.

2.1.2 RELLENO DE LA FOSA DEL TAJO. LAS FACIES SEDIMENTARIAS

Dentro de los materiales sedimentarios que rellenan la Fosa del Tajo, RIBA, O. (1957), había distinguido una serie de unidades, basándose en su espectro mineralógico, a las que denominó: facies Madrid, Guadalajara, de evaporitas, etc...

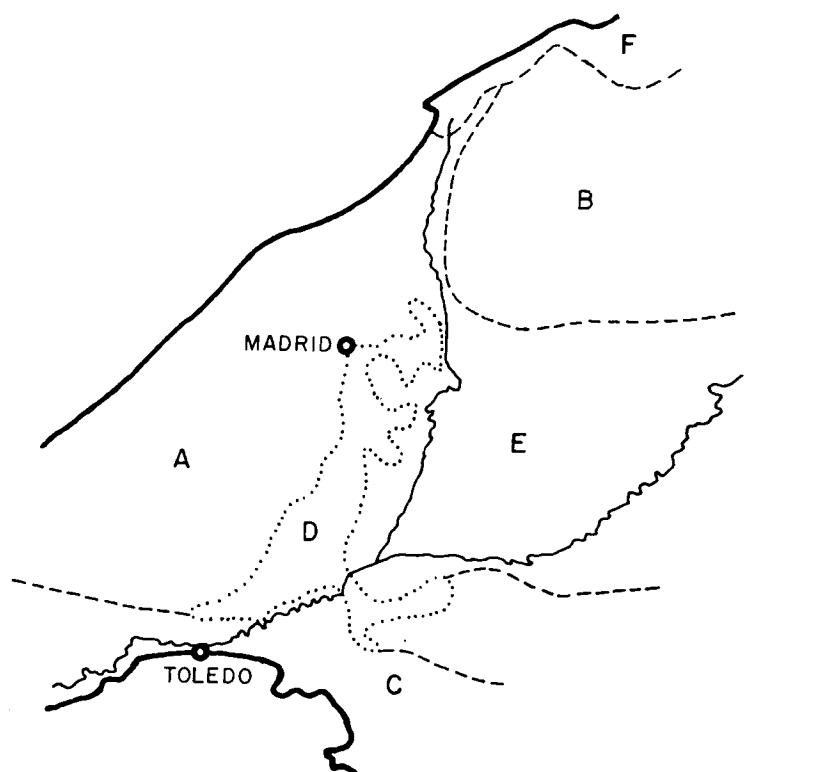
Nosotros nos hemos visto en la necesidad de completar y modificar este primer «armazón» de clasificación litoestratigráfica (plano 1), adaptándola a nuestras necesidades para el estudio del comportamiento hidrogeológico de estos materiales. Nos hemos basado en el análisis de 128 columnas litológicas de sondeos, algunas de las cuales se presentan en el plano 2. Los originales de estas columnas se conservan en los archivos de la Sección de Investigación de Recursos Hidráulicos del Instituto Lucas Mallada.

El término *facies* ha sido prolíficamente empleado para describir las distintas unidades estratigráficas de la Fosa del Tajo. Pero este término es de múltiple significación dentro y fuera de la disciplina estratigráfica. De acuerdo con KRUMBEIN y SLOSS (1963), en el análisis estratigráfico la acepción más frecuente es la propuesta por E. HAUG en 1907, que la define como «la suma de las características litológicas y paleontológicas de un depósito (sedimentario) en un lugar dado»; implícito en el uso de este término está la indicación de cambio de algún carácter con relación a las facies adyacentes. En este sentido se adapta a una de las acepciones dadas por GRESSLY, el acuñador del concepto.

Las facies descritas por RIBA, O. (1957; fig. 2-1), las hemos desglosado en diversas unidades, conservando el término *facies* tan arraigado en la literatura geológica de la Fosa del Tajo, en el sentido litológico.

Así pues, distinguimos una *facies detritica* o *de borde de cuenca*, que comprende a las facies Madrid y Guadalajara de RIBA, O. (1957).

La *facies química* o *central*, que coincide con la facies central de evaporitas del mismo autor, y la *facies intermedia* o *de transición*, que es una facies mixta de las dos anteriores (LLAMAS, M. P., y LOPEZ VERA, F.,



DISTRIBUCION DE FACIES EN LA CUENCA DEL TAJO
(SEGUIN O. RIBA 1957)

A - FACIES MADRID	D - FACIES BLANCA
B - FACIES GUADALAJARA	E - FACIES EVAPORITICA
C - FACIES TOLEDO	F - FACIES TORRELAGUNA

Figura 2-1

1975), y que comprende la facies de transición o blanca y parte de las facies Madrid y Guadalajara de RIBA, O. (1957).

Para designar las variaciones litológico-texturales de las formaciones que describiremos a continuación utilizaremos el término *subfacies*.

A) Facies detrítica o de borde

Está constituida por los materiales conglomeráticos, arenosos y arcillosos que se apoyan sobre la cobertura sedimentaria del borde y el basamento aflorante en la Sierra, según una discordancia progresiva. Se extiende orlando la Fosa del Tajo, por su parte NO. y SO., hasta indentarse en forma expansiva con las margas, calizas y yesos que se depositan en el centro de la cuenca.

Estos depósitos son masivos, observándose localmente contactos erosivos, canales llenos de gravas, éstas masivas o formando hiladas; a veces también se observan estratificación y laminación cruzadas y gradacional, siendo la distribución de los distintos componentes, gravas, arenas, limos y arcillas, muy compleja, pero presentándose zonas con predominancia de un elemento textural sobre los otros. Con esta facies hemos distinguido las siguientes formaciones:

Formación Madrid

Constituida por arenas arcósicas de color amarillento, que los canteros denominan «arena de migas», formadas predominantemente por cuarzo y feldespatos, con un tamaño de grano frecuentemente superior a 2 milímetros, heredado de los granitos, de donde proceden; suelen tener una matriz arcillosa en proporción variable. Engloban a veces conglomerados de cantos de granitos, gneis, aplitas y cuarzo, cuyo tamaño decrece según el alejamiento a la Sierra; aun así, dentro del propio casco urbano de Madrid se pueden observar de hasta 15 ó 20 cm. de tamaño. Dentro de las arenas también se observan niveles extensos de arcillas limosas y arenosas que pueden llegar a tener varios metros de espesor.

Esta formación presenta buenos afloramientos en taludes y desniveles; en la superficie de las zonas de interflujo, sobre todo siguiendo la carretera o el ferrocarril Madrid-Colmenar, se presenta lavada, con los granos y cantos sueltos, observándose una mayor proporción en gravas y arenas, así como algunos pequeños niveles de 2 a 3 cm. de arcillas orgánicas negras.

Como muro de esta formación hemos tomado arbitrariamente en la margen derecha del río Jarama la cota 620-630 m.; esta cota para el muro no se conserva en el valle del río Manzanares, donde es bastante inferior, como se observa en la figura 2-2, y perfiles transversales A y B (plano 4), por inclinarse suavemente esta formación hacia el Oeste.



Formación Tosco

Esta formación es infrayacente a la Formación Madrid; el tránsito de una a otra es gradual, siendo sus límites arbitrarios. Los criterios en que nos hemos basado para separar estas dos formaciones ha sido el análisis de las columnas litológicas de sondeos, como las que se presentan en el plano 2, formando varios perfiles, así como en diversas diagráficas Rayos γ , Potencial Espontáneo y Resistividad de estos sondeos.

La elaboración de estos perfiles se ha efectuado tomando las columnas litológicas, proporcionadas por un mismo constructor de pozos, obtenidas de los ripios de perforación de una máquina de circulación inversa; estas muestras, por el procedimiento de perforación empleado, son muy representativas.

Las columnas se construyeron teniendo sólo en cuenta cambios litológicos característicos, como la presencia de gravas o arenas, más o menos limpias de arcilla, o los términos mixtos, arcillas arenosas o arenas arcillosas.

La simple observación de las columnas, así construidas, muestra un ritmo en la sedimentación, formado por arcillas, arcillas arenosas y arenas o gravas, en el que a veces puede faltar algún término, predominando en el techo los niveles detríticos más groseros y de mayor espesor. A las zonas así diferenciadas las hemos denominado: Formación Madrid, a la superior, y Tosco, a la inferior.

Las curvas acumuladas de los espesores de los niveles, de gravas y arenas, asignados a su centro de gravedad, muestran por cambio de pendientes ciclos mayores en la sedimentación, coincidiendo «a grosso modo» con el límite entre las distintas formaciones que distinguimos.

La elección del nombre para esta formación la hemos basado en que el término litológico predominante son las arcillas arenosas, que los canteros y constructores locales denominan «Tosco». Dentro de esta formación también existen niveles intercalados de arenas arcósicas y arenas finas, a veces con gravas.

La Formación Tosco, no obstante ser, de forma general por su litología, menos permeable que la Formación Madrid, constituye el principal acuífero de la zona estudiada, como veremos más adelante.

En la figura 2-3 se caracterizan granulométricamente los términos: «arena de miga» (arcosas), «arena tosquiza» (arenas arcillosas) y «tosco» (arcilla arenosa), tal como lo usan los constructores que trabajan en esta zona.

PERFILES GEOLOGICOS SERIADOS

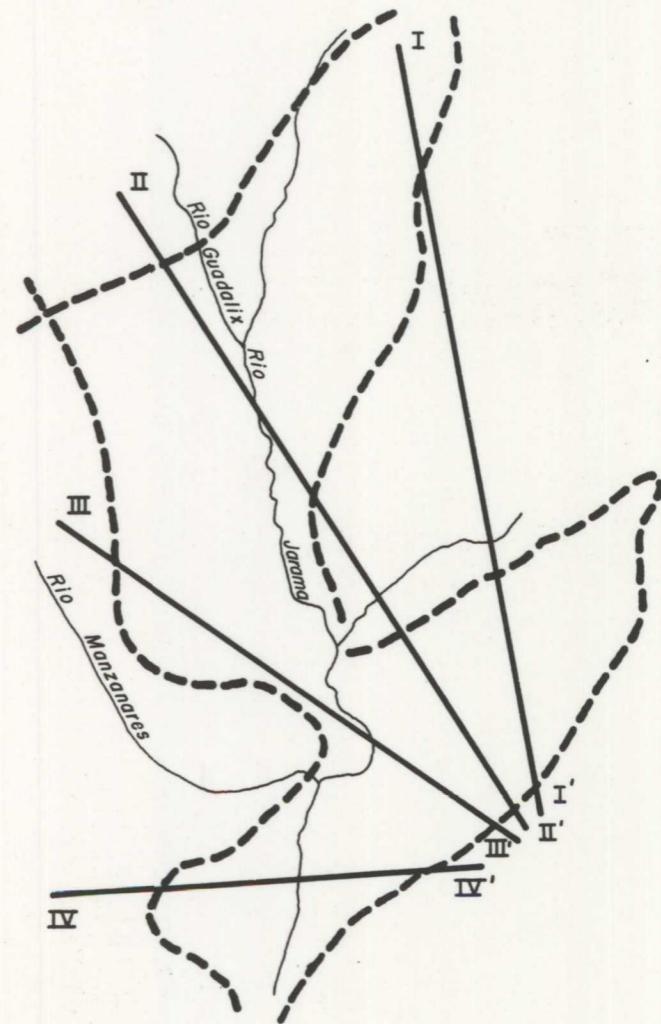
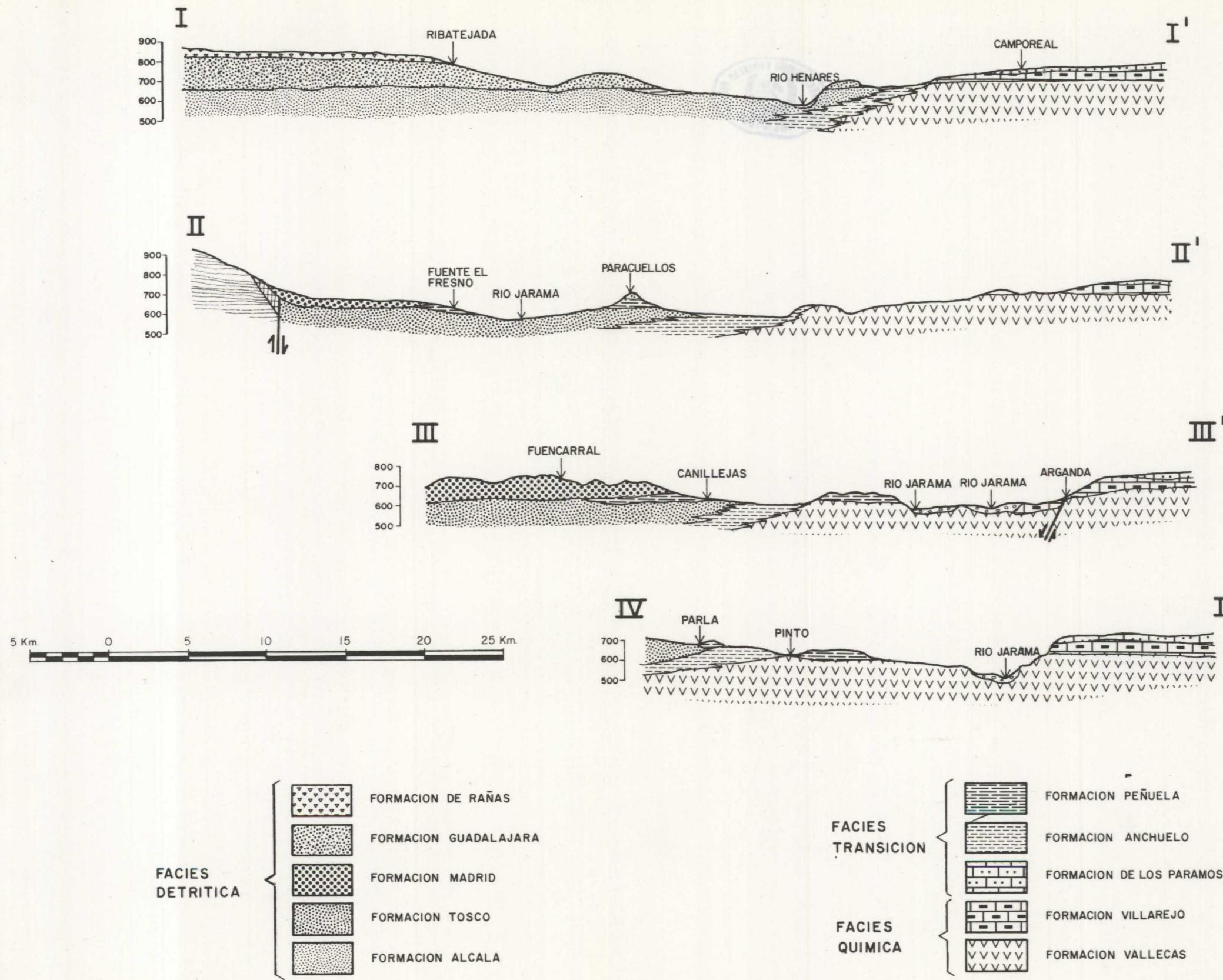


Fig. 2-2

CARACTERIZACION DE LOS TERMINOS LITOLOGICOS. (s.s.)
FACIES DETRITICA

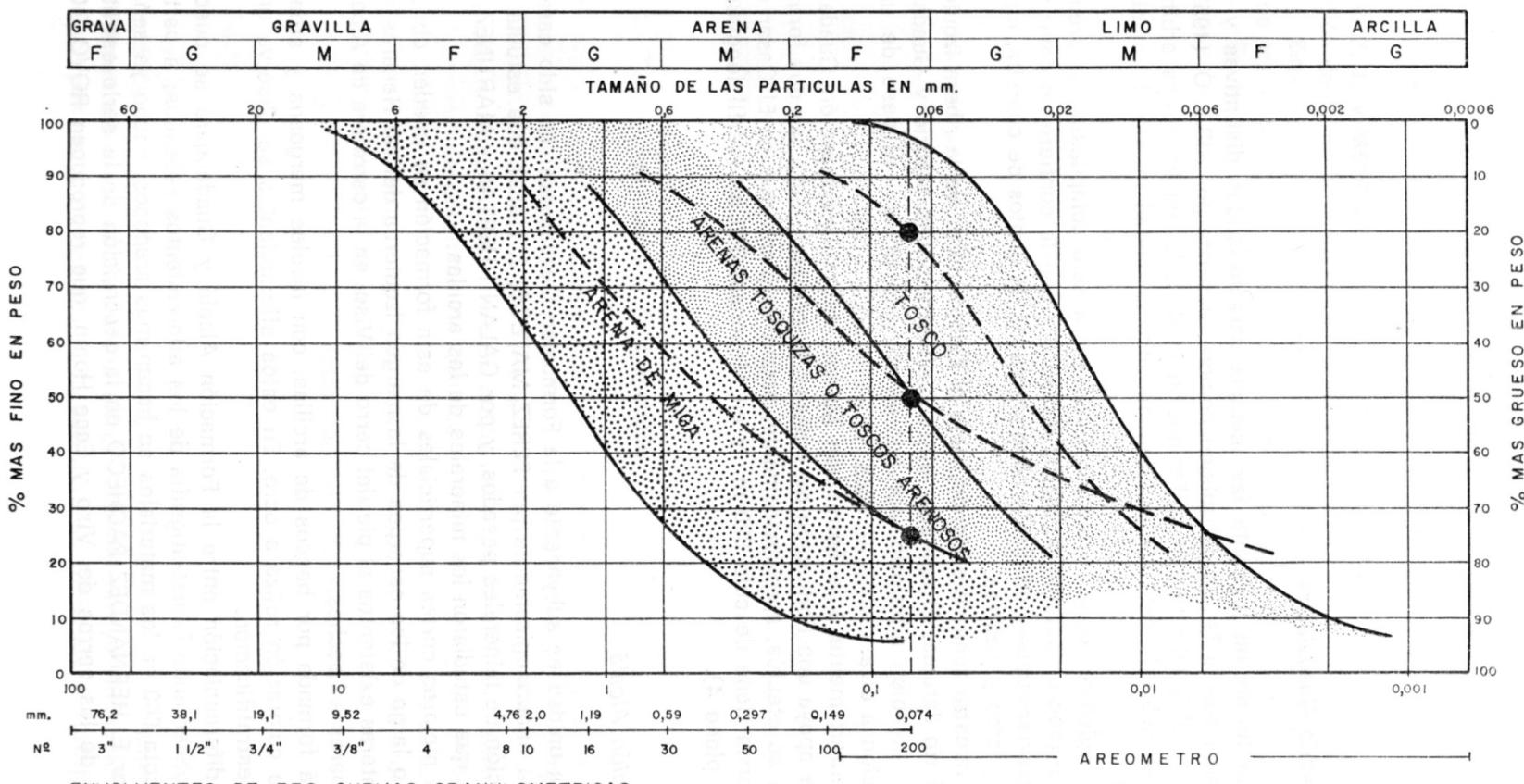


Figura 2-3

Formación Guadalajara

Esta formación presenta las mismas características distintivas y en extensión que la facies del mismo nombre, descrita por RIBA, O. (1957); su muro, al igual que con la Formación Madrid, lo establecemos arbitrariamente sobre la cota 660 m., denominando la unidad inferior Formación Alcalá.

Litológicamente, la Formación Guadalajara está compuesta por arenas con una gran proporción de matriz arcillosa —que le confiere un color rojizo característico—, arcillas y conglomerados de cantos de cuarcita, cuarzo, esquistos y pizarras.

En nuestra zona se extiende hacia el Este, a partir de la ribera izquierda del río Jarama. El contacto entre las Formaciones Madrid y Guadalajara es también arbitrario, por ser un tránsito gradual el paso de una formación a otra.

Contrariamente a la Formación Madrid, sobre la Formación Guadalajara se apoya una Formación de «rañas». El contacto entre las dos formaciones se efectúa, aproximadamente, según un plano que en El Casar de Talamanca tiene de cota 820 m., y en Mesones, 860 m. (perfil longitudinal C, plano 4).

Formación Alcalá

Esta unidad es subyacente a la Formación Guadalajara; ha sido caracterizada mineralógicamente por PEREZ MATEOS, J. (1952), que estudia la asociación de minerales pesados, y por GALAN HUERTAS y MARTINEZ, I. (1975), que estudiaron los minerales de las arcillas.

Los mejores cortes superficiales de esta formación se pueden observar a lo largo de los escarpes de la margen izquierda del río Henares en las canteras existentes al pie del cerro del Viso, en la carretera de Alcalá de Henares a Loeches.

Está formada por bancos de arcillas, con niveles margosos y arenosos, de coloración rojiza a ocre. En estos afloramientos se observa una buena estratificación.

La diferenciación entre la Formación Alcalá y Guadalajara se puede hacer observando la estratigrafía de los afloramientos referidos; a partir de la cota 660 m. los materiales se hacen más arenosos, hecho ya señalado por E. HERNANDEZ PACHECO en la descripción de la serie estratigráfica de los cerros del Viso y Ecce Homo, que reproducen ROYO GO-

MEZ, J., y MENENDEZ PUGET, L. (1928), en la Memoria de la primera edición de la Hoja Geológica de Alcalá de Henares.

Esta misma diferenciación la hemos realizado nosotros en el estudio de los sondeos del Casar de Talamanca, Monte Calderón, etc.

En la figura 2-2 y en el perfil longitudinal C (plano 4) se pueden observar la disposición y relaciones entre estas unidades.

Formación de Rañas de Mesones

Esta formación la constituyen los depósitos de Rañas, homotaxiales con los que describió HERNANDEZ PACHECO, E., en los Montes de Toledo.

Se presentan coronando la Formación Guadalajara y está constituida por cantos de cuarcita empastados por una matriz aren-arcillosa rojiza; una característica distintiva de esta formación es la presencia de intercalaciones de lentejones de varias decenas de metros de extensión y 0,80 ó 1 m. de espesor de pisolitos de óxidos de hierro; el afloramiento de éstos existentes en el cruce de las carreteras de Mesones al Casar de Talamanca con la que va a Valdanuño Fernández ha sido estudiada por GALVAN, J., et al. (1966).

B) Facies intermedia o de transición

Esta facies está constituida por los materiales que presentan caracteres mixtos entre los de las facies de borde y central y comprende la definida por RIBA, O. (1957). Los materiales que la integran son detriticos, de textura fina, fracción arcilla principalmente, que coexisten con materiales de precipitación química, calizas y yesos y de neoformación, como sílex, sepiolitas, etc. Dentro de esta facies también existen digitaciones de materiales más gruesos, como arenas provenientes de las Formaciones Madrid y Guadalajara.

Con esta facies hemos distinguido dos formaciones:

Formación Anchuelo

Esta formación constituye el tránsito de las Formaciones Tosco y Alcalá de la facies detritica a la Formación Vallecadas de la facies central. Presenta buenos afloramientos en el valle del arroyo Anchuelo y en los escarpes del río Henares, en la carretera de Mejorada a Torrejón de Ar-

doz; en estos últimos el afloramiento es muy espectacular, por estar constituido por un bandeadío de niveles de arcillas rojas oscuras de 0,15 a 1 m. de espesor, intercaladas con otras de espesor semejante, formadas por margas color verde oliva; el contraste de colores es especialmente vivo cuando los afloramientos están húmedos.

En la margen derecha del río Jarama cambia la composición litológica de esta formación, estando constituida por arcillas rojas, niveles margosos más reducidos, y destacando la presencia de arenas finas y arcillas muy biotílicas y un nivel muy continuo —que se sigue desde Madrid hasta la zona de Parla en la carretera de Toledo— de arcillas negras orgánicas que pueden alcanzar desde unos decímetros a varios metros de espesor. Este horizonte-guía marca el contacto con las margas yesíferas y yesos.

No obstante, el apreciable cambio de litología que hemos observado en la parte más occidental, que atribuimos a la influencia de la Formación Alcalá y Tosco, respectivamente, no hemos dividido esta unidad por representar un papel geológico e hidrogeológico semejante en toda su extensión (fig. 2-2).

Formación Peñuela

Esta formación es estratigráficamente superior a la Formación Anchuelo. Se observa bien en las zonas de interflujo al este y sur de Madrid, en la margen derecha del Jarama y en la izquierda, en los escarpes de Paracuellos del Jarama. Comprende parte de los que RIBA, O. (1957), designa como facies blanca.

Está constituida por margas verdes y azuladas, margas calcáreas y calizas, sílex, sepiolitas y niveles arenosos; las series tipo podrían establecerse en los cerros Almodóvar o Ribas, que han sido descritas por ROYO GOMEZ et al (1929).

Una característica de esta formación es la presencia de sepiolita, que se explota en algunos puntos de esta región; sus características minerales y genéticas la estudiaron LOPEZ AGUAYO, F., y CABALLERO, M. A.

Hemos utilizado el nombre de Peñuela por ser el nombre popular que se da a las margas que integran esta formación, y que en seco presentan una gran dureza; de ahí su nombre, que da origen a numerosos topónimos en esta región (estación de Peñuela, arroyo Peñuela, pozo de la Peñuela, etc.).

En estas mismas margas se producen los «lisos». Asimismo, estas margas contienen los principales yacimientos de fósiles descritos por HERNANDEZ PACHECO, F. (1926); ROYO GOMEZ (1922); CRUSAFONT-

PAIRO, M., et al (1971), etc., que han servido para datar estos materiales como pertenecientes al Vindoboniense.

Esta formación es expansiva, penetrando en la Facies detrítica, en la cual a veces aparece englobada.

Los materiales que integran esta unidad se encuentran bien estratificados, y los niveles calcáreos se presentan normalmente karstificados.

C) Facies química o central

Esta facies ha sido la mejor estudiada, por presentar mayores contrastes litológicos y hallarse las distintas unidades bien expuestas estratigráficamente; con esta facies, siguiendo a los autores que la han estudiado con anterioridad, distinguimos tres unidades, a las que denominamos formaciones.

Todas ellas presentan predominio de sedimentos de precipitación química, aunque existen episodios detríticos intercalados.

Formación Vallecas

Constituida por yesos, en bancos o finamente estratificados, de color gris verdoso. En ella se muestran diversas variedades cristalinas o masivas estudiadas por ROYO GOMEZ, J.; MENENDEZ PUGET, y ABBAD, M. (1929).

Se encuentran en superficie karstificados, mostrando frecuentemente secciones de dolinas y simas llenas de bloques o bolos de yesos y cubiertos por una cobertura de limos yesíferos.

A partir de la confluencia del río Henares con el Jarama forman los escarpes del valle de este último río.

Esta unidad coincide con la denominada por ALIA, M., et al (1973) «Serie Gris». En nuestra nomenclatura hemos conservado la denominación de «Vallecas» con que aparece con anterioridad en la literatura geológica, aunque fuese de una manera un tanto confusa, como hace referencia VEGAS, R. (1975).

Dentro de esta formación, aunque predominen los yesos —que en profundidad pasan a anhidrita—, existen también niveles carbonatados, margas y sales solubles, como han estudiado CARAMES, M., y AGUAYO, P. (1973), en el sondeo profundo de Tielmes de Tajuña.

Dentro de nuestra zona también existen algunas minas que explotan las sales solubles, tenhardita principalmente, como las minas de Consuelo, en el término de San Martín de la Vega.

Formación Villarejo

Esta formación es la prolongación hacia el centro de la cuenca —donde cambia de carácter litológico— de la Formación Peñuela.

Está constituida de acuerdo con SAN JOSE LANCHA, M. A. (1975), de techo a muro, por calizas micríticas, calizas margosas, margas blancas, con intercalaciones esporádicas de yesos sacaroides.

Se pueden distinguir en esta formación dos miembros: el superior, calcáreo, y el inferior, margoso y yesífero, en donde no son raros los niveles de yesos detríticos o especulares y la formación de rosas de yesos. Hacia el este predomina el miembro margoso yesífero, en cuyo techo aparecen niveles de sílex que, según SAN JOSE (ibid.), son de gran extensión en toda la cuenca.

Esta formación coincide con la denominada por ALIA et al (1973) «Serie blanca»; se presenta frecuentemente plegada por efecto de la disolución de los yesos infrayacentes en falsos anticlinales laxos entre apretados sinclinales.

La hemos denominado Formación Villarejo por ser en la localidad de Villarejo de Salvanés donde se presenta mejor desarrollada, según SAN JOSE LANCHA, M. A. (1974), figura 2-2.

Formación de los Páramos

Está integrada por dos miembros: el superior, calcáreo, y el inferior, detrítico, que puede llegar a faltar; este último miembro, según CAPOTE, R., y CARRO, S. (1968), corresponde a los depósitos de una red fluvial intramiocena.

Esta formación corona la facies química o central. En la literatura geológica aparece denominada como calizas del Páramo. En la figura 2-2 se muestra su disposición y relaciones con las restantes unidades.

D) Edad y relaciones entre las unidades de relleno de la Fosa del Tajo

No existen criterios paleontológicos concluyentes para datar las distintas formaciones, pero de lo expuesto en los apartados anteriores y en las relaciones geométricas existentes entre estas unidades, expuestas en el plano litoestratigráfico (plano 1) y los perfiles y columnas estratigráficas que aquí se han citado; incluiría desde el Oligoceno Superior al Plioceno Alto, al que se asignan las rañas. La síntesis de los únicos yacimientos fosilíferos existentes en esta zona, realizada por RIBA, O. (1957),

tienen una edad que oscila entre Burdigaliense Superior y Vindoboniense.

Recientemente, AGUIRRE, E. (1974), p. 659, ha realizado un estudio mensurado de datación de los depósitos del Neógeno, tratando de correlacionar las series continentales con las marinas, mejor conocidas. En dicho trabajo, entre otras consideraciones, asigna las calizas de los Páramos al Vallesiense.

Una recopilación sistemática de datos cronológicos de estas series se sale de nuestros objetivos.

2.1.3 DEPOSITOS CUATERNARIOS

Estos depósitos se presentan como recubrimientos de diversa índole, sobre los materiales del Terciario.

Su estudio y clasificación lo haremos siguiendo criterios geomorfológicos. Aquí sólo distinguiremos a grandes rasgos dos tipos de depósitos, atendiendo a su litología.

Recubrimientos eluviales y coluvionares

Estos depósitos presentan las características litológicas de los materiales del Terciario, a expensas de los cuales se forman; los principales son:

- Eluvial sobre las calizas de los páramos, formados por arcillas y limos rojos.
- Eluvial sobre las superficies degradadas de la Formación Madrid; constituyen las alteritas, estudiadas por PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (1972).
- Coluviones de limos yesíferos y margas, al pie de los escarpes de la Formación Vallecas. Coluviones sobre las Formaciones Tosco y Anchuelo, formados a expensas de las Formaciones que los denominan topográficamente, y, por último, coluviones formados por el desmantelamiento de los escarpes de terrazas que forman suaves glacis.

Depósitos de terrazas y aluviones actuales

El río Jarama y sus afluentes presentan un complicado sistema de terrazas, que se estudian en el capítulo 3. La principal característica de estas terrazas es que están compuestas por un tramo de gravas de cuar-

citas, con matriz arenolimosa y algunos nivelillos de arenas estratificadas, y encima un nivel de arenas arcillosas y limosas; el espesor conjunto de cada uno de estos paquetes suele oscilar entre 3 y 10 m.

Los depósitos de aluviones recientes suelen ser gravas lavadas en el cauce mayor y limos en las zonas de inundación.

2.2 AMBIENTE SEDIMENTARIO DEL RELLENO DE LA FOSA DEL TAJO DURANTE EL NEOGENO

Una estimación de cuál era el ambiente sedimentario en que se acumularon los materiales que rellenan la Fosa del Tajo, durante el Neógeno, la consideramos importante —aunque se aparte de los objetivos primordiales de nuestro estudio— por dos razones:

Primeramente, porque el conocimiento de su génesis, por ligero que sea éste, ayudará a comprender las relaciones existentes entre las distintas unidades litológicas descritas en el epígrafe anterior.

En segundo lugar, porque el conocimiento de los procesos de formación de estos depósitos nos proporcionará una idea cualitativa de la anisotropía y las heterogeneidades que van a afectar el movimiento del agua en su seno.

2.2.1 GENESIS DE ESTOS DEPOSITOS. METODO DE TRABAJO Y CRITERIOS SEGUIDOS

Diversos autores, al hacer referencia al proceso que sedimentó los materiales de la facies detrítica, se expresan en términos de «corrientes de gran poder de erosión y transporte», y otros autores, como VEGAS, R. (1974), como «medio de sedimentación enérgica, arroyadas y mantos difusos». En efecto, nuestras observaciones de campo nos han llevado a confirmar este tipo de mecanismo de transporte y sedimentación.

La presencia de estructuras sedimentarias, como las descritas en el epígrafe 2.1.2, discordancias erosivas, canales llenos de gravas masivas o en hiladas, estratificación y laminación cruzada, o gradacional, etc., junto con el análisis de las columnas litológicas anteriormente descritas, en el que se muestra un ritmo de sedimentación característico. Y el estudio de los registros geofísicos, que muestran la discontinuidad de estos depósitos y su gran «arcillosidad», así como la morfología en «Glacis», que conservan estos sedimentos y sus relaciones tectónicas con el borde montañoso, nos lo identifican como depósitos de un *abanico aluvial* (aluvial fan).

El método de trabajo y el criterio que hemos seguido para el estudio del ambiente de sedimentación de estos depósitos ha sido la comparación con modelos existentes de abanicos aluviales. Estos modelos los hemos escogido entre las cuencas del SO. de los Estados Unidos —como el área de Van Horn, del oeste de Texas, Santa Catalina Mountains, Arizona, o el Aubrey Valley— por la semejanza que tienen con la nuestra y por ser las mejores estudiadas, y sobre las que existe mayor número de publicaciones. La búsqueda nos llevó a estudiar una gran variedad de formas y procesos distintos que por tener un denominador común se agrupan como abanicos aluviales. Así pues, no hemos podido comparar nuestra cuenca con un solo modelo, sino que sus características se encuentran dispersas en varios de los modelos estudiados.

BLISSENBACH, E. (1954), gran impulsor del estudio de los abanicos aluviales, lo define «como un cuerpo de sedimentos detríticos, construido en la base de una montaña, por corrientes provenientes de ésta».

Es esencial un relieve escarpado, y el clima moderadamente árido o semiárido favorece el desarrollo del abanico. Los agentes que depositan los materiales son: corrientes o arroyos de inundación (*stream floods*), láminas de inundación (*sheet floods*) y arroyos o corrientes (*streams*).

La unión lateral de abanicos simples originan un abanico aluvial compuesto. Como se ve, nuestros depósitos se adaptan bastante bien a las condiciones de esta definición.

En cuanto a las características geométricas globales, según ALLEN, J. R. L. (1965), p. 158, un abanico aluvial idealizado se asemeja geométricamente al segmento de un cono con vértice en el comienzo de la corriente. El radio varía desde unos cientos de metros, cuando se llaman conos aluviales, hasta 50 kilómetros. También varían ampliamente en cuanto a inclinación, pero pocos tienen una pendiente mayor de 10°.

Este autor caracteriza un abanico aluvial por su sistema de distribución, que es radial y formado por anchos canales anastomosados que se originan en el área de «cabecera del abanico».

Los abanicos aluviales pueden terminar en una llanura de inundación, o bien como en nuestro caso, en que el abanico aluvial termina indentándose con depósitos de tipo lacustre (fig. 2-4). Estas condiciones son casi idénticas a la zona centro oriental de la cuenca del Duero (GARCIA DEL CURA, M. A., 1974).

2.2.2 MODELO CONCEPTUAL DEL MEDIO SEDIMENTARIO

De acuerdo con lo dicho anteriormente, nuestra facies detrítica parece ser el resultado de la deposición de abanicos aluviales múltiples y

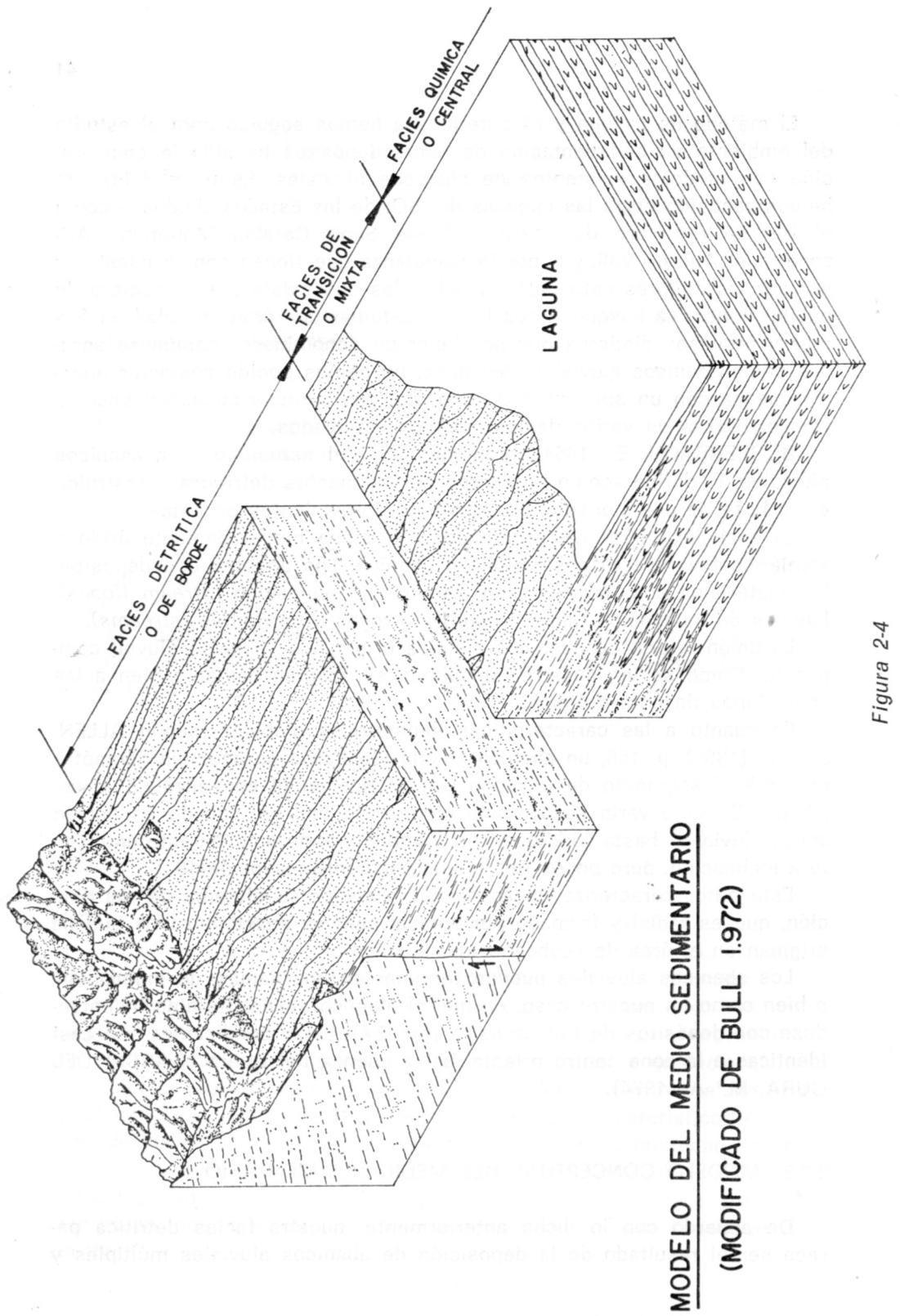


Figura 2.4

de tamaño semejante, en el cual como cada abanico aluvial tiene las características litológicas que le proporcione el sector de área madre que le alimenta, se distingue claramente a ambas márgenes del río Jarama formaciones integradas por distintos abanicos aluviales, con distinta área fuente, puesta de manifiesto por su composición litológica diferente.

La facies de transición se identifica con la zona distal de este abanico y el borde lagunar, por lo que es una zona mixta; la facies química corresponde a los depósitos lagunares.

Procesos de formación

Como hemos visto, las condiciones básicas para la formación de abanicos aluviales son corrientes intermitentes y cambios repentinos en la pendiente del terreno normalmente por movimientos tectónicos. En áreas húmedas, como los Alpes suizos, la acción de las corrientes intermitentes tienen lugar como consecuencia del deshielo de las nieves. En áreas más secas, como la nuestra, la acción de las corrientes intermitentes son debidas a violentas tormentas de agua en las montañas, que forman cuencas de recepción y desagüe. Comúnmente, estas tormentas son estacionales y sus efectos son el desbordamiento de los cañones y los barrancos de la cuenca de recepción, transportando rápidamente las rocas fracturadas y alteradas, que en ellos se habían acumulado durante las estaciones o años secos hacia una o más cabezas de abanicos, dependiendo del tamaño del área afectada por la tormenta.

Una vez en la cabecera del abanico, la corriente deposita sedimentos por varios procesos. BULL, W. B. (1971), distingue en estos materiales sedimentos de mantos de agua (lámina de inundación) y depósitos de corrientes de escombros (corrientes de inundación). ALLEN, J. R. L. (1965), dice que las corrientes de inundación (*stream floods*) se forman cuando fluyen a los canales del abanico aluvial grandes cantidades de materiales. Estas corrientes, según ALLEN (ibid.), aparecen repentinamente y tienen una vida muy corta (pueden alcanzar el vértice de descarga en sólo diez minutos). Los cantes y bolas de lodos (cantes blandos) son rápidamente arrollados por estos flujos, incluso por láminas de agua con una profundidad igual al diámetro del objeto arrollado. Estos depósitos suelen presentar estratificación cruzada.

Las corrientes de inundación tienen una planta formada por canales anamostosados. Los depósitos que dejan son en general cantes y bloques engarzados en una matriz poco seleccionada.

Las láminas de inundación, según el mismo autor (ALLEN, J. R. L.,

1965), se forman cuando las corrientes de inundación alcanzan su límite o se desvían del canal cubriendo una parte sustancial del abanico aluvial en forma de manto.

Las tormentas pequeñas avanzan sobre un ancho frente, muriendo en lóbulos irregulares.

La fase final de las corrientes y láminas de inundación suele ser un flujo de arrastre de sedimentos. De acuerdo con BULL, W. B. (1971), si estos flujos de escombros son de baja viscosidad, sus depósitos presentan estratificación gradada y orientación horizontal de las partículas tabulares. Los flujos viscosos presentan una distribución uniforme de las partículas y orientación vertical preferente, que puede ser normal a la dirección de flujo.

A los depósitos resultantes de estos procesos, PETTJOHN, F. J. (1949), los denomina, respectivamente: Fanglomerados y Cenoglomerados.

Los arroyos pueden existir en los abanicos aluviales sólo si hay recarga constante de agua en la cuenca de recepción y la proporción por pérdidas de infiltración en el abanico es pequeña. Generalmente, los arroyos de abanicos aluviales están mucho menos cargados de cantos rotos que las corrientes de inundación o las láminas de inundación.

Carácter de los depósitos

Los depósitos de los abanicos aluviales reflejan la fuente local de sus materiales. Las corrientes y láminas de inundación violentas proporcionan los depósitos de abanico grosero, dando depósitos alargados, generalmente en forma lenticular, con contactos laterales y basales erosivos. Capas que se extiendan largas distancias a lo largo de secciones radiales de depósitos de canales son raras. Un corte de un abanico revela capas de extensión limitada que son interrumpidas por estructuras de erosión y relleno (BULL, W. B., 1971).

El tamaño de las partículas varía desde arcillas a bloques y decrece desde la cabeza al pie del abanico. La selección depende de la selección heredada del detrito, el tipo de transporte y deposición y la distancia de transporte (BLISSEMBACH, E., p. 183).

La redondez varía de 0,2 a 0,7, según la escala de Krumbein. La matriz es normalmente arena y arcilla; a veces existe cemento de carbonato de hasta un 30 por 100.

La porosidad en los materiales poco cementados es de hasta un 30 por 100; si están cementados no exceden del 15 por 100. En general, los seleccionados pobremente y los depósitos de flujo de barro tienen baja

porosidad; en los depósitos bien seleccionados la porosidad es alta (BLISSEMBACH, E., 1954, p. 185).

La permeabilidad depende de la porosidad, y es función de la selección y la interconexión de los poros intersticiales. Los depósitos de flujo de barro se comportan como acucluidos perfectos. Los depósitos de corriente son excelentes acuíferos. Los depósitos de abanico aluvial son, pues, alternativamente, en términos hidrogeológicos, acuíferos y acucluidos (BLISSEMBACH, E., 1954).

En nuestra zona de estudio un modelo conceptual de la distribución de estos depósitos (fig. 2-5) lo podríamos caracterizar distinguiendo varias zonas, a las que denominamos subfacies dentro del abanico, en las cuales predomina un tipo de depósito sobre los demás:

a) *Subfacies proximal*

Corresponde a la cabecera del abanico. Está constituido por conglomerados y bloques sin selección, depositados por corrientes de inundación de gran energía (cartografiada en el mapa litoestratigráfico, plano 1). En el extremo de esta subfacies aparecen canales anastomosados y estructuras de estratificación cruzada en las arenas y gravas (MCGOWEN, S. H., et al, 1971).

b) *Subfacies media*

La intrincada red de canales anastomosados se simplifica, predominando las corrientes fuertemente meandriformes, más o menos paralelas (VISHER, G. S., 1971, p. 86). Estas corrientes de inundación alternan con láminas de inundación y flujos de barro (POLANSKY, J., 1966). En esta subfacies son frecuentes los canales llenos con estratificación laminar, estratificación cruzada y de surco.

c) *Subfacies distal*

Es la de mayor extensión; en ella a su vez se distinguen dos zonas: la próxima a la subfacies media, dominada por canales anastomosados principales, en los cuales la presencia de materiales gruesos es más raro que en la subfacies media, en la cual se observa las mismas estructuras que éstas, siendo más frecuentes los flujos de barro.

Y la parte más alejada, formada por canales anastomosados distribuidores y flujos de barros que se unen con los depósitos bien estratificados del borde de la laguna.

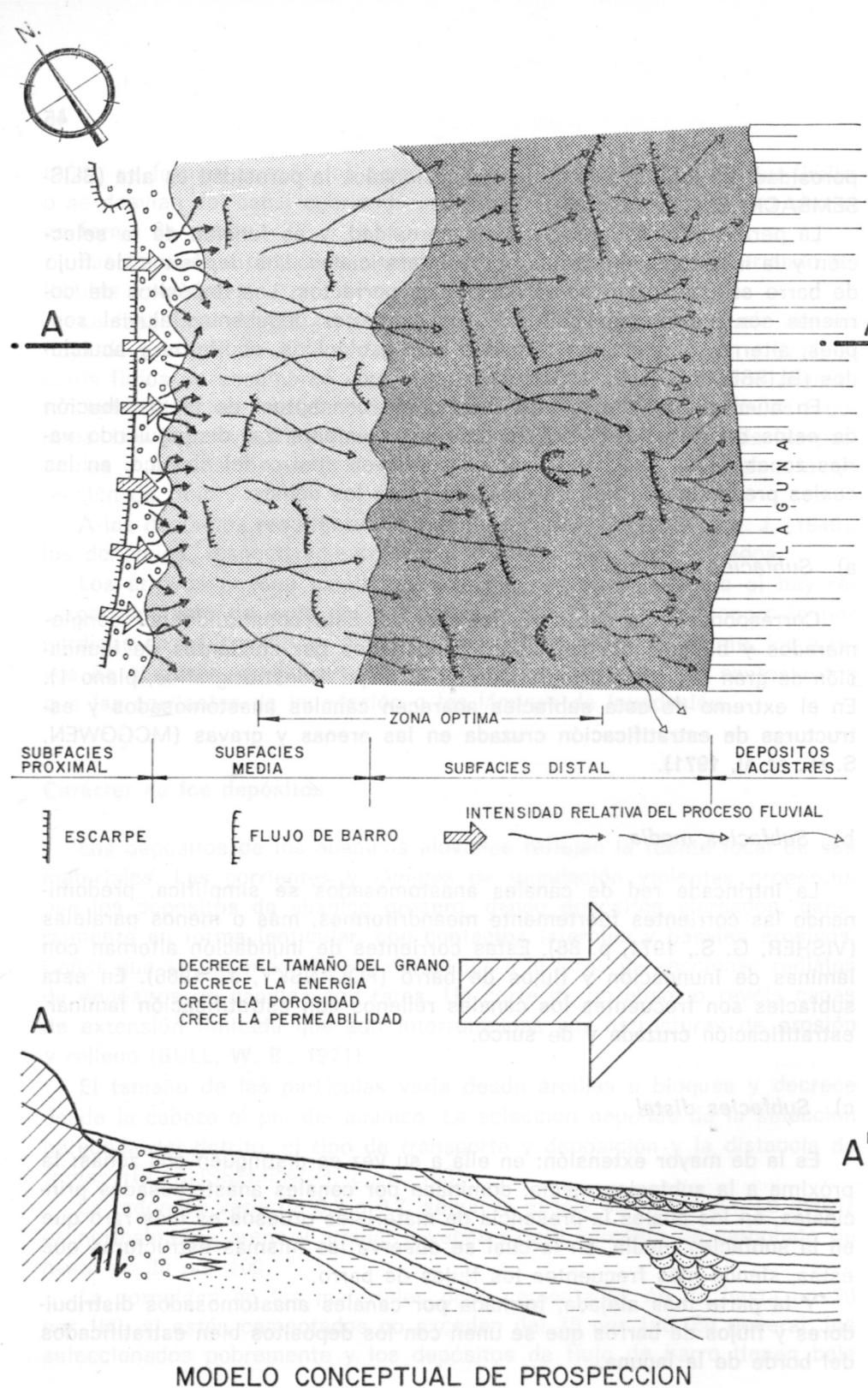


Figura 2-5

En el borde de esta subfacies suelen aparecer depósitos químicos, como encostramientos, evaporitas, etc.

d) *Depósitos de interlóbulo* (MCGOWEN, S. H., et al, 1971)

Explican que cuando dos abanicos simples no tienen un solape perfecto, sobre todo en las zonas de la subfacies media, queda entre ellos una pequeña laguna que se rellena de materiales finos.

Las tres subfacies aquí descritas coinciden con las tres regiones que suelen distinguir en los abanicos aluviales los autores franceses: vertiente, bajada y playa (DEMANGEOT, J., 1971, pp. 154-162). Los depósitos de la facies central o química presentan también en detalle múltiples complicaciones.

Los yesos y otras sales solubles de la Formación Vallecás parecen ser depositados en un ambiente lagunar muy restringido, en cuya formación probablemente tuvo fundamental importancia el drenaje subterráneo de los abanicos, como pone de manifiesto WILLIAMS, R. E. (1970), en otras zonas semejantes.

Con el tiempo, las condiciones se modifican, existiendo arroyadas que removilizan estos materiales, como lo indica la presencia de yesos detríticos en el techo de esta Formación.

Estos episodios dan paso a otro en el cual se depositan calizas, margas calcáreas y sílex al techo, que es erosionado y recubierto por materiales detríticos, dejados por una red fluvial (CAPOTE y CARRO, 1968).

Nuevas condiciones lacustres dejan los depósitos de calizas de los Páramos, en los cuales se alternan los depósitos de tipo lacustre con los encostramientos edafizados en diverso grado (VAUDOUR, J., 1975), semejantes a los que describe GARCIA DEL CURA, M.ª (1974), como calizas edáficas en la cuenca del Duero.

2.3 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

No obstante el número de trabajos realizados sobre la cuenca del Tajo, no disponíamos de una infraestructura geológica suficiente sobre la que basar el estudio hidrogeológico.

Ello nos impulsó a realizarlo nosotros mismos, utilizando fundamentalmente los datos que nos ha proporcionado el inventario de puntos de aguas. Los criterios utilizados han sido fundamentalmente de campo, manejando datos de calidad muy variable, y el análisis estratigráfico, aunque somero y forzosamente incompleto, nos ha llevado a crear un armazón

de clasificación que es suficiente para el alcance y fines que nos habíamos propuesto.

La escala de trabajo elegida ha sido la 1/100.000, por lo que hemos sintetizado grandes unidades sin descender a la escala de detalle que, dado el medio sedimentario de estos depósitos, es extremadamente complicada.

La distinción de una facies detrítica de borde y otra química central ya existía desde hace tiempo en la literatura geológica. La facies de transición también había sido apuntada tímidamente por varios autores; la puntualización del alcance de estas facies y su repercusión hidrogeológica la hicimos con anterioridad (LLAMAS y LOPEZ VERA, 1974).

Dentro de la facies detrítica, el Profesor RIBA, con una visión amplia del medio sedimentario y basándose en estudios mineralógicos de detalle, realizados por otros autores, distingue variaciones litológicas, debidas a la influencia del área madre de los sedimentos.

Se ha completado esta distribución con unidades que hemos denominado Formaciones, basándonos en los criterios antes expuestos. Hemos distinguido:

La *Formación Madrid*, constituida por arenas arcósicas, cantos de granito, gneis, cuarzo, etc., engastados en una matriz arcillosa y limosa.

La *Formación Tosco*, infiltrando a la anterior y formada por arcillas arenosas, arenas, arcillas y limos, y menos frecuentemente cantos.

Formación Guadalajara, formada por arenas, con matriz arcillosa muy abundante, cantos de cuarcita, pizarras, esquistos y arcillas.

Formación Alcalá, constituida por arcillas y arcillas arenosas con algún nivel de arenas y margas, está subyaciendo a la Formación Guadalajara.

Formación de Rañas de Mesones, formadas por cantos de cuarcitas rubefactadas, con matriz arenó-arcillosa y niveles lentejonares de pisolitos de óxidos de hierro.

Los límites entre estas unidades son algo imprecisos por constituir cambios graduales de una a otra. No obstante, la separación en las Formaciones Tosco y Alcalá, con las suprayacentes, podría ser una discordancia erosiva generalizada a toda la cuenca, ya que coincide sensiblemente con el límite entre la Formación Vallecas y las suprayacentes; esta idea ha sido apuntada por el Profesor ALIA MEDINA (1960). Pero su estudio implica muchas dificultades, en primer lugar, por no quedar claramente expuesta esta discordancia dada la falta de contrastes litológicos, y por ser las discordancias erosivas locales una tónica general en este

ambiente sedimentario. En segundo lugar, su correlación se hace difícil por estar desnivelada por movimientos posteriores en la vertical.

Con la facies de transición hemos distinguido la *Formación Anchuelo*, que tiene características mixtas entre las Formaciones Alcalá y Tosco, con la Formación Vallecas; según sea la interdigitación de una de las primeras con la segunda, estará constituida por un bandeados de arcillas rojizas y margas verdosas o por margas y arcillas bióticas.

La *Formación Peñuela* engloba una gran variedad de términos litológicos: margas calcáreas, calizas, sepiolita, sílex, arcillas y arenas. Esta formación es expansiva con respecto a las de la facies detrítica, penetrando entre ellas; hacia el centro de la cuenca pasa lateralmente a la Formación Villarejo. Su extensión y acuñamiento dentro de la facies detrítica no se ha estudiado, apareciendo unas veces en el contacto entre las Formaciones Tosco y Madrid y otras no siendo visible, posiblemente por haber sido erosionada.

La facies central ha sido bien estudiada por diversos autores, limitándonos a encajar sus conclusiones dentro de nuestro esquema lito-estratigráfico y denominarlas de acuerdo con el mismo como: *Formación Vallecas*, *Formación Villarejo* y *Formación de los Páramos*.

En cuanto al ambiente sedimentario de estos depósitos, nos hemos limitado a observar las estructuras sedimentarias y morfología que presentan, comparándolos con los modelos de cuencas continentales semejantes a la nuestra. Esto nos ha llevado a considerar la facies detrítica como depósitos de abanico aluvial, dentro de la cual distinguimos tres regiones o subfacies, según la preponderancia de un mecanismo de sedimentación, como corrientes de inundación, arroyos o corrientes de barros; de éstos, los dos primeros son los principales, siendo los arroyos poco frecuentes y las corrientes de barros restringidas y locales.

El extremo de la subfacies distal, la más alejada de la cabecera de los abanicos, formada por la subfacies proximal, presenta también depósitos químicos y mixtos lagunares, dando origen a la facies de transición. La facies central parece estar formada en un ambiente lacustre restringido, donde los procesos de enconstramiento y edáficos han tenido gran importancia.

3 CONDICIONANTES MORFOTECTONICOS Y GEODINAMICOS

Junto a la lito-estratigrafía, la morfotectónica constituye otro de los factores geológicos que nos van a influir en el comportamiento hidrogeológico. Mientras que la lito-estratigrafía constituye el soporte físico de los procesos hidrogeológicos, la morfotectónica nos va a controlar las áreas probables de recarga y descarga, nos puede orientar sobre la dirección probable del flujo y, junto con la lito-estratigrafía, controlar el volumen de agua que se pone en juego, en el proceso geodinámico externo, por medio de la estimación de la escorrentía superficial y la infiltración, así como también nos van a definir la geometría de los acuíferos.

La Geodinámica externa nos va a dar una primera aproximación cuantitativa del ciclo hidrológico, dentro del cual se incluye el estudio hidrogeológico, objeto de nuestro trabajo.

3.1 MORFOLOGIA DE LA ZONA ESTUDIADA

La mayor parte de los factores meteorológicos e hidrológicos —precipitación, temperatura, caudales específicos de la escorrentía superficial, tiempo de concentración, etc.— van ligados en mayor o menor grado a la altimetría y a la pendiente media de la cuenca.

En la figura 3-1 se presenta la curva hipsométrica de la zona estudiada, que se puede considerar como una especie de perfil de la cuenca que nos informa sobre algunas de las características geométricas que nos interesan.

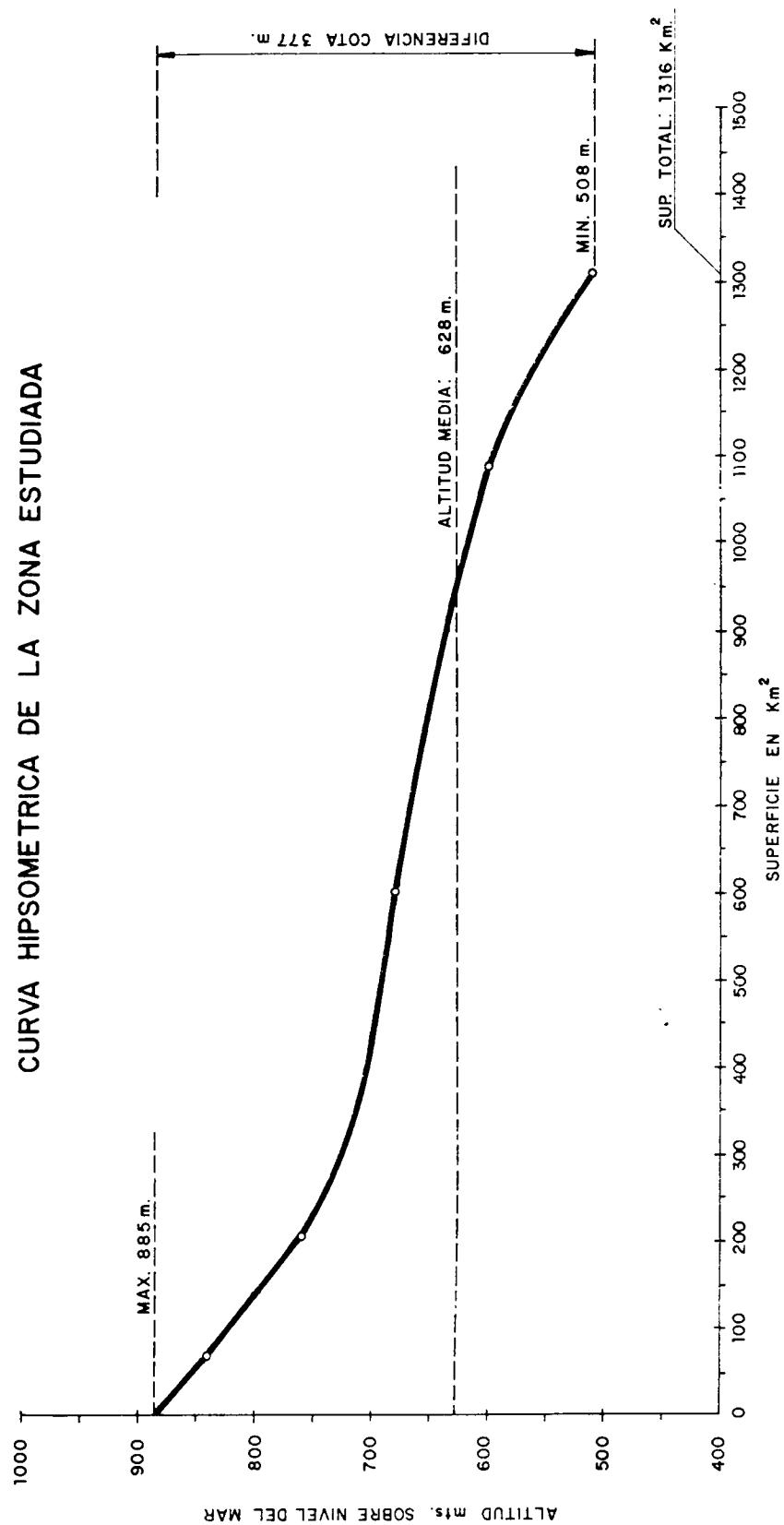


Figura 3-1

La zona estudiada tiene una superficie total de 1.316 Km². La altitud media (ponderada con la superficie) es de 628 m. y la diferencia de altitud no es muy grande —377 m.— entre la cota más alta, vértice de Carramedada, de 885 m., en el término de Valdenuño Fernández, junto al de Mesones y la cota 508 m. en el río Jarama, en el extremo sur de nuestra zona. Como se observa en la curva hipsométrica, solamente 200 Km² de los que comprende nuestra zona se encuentran a una altitud por encima de los 750 m.

Geológicamente corresponden a la superficie de la Raña, al borde sedimentario de la rampa de la Sierra y a la superficie del Páramo, al SE. de nuestra zona.

La mayor extensión, 900 Km², está comprendida entre los 600 y 750 metros, correspondientes principalmente a los afloramientos de las facies detrítica y de transición y a las Formaciones Vallecas y Villarejo de la facies central.

Los 216 Km² restantes están comprendidos entre la cota 508 y 600 metros y corresponden principalmente a los depósitos cuaternarios que tapizan el valle del Jarama. Los coeficientes altura/superficie para las tres zonas consideradas son, respectivamente, 0,66, 0,15 y 0,40.

El talweg del río Jarama tiene en nuestra zona una pendiente del 1,6 por 100. Desarrollándose una extensa red de drenaje sobre la facies detrítica, mientras que sobre las facies de transición y central ésta es muy reducida o no existe. También se observa sobre la facies detrítica cómo los afluentes de la margen izquierda presentan mayor pendiente que los de la margen derecha; LOPEZ VERA, F., y PEDRAZA, J. (1976).

3.1.1 LAS SUPERFICIES DE EROSION Y LAS VERTIENTES

Los elementos fundamentales de la morfología de esta región los constituyen una serie de superficies en las cuales se encaja la red de drenaje del río Jarama.

Estas superficies en el borde de la Sierra son:

- Superficie superior: forman la superficie superior del zócalo morfológico del macizo fundamental de la Sierra.
- Rampa de la Sierra, que articula la unión morfológica entre la superficie superior del zócalo de la Sierra y la cuenca sedimentaria; en ella podemos distinguir la superficie del Pediment, la superficie inferior del Pediment y las cuestas estructurales de las calizas cretácicas.

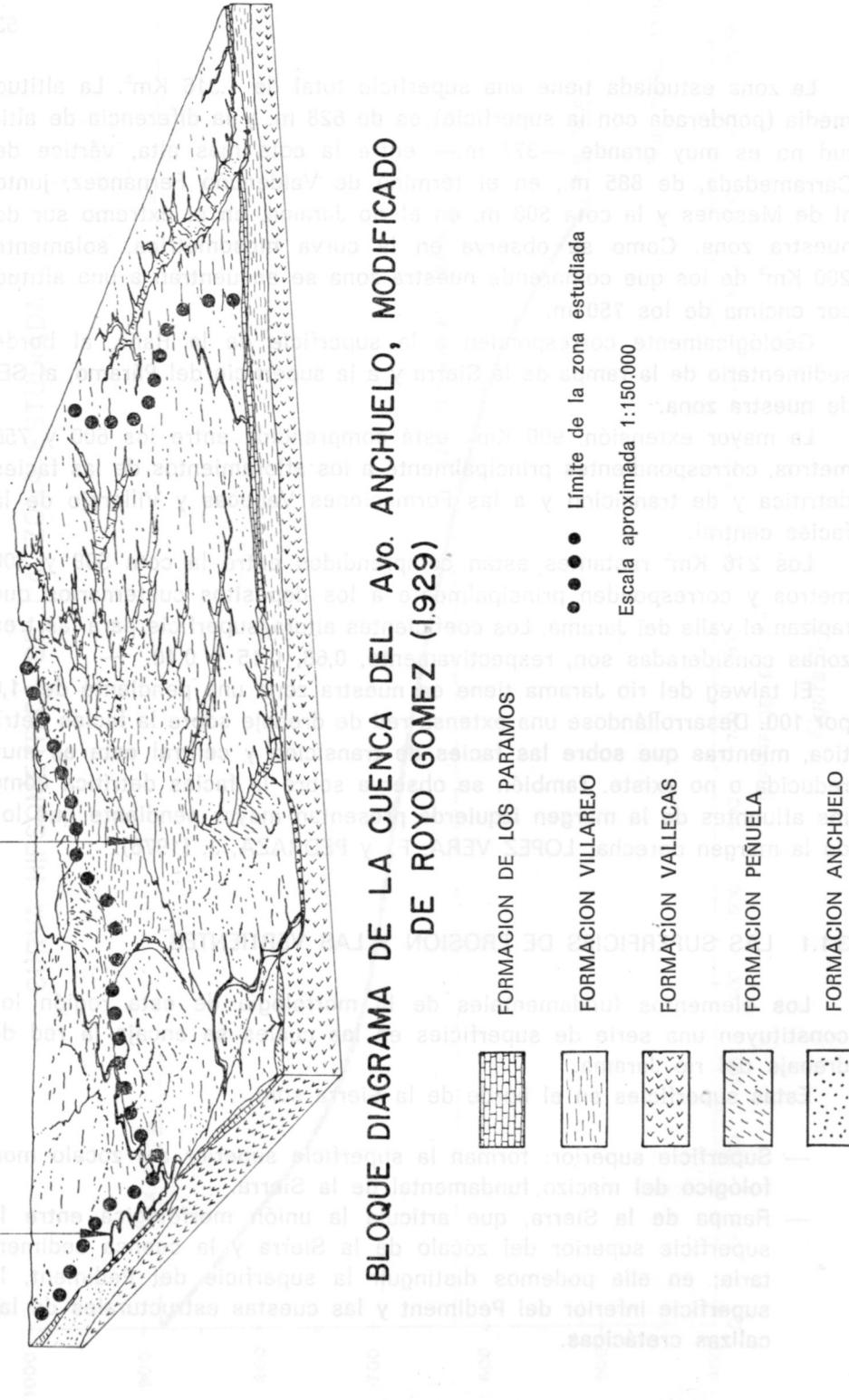


Figura 3-2

Dentro de la cuenca sedimentaria se distinguen unas superficies fundamentales, formadas por:

- Superficie de los Páramos, que se extiende por la divisoria de nuestra zona con el Tajuña. Formada por el relieve tabular de las calizas de la Formación de los Páramos. Figura 3-2.
- De acuerdo con SCHWENZNER (1943, pp. 121-147), la superficie de los Páramos corta a la Formación de los Páramos, denominando a esta superficie M_2 .
- Superficie Madrid: ocupa el interfluvio del Jarama-Manzanares y se encuentra muy drenada. Se instala sobre las arenas arcósicas de la Formación Madrid, encontrándose escalonada en la dirección morfológica del río Tajo. Coincide con la superficie M_1 de SCHWENZNER y, según este autor, está encajada en la M_2 . Su denominación la realizó RIBA, O. (1957).
- Superficie de la Raña: se extiende por la zona norte del interfluvio, entre el Jarama y el Henares; corona la Formación Guadalajara y está formada sobre los depósitos de rañas.

Encajadas en estas superficies, que presentan su gradiente morfológico hacia el río Tajo, hemos distinguido, LOPEZ VERA, F., y PEDRAZA, J. (1976), una serie de niveles escalonados que unen estas superficies fundamentales con las terrazas del río Jarama. Siendo el gradiente de estos niveles hacia el río Jarama.

Estos niveles son:

- Glacis de ladera, encajado en la superficie del Páramo, a la cual orla. Se encuentra tapizada por las gravas, arenas y arcillas de la base de la Formación de los Páramos y se apoya sobre la Formación Villarejo.
- Vertientes glacis son una serie de glacis, escalonados, muy complejos y parcialmente degradados, que se encajan en la Superficie Madrid y une a éstas con las terrazas altas y medias del Jarama.

Dentro de este sistema incluimos el nivel de Paracuellos, que se presenta parcialmente tapizado de «rañizo», material parecido a la raña, pero cuya altitud es inferior a ésta.

Las vertientes glacis también afectan a la Formación Peñuela, en la zona de San Martín de la Vega. También incluimos el nivel erosivo de Vaciamadrid. La discusión de la edad y relaciones entre estos elementos geomorfológicos se sale fuera del ámbito de este trabajo.

Las alturas locales y principales características de estas superficies se resumen en la tabla 3-I.

TABLA 3-I.—Resumen de las principales unidades geomorfológicas de la zona estudiada.

Denominación del elemento geomorfológico	Cota mínima y máxima en nuestra zona	Substrato	Edad	Estado de evolución	Autor que la describe y año
Rampa de la Sierra.	900	Zócalo ígneo y cobertura sedimentaria	Pliocena I-M	Bien conservada	BIROT y SOLE SABARIS
Superficie del Páramo ...	680-900	F. del Páramo	Pliocena I-M	Bien conservada	SCHWENZNER (1943)
Superficie de la Raña ...	760-830	F. de la Raña	Pl. M-S	Bien conservada	HERNANDEZ PACHECO, F., ALEXANDRE, et al. (1973)
Superficie Madrid.	680-900	F. Madrid	Pl. Cuaternario	Muy degradada	O. RIBA (1957) L. VERA y PEDRAZA (1975)
Glacis encajado de ladera (en el páramo) ...	680-760	F. del Páramo	Pl. Cuaternario	Bien conservada	L. VERA y PEDRAZA (1975)
Vertientes glaciales ..	680-760	F. Madrid, Guadajara, Peñuela, Anchuelo.	Pl. Cuaternario	Bien conservada	L. VERA y PEDRAZA (1975)
Nivel de Paracuellos ...	600-680	F. Madrid, Guadajara	Pleistoceno Inf.	Bien conservada	O. RIBA (1957) L. VERA y PEDRAZA (1975)
Nivel de Vaciamadrid ...	600-680	F. Peñuela	Pleistoceno Inf.	Muy degradada	L. VERA y PEDRAZA (1975)

3.1.2 LAS TERRAZAS

El estudio de las terrazas del río Jarama reviste una especial importancia, puesto que su morfología nos va a servir de base para clasificarlas hidrogeológicamente, de acuerdo con criterios expuestos por nosotros con anterioridad; LOPEZ VERA, F. (1973).

Hemos distinguido tres sistemas de terrazas: las bajas, medias y altas; esta agrupación no tiene significado cronológico, aunque evidentemente las bajas son las más modernas.

Las terrazas bajas las constituyen la llanura de inundación del río, el cauce de éste y las terrazas que están conectadas hidráulicamente con el río; forman en conjunto la vega, y sobre ella se suelen establecer huertas y regadíos por canales, concesiones del río o bien por aguas subterráneas, extraídas mediante pozos excavados en ellas.

La altura media que suele tener este sistema de terraza sobre el río es de 2 a 9 m.

Las terrazas medias son otro grupo, separado normalmente de las terrazas bajas por un escarpe, donde aflora el substrato terciario y en cuyo borde son frecuentes los manantiales y zonas de rezume de agua. Este sistema de terrazas se encuentran conectadas hidráulicamente entre sí, y es común la forma de presentarse en los ríos de la cuenca del Tajo (LOPEZ VERA, 1973). Por lo general, sobre estas terrazas existen derrames y coluviones de las terrazas superiores y del Terciario, que les suele dar una configuración de glacis-terraza (LOPEZ VERA, F., y PEDRAZA, J., 1975); las más desarrolladas son las de Torrejón en la confluencia del Jarama-Henares y el de Arganda. La altura media sobre el cauce del río suele ser de 12 a 30 m.

Las terrazas altas lo constituyen un conjunto de retazos muy desmantelados, de depósitos parecidos a la raña, de las que se distingue por presentar frecuentemente encostramientos calcáreos. Su altitud es de 50 a 155 m. sobre el cauce.

Las relaciones entre los distintos sistemas de terrazas varían a lo largo del río; al norte, todas las terrazas son escalonadas y su potencia se mantiene, por lo general, inferior a 6 u 8 m. Progresivamente, según descendemos en el sentido de la corriente, el sistema de terrazas medias se approxima a las bajas, mientras que las altas quedan totalmente descolgadas; por último, a la altura de Arganda, las terrazas bajas quedan encajadas en las medias, presentando una potencia conjunta de unos 25 m. El punto neutro o de cruce de estos sistemas de terrazas se puede establecer al sur de Velilla de San Antonio.

3.1.3 ACCIDENTES MORFOLOGICOS MENORES

Bajo este epígrafe agrupamos los accidentes morfológicos que no tienen un gran desarrollo más que a escala de detalle o local; éstos son:

— Karstificación; sobre las calizas de los Páramos se observa una fase de karstificación muy intensa, no obstante el reducido espesor de las mismas que afecta a todo el paquete. El karst se encuentra lleno de terra-rosa y materiales calizos, transportados de áreas muy cercanas (PEREZ GONZALEZ, H., et al., 1973). Estos materiales autóctonos sufren un proceso muy acusado de recarbonatación, cementación y rubefacción, en una segunda fase de karstificación de menor intensidad que la primera.

La karstificación también afecta masivamente, pero en menor intensidad de formas, a la Formación Villarejo.

Sobre la Formación Vallecas también se producen fenómenos de karstificación, aunque en éstos, por la naturaleza litológica —yesos y sales solubles—, adquieren aspectos menos espectaculares.

Tienen especial desarrollo las formas verticales, dolinas y chimeneas, que se conservan bien cuando la erosión las ha dejado por encima de la zona saturada.

Bajo las terrazas se observan hundimientos que hacen pensar en dolinas subyacentes, como las existentes en la vega del río Jarama a la altura de Mejorada del Campo o en la carretera de Chinchón, estas últimas descritas por PEREZ GONZALEZ, A. (1971).

Otros elementos que completan la geomorfología de esta zona son:

- Derrubios de laderas y conos de deyección, que se producen al pie de los escarpes.
- Barranco, cárcavas y gargantas son formas de disección frecuentes, dependiendo de la litología.
- Relieves residuales; el desmantelamiento de las superficies fundamentales dejan al sur de Madrid un gran número de cerros testigos, como el de Almodóvar, Ribas, Telégrafo, etc.

3.2 INCIDENCIA DE LA TECTONICA

Como veremos a continuación, la influencia de la tectónica de zócalo, apuntada por ALIA, M., 1960, sobre la morfología es decisiva. También

intentaremos valorar su incidencia sobre la hidrogeología. Para ello nos hemos servido de la imagen número 1227-10271, tomada con sensores remotos por el satélite ERTS-1.

El gran campo de aplicación de estas imágenes a gran altura sobre la Tierra ha sido expuesto por MERIFIELD, P. M. (1972), al facilitar la observación con una sola imagen de una gran superficie.

La imagen que hemos elegido está tomada a una altura media de 925 Km., el 7 de marzo de 1973; de la imagen multiespectrual hemos elegido el canal 7, de longitud de onda 0,8-1,1 μ , que corresponde a la región de infrarrojos del espectro electromagnético. Esta longitud de onda tiene la propiedad de ser absorbida por el agua, lo que hace que donde aparezca ésta quede destacada en negro sobre la imagen.

El método que hemos utilizado ha sido el estudio de las alineaciones morfo-tectónicas, que vienen determinadas principalmente por la red de drenaje, por lo que hemos considerado óptimo este canal. Por otra parte, la zona que nos interesa (fig. 3-3) está poco afectada por el efecto del ángulo de iluminación solar (LOPEZ DE LEMOS, G., 1975), que produce una mayor reflectancia de energía.

En la figura 3-4 se presenta la red de drenaje obtenida de esta imagen, que es en líneas generales de tipo anguloso, lo que denota su influencia estructural (HOWARD, A. D., 1967), aunque en algunas zonas se superpongan redes de tipo dendrítico o pinnado, de mayor influencia litológica.

En la figura 3-5 se presentan las principales alineaciones morfo-estructurales obtenidas por la interpretación directa de la figura 3-3; estas direcciones coinciden sensiblemente con las direcciones de fracturación propuestas por PARGA, J. R. (1969), para el Macizo Hespérico; éstas son:

- Red NE-SO y su conjugada NO-SE.
- Red NNO-SSE y su conjugada NNE-SSO.
- Red N-S.
- Red E-O.

La influencia morfológica de estas redes de fracturación en la zona de Gredos la expone claramente PEDRAZA, J. (1973). La influencia de la fracturación del zócalo sobre el relleno sedimentario de la cuenca queda evidenciada en la figura 3-5. En este esquema resulta muy difícil determinar la edad relativa de actuación de estas redes y sus influencias mutuas.

A esta escala regional estimamos la incidencia de la tectónica sobre el posible comportamiento hidrogeológico pequeño; creemos que sólo indirectamente, a través de la geomorfología y la lito-estratigrafía, puede controlar las direcciones del flujo local y la geometría global de los acuíferos del Terciario.

A escala local y sobre materiales competentes puede tener mayor influencia, como ocurre en la llanura de Arganda, donde una falla parece ser ha hundido un bloque de calizas de la Formación Villarejo, quedando en una situación adecuada para recibir la recarga del aluvial y río Jarama, siendo explotado por numerosos pozos del polígono industrial de Arganda (plano 6.4).

El mayor accidente morfo-tectónico lo representa la línea de la Sierra, como lo describe VIDAL BOX, C. (1942), constituido por un sistema de fallas con un salto total superior a 1.000 m.

En líneas generales podemos decir, citando al Profesor ALIA, que la morfología de esta zona viene decisivamente condicionada por la tectónica del basamento, constituida por una compartimentación del mismo en bloques levantados y hundido, como ponen de manifiesto los mapas magnéticos realizados por HERNANDEZ FERNANDEZ, M.ª E. (1972 y 1974).

3.3 CARACTERISTICAS GEODINAMICAS

Nuestro trabajo, como expusimos en el prólogo, tiene por objeto el estudio de la parte subterránea del ciclo del agua, cuyo estudio didácticamente se realiza dentro del campo de la Geodinámica Externa.

En los epígrafes siguientes trataremos de definir las características locales de dicho ciclo y estudiarlo en cuanto a las relaciones existentes entre aguas superficiales y subterráneas.

3.3.1 PARAMETROS CLIMATICOS

La precipitación media en el período (1945-46 a 1962-63) es de 570 milímetros (S. G. O. P.-C. A. T., 1973).

En la figura 3-6 se representan las isoyetas medias para este período. En las tablas 3-II y 3-III, respectivamente, se presentan los valores de precipitación caída sobre las facies química y de transición, facies detrítica y cuaternario, obtenidas de planimetrar las isoyetas medias anuales en el período 63-64 a 72-73.

La superficie total considerada es de 2.000 Km² por la necesidad de incluir la facies química y el cuaternario hasta la estación de aforos de Puente Largo. E-175.

El volumen medio de precipitación así obtenida fue:

Facies detrítica: 254,4 Hm³.

Facies química: 498,4 Hm³.

Cuaternario: 289,9 Hm³.

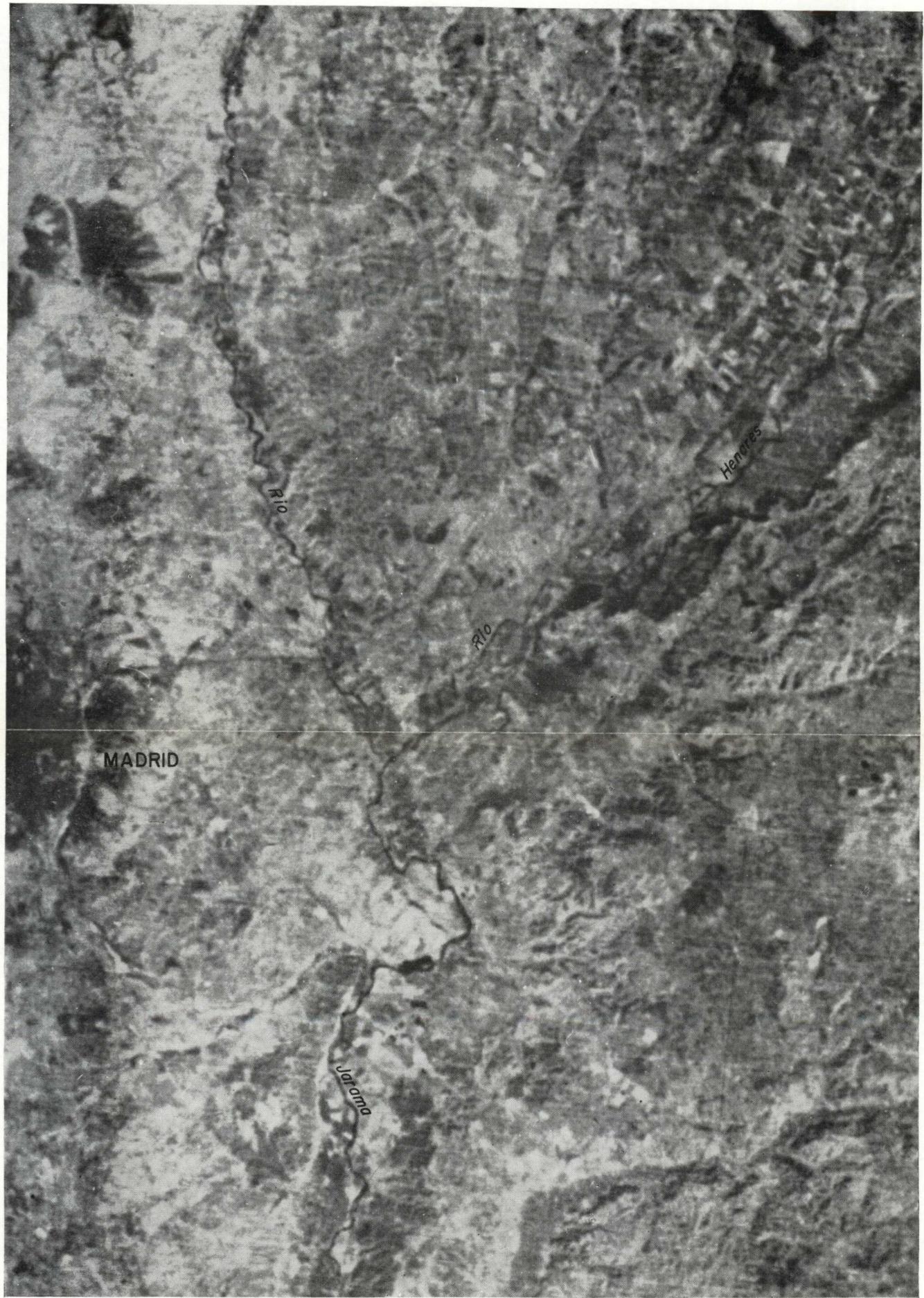
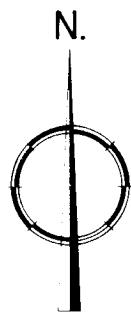


Figura 3-3



RED DE DRENAJE

FOTOINTERPRETADO SOBRE LA IMAGE
ERTS. N° 1227-10271. CANAL 7
($\lambda = 0,8-1,1\mu$)

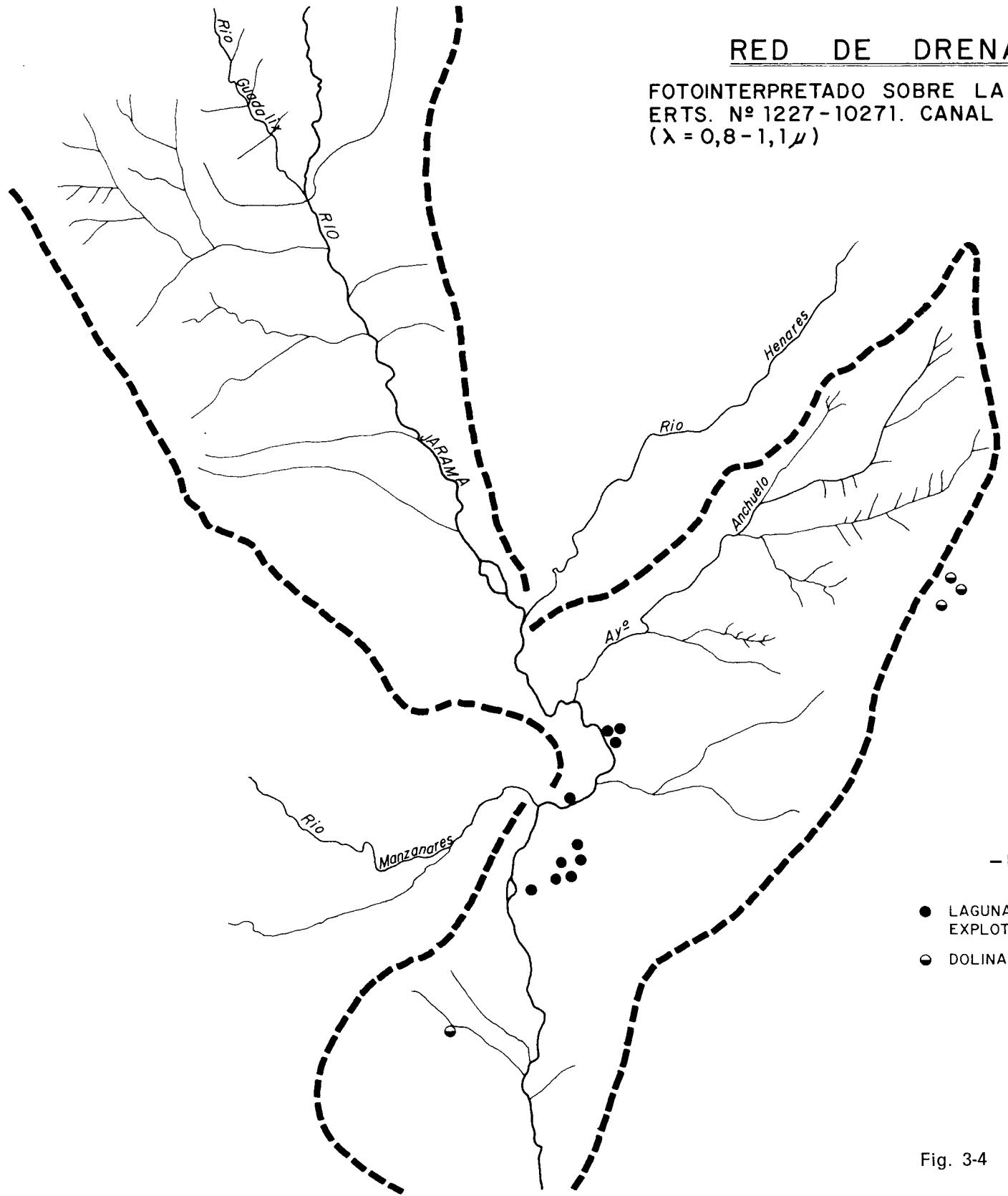


Fig. 3-4

ESQUEMA DE ALINEACIONES
MORFO ESTRUCTURALES
INTERPRETADO SOBRE IMAGEN ERTS
Nº 1227-10271. CANAL 7
($\lambda=0,8-1,1 \mu$)

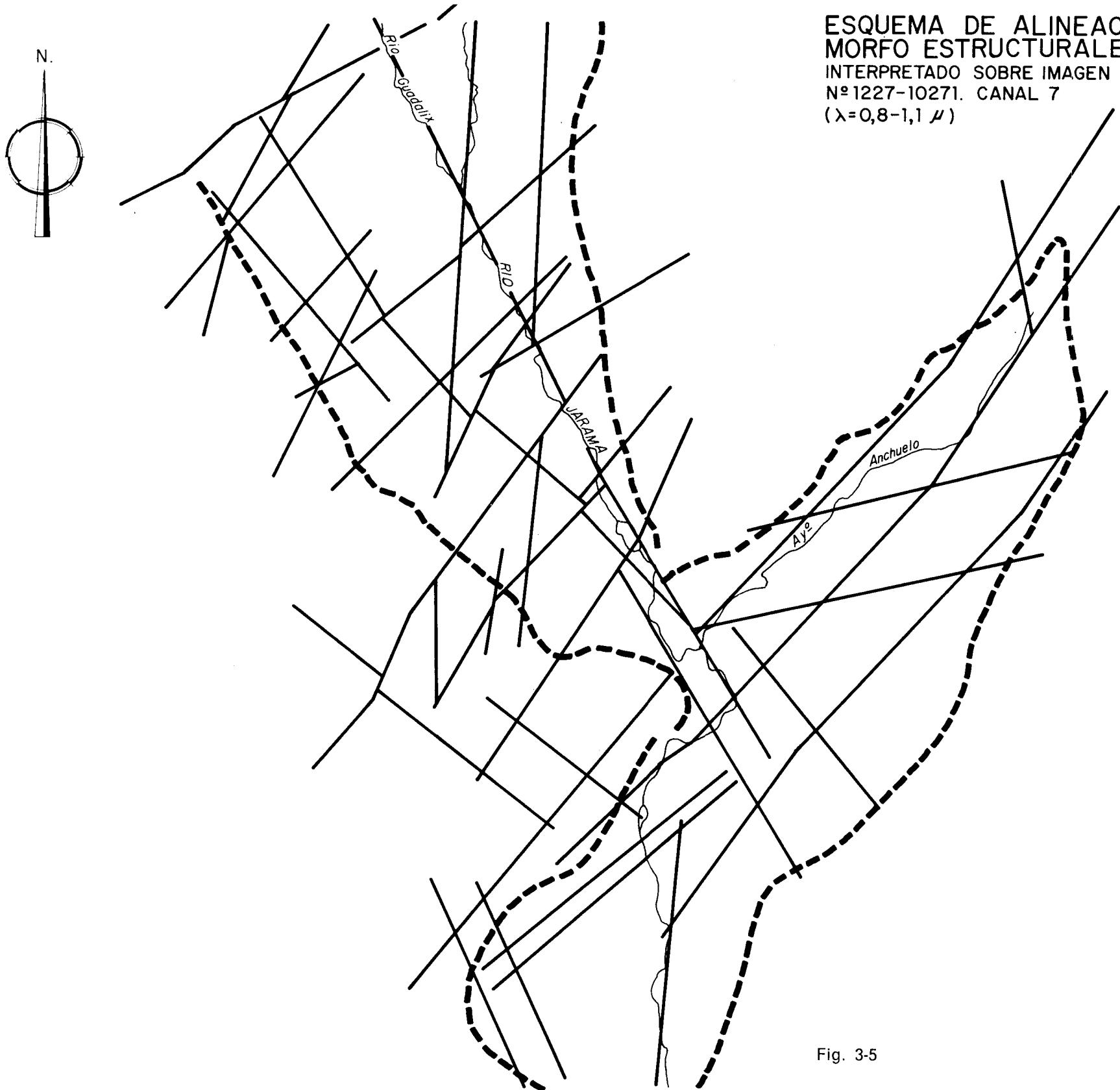
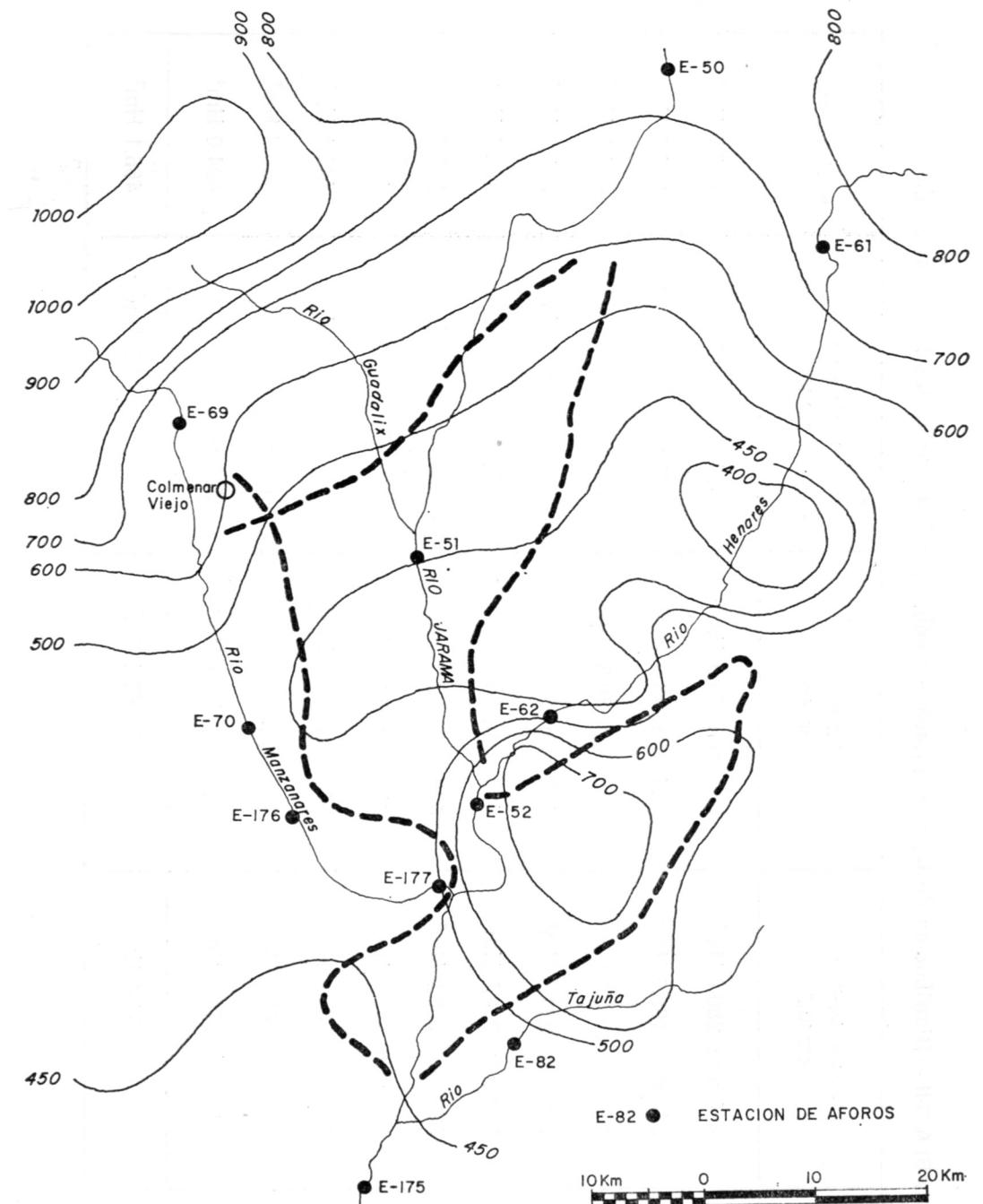


Fig. 3-5



ISOYETAS MEDIA 1945-46 A 1962-63

MODIFICADO SG.O.P-C.A.T. (1973)

Figura 3-6

TABLA 3-II.—Distribución de las precipitaciones sobre las distintas facies hasta Mejorada

AÑO	Facies detrítica 468 Km ²	Facies química 140 Km ²	Cuaternario 288 Km ²	Total (896 Km ²)
63-64	600 mm. 280,8 Hm ³	500 mm. 70,0 Hm ³	530 mm. 152,6 Hm ³	503,4 Hm ³
64-65	360 mm. 168,5 Hm ³	325 mm. 45,5 Hm ³	350 mm. 100,8 Hm ³	314,8 Hm ³
65-66	725 mm. 339,0 Hm ³	575 mm. 80,5 Hm ³	700 mm. 201,6 Hm ³	621,4 Hm ³
66-67	500 mm. 234,0 Hm ³	450 mm. 63,0 Hm ³	480 mm. 138,2 Hm ³	435,2 Hm ³
67-68	500 mm. 234,0 Hm ³	430 mm. 60,2 Hm ³	480 mm. 138,2 Hm ³	432,4 Hm ³
68-69	600 mm. 280,8 Hm ³	500 mm. 70,0 Hm ³	560 mm. 161,3 Hm ³	512,1 Hm ³
69-70	520 mm. 243,4 Hm ³	500 mm. 70,0 Hm ³	500 mm. 144,0 Hm ³	457,4 Hm ³
70-71	520 mm. 243,4 Hm ³	500 mm. 70,0 Hm ³	440 mm. 126,7 Hm ³	440,1 Hm ³
71-72	530 mm. 248,0 Hm ³	500 mm. 70,0 Hm ³	460 mm. 132,5 Hm ³	450,5 Hm ³
72-73	580 mm. 271,4 Hm ³	500 mm. 70,0 Hm ³	530 mm. 152,6 Hm ³	494,0 Hm ³
Valores medios	254,4 Hm ³	62,4 Hm ³	144,8 Hm ³	466,1 Hm ³

TABLA 3-III.—Distribución de las precipitaciones sobre las distintas facies hasta Puente Largo

AÑO	Cuaternario 325 Km ²	Facies química (Terciario) 950 Km ²	Total (1.275 Km ²)
63-64	500 mm. 162,5 Hm ³	500 mm. 475,0 Hm ³	637,5 Hm ³
64-65	305 mm. 99,1 Hm ³	325 mm. 308,8 Hm ³	407,9 Hm ³
65-66	520 mm. 169,0 Hm ³	545 mm. 517,7 Hm ³	686,7 Hm ³
66-67	350 mm. 113,8 Hm ³	340 mm. 323,0 Hm ³	436,8 Hm ³
67-68	410 mm. 133,2 Hm ³	410 mm. 389,5 Hm ³	522,7 Hm ³
68-69	510 mm. 165,8 Hm ³	540 mm. 513,0 Hm ³	678,8 Hm ³
69-70	470 mm. 152,8 Hm ³	470 mm. 446,5 Hm ³	599,3 Hm ³
70-71	440 mm. 143,0 Hm ³	480 mm. 456,0 Hm ³	599,0 Hm ³
71-72	480 mm. 156,0 Hm ³	500 mm. 475,0 Hm ³	631,0 Hm ³
72-73	480 mm. 156,0 Hm ³	480 mm. 456,0 Hm ³	612,0 Hm ³
Valores medios	145,1 Hm ³	436,0 Hm ³	581,0 Hm ³

TABLA 3-IV.—Temperatura media °C, precipitación mm. y evapotranspiración, según BECERRIL, TURC y COUTAGNE

AÑO	Temperatura media anual °C	Precipitación mm.	E. R. Becerril mm.	E. R. Turc mm.	E. R. Coutagne mm.
63-64	13,2 (*)	561	388,3 69 %	382,4	443
64-65	13,2 (*)	351	265,5 75 %	312,8	305
65-66	13,2 (*)	693	455,9 66 %	392,6	513
66-67	12,8	485	346,2 71 %	360,0	395
67-68	13,3	482	344,5 71 %	367,4	395
68-69	13,5	571	398,6 69 %	390,3	451
69-70	14,0	510	360,3 71 %	386,6	416
70-71	12,6	491	349,6 71 %	358,1	398
71-72	12,9	502	355,8 71 %	365,6	406
72-73	13,1	551	382,9 70 %	378,9	436
Medias	13,2	—	364,3	369,5	416

* Valor medio de la serie de siete años 65-66 a 72-73, por no poseer el dato correspondiente a un año.

La temperatura media de 14 estaciones, distribuidas por la zona para el período de diez años considerados, es de 13,2°C (tabla 3-IV).

Y la evapotranspiración real, según las fórmulas de Becerril (GOMEZ NAVARRO, L., 1958), Turc y Coutagne (REMENIERAS, 1971, pp. 262-263), son respectivamente: 364,3 mm., 369,5 mm. y 416 mm. (tabla 3-IV), según datos de LOPEZ VERA, F., y SAIZ GARCIA-CUENCA, J. (1976).

3.3.2 DISTRIBUCION DE LA ESCORRENTIA

Un método cualitativo de estudiar la distribución de la escorrentía es a partir de la morfología, como se ha expuesto en el apartado 3.1, y de la litología. En el plano hidrogeomorfológico (plano 5) se representa el régimen predominante de circulación del agua en las diversas zonas, siguiendo el modelo propuesto por USSELMAN, P. (1971), en *Cartographie Geomorphologique*, pp. 180-191, Ed. Centre National de la Recherche Scientifique, París.

Se distingue una escorrentía superficial o directa cuando se producen cárcavas y barrancos o régimen hipodérmico y régimen freático, que puede ser superficial o profundo, distinguiéndose si es un medio poroso o figurado.

También se representa en este plano el drenaje en los thalwegs y los accidentes morfológicos de mayor interés hidrológico, como escarpes, dolinas, cañones, etc.

En este plano cabe destacar que la zona ocupada por las facies detriticas presentan un régimen de circulación del agua profundo, y que el drenaje en los thalwegs es perenne para la red secundaria, pero esporádico para la terciaria, lo cual nos da alguna indicación sobre la profundidad del nivel del agua y su funcionamiento.

Un método utilizado usualmente para estimar cuantitativamente el volumen de escorrentía subterránea es como aportación subterránea o escorrentía básica frente a la escorrentía superficial o directa, mediante la descomposición de los hidrogramas en estaciones de aforos determinados. En la figura 3-6 se señalan las estaciones foronómicas utilizadas por nosotros (LOPEZ VERA, F., y SAIZ, J., 1975).

La aplicación de este método a nuestra zona ha presentado muchas dificultades, dado que la cuenca del río Jarama se encuentra muy regulada, por lo que nuestro primer trabajo ha consistido en intentar restituir el régimen natural.

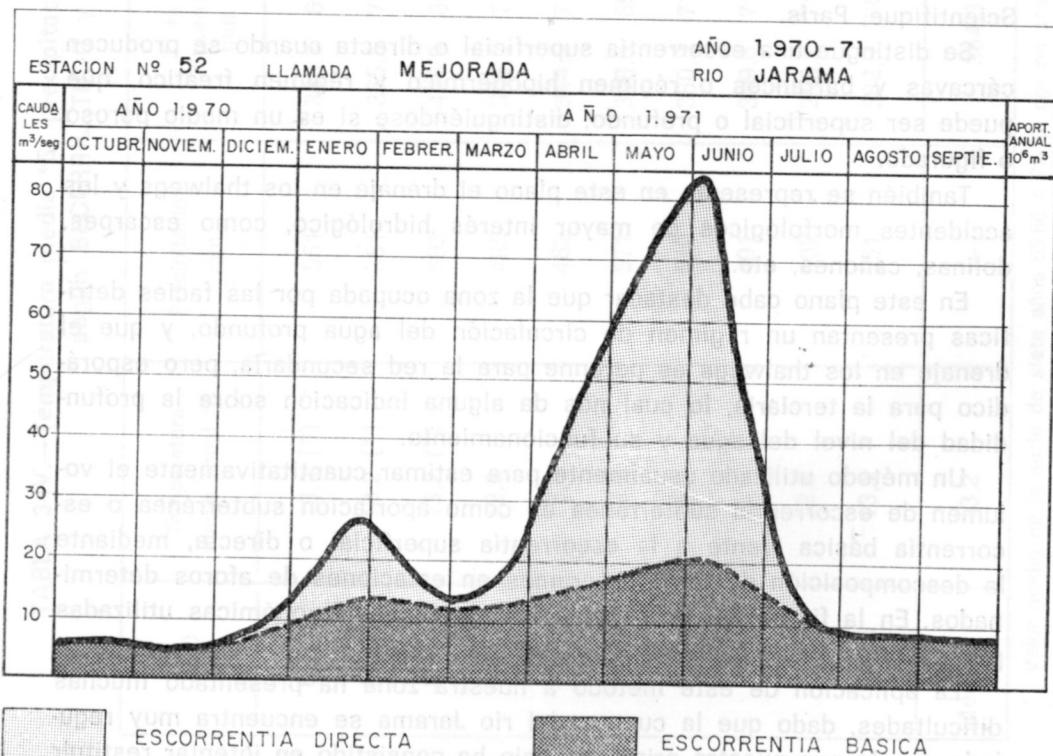
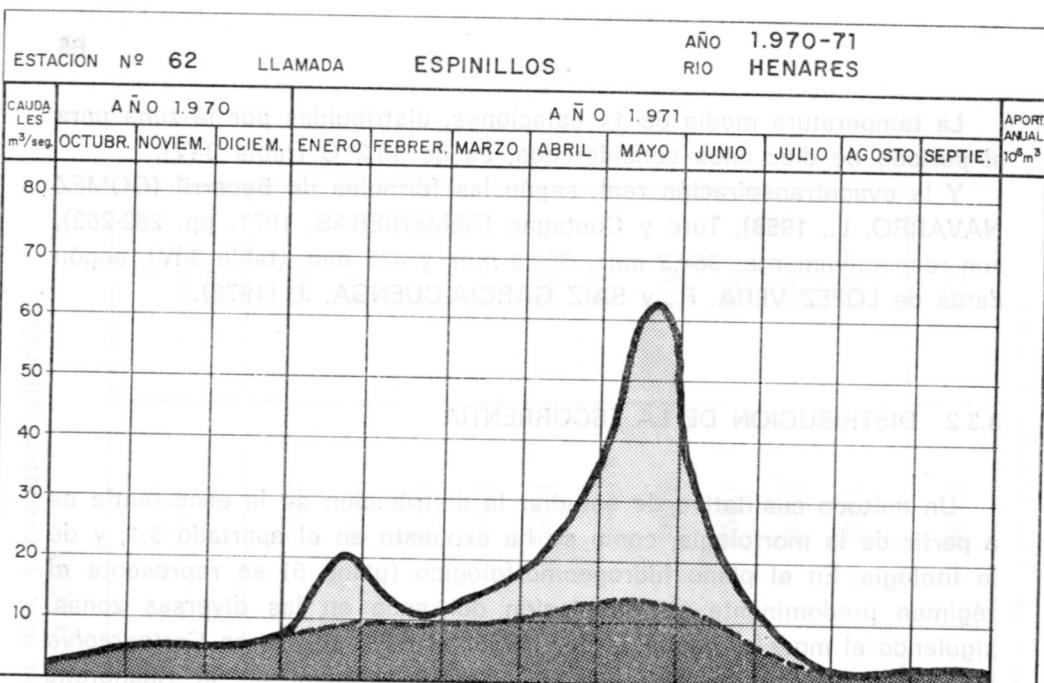


Figura 3-7

due situaciones en el río Henares se Vé el dato el n^o 3
elot destrucción el río Henares se Vé el dato el n^o 3
Aportación subterránea de la facies detrítica, que es en el caso de
más la de transición, más el cuaternario

La zona estudiada la hemos dividido en dos partes. La primera hasta la estación de aforos E-52, de Mejorada del Campo, con lo cual hemos intentado estimar la aportación subterránea de la facies detrítica, más la facies de transición, más el cuaternario.

Para ello se han dibujado los hidrogramas de caudales mensuales (fig. 3-7), corrigiendo los datos de los caudales reales en Mejorada con los desaguados por los embalses del Lozoya, Vado y Vellón y los vertidos al Jarama en la zona industrial de San Sebastián de los Reyes-Alcobendas-Barajas y las detacciones para riegos menos el 25 por 100 de retornos. Las hipótesis empleadas han sido las siguientes:

- Consumo del abastecimiento a Torrejón, 0,30 m³/seg.
- Consumo de las industriales, 1,5 m³/seg.
- Retornos industriales, Arr. de la Vega, Teatinos, etc., 2 m³/seg.

La superficie regada en esta parte del Jarama es del orden de 7.220 hectáreas, según datos del libro de registro de concesiones de la C. A. T. del M. O. P. Con una dotación anual de 7.300 m³/Ha., del cual se estima que retornan el 25 por 100.

Con aguas subterráneas se estiman se riegan un 35 por 100 de esta superficie, 2.555 Ha. (S. G. O. P.-C. A. T., 1973), por lo que el agua bombeada la estimamos en unos 18.447.000 m³, de los cuales retornan 4.611.775 m³.

La descarga del Cretácico se realiza a través de los ríos Guadarrama, Lozoya y Jarama (este último drena las calizas de Torrelaguna). La descarga total se estima en 50 Hm³/año (S. G. O. P.-C. A. T., 1973), de los cuales el acuífero de Torrelaguna descarga al Jarama 30 Hm³/año (CORCHON, 1976).

Resumiendo, el caudal medio mensual que se ha empleado para dibujar los hidrogramas en Mejorada es el resultado de restar al caudal real en esta estación los desaguados al río por los embalses citados en el mes correspondiente y los vertidos industriales más los riegos y retorno del 25 por 100 de lo drenado.

También se determinó la escorrentía total en la estación E-62, Espinillos, sobre el Henares, con lo que por diferencia entre las aportaciones entre Espinillos y Mejorada determinamos las aportaciones subterráneas del sistema considerado, cuyo esquema se muestra en la figura 3-9a.

En la tabla 3-V se presentan los valores obtenidos de escorrentía subterránea para la década considerada. El valor medio de la aportación total en Mejorada es de 149 Hm^3 .

El valor medio de la aportación subterránea del Cretácico, 50 Hm^3 .

El valor medio de la aportación subterránea en Mejorada, 92 Hm^3 .

El valor medio del coeficiente de escorrentía subterránea, sin incluir el año 72-73, es 0,208.

La escorrentía subterránea es, pues, del orden del 20 por 100 de las precipitaciones.

Estos cálculos vienen especificados en las tablas 3-VI, en la que se presenta un balance hídrico tomando la evapotranspiración real según Coutagne, y en la tabla 3-VII, donde se toma una media de los valores obtenidos, los de Becerril más Turc.

Qualitativamente de lo expuesto en el epígrafe 3.1, podemos considerar que la mayor parte de esta aportación subterránea la proporcionan las Formaciones Madrid y Tosco, en menor grado el cuaternario y por último las Formaciones Guadalajara y Alcalá.

Aportación de la facies química más cuaternario

Para obtener la aportación subterránea de la facies química hasta la estación de Puente Largo se ha operado de igual manera, tomando el sistema de la figura 3-9b, corrigiendo los caudales medios mensuales reales. La hipótesis establecida en esta zona es que sólo existen detacciones para riegos. La acequia del Jarama, que parte del Embalse del Rey aguas abajo de la confluencia del Manzanares con el Jarama, riega unas 10.000 hectáreas por la margen derecha del Jarama y Tajo; las regadas en el primer río las estimamos en 3.500 Ha., que producirán retornos aguas arriba de la estación de aforos de Puente Largo. Por la margen izquierda del Jarama, y en la cuenca del Tajuña desde Orusco, se riegan unas 1.500 hectáreas conjuntamente con aguas superficiales y subterráneas.

Al hidrograma de escorrentía subterránea en Puente Largo (E-175) se han restado las aportaciones en Mejorada, Vaciamadrid (E-70), en el río Manzanares, y Orusco (E-82), en el río Tajuña.

El coeficiente de escorrentía se estima en un 0,417, aunque este valor es menos fiable que el obtenido para la facies detrítica. Tabla 3-VIII.

La aportación subterránea la estimamos en unos 250 Hm^3 ; es, pues, un 40 por 100 de la precipitación.

Estos valores son excesivamente altos, por lo que posiblemente los errores de medida cometidos pesan demasiado frente a las diferencias del balance considerado.

TABLA 3-V.—Coeficiente de escorrentía de la Facies detrítica + de Transición + Cuaternario

AÑO	Aportación subterránea Mejorada Hm^3 incluido cretácico	Aportación anual en Hm^3 de cretácico	Aportación subterránea en Mejorada Hm^3 descontando cretácico (*)	Precipitación media anual Hm^3	Coeficiente de escorrentía subterránea
62-63 ...	189,08	44,7	59,4	503,4	0,177
63-64 ...	133,98	44,6	89,4	314,8	0,261
64-65 ...	123,33	41,0	82,3	621,4	0,250
65-66 ...	233,02	77,6	155,4	435,2	0,202
66-67 ...	132,06	44,0	88,0	432,4	0,154
67-68 ...	100,34	33,4	66,9	512,1	0,181
68-69 ...	139,03	46,3	92,7	457,4	0,240
69-70 ...	165,00	55,0	110,0	440,1	0,199
70-71 ...	131,49	43,8	87,7	450,5	—
71-72 ...	—	—	—	494,0	0,328
72-73 (+) ...	243,10	80,9	162,2	466,1	0,221
Medias ...	149,00	49,6	92,4		

(*) Valores obtenidos descontando una aportación anual, por escorrentía subterránea del Cretácico de Torrelaguna, correspondiente a un valor anual medio de 50 Hm^3 .

(+) Valores excesivamente altos.

(-) La escorrentía subterránea es, pues, del orden del 20 % de las lluvias.

TABLA 3-VI.—Balance hídrico de la Facies detrítica + de Transición + Cuaternario

70

AÑO	Lluvia Hm ³	E. R. Hm ³ Coutagne	Aportación sub- terránea Hm ³	Aportación super- ficial Hm ³
62-63			59,4	
63-64	503,4	397	89,4	17,0
64-65	314,8	273	82,3	— 40,5
65-66	621,4	460	155,4	6,0
66-67	435,2	354	88,0	— 6,8
67-68	422,2	354	66,9	11,5
68-69	512,1	404	92,7	15,4
69-70	457,4	373	110,0	— 25,6
70-71	440,1	357	87,7	— 4,6
71-72	450,5	364	—	—
72-73	494,0	391	162,2 (*)	— 59,2 (*)
Medias	466,1	373	93,7	12,5 (1)

(1) Media de valores positivos.

(*) Muy altos (despreciamos los valores).

Nota: (E. R. por Coutagne)

Realizado: J. Saiz

TABLA 3-VII.—Balance hídrico de la Facies detrítica + Transición + Cuaternario

AÑO	Lluvia	Evapotranspira- ción real media Becerril y Turc Hm ³	Aportación subterránea Hm ³	Aportación superficial Hm ³
62-63			59,4	
63-64	503,4	345,2	89,4	68,6
64-65	314,8	237,9 (+)	82,3	— 5,4 (*)
65-66	621,4	380,0	155,4	86,0
66-67	435,2	316,4	88,0	30,8
67-68	432,4	318,9	66,9	46,6
68-69	512,1	351,1	92,7	68,3
69-70	457,4	334,5	110,0	12,9
70-71	440,1	317,0	87,7	35,4
71-72	450,5	323,2	—	—
72-73	494,0	341,3	162,2 (*)	— 95,5 (*)
Medias	466,1	326,5	92,4	49,8

(*) Excluir estos valores al determinar los valores medios.

(+) EV. R. Becerril.

Nota: ER.

BECERRIL + TURC/2

Realizado: J. Saiz

Mayo 1975

71

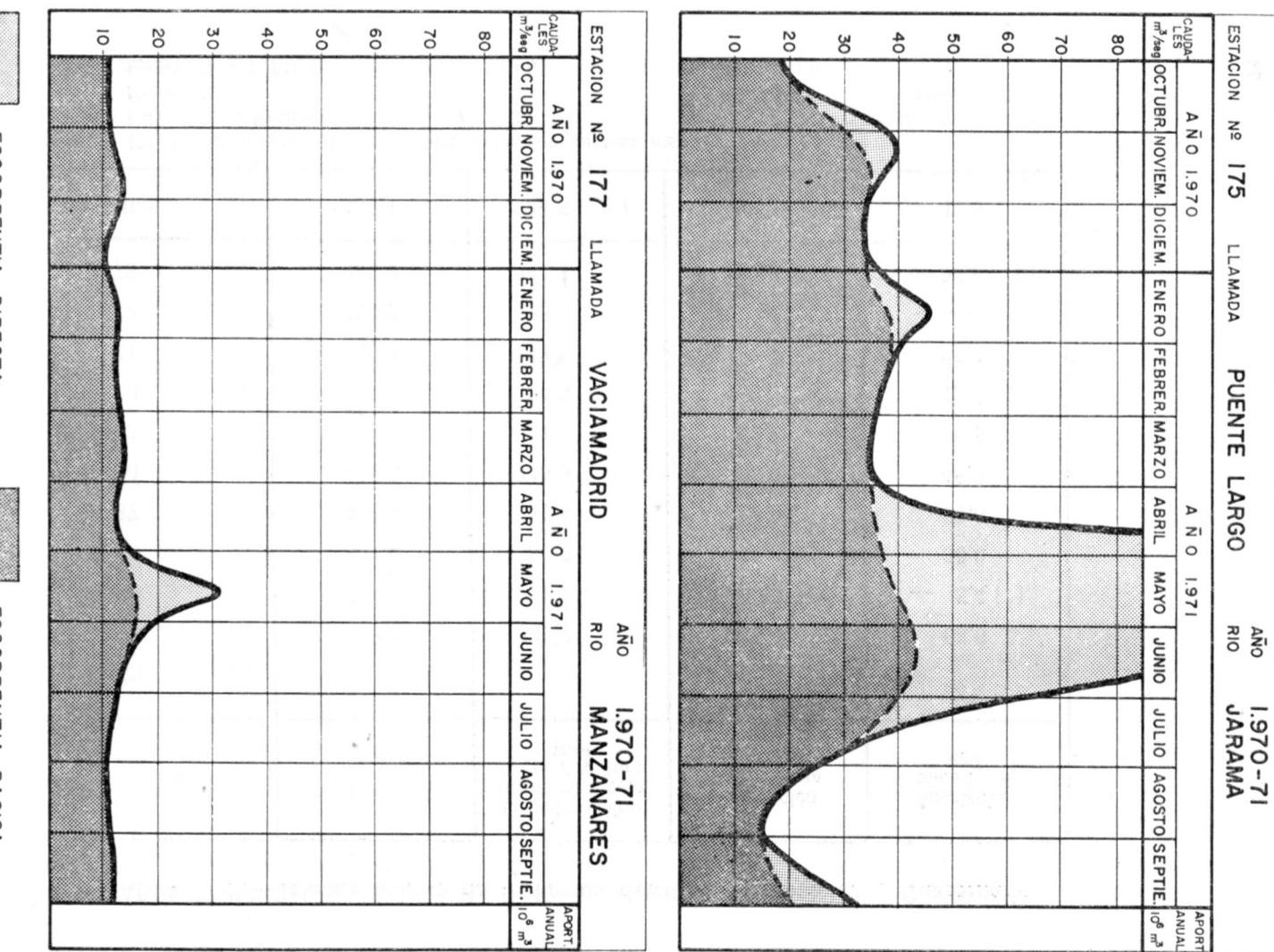


Figura 3-8

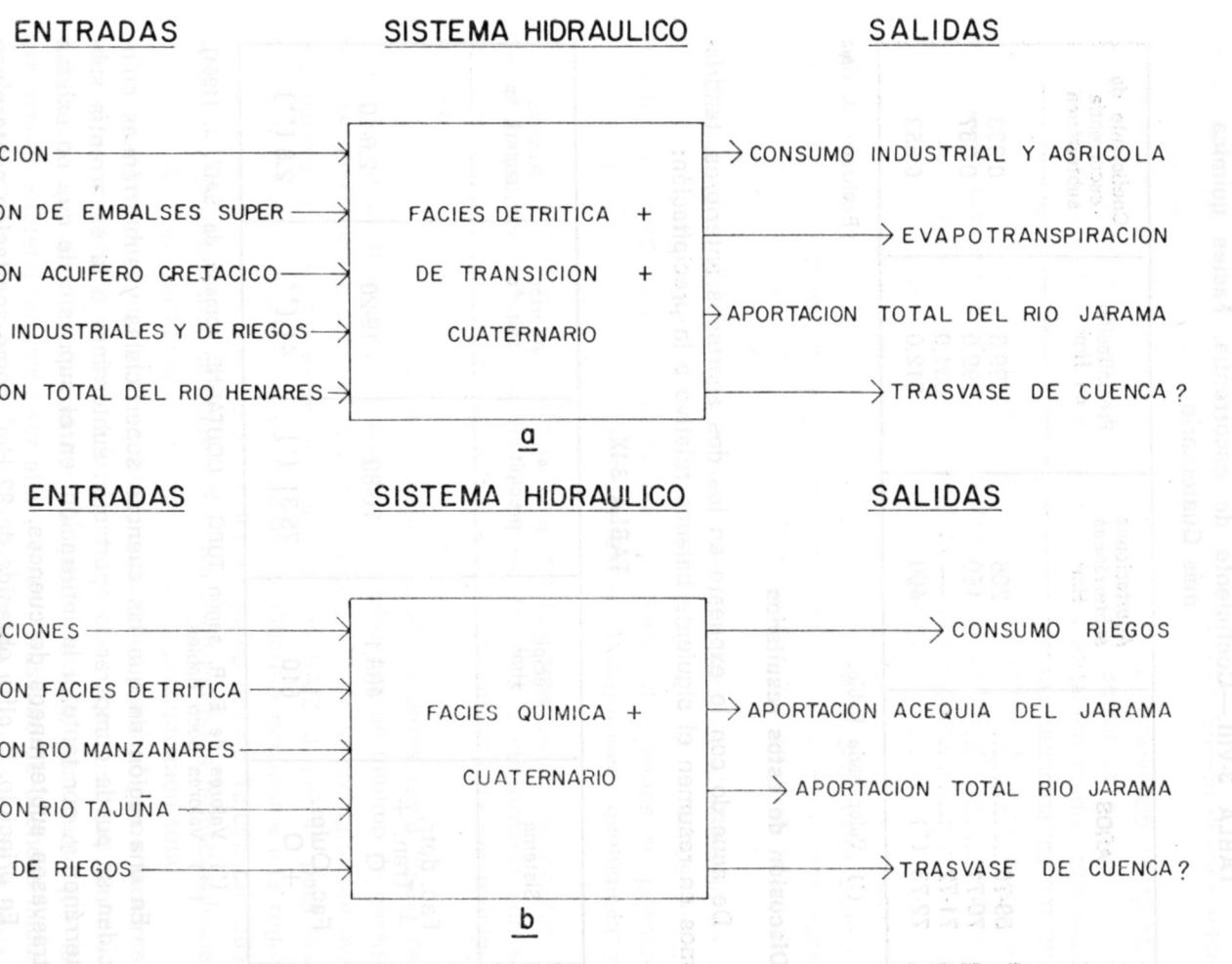


Figura 3-9

TABLA 3-VIII.—Coeficiente de escorrentía. Facies química más Cuaternario

ANOS	Aportaciones subterráneas Hm ³	Precipitación en Hm ³	Coeficiente de escorrentía subterránea
69-70	206	599,3	0,333
70-71	160	599,0	0,267
71-72	—	631,0	—
72-73 (*)	400	612,0	0,653

(*) Valor nada fiable.

Realizado: J. Saiz

Discusión de estos resultados

De acuerdo con lo expuesto en los dos apartados anteriores, tendríamos en resumen el siguiente balance relativo a la precipitación:

TABLA 3-IX

Sistema	Precipit. Hm ³	E. R. % precipit.	Aportac. sub. %	Aportac. superf. %
Fac. detr. + Tran. + Q	466,1	70-80	19-20	2,6-10
Fac. Quim. + Q	610	75-31 (*)	41 (**)	2,8 (**)

(*) Valores de E. R. según TURC y COUTAGNE, tomado de SAIZ, J. (1964).
 (**) Valores poco fiables.

En una región en que las cuencas superficiales y subterráneas coinciden se puede comparar la aportación subterránea a la escorrentía subterránea y, por tanto, a la infiltración, en el supuesto de que no existan trasvases subterráneos de cuencas.

En principio, la cifra obtenida de 92 Hm³, como aportación subterránea media de la facies detrítica en Mejorada, cae dentro del margen de error de un 10 por 100 que se suele asignar a las mediciones en las estaciones foronómicas, pues la aportación total en Mejorada —media del período 1962-63 a 1972-73—, teniendo en cuenta lo embalsado en la cabecera

(El Vado, Lozoya, El Vellón), es de 1.625 Hm³ anuales. Siendo la aportación media total real de 1.251 Hm³ anuales.

La aportación subterránea media en Mejorada, incluyendo la aportación del acuífero cretácico, es de 150 Hm³/año, según se expuso en la tabla 3-V, lo que supone un 12 por 100 de la aportación media total real.

Comparando esta aportación subterránea media, deducida de los hidrogramas, con las aportaciones medias en períodos de estiaje, donde se supone que las aportaciones corregidas proceden de la escorrentía básica, se observa una buena correlación, como cabía esperar, puesto que el método utilizado parte de esta hipótesis.

Por otra parte, el coeficiente de la escorrentía subterránea obtenido equivale a un 20 por 100 de las precipitaciones (tabla 3-V), valor concordante con los órdenes de magnitud promedios de infiltración, estimados por diversos autores y que recoge MARTIN ARNAIZ en CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R., 1976, pp. 6-69.

El coeficiente obtenido por nosotros es algo superior al obtenido para la cuenca del río Guadarrama (SAIZ GARCIA-CUENCA, J., y REBOLLO FERREIRO, L., 1975), que es del 12 por 100. Estas diferencias se pueden justificar teniendo en cuenta las diferencias topográficas, geológicas y climatológicas de estas dos cuencas.

Por lo que podemos considerar aceptable, como orden de magnitud de la aportación subterránea de la facies detrítica y cuaternario suprayacente, unos 90 Hm³/año, equivalentes a un 20 por 100 de las precipitaciones.

En la facies química, la menor fiabilidad de los datos (sólo media de dos años) no permite ninguna deducción de ellos con un mínimo de garantía. Las aportaciones subterráneas, del 41 por 100 de la precipitación, no nos parece en principio exagerada, pues según SAIZ, J. (1974), para las formaciones karstificadas de los Páramos y Villarejo encuentra una regulación de hasta un 80 por 100 sobre los caudales del río Tajuña en toda la cuenca. Determinando también un trasvase en períodos húmedos hacia la cuenca del Tajo de hasta un 20 por 100 de la precipitación total.

En la zona estudiada por nosotros no podemos estimar estos factores por no ser la región considerada representativa. Pero cualitativamente, por la litología que la compone y la geomorfología, pensamos que la escorrentía subterránea debe ser alta y existir trasvase de cuencas hacia el río Tajo. Tampoco podemos estimar la infiltración media en esta zona. Para las calizas de los Páramos la hemos estimado en un 15 por 100 (LOPEZ VERA, F., y SAIZ, J., 1976).

Por otra parte, de acuerdo con los datos recogidos por MARTIN ARNAIZ en CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R., 1976, pp. 6-69, en terrenos kár-

ticos, el volumen anual infiltrado puede ser de hasta un 70 por 100 de las precipitaciones.

Por lo que el coeficiente obtenido por nosotros de hasta un 40 por 100 de las precipitaciones es un valor razonable, aunque los datos de partida no resulten fiables.

3.4 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los condicionantes morfo-tectónicos que hemos considerado han sido la incidencia de la geomorfología y la tectónica en el comportamiento hidrogeológico de esta zona.

El modelo geomorfológico conceptual que hemos adoptado ha sido el de una serie de superficies de erosión o deposición que se conservan bien en los interfluvios de la red principal, sobre las cuales se encaja la red de drenaje del río Jarama. Primero, dejando una sucesión de superficies escalonadas —glacis de ladera, vertientes glacis y superficies tapi-zadas de depósitos o niveles erosivos—; después, dejando un complicado sistema de depósitos de terrazas, que hemos agrupado con criterios hidrogeológicos en terrazas altas, medias y bajas.

En definitiva, este modelo viene a matizar y a completar las ideas que sobre la morfología de esta región expusieron SCHWENZNER (1943) y RIBA (1957). Si bien la definición de las unidades fundamentales —rampa de la Sierra, superficie del Páramo y de la Raña y de Madrid— no se han modificado de como estaban establecidas por estos autores, se ha completado sustancialmente la historia de la dinámica fluvial del río Jarama en esta región.

La superficie total de nuestra zona es de unos 1.316 Km² y la diferencia de cotas es de 377 m.

En cuanto a la tectónica, nos hemos limitado a constatar en esta zona las ideas expuestas por el Profesor ALIA MEDINA sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo y su control geomorfológico.

La aportación que nos ha proporcionado el estudio morfotectónico de esta zona ha sido la clasificación de los acuíferos formados por los depósitos de terrazas del río Jarama, basados en criterios geomorfológicos-hidrogeológicos, en tres sistemas: terrazas altas, medias y bajas, de las cuales las terrazas medias constituyen un posible acuífero de interés limitado y las terrazas bajas un acuífero de mayores posibilidades, con buenas condiciones de alimentación y aprovechamiento. Al estudiar la evolución de estas terrazas, que son escalonadas en la mitad norte y encajadas en la sur a partir de Velilla de San Antonio, nos proporciona

una información inapreciable sobre la geometría de estos acuíferos, que trataremos en el capítulo siguiente.

Por otra parte, el estudio morfotectónico nos ha servido de base para la realización del plano hidrogeomorfológico (plano 5), en el que se hace una estimación cualitativa del régimen de circulación del agua y su descomposición en la escorrentía superficial y subterránea.

Al abordar el estudio geodinámico más detallado, se trata de los aspectos del ciclo del agua desde un punto de vista cuantitativo.

El método empleado ha sido el de intentar hacer un balance hidráulico a partir de la estimación de la escorrentía subterránea considerada como escorrentía básica, obtenida de la descomposición de hidrogramas, en diversas estaciones de aforo. La principal dificultad del método radica en que la cuenca del río Jarama se encuentra muy regulada artificialmente, por lo que lo primero era establecer las condiciones naturales de funcionamiento; ello no ha sido posible sin recurrir a un cierto número de hipótesis, cuyo acierto en la elección pesa sobre la fiabilidad de los resultados.

El balance hidráulico para las facies detrítica y de transición, más el cuaternario que las recubre, arroja una precipitación total anual de 466,1 Hm³, que se distribuye en 92,4 Hm³/año en aportación subterránea y 49,8 Hm³/año en escorrentía superficial directa. La escorrentía básica es, pues, del orden del 20 por 100 de las precipitaciones.

Esta cifra parece coherente con los datos geomorfológicos que tenemos. Si suponemos que en esta cuenca no existen tránsitos subterráneos, cosa poco probable como se deduce de la litología, morfotectónica y de los esquemas de flujo expuestos por LLAMAS y LOPEZ VERA, 1974, podríamos identificar la escorrentía básica con la infiltración.

Para la facies química y el cuaternario que lo recubre, la escorrentía básica la hemos estimado en un 40 por 100 de la precipitación, valor en principio lógico dada la morfología y litología de la región, pero los datos de donde se ha deducido resultan poco fiables.

SEGUNDA PARTE

HIDROGEOLOGIA

4 CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DE LAS DISTINTAS UNIDADES HIDROGEOLOGICAS

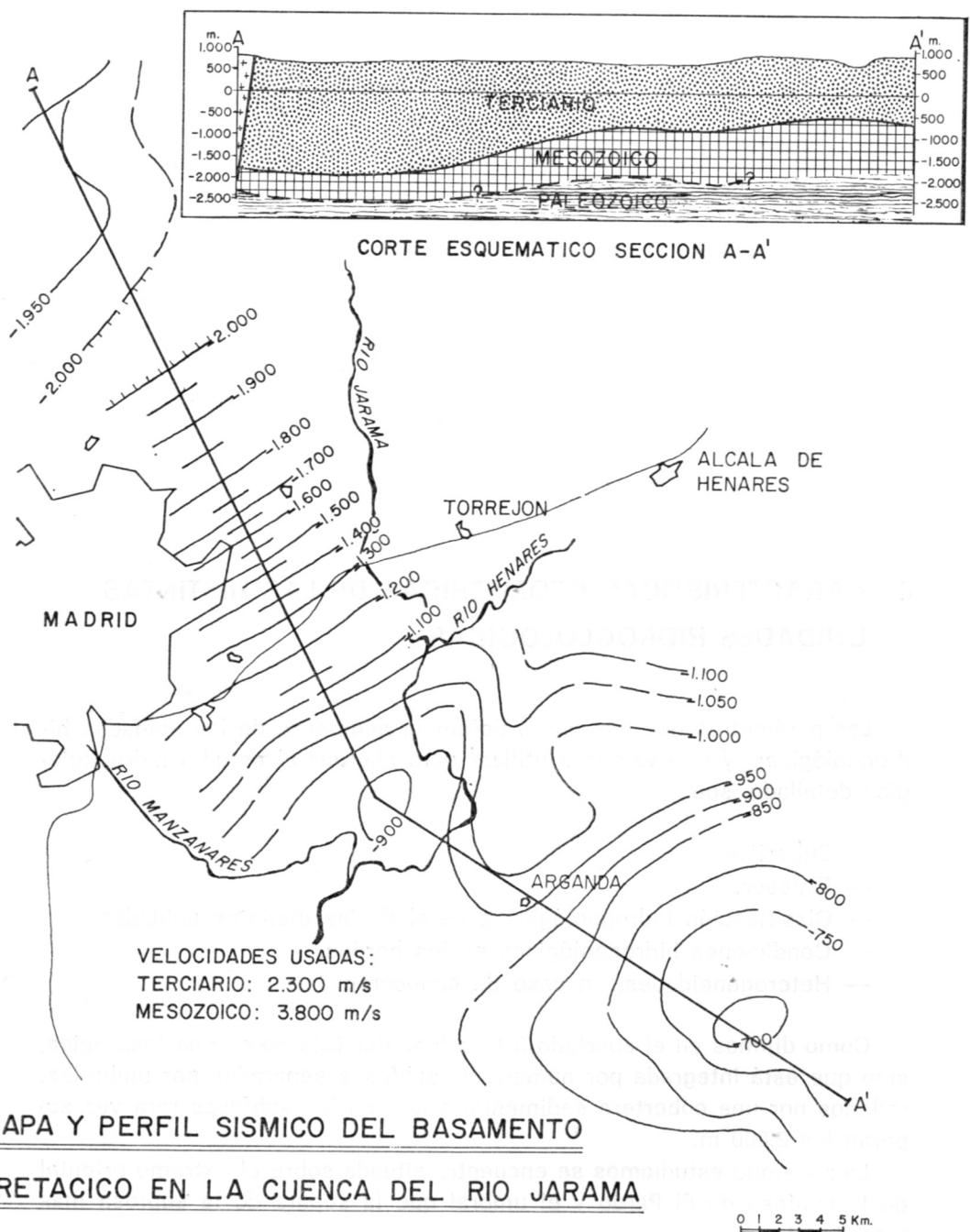
Los parámetros que nos van a definir la geometría de las unidades hidrogeológicas, y que vamos a utilizar para abordar el estudio hidrogeológico detallado, son:

- Superficie.
- Espesor.
- Clasificación hidrogeológica general de las distintas unidades.
- Condiciones hidrogeológicas en los bordes.
- Heterogeneidades, en caso de conocerse.

Como dijimos en el apartado 3.1, la fosa del Tajo no es una fosa única, sino que está integrada por numerosas subfosas separadas por umbrales, rellenos por una cobertura sedimentaria que en las subfosas rara vez superan los 2.000 m.

La zona que estudiamos se encuentra situada sobre el extremo oriental de la subfosa de El Pardo y el umbral que la separa de la subfosa más meridional.

En la figura 4-1 se presenta una línea sísmica interpretada a lo largo del río Jarama, que nos ha proporcionado amablemente AUXINI. En ella se muestra el perfil del basamento en nuestra zona, que coincide plenamente con el mapa gravimétrico de la figura 4-2.



REFERENCIA: NIVEL DEL MAR
EQUIDISTANCIA 50m.

MODIFICADO DE DATOS PROPORCIONADOS POR AUXINI

Figura 4-1

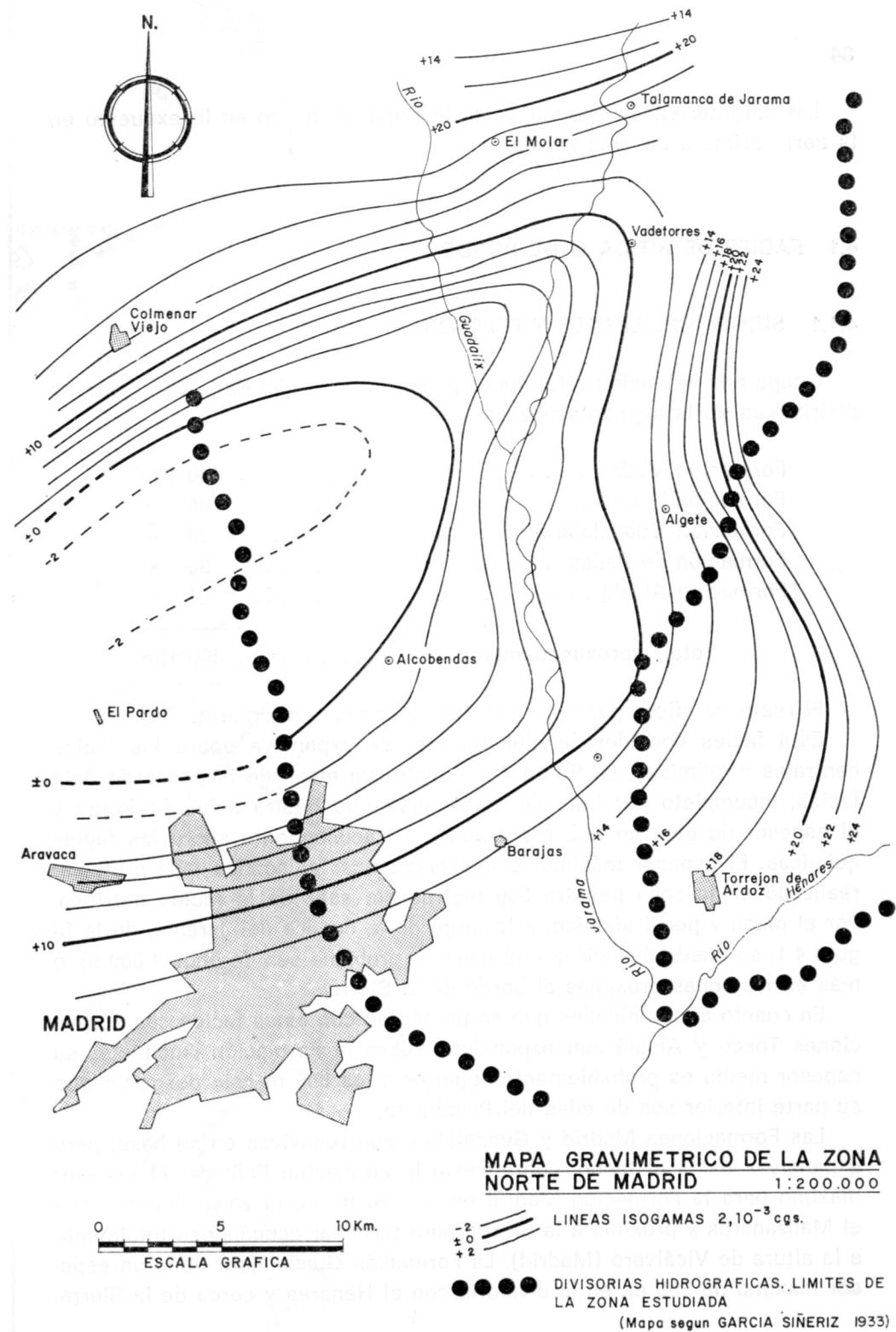


Figura 4-2

Las características que vamos a describir se basan en lo expuesto en la Parte Primera de esta Memoria.

4.1 FACIES DETRITICA O DE BORDE

4.1.1 SUPERFICIE, LIMITES Y ESPESOR

Ocupa una extensión total sobre plano de unos 650 Km², los cuales se distribuyen de la siguiente forma:

Formación Madrid	240	Km ²
Formación Tosco	60	»
Formación Guadalajara	120	»
Formación de Rañas	36	»
Formación Alcalá	4	»
<hr/>		
Total, aproximadamente	460	Km ²

El resto no aflora por estar recubierto por el Cuaternario.

Esta facies considerada globalmente, es expansiva sobre las facies centrales o químicas. La figura 4-3 muestra un mapa de isopacas de esta facies, incompleto por falta de datos, pero que ilustra sobre la forma y el espesor de esta unidad, presentando su acuñamiento sobre las facies químicas. El espesor máximo lo desconocemos; el sondeo más profundo realizado en la zona penetra 500 metros sin salir de la facies detrítica. Por el mapa y perfil sísmico, a lo largo de la cuenca del Jarama, de la figura 4-1, se puede deducir que el espesor probable sea de unos 1.000 m. o más en las zonas próximas al borde de la Sierra.

En cuanto a las unidades que se presentan con estas facies, las Formaciones Tosco y Alcalá son expansivas sobre la Formación Anchuelo; su espesor medio es probablemente superior a los 800 m., sin descartar que su parte inferior sea de edad del Paleógeno.

Las Formaciones Madrid y Guadalajara son recesivas en su base, pero expansivas hacia el techo, cubriendo a la Formación Peñuela. El espesor máximo para la Formación Madrid es de 120 m. en la zona divisoria con el Manzanares y próxima a la Sierra, para terminar acuñándose totalmente a la altura de Vicálvaro (Madrid). La Formación Guadalajara tiene un espesor máximo de 200 m. en la divisoria con el Henares y cerca de la Sierra.

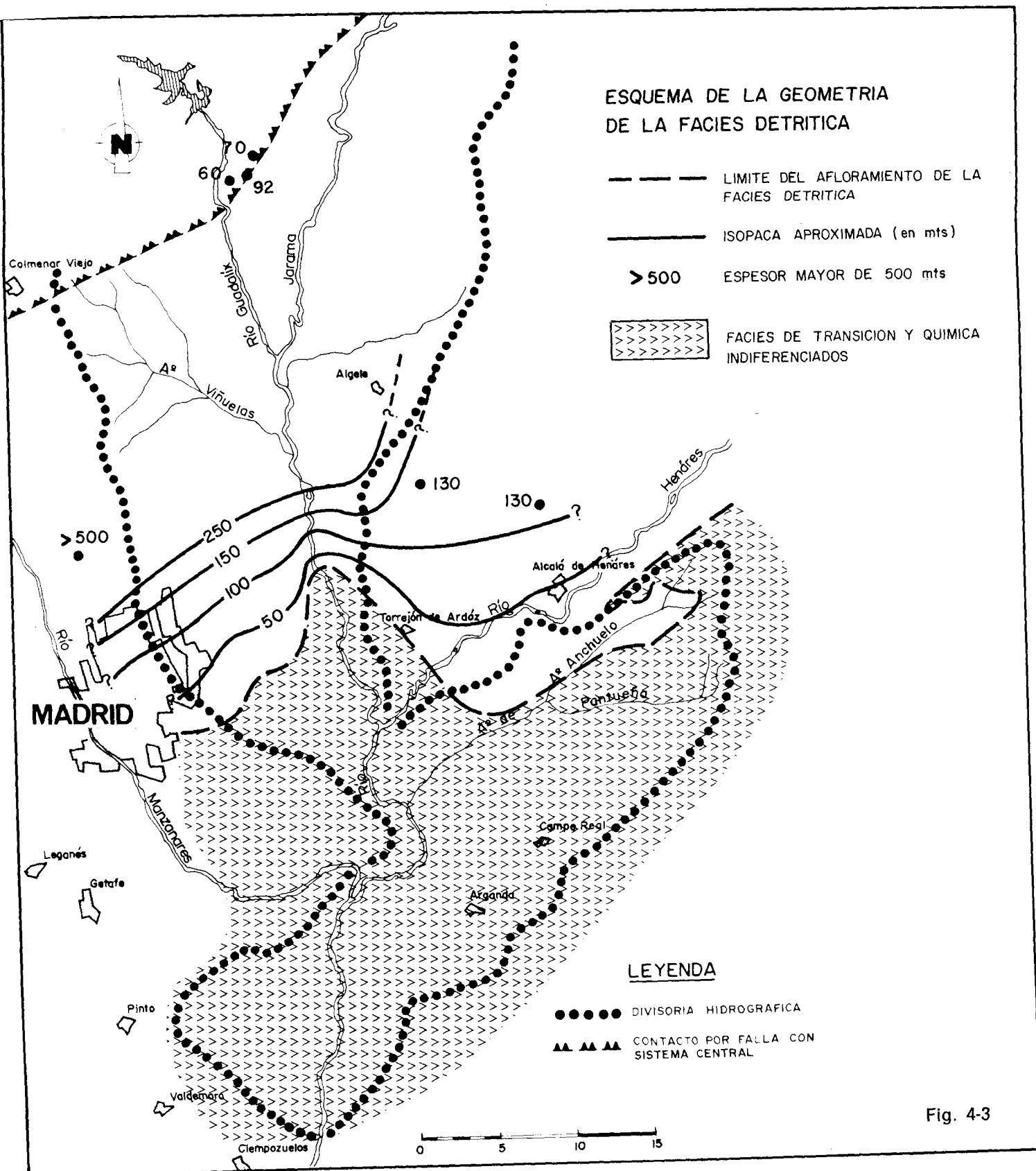


Fig. 4-3

4.1.2 CONDICIONES HIDROGEOLOGICAS EN LOS BORDES Y CLASIFICACION HIDROGEOLOGICA

Para la facies detrítica, tomada globalmente se puede considerar el límite con la unidad inferior (U. I.) del Paleógeno, como borde impermeable o barrera negativa a efectos hidráulicos.

El límite sur con la Formación Anchuelo, también lo consideramos como barrera negativa, o borde impermeable. Los límites Este y Oeste, que forman las divisorias con el río Henares y Manzanares, las consideramos en principio como divisorias de aguas subterráneas, aunque éstas se pueden mover o permitir trasvases entre cuencas. El estudio detallado de estos límites lo abordamos en el apartado 6.1, donde se estudia el funcionamiento hidráulico de la Facies Detritica.

El estudio de los límites para las distintas formaciones no lo consideramos, puesto que integran un mismo sistema acuífero, aunque presenten unos parámetros hidráulicos diferentes.

El perfil por los thalwegs de los ríos Guadalix y Jarama, plano 3-B, muestra, a grandes rasgos, las relaciones entre las distintas facies y su geometría.

4.1.3 ESTIMACION DE LAS HETEROGENEIDADES

Esta facies constituye los acuíferos de mayor interés por la gran extensión que ocupan en el conjunto de esta región (LLAMAS y LOPEZ VERA, 1974, p. 43, y LLAMAS, 1975). Como consecuencia lógica de su génesis, los tramos acuíferos aparecen como canales que sufren frecuentes cambios de «facies» lateral y verticalmente.

En efecto, según se expuso en el epígrafe 2.2, al hablar del medio sedimentario se vio que estaba formado por un sistema de abanicos aluviales en los cuales las corrientes de inundación, láminas de inundación y flujos de barro eran los mecanismos más frecuentes. El reflejo sedimentario de éstos es la alternancia de niveles arenosos con gravas, de los canales producidos por las corrientes de inundación, correspondiendo las arcillas arenosas o arenas arcillosas a las láminas de inundación y las arcillas a los flujos de barro, que se observan en los perfiles del plano 2 y en los registros geofísicos.

En estos mismos perfiles se observa que aunque hacia el techo son más frecuentes los canales arenosos, criterio que hemos utilizado para distinguir distintas formaciones, el espesor individual de cada canal —que

suele oscilar entre 0,20 y 22 m.— es independiente de la profundidad. Espesores de 22 m. son inesperados para un canal de estas características, lo que nos hace pensar en un relleno policíclico.

Por otra parte, de acuerdo con PETTIJOHN, F. J. (1949), pp. 170 a 173, citando a KURK, SCHWARZACHER, FIEGE y otros, concluye que, por lo general, pero de ningún modo invariablemente, el grosor de los granos está relacionado con el espesor de la unidad.

En la figura 4-4 se muestra la relación en escala aritmética entre el tamaño de grano expresado como media de las medianas de 92 muestras sobre 22 canales distintos, procedentes del análisis de dimensionado de rejillas de cinco pozos situados en el fondo del valle, próximos a la confluencia del río Guadix con el Jarama. Esta figura parece mostrar una relación de tipo lineal entre estas variables si se suprimen los últimos datos. De donde se podría deducir que la media de las medianas del tamaño de grano está relacionado de alguna manera con el espesor de los canales, oscilando el tamaño entre 0,5-1,5 mm. (nótese que son dos grados de la escala \varnothing). La figura 4-5 parece mostrar sin embargo una relación de tipo logarítmico entre el espesor de los canales y la media de las medianas acumuladas. Estas deducciones han de tomarse con reserva, pues evidentemente el espesor de los canales es función, por lo general, de la energía de la corriente, que viene expresada por el centil. PETTIJOHN, F. J. (1949, p. 171).

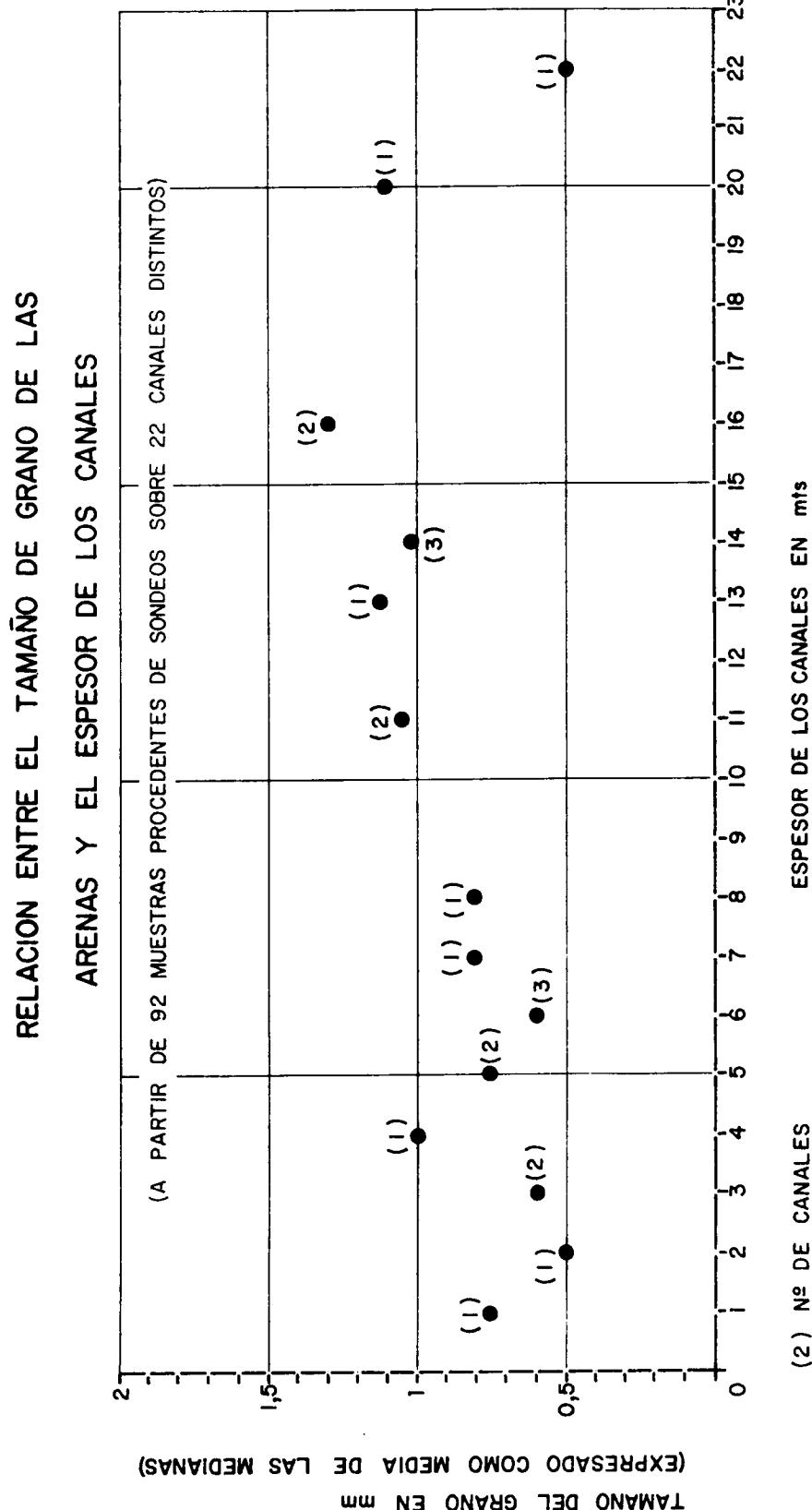
McGOWEN, S. H. et al (1971), para los canales de las arenas de Van Horn (en el oeste de Tejas, U.S.A.), establece la relación entre la anchura y el espesor, según estén rellenos de arena, entre 10 y 125 ó 13 a 20, si están rellenos de gravas, figura 4-6. De mantenerse este tipo de relaciones para nuestros canales, tendrían una anchura que oscilaría entre 2 m. y 750 m. para canales rellenos de arenas y de 10 a 100 m. para canales rellenos de gravas.

En nuestra zona no son frecuentes los canales totalmente rellenos de gravas o de arena, sino que éstos suelen ser mixtos y las gravas aparecen como hiladas dentro de las arenas, por lo que estimamos que la anchura de los canales más frecuentes debe oscilar entre 5 y 100 m.

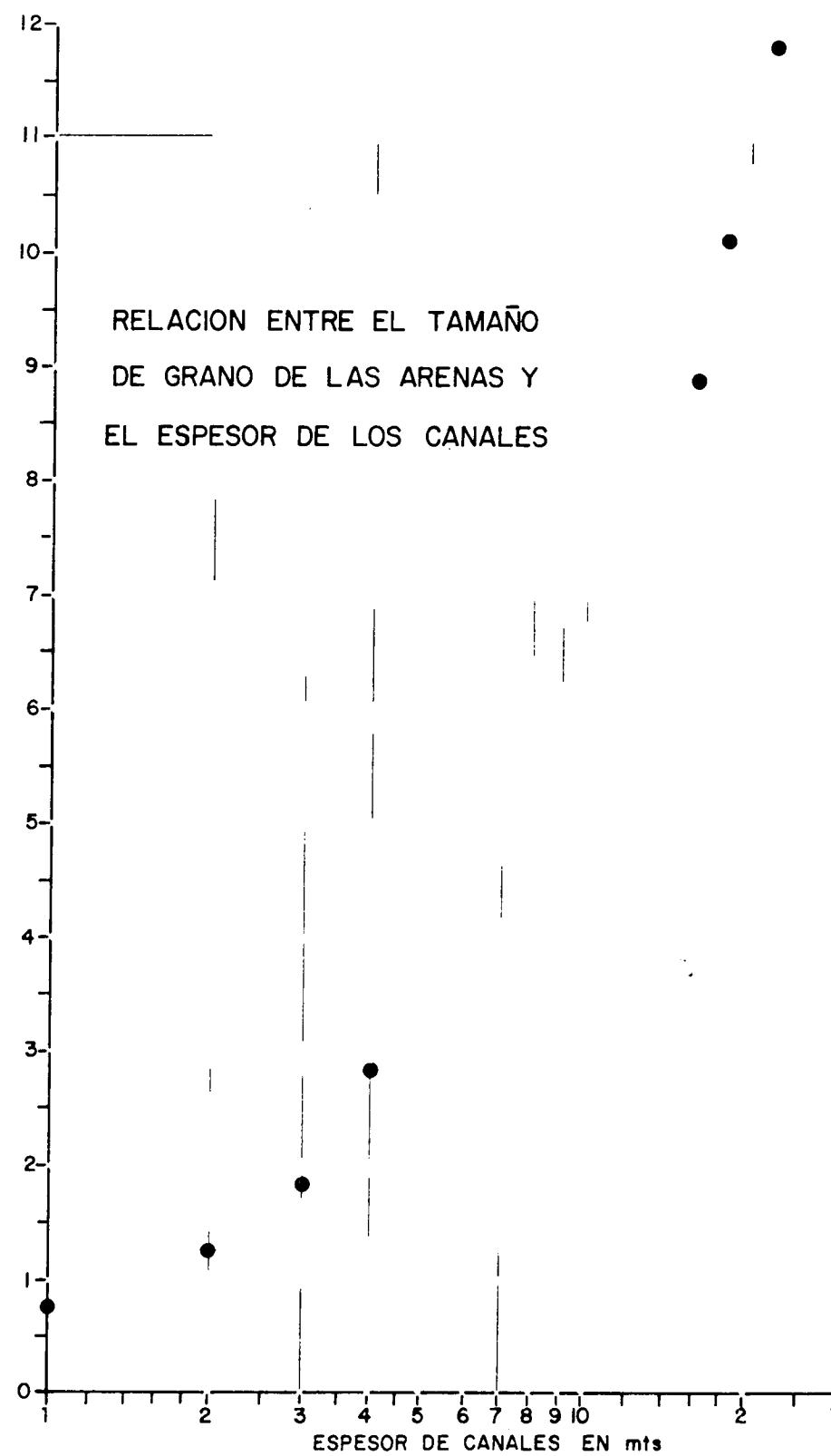
BULL (1971), también establece que la relación longitud/anchura de los canales oscila entre 5 y 20; según esto, nuestros canales deberían tener una longitud entre 25 y 2.000 m.

Naturalmente los resultados de estas especulaciones hay que tomarlos con cierta reserva, pues sólo un estudio estratigráfico y sedimentológico detallado nos puede decir con mayor fiabilidad las dimensiones de estos canales.

El comportamiento hidrogeológico, pues, de una unidad con estas características sería el de acuíferos para los canales y el de acuícludos o acui-

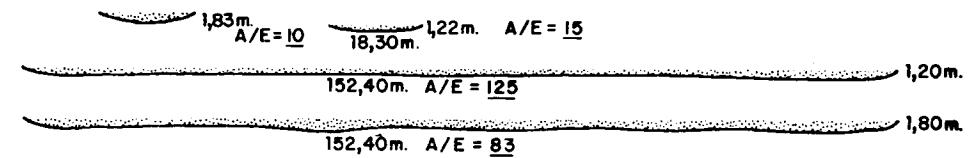


TAMANO DE GRANO ACUMULADO EN mm

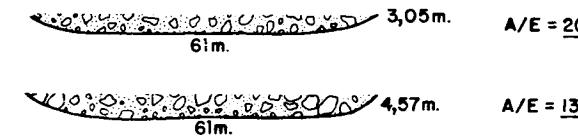


RELACION ENTRE EL TAMAÑO
DE GRANO DE LAS ARENAS Y
EL ESPESOR DE LOS CANALES

CANALES RELLENOS DE ARENAS



CANALES RELLENOS DE GRAVAS



Perfiles generalizados a partir de canales llenos de gravas y arenas en la facies media del abanico aluvial. Los canales llenos de gravas normalmente tienen una relación anchura/espesor pequeña, comparada con los canales llenos de arenas.

Según J. H. McGOWEN y C. G. GROAT, para las areniscas de Van Horn (1971)

Figura 4-6

tardos para los materiales que les engloba. Una aproximación también a un modelo conceptual es el considerarlo como acuífero multicapa (LLAMAS, 1975), o como acuífero anisótropo, ya que los canales se desarrollan en planos más o menos horizontales.

Otra heterogeneidad a tener en cuenta dentro de esta facies es la existencia de subfacies dentro de las mismas, como se expuso en el epígrafe 2.2. La subfacies proximal la estimamos mucho menos permeable que la subfacies media y distal (fig. 2-4). Tampoco hay que olvidar la anisotropía en sentido Este-Oeste, pues las Formaciones Guadalajara y Alcalá son en conjunto menos permeables que las Formaciones Madrid y Tosco, por ser en general las dos primeras más arcillosas.

4.2 FACIES INTERMEDIA O DE TRANSICION

En nuestra zona esta facies ocupa sobre plano una superficie de unos 75 Km², de los cuales afloran, medido sobre plano:

Formación Peñuela	45 Km ²
Formación Anchuelo	20 Km ²
Total, aproximadamente	65 Km ²

Dentro de esta facies no se pueden considerar conjuntamente estas dos formaciones por ser litológicamente distintas, jugar papeles morfológicos e hidrogeológicos muy diferentes y no aparecer superpuestas normalmente.

Por lo que contrariamente a lo que hacíamos con la facies detrítica, describiremos las dos formaciones que se presentan con esta facies por separado.

4.2.1 FORMACION PEÑUELA

Morfológicamente aparece como retazos colgados en las divisorias del río Jarama con el Manzanares y arroyo Guatén, o bien intercalada dentro de la facies detrítica en las proximidades del contacto entre la Formación Madrid y Guadalajara con las Formaciones infrayacentes Tosco y Alcalá. Los niveles carbonatados que la integran normalmente se encuentran karstificados en todo su espesor. El espesor de esta formación difícil de determinar por aparecer normalmente erosionada; en la zona de Vaciamadrid presenta un espesor medio de 40-50 m., y en Paracuellos, unos 80 m.

Esta formación es expansiva con respecto a las facies detrítica y, como se ha dicho antes, no presenta continuidad geométrica, por lo que su interés hidrogeológico es muy limitado. Los niveles karstificados pueden actuar como acuíferos locales siempre que su posición topográfica sea favorable.

4.2.2 FORMACION ANCHUELO

Esta formación presenta el paso lateral de las Formaciones Tosco y Alcalá a la Formación Vallecás; sus afloramientos son muy reducidos por aparecer normalmente recubierto por coluviones o depósitos de terrazas, ya que ocupa normalmente las zonas topográficamente deprimidas. Su papel hidrogeológico parece ser de acuíclido, separando los sistemas acuíferos de las Formaciones Tosco y Alcalá de la Formación Vallecás. Su espesor es muy variable, pudiendo oscilar entre unos 300 m. en la zona de Anchuelo a unos 50 en la zona de Pinto. Dado su carácter de cambio lateral de facies, su geometría es muy irregular y es posible que en algunas zonas incluso haya desaparecido por erosión inmediatamente posterior a su sedimentación.

Litológicamente es también heterogénea, pues mientras que en la zona del Arroyo Anchuelo está constituida por una alternancia de arcillas y

ESQUEMA DE LA GEOMETRIA

DE LAS FACIES CENTRAL O QUIMICA

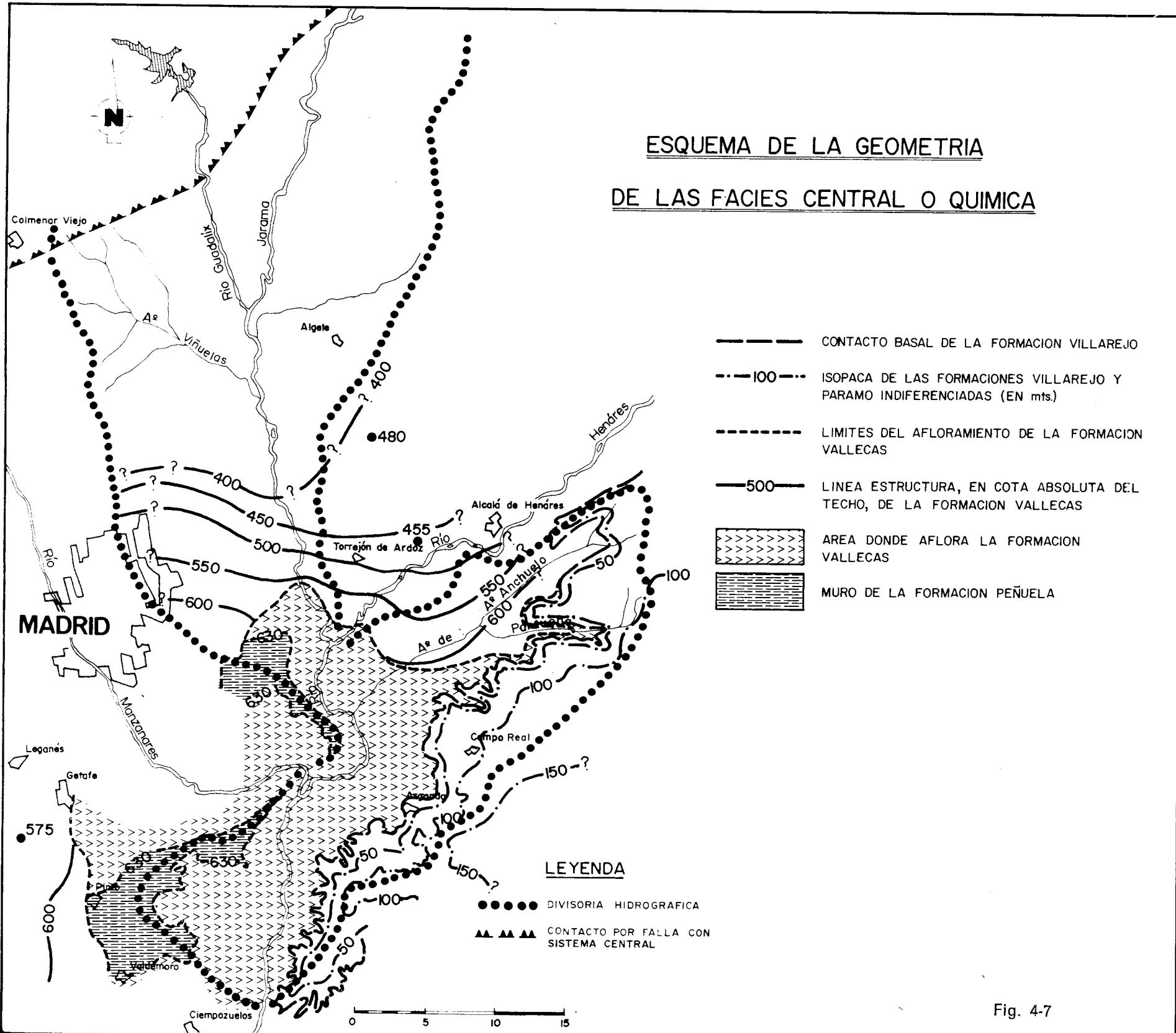


Fig. 4-7

margas, hacia el oeste de nuestra zona está formada por arcillas arenosas, margas, arenas micáceas y un nivel bastante continuo de arcillas orgánicas, que sirven de nivel guía.

4.3 FACIES QUIMICA O CENTRAL

4.3.1 SUPERFICIES, LIMITES Y ESPESOR

Ocupa una superficie total sobre plano de 591 Km², distribuidos de la siguiente forma:

Formación de los Páramos, más Villarejo	180 Km ²
Formación Vallecas	80 Km ²
<i>Total, aproximadamente</i>	260 Km ²

Como se observa en la figura 4-7, la Formación Vallecas está limitada al Norte y Oeste con la facies de transición, por debajo de la cual desaparece. Hacia el Este se introduce bajo las Formaciones de los Páramos y Villarejo, que quedan colgadas sobre los valles de Arroyo Anchuelo y río Jarama; el límite Sur-Este lo constituye la divisoria hidrográfica con el río Tajuña.

El espesor máximo de la Formación Vallecas lo estimamos en unos 1.000 m., según datos del sondeo profundo de Tielmes, CARAMES, M., y AGUAYO, P. (1973), atribuyéndose a los materiales infrayacentes al Oligoceno y Cretácico.

En la figura 4-7 se muestra su afloramiento y las curvas estructurales del techo de esta formación bajo la facies detrítica.

Las Formaciones de los Páramos y Villarejo conjuntamente, en la zona que nosotros estudiamos, tienen una potencia máxima de 150 m.; en la figura 4-7 se observan cómo varían las curvas isopacas al Sur-Este.

La Formación de los Páramos varía en su potencia de unos 15 m., en la parte norte, a unos 30 ó 35 m., en la zona de Arganda.

4.3.2 CLASIFICACION Y CONDICIONES HIDROGEOLOGICAS EN LOS BORDES

La facies química la podemos considerar como un acuífero «multicapa» con la siguiente estructura:

Miembro calcáreo de la F. de los Páramos	Acuifugo
Miembro detrítico basal de la F. de los Páramos	Acuitardo
Miembro calcáreo de la F. Villarejo	Acuífero
Miembro margo-yesífero de la F. Villarejo	Acuitardo
Parte sup. de la F. Vallecás hasta el talweg de los ríos, aproximadamente	Acuífero
Resto de la F. Vallecás	Acuífero

Las condiciones hidrogeológicas en los bordes varían desde el límite impermeable de la Formación Vallecás con la Formación Anchuelo a los bordes de descarga que constituyen los escarpes de las Formaciones de los Páramos y Villarejo.

4.4 DEPOSITOS DE TERRAZAS

4.4.1 SUPERFICIE, LIMITES Y ESPESOR

Las terrazas ocupan una superficie total sobre plano de unos 410 Km². Según expusimos en el epígrafe 3.1.2, de acuerdo con criterios litológicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, distinguimos las unidades formadas por las terrazas bajas y las terrazas medias. Allí también vimos que sobre la facies detrítica las terrazas aparecen escalonadas, mientras que sobre la química están encajadas. Según esto, distinguimos cuatro unidades:

La Q.D. 1 y Q.D. 2, constituidas por las terrazas bajas y medias, respectivamente; sobre las facies detríticas ocupan una extensión de 190 Km², aproximadamente, sobre plano; sus límites se pueden ver sobre cualquiera de los planos 1, 5 ó 6, y su espesor oscila entre 3 y 8 m.

Las unidades Q.T. 1 y Q.T. 2 están a su vez constituidas por las terrazas bajas y medias sobre la facies química y de transición.

Su extensión total sobre plano es del orden de 220 Km², y su espesor varía entre 5 y 25 m., aunque excepcionalmente, por efecto de hundimientos o formación de dolinas subyacentes, puede llegar hasta los 60 m. de espesor (GARCIA YAGÜE, 1968).

4.4.2 CLASIFICACION HIDROGEOLOGICA Y CONDICIONES EN LOS BORDES

Las cuatro unidades anteriormente descritas, Q.D. 1, Q.D. 2, Q.T. 1 y Q.T. 2, se pueden clasificar como acuíferos.

Sus condiciones hidrogeológicas, tanto en sus bordes como en su muro, se pueden considerar como de recarga; presentan una permeabilidad inferior a la de los acuíferos cuaternarios para las unidades Q.D. 1 y Q.D. 2 y semejante para las Q.T. 1 y Q.T. 2 (plano número 6).

El contacto de las terrazas bajas tanto en la facies detrítica como en las demás constituye un límite de recarga, de acuerdo con lo que se expondrá sobre el sistema general del flujo subterráneo en el capítulo 6; en este mismo sistema de terrazas el río constituye una barrera positiva a potencial constante; en general, el río es recargado por el acuífero cuaternario, pero durante las crecidas el fenómeno es inverso, produciéndose un almacenamiento en las riberas.

En las terrazas medias el problema puede ser distinto, según su situación topográfica.

4.5 DISCUSION Y CONCLUSIONES

En la zona que estamos estudiando podemos considerar dos grandes sistemas o unidades acuíferas: la facies detrítica y la química, separadas por la Formación Anchuelo, que actúa de acuitardo o acuicludo entre ambas.

La facies detrítica es expansiva respecto a la química, como se muestra en los mapas de isopacas de esta facies (fig. 4-3) y en las curvas estructurales de la facies química (fig. 4-7). Esta progresiva expansión en el tiempo se interrumpe en el momento de deposición de la Formación Peñuela, en el que se invierten los papeles por breve espacio de tiempo, por lo que la Formación Peñuela queda en parte englobada dentro de la facies detrítica.

Como consecuencia lógica de la génesis de los depósitos que integran la facies detrítica y que se expuso en el apartado 2.2, ésta está constituida por una intercalación de canales llenos de arenas y gravas y englobados en arenas arcillosas y arcillas.

Estudiando la granulometría de 22 de estos canales, cuyo espesor varía entre 0,2 y 22 m., se observa que la media de las medianas presenta una relación lineal con el espesor de los canales.

Por comparación con estudios hechos sobre canales de abanicos aluviales de cuencas semejantes a la nuestra se establece provisionalmente que la anchura de estos canales probablemente oscila entre 5 y 100 m., y su longitud, entre 25 y 2.000 m.

Estos valores son simples aproximaciones, que no han de tomarse más que como órdenes de magnitud. No obstante, creemos que un estu-

dio sedimentológico cuidadoso puede llegar a establecer las relaciones geométricas de esos canales de un modo más fiable.

En cuanto a la facies química, la podemos asimilar también a un acuífero multicapa integrado por tres acuíferos separados por dos acuitardos y un acuicludo al muro.

Las terrazas, atendiendo a sus características geomorfológicas, litológicas e hidrogeológicas generales, las hemos dividido en cuatro unidades: Q.D. 1 y Q.D. 2, formadas por las terrazas bajas y medias sobre la facies detrítica, y la Q.T. 1 y la Q.T. 2, sobre la facies química.

5 PARAMETROS HIDRAULICOS

En este capítulo nos proponemos estudiar los parámetros que van a regir el movimiento del agua hacia las captaciones o hacia sus zonas de descarga naturales.

También estudiaremos la distribución espacial del valor de estos parámetros, ya que, como vimos en el capítulo anterior, las unidades que tratamos son heterogéneas.

Los datos en que nos hemos basado han consistido en 76 series de valores descenso-tiempo correspondientes a ensayos de bombeo a caudal constante, ensayos con caudal escalonado y recuperaciones después de los bombeos.

5.1 FACIES DETRITICA

5.1.1 ESTUDIOS DE LOS PARAMETROS HIDRAULICOS

La porosidad y la permeabilidad son los parámetros básicos, puesto que son los que determinan el coeficiente de almacenamiento y la transmisibilidad del acuífero, parámetro este último que por ser más fácilmente obtenibles y por caracterizar mejor las condiciones hidráulicas se suelen emplear comúnmente en los estudios hidrogeológicos.

TABLA 5-I.—SÍMBOLOS UTILIZADOS Y DEFINICIONES

Símbolo	Dimensión	Descripción
B	L	Factor de goteo.
C	—	Constante.
H	L	Carga hidráulica en el pozo en un tiempo t .
$H(u)$	—	Función H de u .
K	LT^{-1}	Permeabilidad o conductividad hidráulica media.
K_1	LT^{-1}	Permeabilidad media de la zona saturada.
K_a	LT^{-1}	Permeabilidad media de los niveles ranurados.
K_z	LT^{-1}	Permeabilidad vertical.
K_r	LT^{-1}	Permeabilidad radial u horizontal.
K', K''	LT^{-1}	Permeabilidad vertical de capas confinantes.
Q	L^3T^{-1}	Caudal de bombeo.
S	—	Coeficiente de almacenamiento.
S_e	—	Coeficiente de almacenamiento o rendimiento específico aparente, en el período inicial de bombeo.
S_i	—	Rendimiento específico en período restante.
T	L^2T^{-1}	Transmisividad $T = K \cdot b$.
$W(u)$	—	Función W (de pozo) de u .
Z	L	Espesor saturado o penetración del pozo en la zona saturada.
b	L	Espesor del acuífero.
b'	L	Espesor de la capa confinante.
cm	L	Centímetro.
e	—	Base de los log. neperianos (2,71828).
h	L	Carga hidráulica.
m	L	Metro.
mm	L	Milímetro.
min	T	Minuto.
q	L^2T^{-1}	Caudal específico.
r	L	Radio o distancia radial.
s	L	Descenso.
s'	L	Descenso residual.
seg	T	Segundo.
t	T	Tiempo.
u	—	Variable de integración $r^2S/4Tt$.
λ	L	Longitud de la rejilla o zona filtrante.

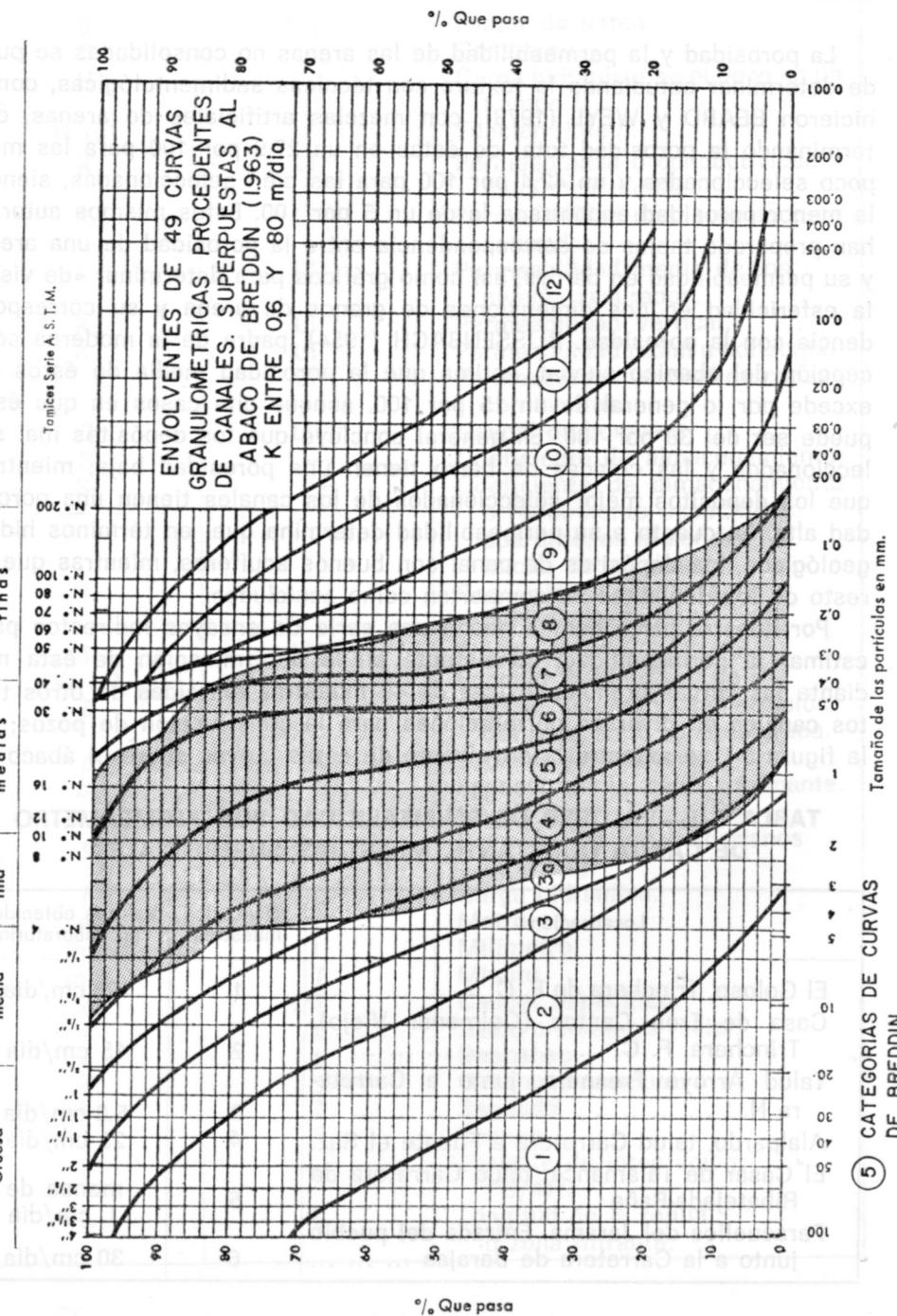
Datos de laboratorio

La porosidad y la permeabilidad de las arenas no consolidadas se puede de determinar estudiando la textura con técnicas sedimentológicas, como hicieron BEARD y WEYL (1973), con mezclas artificiales de arenas, determinando la porosidad total de éstas en un 27,9 por 100 para las muy poco seleccionadas y un 42,4 por 100 para las bien seleccionadas, siendo la menor porosidad encontrada la de un 5 por 100. Estos mismos autores han preparado tablas de correspondencia entre la porosidad de una arena y su permeabilidad en darcys, así como gráficos para determinar «de visu» la esfericidad en dos dimensiones de granos de arena y su correspondencia con la porosidad. BLISSENBACH (1954), padre de la moderna concepción del abanico aluvial, estima que la porosidad media de éstos no excede por lo general de un 15 por 100, aunque cita casos en que ésta puede ser del 30 por 100. En general concluye que los depósitos mal seleccionados y las coladas de barro tienen una porosidad baja, mientras que los depósitos mejor seleccionados de los cañales tienen una porosidad alta. En cuanto a su permeabilidad determina que, en términos hidrogeológicos, los depósitos de canal son buenos acuíferos, mientras que el resto de los depósitos se comportan como acuíclidos.

Por nuestra parte hemos hecho una serie de ensayos indirectos para estimar la permeabilidad, consistente en la determinación de ésta mediante las curvas granulométricas de 49 muestras extraídas de otros tantos cañales en diversas perforaciones para la construcción de pozos; en la figura 5-1 se muestra la envolvente de estas curvas sobre el ábaco de

TABLA 5-II.—VALORES DE PERMEABILIDAD POR PERMEAMETRO DE CARGA CONSTANTE. MUESTRAS SUPERFICIALES.

Localización	Núm. de muestras	Valores obtenidos en laboratorio
El Goloso. Trinchera de F. C.	1	128 cm/día
Casa de Tres Cantos (Colmenar Viejo). Trinchera, F. C.	2	15 cm/día
Talud Arroyo Fresnera, junto a Carretera N. I	3	5,3 cm/día
Alalpardo, talud Carretera a Fuente el Saz.	4	25 cm/día
El Casar de Talamanca, talud Carretera de Ribatejada-Raña	5	menos de 1 cm/día
Paracuellos del Jarama. Entrada del pueblo junto a la Carretera de Barajas	6	30 cm/día



BREDDING (1963), que arroja una K entre 1 y 30 m/día; mientras que muestras alteradas superficiales, sobre parámetros de carga constante y compactadas moderadamente a mano nos han proporcionado una permeabilidad de 5,3 a 128 cm/día, tabla 5-II. Por otra parte, con igual método 18 muestras procedentes de dos pozos presentaron unas permeabilidades que oscilaron entre $1,5 \cdot 10^{-2}$ y $21 \cdot 10^{-2}$ m/día, sin notarse ninguna variación o tendencia a lo largo del sondeo, que tenía 305 m. de profundidad. Igualmente sobre otro donde se estudiaron 76 muestras distribuidas a lo largo del pozo de 302 m. de profundidad se obtuvieron unos valores que oscilaron entre $1,10 \cdot 10^{-1}$ y $18 \cdot 10^{-1}$, sin apreciarse tampoco ninguna variación en la vertical.

También disponemos de cuatro ensayos Lefranc de permeabilidad.

Pozo Profundidad m	559-3-28	559-3-29
13,0	—	0,1 m/día
18,4	$3,9 \cdot 10^{-3}$ m/día	—
25,40	—	0,4 m/día
26,40	$6,3 \cdot 10^{-3}$ m/día	—

Estos ensayos se realizaron sobre «arenas tosquizas» de la Formación Madrid.

Todos estos valores de permeabilidad tienen sólo un interés orientativo, puesto que responde a datos muy puntuales y escasos, por una parte, y por otra, no responden plenamente a las condiciones naturales.

Datos de campo

El problema de obtener valores fiables de transmisividad a partir de la capacidad específica ha sido tratado por diversos autores, entre ellos, HURR, T. R. (1966), que propone la fórmula: $T = 1,87 r^2 t(u/S_e)$ para descensos obtenidos en piezómetros próximos al pozo de bombeo, obteniendo el factor u/S_e por un método gráfico preparado por el mismo; no obstante, el error de estimación de la transmisividad es del 30 al 40 por 100.

Otro método gráfico es el propuesto por RASHAWN, S. (1972), en el cual incluye métodos de corrección para la eficiencia del pozo, penetración parcial, etc.; pero, dado el número de correcciones, el método resulta engorroso, aparte que lo que se obtiene no es la transmisividad, sino la difusividad (T/S), coeficiente de más difícil aplicación.

CUSTODIO, E. (en CUSTODIO y LLAMAS, 1967), describe numerosos métodos rápidos para la obtención de estos parámetros, como el de Ogden, de la tangente de Chow, método del cociente, etc. Pero ninguno de estos métodos supera en fiabilidad el valor obtenido en el análisis de una serie de valores descenso versus tiempo, aparte que este análisis proporciona valiosos datos sobre el comportamiento del acuífero que no se obtiene con los métodos rápidos que se basa en el caudal específico.

El caudal específico q es el dato más abundante que disponemos, dado que es fácil de obtener. Por lo que se presta a una elaboración estadística.

Otros parámetros o índices que también vamos a emplear, por considerarlos representativos, es la permeabilidad ficticia K_1 obtenida de dividir la transmisividad (asignada a partir del caudal específico) $T' = c \cdot q$, siendo c una constante, dividido por el espesor saturado Z , donde $K_1 = \frac{T'}{Z}$ m/día.

Este índice lo utiliza WALTON (1970) como una medida del rendimiento por metro de espesor saturado.

Cuando el caudal específico se mide en el propio pozo de bombeo influye la eficiencia del mismo, de manera que podemos poner:

$$T = c \cdot c' \cdot q$$

A los coeficientes c y c' , este último siempre mayor de 1, se les han asignado diversos valores, LOPEZ CAMACHO (1975); al coeficiente c , un valor de 1,11, determinado el factor c' (eficiencia del pozo) para cada caso particular.

Nosotros englobamos los coeficientes c y c' y les asignamos un valor igual a 1,22, que es frecuente en la literatura hidrogeológica.

Un tercer parámetro utilizado ha sido el K_a , que es: $K_a = \frac{T'}{\lambda}$, siendo λ = longitud de zona filtrante o rejilla.

Este parámetro, según CUSTODIO (CUSTODIO y LLAMAS, 1976, páginas 9-16), equivaldría a la permeabilidad de la porción de acuífero enfrentada a la zona filtrante en pozos incompletos en que la permeabilidad vertical fuese mucho menor que la horizontal.

La media de los 74 datos de caudales específicos que disponemos para la facies detrítica es $q = 0,66$ l/s/m.

Distribuido por formaciones tenemos:

F. Madrid T.D. 1 N = 6 $q = 1,38$ l/s/m $\sigma q = 0,68$

F. Tosco T.D. 3 N = 12 $q = 1,78$ l/s/m (1) $\sigma q = 2,52$

T.D. 1 + T.D. 3 N = 56 $q = 0,50$ l/s/m $\sigma q = 0,46$

(1) Suprimiendo un valor anómalo queda $q = 0,89$ l/s/m.

Formación Guadalajara + Formación Alcalá

$$T.D. 2 + T.D. 4 \quad N = 6 \quad q = 0,29 \text{ l/s/m} \quad \sigma q = 0,2$$

Los parámetros K_1 y K_a son los empleados por WALTON, W. C. (1970), para estudiar la «productividad» de los pozos en las distintas formaciones litológicas, siendo:

$$K_1 = \frac{1,22 \cdot q}{Z} \text{ (m/día)}$$

$$K_a = \frac{1,22 \cdot q}{\lambda} \text{ (m/día)}$$

La correlación entre los parámetros q , K_1 y K_a es muy alta, como se muestra en las matrices de correlación adjuntas:

TABLA 5-III.—T.D.1 (FORMACION MADRID) N=6

	q	K_1
q	1	0,33
K_1		1

TABLA 5-IV.—T.D.3 (FORMACION TOSCO) N=12

	q	K_a	K_1
q	1	0,85	0,85
K_a		1	0,85
K_1			1

Para la correlación en la unidad T.D. 1 + T.D. 3 para cualquier $r_{ij}=0,8$.

Para las restantes formaciones de la facies detrítica no disponemos de datos.

5.1.2 DISTRIBUCION DE LOS PARAMETROS

Hemos estudiado el comportamiento estadístico de los parámetros hidráulicos en la facies detrítica.

Un primer paso ha consistido en verificar si las formaciones que distinguimos en el apartado 2.1 tienen o no significado hidrogeológico. Para ello intentaremos ver si existe alguna diferencia significativa entre los parámetros de las distintas formaciones, a través del estudio de la varianza. El método elegido es la aplicación del Índice de Snedecor, descrito por MILLS (1969), p. 568; este índice tiene su aplicación para el análisis de varianzas en poblaciones Lognormales.

Procederemos haciendo comparaciones de dos en dos formaciones.

El índice de Snedecor ($F = S_1^2/S_2^2$) no es más que la razón entre las varianzas, que en condiciones óptimas será igual a 1, si no existen diferencias significativas.

Unidad	Tamaño	Varianza	Grados de libertad
T.D.1	$n_1 = 9$	$S_1^2 = 0,4624$	$9 = n_1 - 1$
T.D.3	$n_2 = 10$	$S_2^2 = 0,7921$	$10 = n_2 - 1$
T.D.1 + T.D.3	$n_3 = 56$	$S_3^2 = 0,2116$	$55 = n_3 - 1$

Comparando las unidades T.D. 1 y T.D. 3

$$F = \frac{S_1^2}{S_2^2} = \frac{0,4624}{0,7921} = 0,58$$

La distribución de F se encuentra tabulada para distintos grados de confianza. En nuestro caso, mirando la tabla al nivel 0,05

$$\left. \begin{array}{l} n_1 = 9 \\ n_2 = 10 \end{array} \right\} \text{le corresponden en las tablas } F^* = 3,02$$

o sea el 95 por 100 de las observaciones quedarán debajo de este valor.

En consecuencia, aceptamos la hipótesis de que entre las formaciones T.D. 1 y T.D. 3, según este test, no podemos admitir diferenciación.

Operando de igual manera con los pozos de las unidades T.D. 1 y T.D. 1 + T.D. 3:

$$F = \frac{S_1^2}{S_3^2} = \frac{0,4624}{0,2116} = 2,18$$

$$\left. \begin{array}{l} n_1 = 9 \\ n_3 = 55 \end{array} \right\} F^* = 2,05$$

Vemos que $2,18 > 2,05$; es decir, no podemos aceptar la hipótesis. Podemos decir, pues, que entre estas muestras existe una diferenciación significativa al 95 por 100, que también se verifica al 99 por 100 de significación.

Comparando T.D. 3 y T.D. 1 + T.D. 3:

$$F = \frac{S_2^2}{S_3^2} = \frac{0,7921}{0,2116} = 3,74$$

$$\left. \begin{array}{l} n_2 = 10 \\ n_3 = 55 \end{array} \right\} \text{en las tablas } F^* = 2$$

Vemos que $3,74 > 2$. No podemos aceptar la hipótesis. Concluyendo que entre estas muestras existe una diferenciación significativa al 95 por 100 que también se verifica para el nivel de significación del 99 por 100.

En las curvas de distribución de frecuencias de la capacidad específica (fig. 5-2) se muestran estos tres grupos bien diferenciados, aunque entre la Formación Madrid (T.D. 1) y Tosco (T.D. 3) existe interacción.

Considerando globalmente a la facies detrítica una representación en planta de los valores de K_1 (fig. 5-3) nos muestra que este parámetro se presenta en una zona central donde se supera el valor medio 0,37 m/día, mientras que en el norte, junto al borde de la Sierra, presenta valores inferiores a 0,1. También se observa una variación creciente de K_1 de este a oeste.

En la figura 5-4 se ha hecho una representación relacionando la profundidad de los pozos con este parámetro, K_1 . No se puede establecer una relación clara entre ambos, pero parece lógico pensar que K_1 decrezca con la profundidad.

De la representación en planta del parámetro K_a , que físicamente representa la permeabilidad en los canales (fig. 5-5), presenta un aspecto similar al de la figura 5-3, correspondiente a la K_1 . Cabe notar que también se adapta al modelo de prospección propuesto, siendo de forma ge-

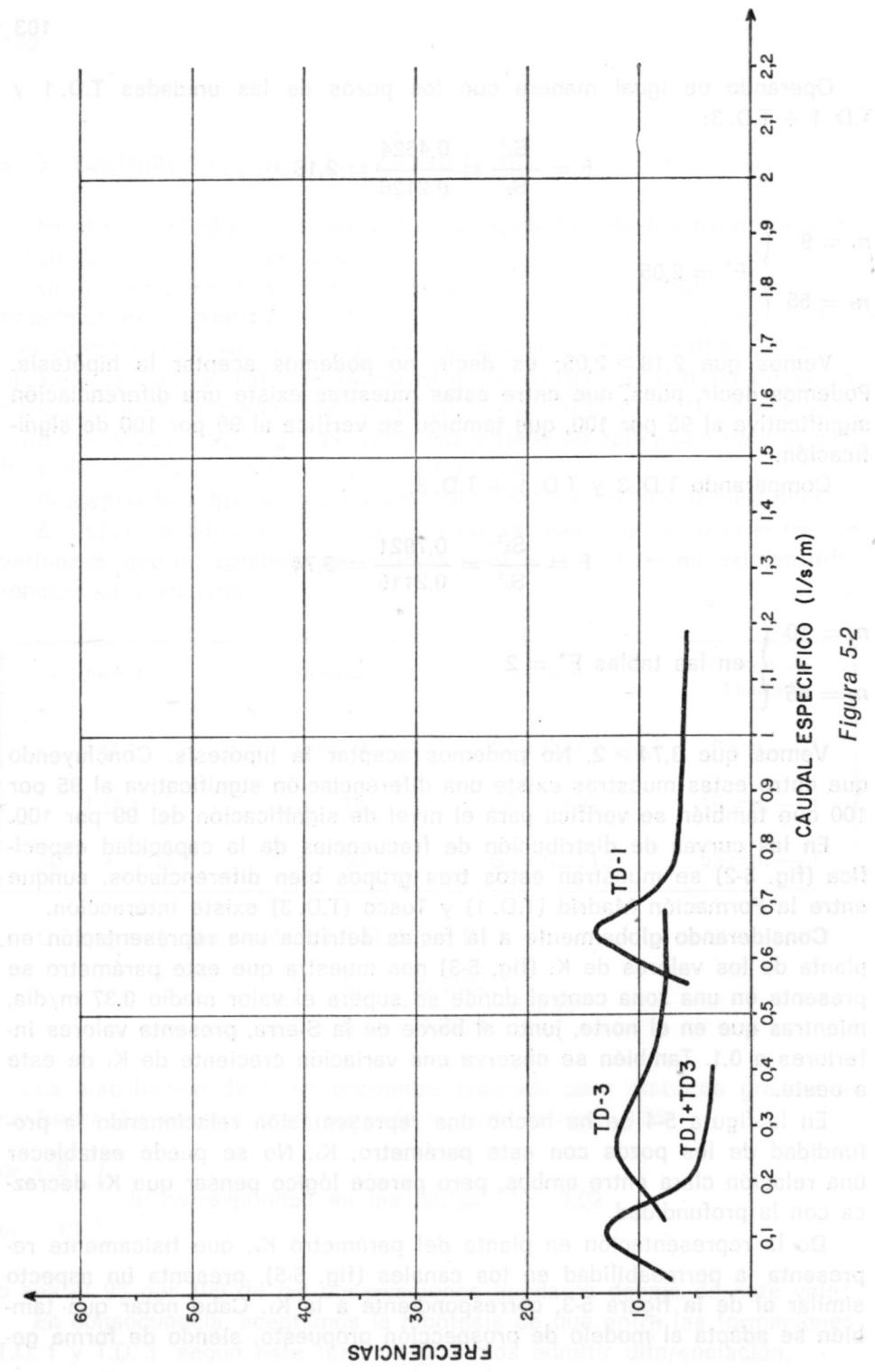
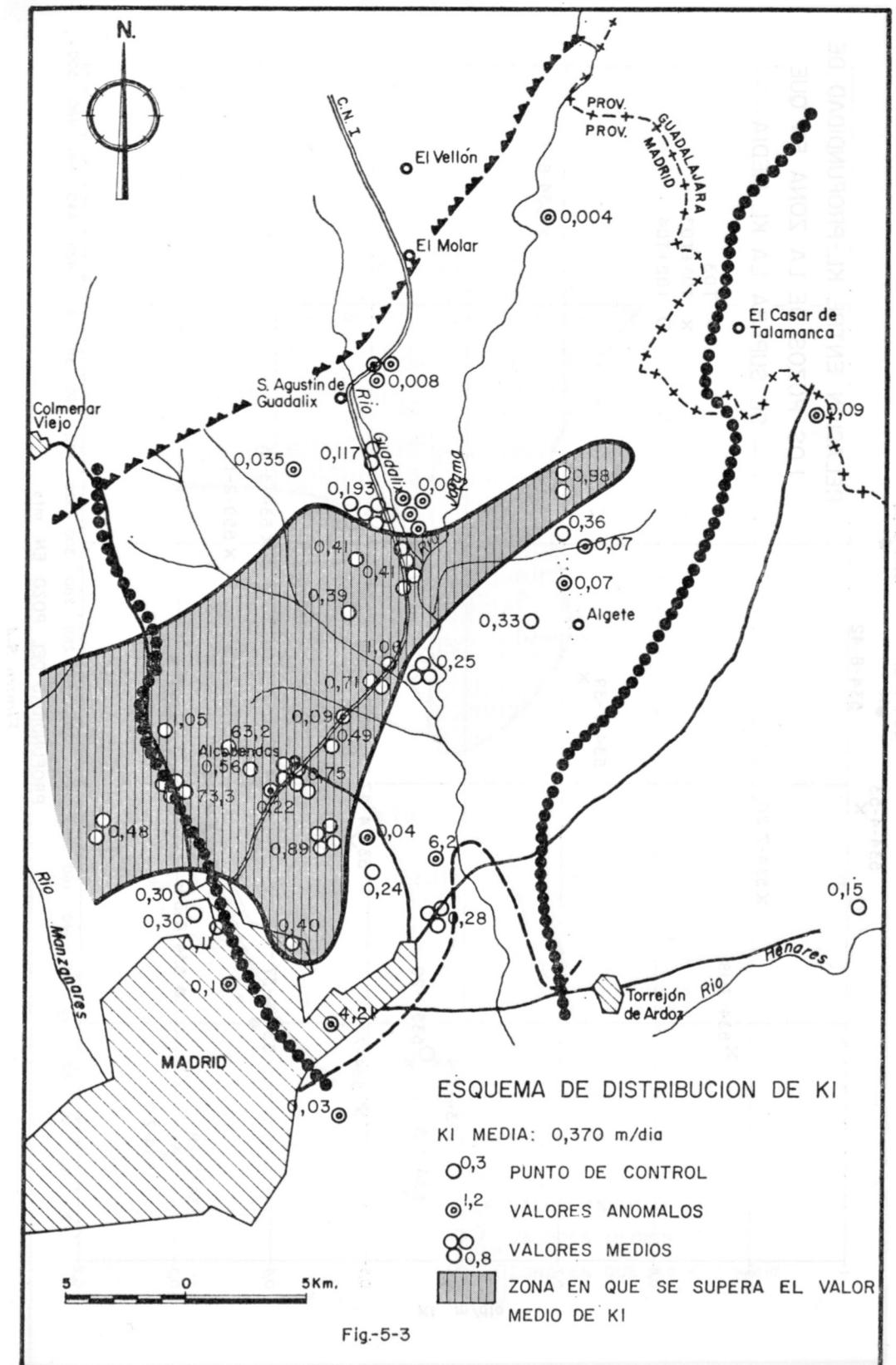


Figura 5-2



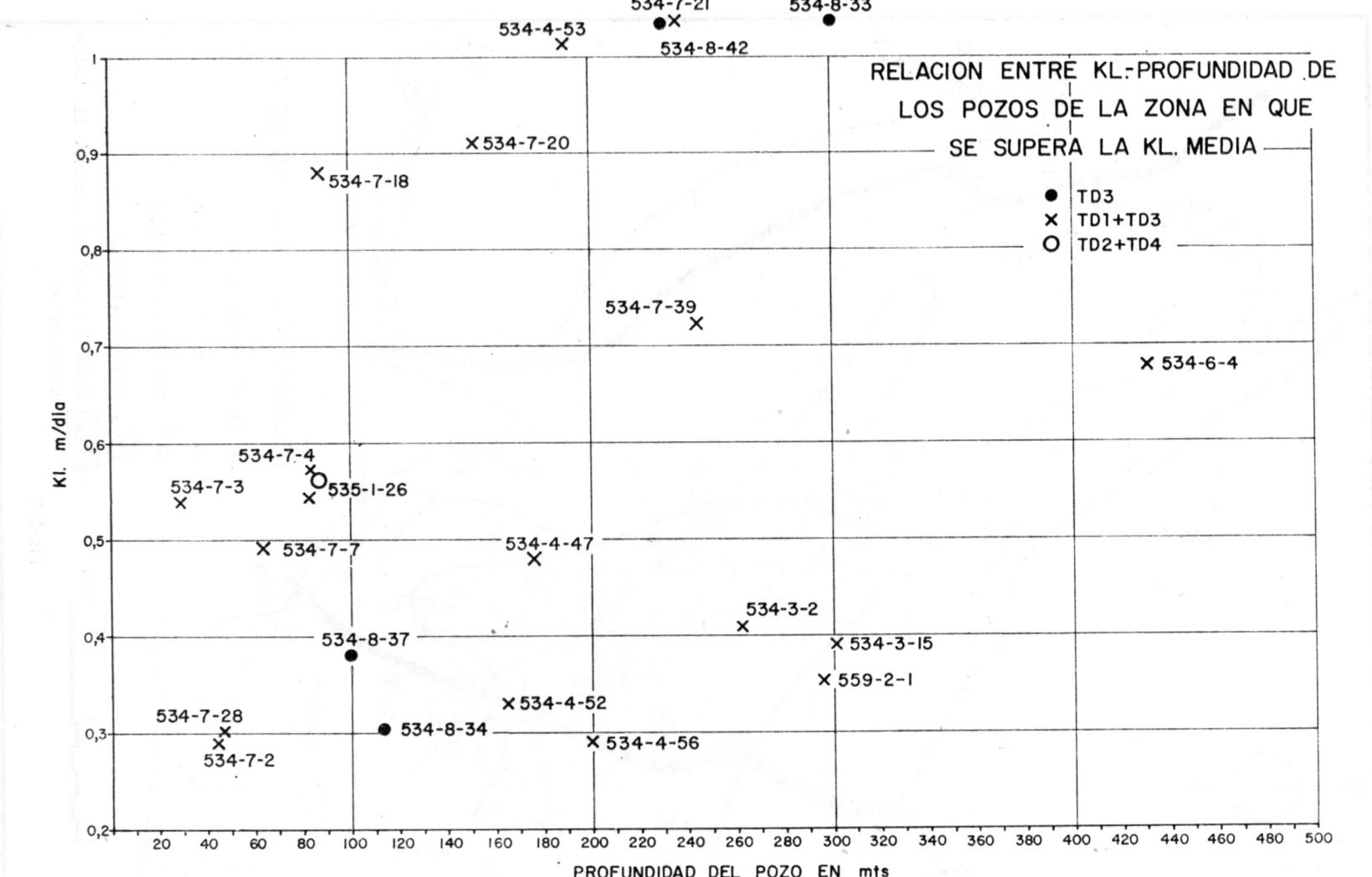


Figura 5-4

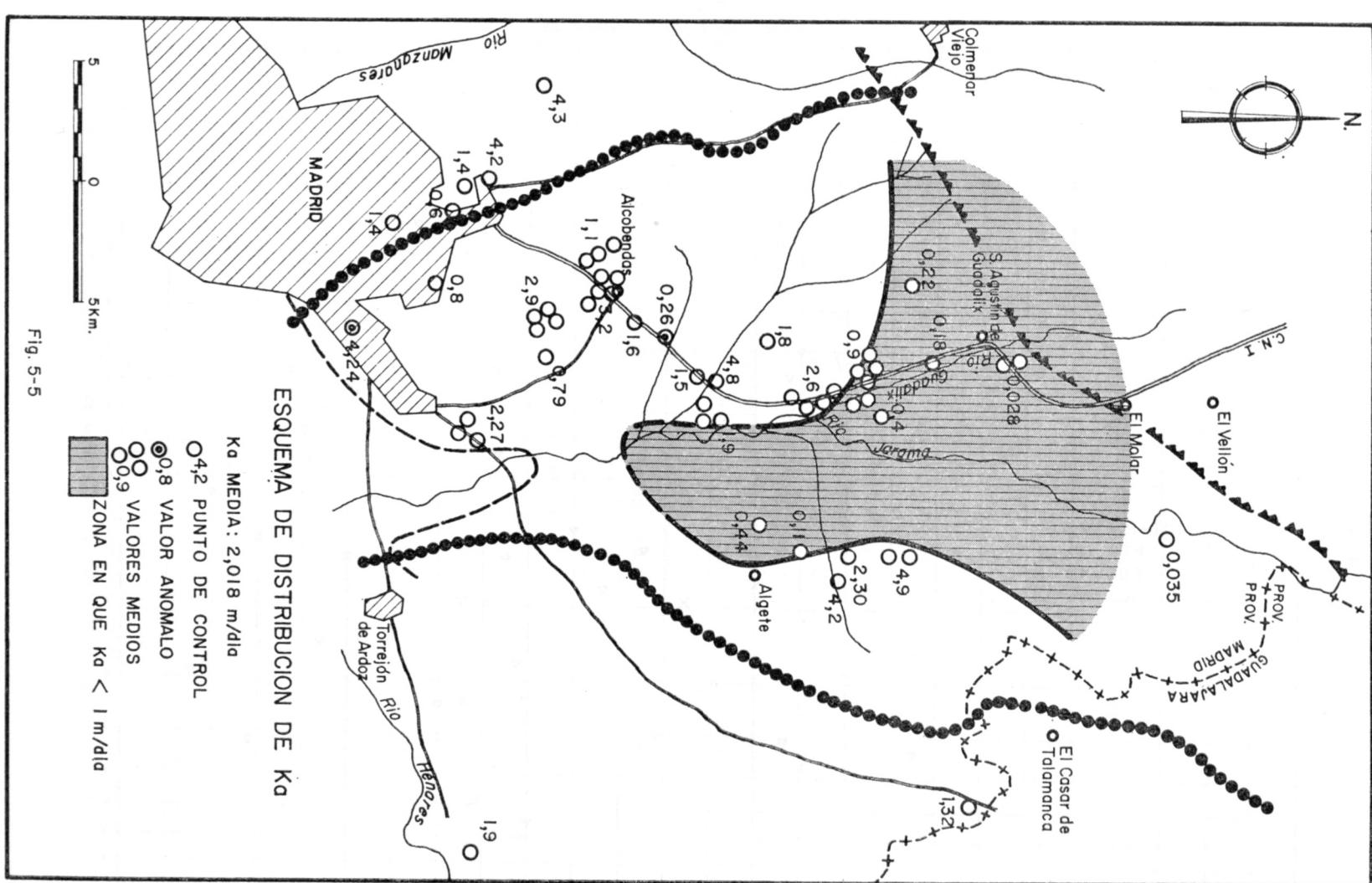


Fig 5-5

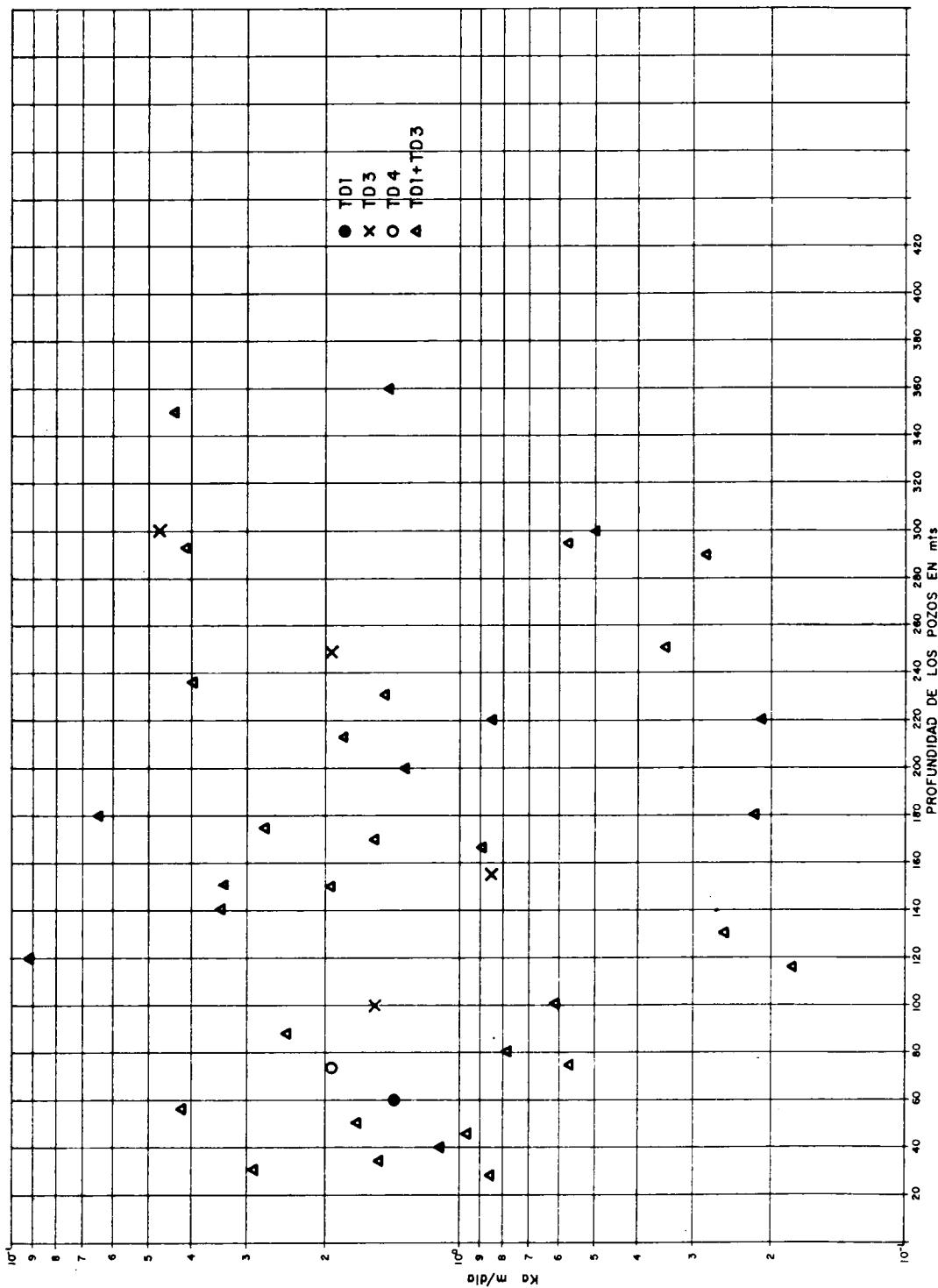


Figura 5-6

neral la permeabilidad de los canales en las distintas formaciones consideradas igual e independiente de la profundidad como se muestra en la figura 5-6, en la que se ha representado la K_a en función de la profundidad de los pozos, observándose que son independientes; esto es, para cualquier profundidad se puede encontrar valores de K_a que oscilan entre 0,8 y 9 m/día.

En efecto, de las curvas granulométricas de las muestras de canales tomadas a lo largo de once pozos se ha observado que la morfología de estas curvas es parecida y las permeabilidades que arrojan con el ábaco de Bredding es independiente de la profundidad y oscilando entre 0,6 y 4,0 m/día.

Por último, la representación en planta (fig. 5-7) de los valores de q confirma la distribución de los dos parámetros anteriormente estudiados, como era de esperar por la alta correlación existente entre ellos.

Arriba hemos visto que se observan variaciones del valor de estos parámetros según nos alejamos del borde de la Sierra o nos desplazamos de Este a Oeste, mientras que en profundidad, con los datos de que disponemos, no podíamos observar ninguna variación; esto es lógico si se tiene en cuenta que el mismo ambiente de sedimentación se ha mantenido con pequeñas variaciones desde el Oligoceno Superior.

Ahora bien: es lógico pensar que a profundidades mayores que las estudiadas por nosotros (400 m.) la compactación de los sedimentos reduzca sensiblemente su porosidad y su permeabilidad; la amplitud de compactación para las arcillas es mucho mayor que para las arenas. En la figura 5-8 se reproduce la curva experimental de ATHY, en la cual se observa que a 1.000 m. de profundidad las arcillas se compactan un 40 por 100 aproximadamente; esta compactación va acompañada de la expulsión de fluidos. En la misma figura se reproduce la curva de HOBSON, según la cual una capa de 100 m. de espesor de arcillas expulsarían a 1.000 m. de profundidad 4 l/cm², lo que supone una aportación de 40 Hm³/Km² al flujo profundo del ciclo del agua, en varios miles de años.

Las arenas, por el contrario, se comprimen más rápidamente, pero conservan siempre una porosidad más elevada. VAN TUYL (citado por GUILLEMONT, 1971, p. 319), trabajando únicamente con una masa arenosa, ha demostrado que una arena con una porosidad original de 42,6 por 100 no sufría ya la menor compactación a partir de una presión del orden de 230 Kg/cm² —equivalente a algo más de 1.000 m. de enterramiento— y conserva, sin embargo, aún una porosidad del 27,5 por 100. Siendo necesario alcanzar presiones de varias toneladas por cm² para que se produzca una nueva reducción de la porosidad por aplastamiento de los granos de arena. Esto nos hace pensar que a 1.000 m. de profundidad, de conser-

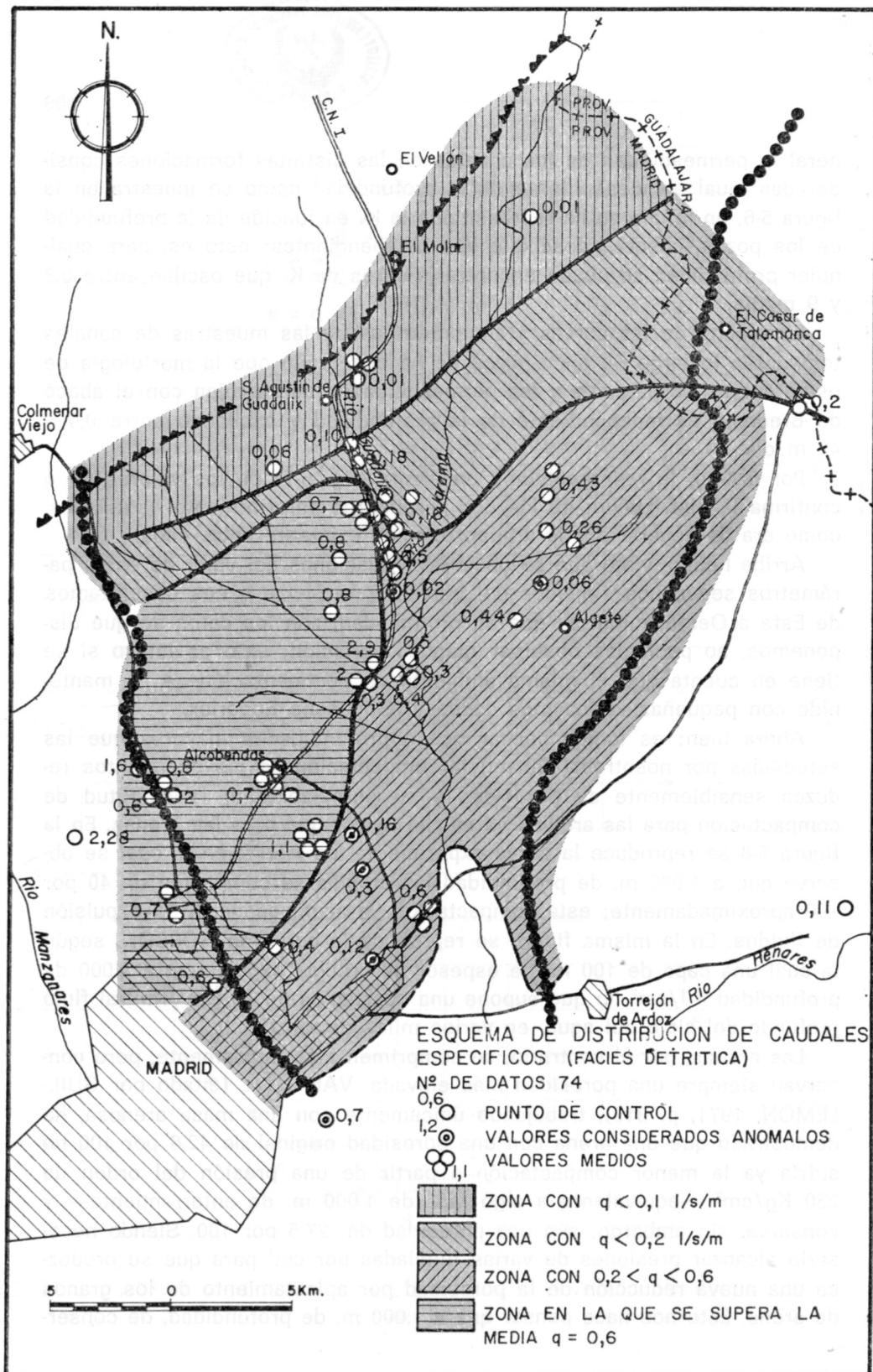
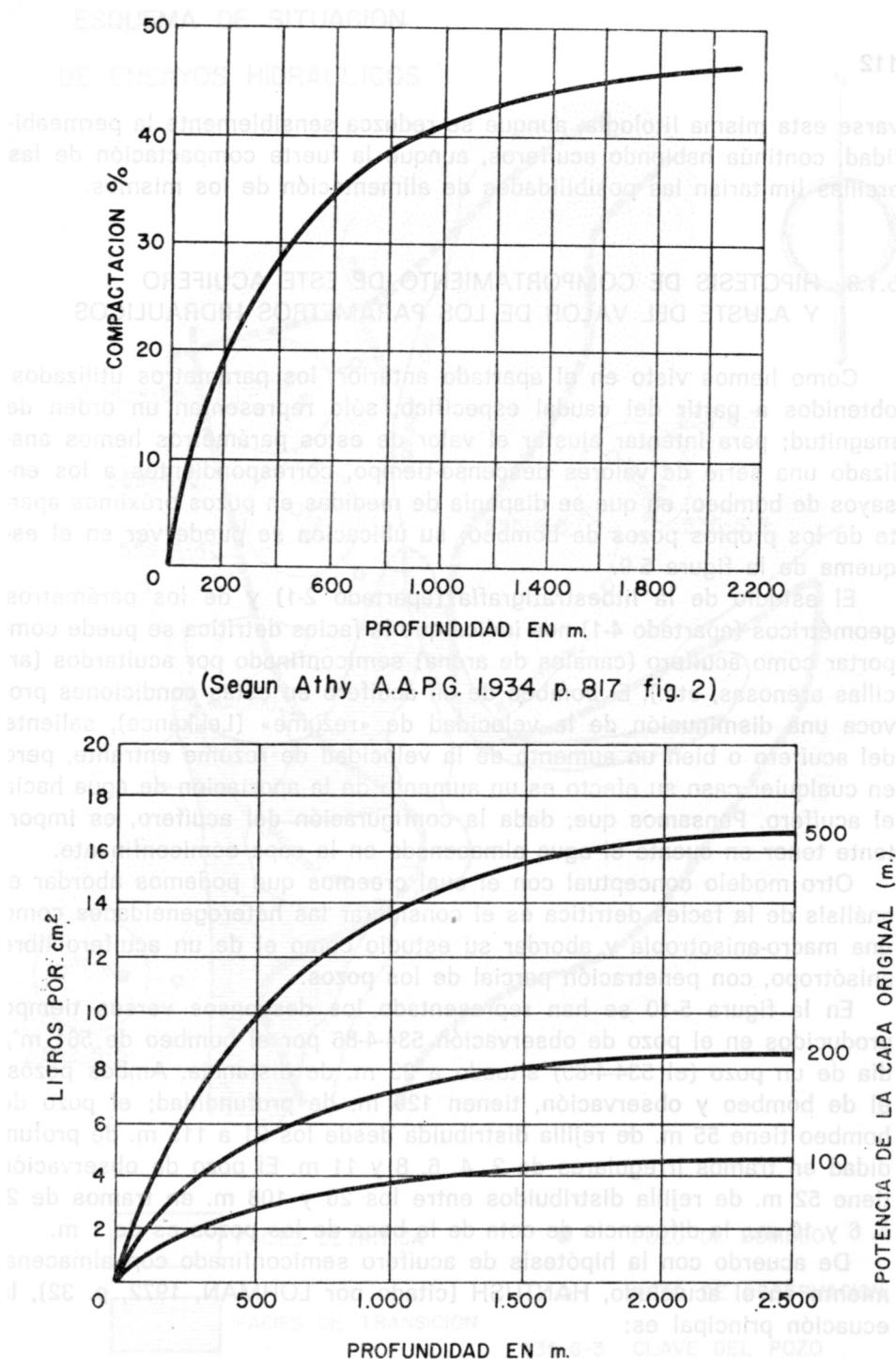


Figura 5-7



VOLUMEN EXPULSADO DE LAS ARCILLAS POR COMPACTACION

(Según HOBSON, Some Fundamentals of Petroleum Geology, 1954, p. 117, fig. 36)

Figura 5-8

varse esta misma litología, aunque se reduzca sensiblemente la permeabilidad, continúa habiendo acuíferos, aunque la fuerte compactación de las arcillas limitaría las posibilidades de alimentación de los mismos.

5.1.3 HIPOTESIS DE COMPORTAMIENTO DE ESTE ACUIFERO Y AJUSTE DEL VALOR DE LOS PARAMETROS HIDRAULICOS

Como hemos visto en el apartado anterior, los parámetros utilizados, obtenidos a partir del caudal específico, sólo representan un orden de magnitud; para intentar ajustar el valor de estos parámetros hemos analizado una serie de valores descenso-tiempo, correspondientes a los ensayos de bombeo, en que se disponía de medidas en pozos próximos aparte de los propios pozos de bombeo; su ubicación se puede ver en el esquema de la figura 5-9.

El estudio de la litoestratigrafía (apartado 2-1) y de los parámetros geométricos (apartado 4-1) nos indica que la facies detrítica se puede comportar como acuífero (canales de arena) semiconfinado por acuitardos (arcillas arenosas, etc.). El bombeo de un acuífero en estas condiciones provoca una disminución de la velocidad de «rezume» (Leakance), saliente del acuífero o bien un aumento de la velocidad de rezume entrante, pero en cualquier caso su efecto es un aumento de la aportación de agua hacia el acuífero. Pensamos que, dada la configuración del acuífero, es importante tener en cuenta el agua almacenada en la capa semiconfinante.

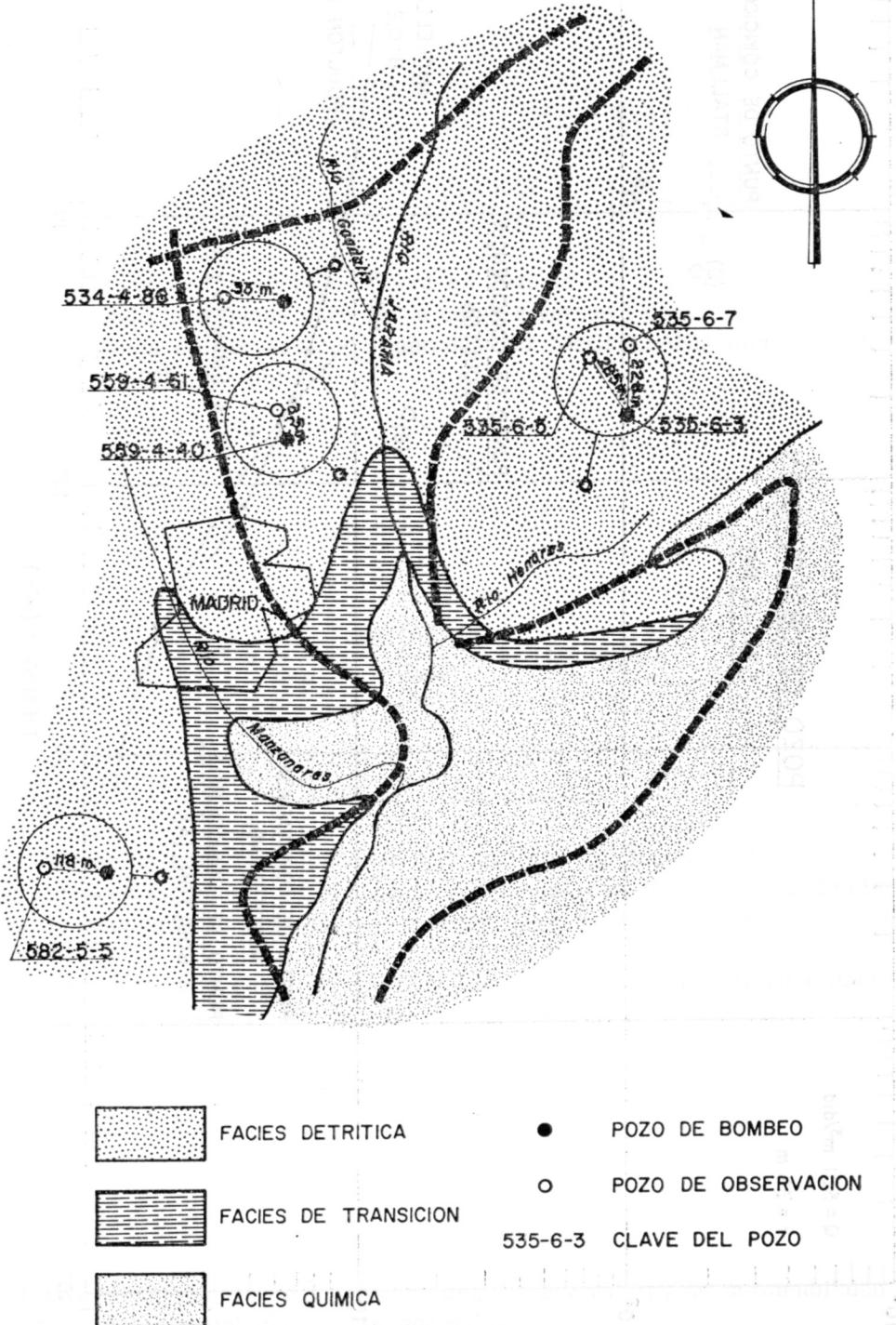
Otro modelo conceptual con el cual creemos que podemos abordar el análisis de la facies detrítica es el considerar las heterogeneidades como una macro-anisotropía y abordar su estudio como el de un acuífero libre anisótropo, con penetración parcial de los pozos.

En la figura 5-10 se han representado los descensos versus tiempo producidos en el pozo de observación 534-4-86 por el bombeo de 561 m³/día de un pozo (el 534-4-85) situado a 33 m. de distancia. Ambos pozos, el de bombeo y observación, tienen 120 m. de profundidad; el pozo de bombeo tiene 55 m. de rejilla distribuida desde los 21 a 115 m. de profundidad en tramos irregulares de 2, 4, 6, 8 y 11 m. El pozo de observación tiene 52 m. de rejilla distribuidos entre los 26 y 108 m. en tramos de 2, 4, 6 y 10 m.; la diferencia de cota de la boca de los pozos es de 1 m.

De acuerdo con la hipótesis de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuicludo, HANTUSH (citado por LOHMAN, 1972, p. 32), la ecuación principal es:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} H (u, \beta)$$

ESQUEMA DE SITUACION DE ENSAYOS HIDRAULICOS



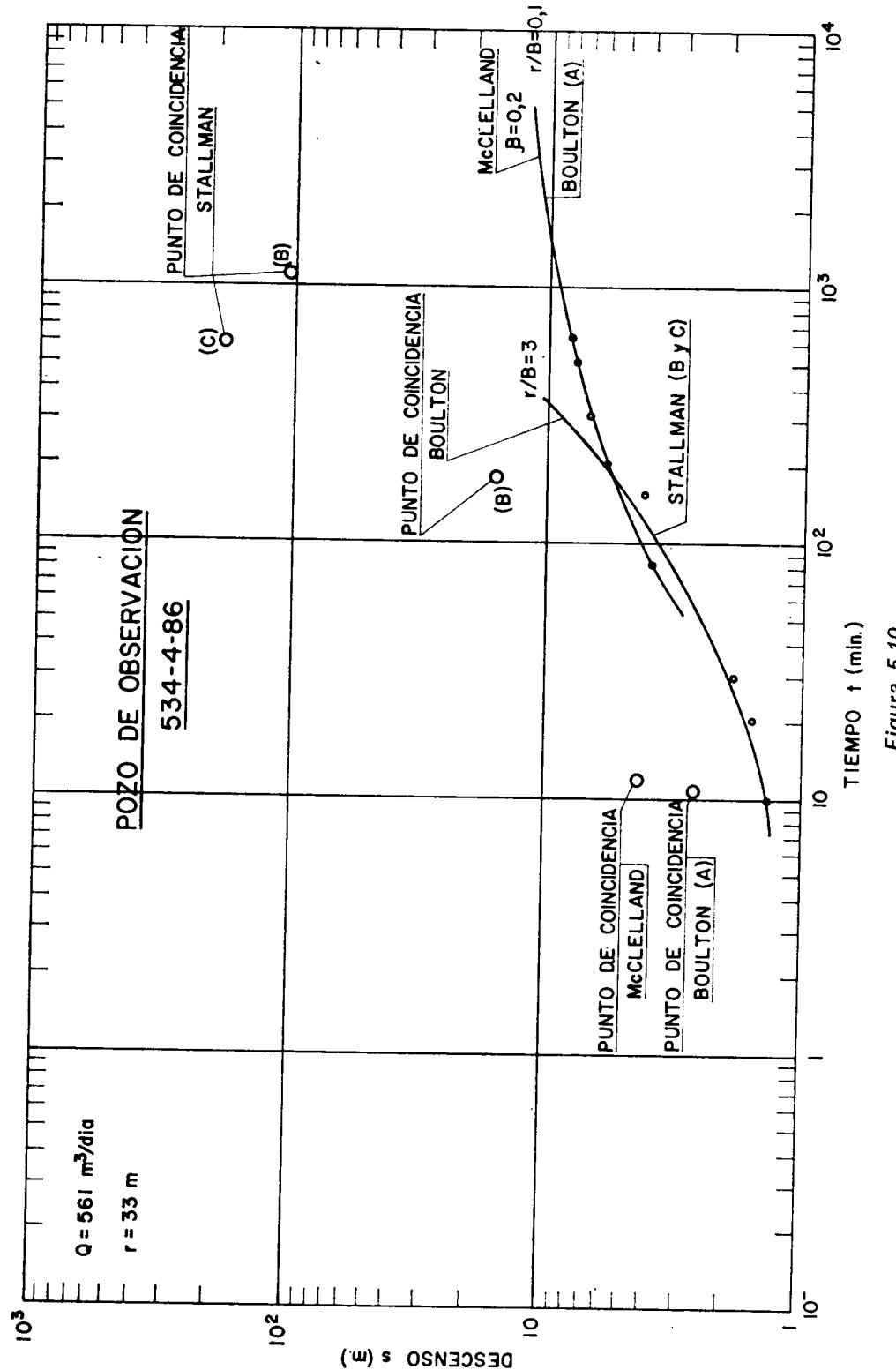


Figura 5-10

en donde:

$$H(u, \beta) = \int_u^\infty \frac{e^{-y}}{y} \operatorname{erfc} \left(\frac{\beta/u}{\sqrt{y(y-u)}} \right) dy$$

el significado de los símbolos figura en la tabla 5-1

Ajustando la segunda parte de la curva s versus t de la figura 5-10 sobre la familia de curvas-tipo preparadas por McCLELLAND (lámina 4 de LOHMAN, 1972), se obtiene:

$$\begin{aligned}H(u, \beta) &= 1 \\1/u &= 1 \\s &= 4 \text{ m.} \\t &= 12 \text{ min.}\end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = \frac{561 \text{ m}^2/\text{día}}{4\pi 4} = 11,1 \text{ m}^2/\text{día}$$

Y

$$S = \frac{4Ttu}{r^2} = \frac{4 \cdot 11 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 12 \text{ min.} \cdot 1}{1\,089 \text{ m}^2 \cdot 1\,440 \text{ min/día}} = 3,3 \cdot 10^{-3}$$

Nótese la baja transmisividad del acuífero; geológicamente estamos situados en el tránsito de la subfacies proximal a la media. El coeficiente de almacenamiento obtenido es pequeño para ser un acuífero semiconfinado.

Considerándolo como un acuífero libre anisótropo, STALLMAN (citado por LOHMAN, 1972, p. 35) escribió la ecuación:

$$T = \frac{Q}{2Ms} V(\Psi, z)$$

siendo

$$u = \frac{\Psi^2}{4z} = \frac{r^2 S}{4\Gamma t}$$

Obteniéndose valores de T y S muy pequeños y valores de permeabilidad vertical y horizontal claramente anómalos.

Teniendo en cuenta el drenaje diferido en el caso del acuífero libre, ajustamos la primera parte de nuestra curva a la familia de curvas preparadas por BOULTON (tipo B; lámina 8 de LOHMAN, 1972), obteniendo:

$$\begin{aligned}4\pi Ts/Q &= 1 \\4Tt/r^2S_e &= 1 \\r/B &= 0,1 \\s &= 15 \\t &= 190 \text{ min.}\end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = 2,9 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S_e = \frac{4Tt}{r^2} = 1,4 \cdot 10^{-3}$$

Ajustando la segunda parte de la figura 5-10 a las curvas-tipo A de BOULTON.

$$\begin{aligned}4mTs/Q &= 1 \\4Tt/r^2S_e &= 1 \\s &= 4 \text{ m.} \\t &= 11 \text{ min.}\end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{561 \text{ m}^2/\text{día}}{4\pi 4 \text{ m}} = 11,1 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S_e = \frac{4 \cdot 11 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 11 \text{ min}}{1089 \text{ m}^2 \cdot 1440 \text{ min/día}} = 3 \cdot 10^{-4}$$

Este valor de transmisividad es del mismo orden que el obtenido por los métodos anteriores, igual que el coeficiente de almacenamiento propio de un acuífero semiconfinado; esta fórmula nos indica que el coeficiente de almacenamiento en los tiempos iniciales S_e es mucho menor que en los tiempos finales S_t , lo que nos muestra la existencia de drenaje diferido a partir de los 190 minutos de comenzar el bombeo. Este drenaje diferido puede deberse al comienzo de actuación del rezume.

En la figura 5-11 figuran los descensos versus tiempo para el pozo de bombeo 559-4-40 y el de observación 559-4-61, distantes 3,5 m., de profundidades respectivas 155 y 180 m.; la situación de la zona filtrante en el pozo de bombeo era de 74 a 80 m. y de 128 a 147 m., o sea, un total de 25 m.; en el pozo de observación no se conoce, pero se supone que es parecida. Aplicando la fórmula para acuíferos semiconfinados, modificada, de HANTUSH, con drenaje en el almacenamiento, en el pozo de bombeo, se obtiene:

$$\begin{aligned}H(u, \beta) &= 1 \\1/u &= 1 \\s &= 7 \text{ m.} \\t &= 3 \cdot 10^{-1} \\Q &= 1728 \text{ m}^3/\text{día}\end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = 19,59 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 559-4-61:

$$\begin{aligned}H(u, \beta) &= 1 \\1/u &= 1 \\s &= 10 \\t &= 2 \cdot 10^{-1}\end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{1728 \text{ m}^3/\text{día}}{4\pi \cdot 10 \text{ m}} = 13,7 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S = \frac{4T \cdot t \cdot u}{r^2} = 6,2 \cdot 10^{-4}$$

Aplicando la hipótesis de acuífero libre anisótropo al pozo de observación, en la curva-tipo D de McCLELLAND:

$$\begin{aligned}sT/Q &= 1 \\Tt/r^2S &= 1 \\\Psi &= 0,154 \\s &= 100 \text{ m.} \\t &= 30 \text{ min.} \\b &= 174 \text{ m.}\end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{s} = \frac{1728 \text{ m}^3/\text{día}}{100 \text{ m}} = 17,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S = \frac{Tt}{r^2} = 2,9 \cdot 10^{-2}$$

Considerando el drenaje diferido según BOULTON, curva-tipo A:

$$4\pi Ts/Q = 1$$

$$4Tt/r^2 S_e = 1$$

$$s = 11$$

$$t = 3,5$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = 12,4 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S_e = \frac{4 T t}{r^2} = 9,8 \cdot 10^{-3} \text{ inicial}$$

Considerando el flujo sólo radial y que es cierta la aproximación de JACOB, cuya ecuación fundamental, en CUSTODIO y LLAMAS (1976):

$$s = \frac{0,183 Q}{T} \log \frac{2,25 T t}{r^2 S}$$

Haciendo la representación s versus $\log t$ (fig. 5-12), se obtiene para el pozo de bombeo:

$$T = 0,183 \frac{Q}{\Delta S_{10}} = 26,3 \text{ m}^2/\text{día}$$

y para el pozo de observación:

$$T = 0,183 \frac{1728 \text{ m}^3/\text{día}}{13,4 \text{ m}} = 23,59 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S = \frac{2,25 T t_o}{r^2} = \frac{2,25 \cdot 23 \text{ m}^2/\text{día} \cdot 2,5 \text{ min}}{3,5 \text{ m}^2 \cdot 1400 \text{ min/día}} = 7,3 \cdot 10^{-3}$$

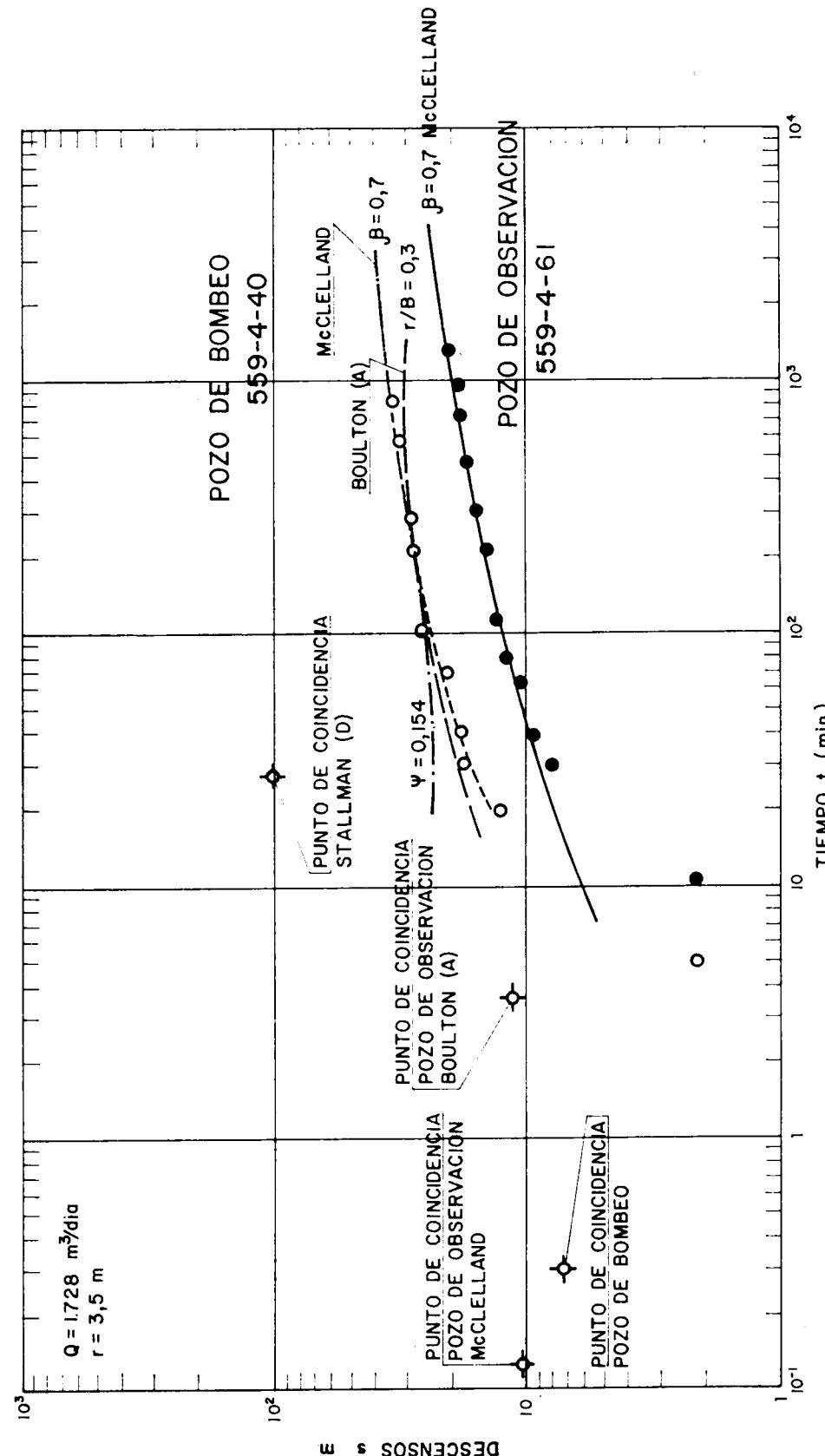


Figura 5-11

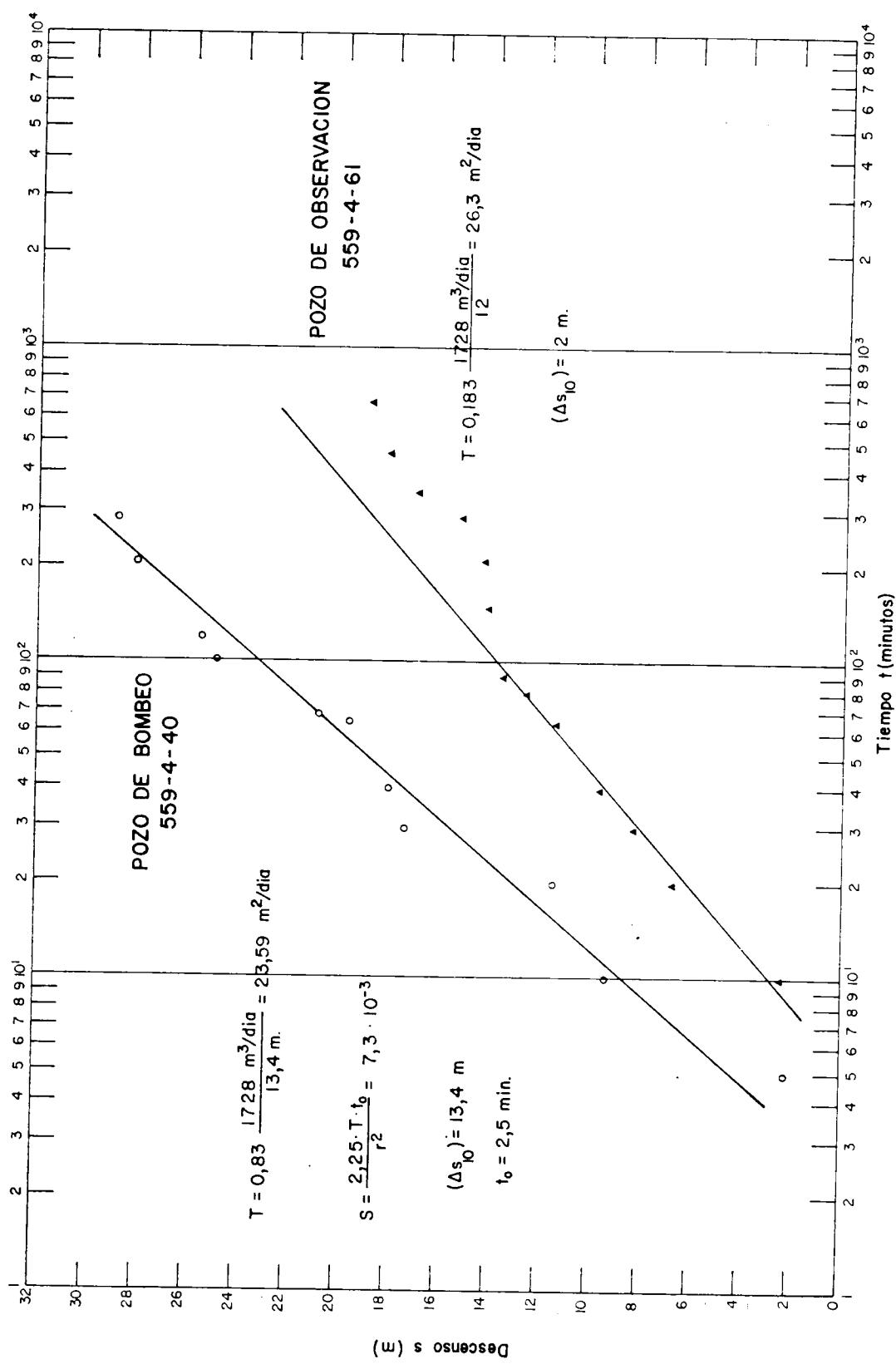


Figura 5-12

Lo que proporciona valores superiores a los obtenidos por los otros métodos.

En la figura 5-13 se ha hecho la representación logarítmica de s versus t para el pozo de bombeo 535-6-3, y el pozo de observación 535-6-5, distantes 285 m., con un caudal de 207 m³/día. Ambos pozos pertenecen a un campo de bombeo para usos industriales compuesto por nueve pozos. Antes de hacer el ensayo de bombeo se pararon los pozos en los que se iban a realizar las pruebas con veinticuatro horas de antelación, así como los pozos próximos distantes menos de 500 m.; no así los pozos más alejados, los cuales se pararon algunos al comenzar este ensayo de bombeo, manteniendo uno en funcionamiento simultáneamente para tener cubiertas las necesidades de la planta industrial. Esto hace que el ensayo se realice bajo la superposición de los efectos de los restantes pozos del campo de bombeo; la profundidad del pozo de bombeo es de 120 m. y la del de observación de 172 m., estando sus rejillas situadas entre los 70 y 120 m. de profundidad. Estos pozos están situados sobre la zona superior de la subfase distal de la Formación Alcalá.

Superponiendo el segundo tramo de la curva del pozo de bombeo sobre las curvas-tipo de McCLELLAND, se obtiene:

$$\begin{aligned} H(u, \beta) &= 1 \\ 1/u &= 1 \\ \beta &= 0,01 \\ s &= 2 \text{ m.} \\ t &= 1,3 \cdot 10^{-3} \text{ min.} \end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{207 \text{ m}^3/\text{día}}{4\pi 2 \text{ m}} = 8,2 \text{ m}^2/\text{día}$$

Para el pozo de observación 535-6-5:

$$\begin{aligned} H(u, \beta) &= 1 \\ 1/u &= 1 \\ \beta &= 0,2 \\ s &= 8 \cdot 10^{-1} \text{ m.} \\ t &= 1 \text{ min.} \end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = 1,1 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S = \frac{4 T t}{r^2} = 3 \cdot 10^{-4}$$

Es de notar que en el pozo de observación los valores obtenidos son excesivamente bajos (téngase en cuenta que se ha forzado el ajuste).

Considerando el efecto de drenaje diferido y superponiendo las curvas de la figura 5-13 a las curvas-tipo B de BOULTON, se obtiene para el pozo de bombeo:

$$\begin{aligned} 4Ts/Q &= 1 \\ 4Tt/r^2S_e &= 1 \\ s &= 90 \text{ m.} \end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = \frac{207 \text{ m}^3/\text{día}}{4\pi \cdot 90 \text{ m}} = 0,18 \text{ m}^2/\text{día}$$

Valor que consideramos también anómalo.

En el pozo de observación 535-6-5:

$$\begin{aligned} 4\pi Ts/Q &= 1 \\ 4Tt/r^2S_e &= 1 \\ s &= 10,8 \text{ m.} \\ t &= 2000 \text{ m.} \end{aligned}$$

donde:

$$T = \frac{Q}{4\pi s} = 1,5 \text{ m}^2/\text{día}$$

$$S = \frac{4 T t}{r^2} = 1 \cdot 10^{-4}$$

Considerando el flujo radial, en el pozo de observación 535-6-5 se tiene considerando como acuífero confinado, según THEIS:

$$S = 0,08 \frac{Q}{T} W(u)$$

Obteniéndose (fig. 5-14):

$$T = 16,48 \text{ m}^2/\text{día} \quad y \quad S = 1,7 \cdot 10^{-4}$$

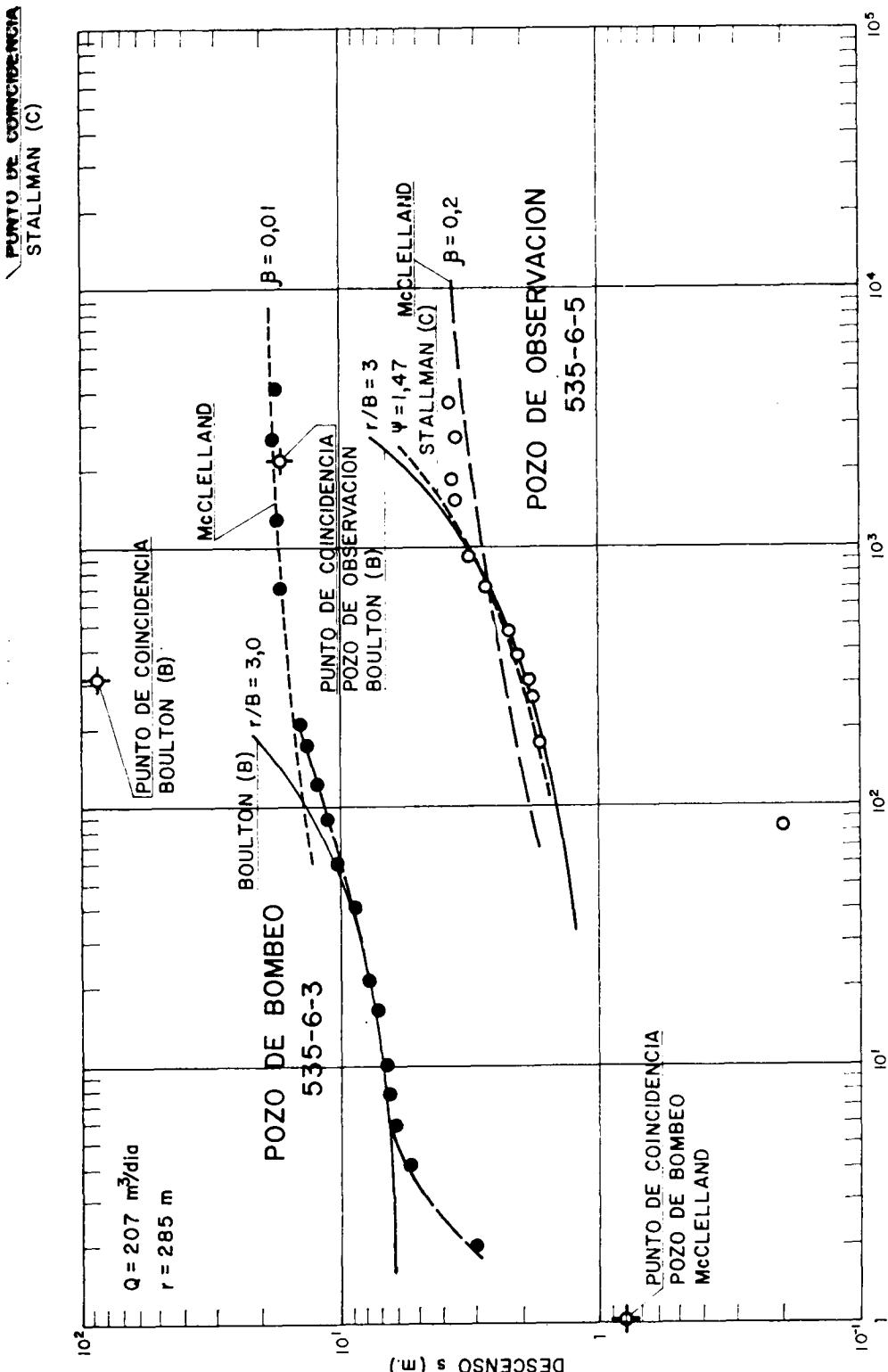


Figura 5-13

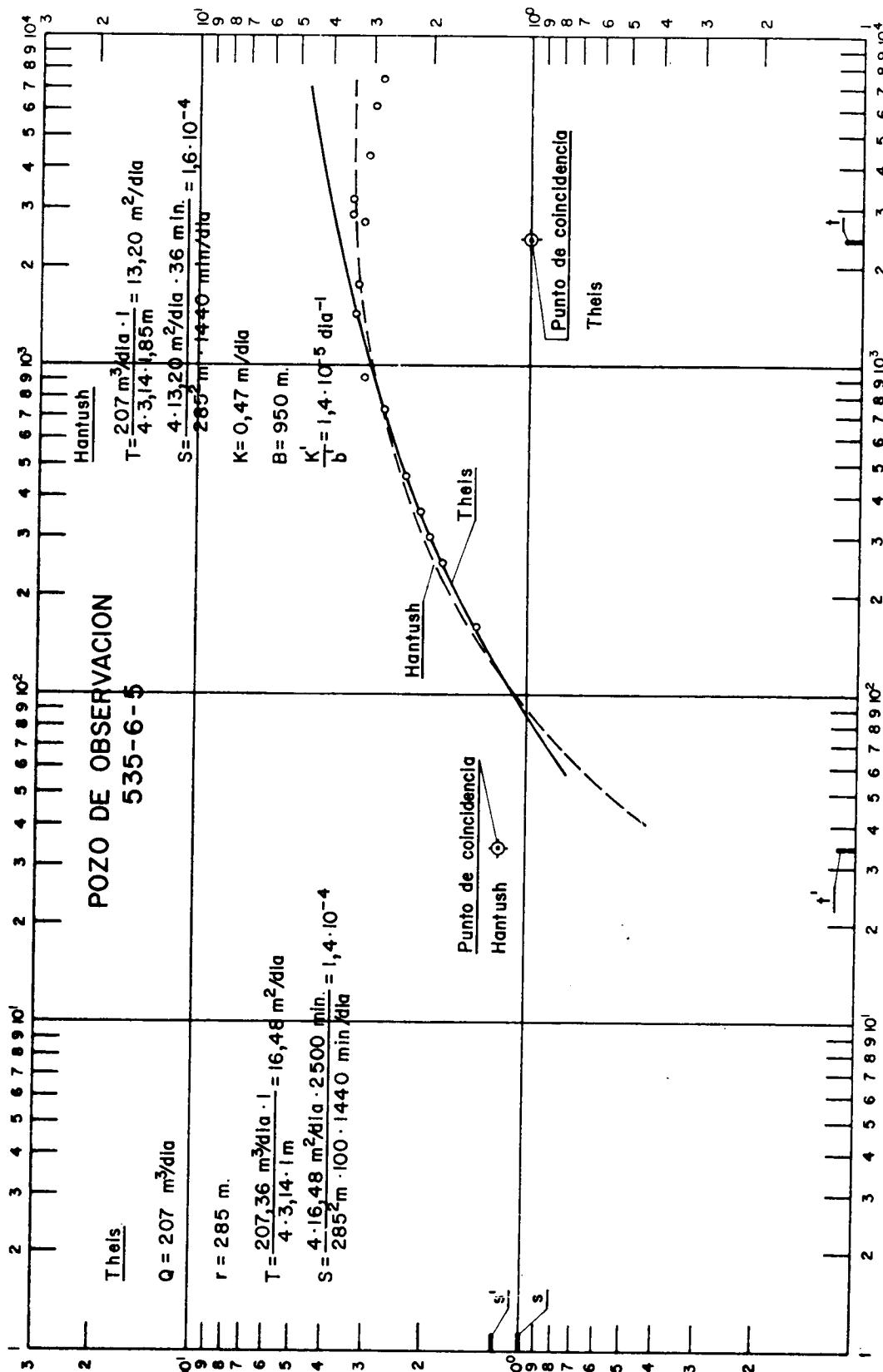


Figura 5-14

Y considerando como acuífero semiconfinado, pero sin incluir el efecto de almacenamiento en el acuíclido, según HANTUSH, en CUSTODIO y LLAMAS (1976):

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u, r/B)$$

Obteniéndose (fig. 5-14):

$$T = 13,10 \text{ } m^2/\text{dia} \quad \text{y} \quad S = 1,6 \cdot 10^{-4}$$

$$\bar{K}' = 0,47 \text{ m/día} \quad \text{y} \quad c = \frac{K'}{b'} = 1,4 \cdot 10^{-5} \text{ día}^{-1}$$

Para las mismas hipótesis, en el pozo de observación 535-6-7, distantes 228 m., se tiene (fig. 5-15), por THEIS:

$$T = 16,48 \text{ } m^2/\text{dia} \quad \text{y} \quad S = 1,7 \cdot 10^{-4}$$

y por HANTUSH:

$$T = 11 \text{ m}^2/\text{día} \quad \text{y} \quad S = 1,2 \cdot 10^{-4}$$

$$\bar{K} = 0,25 \text{ m/día} \quad \text{y} \quad c = \frac{K'}{b'} = 1,3 \cdot 10^{-4} \text{ día}^{-1}$$

Por el método de JACOB (fig. 5-16) se obtienen transmisividades del orden de $16 \text{ m}^2/\text{día}$ y coeficiente de almacenamiento de $1 \cdot 10^{-4}$ en los dos pozos de observación, mientras que para el pozo de bombeo la transmisividad es de $7 \text{ m}^2/\text{día}$.

Interpretado por el método de los descensos residuales de JACOB (fig. 5-17), se obtienen transmisividades para los dos pozos de observación de 12 y 28 m²/día. Los coeficientes $\frac{T+t}{t_0}$ son mayores de 1, lo que indica la existencia de una recarga.

Por el método de los ascensos de THEIS, para el pozo de observación 535-6-5 se tiene una $T = 6,6 \text{ m}^2/\text{día}$ y un $S = 0,3 \cdot 10^{-4}$ (fig. 5-18), y por JACOB (fig. 5-19), una $T = 10,54 \text{ m}^2/\text{día}$ y un $S = 0,2 \cdot 10^{-4}$.

En la figura 5-20 se ha representado la gráfica logarítmica s versus t del pozo de observación 582-5-5; éste se encuentra situado a 118 m. del pozo de bombeo y tiene 95 m. de profundidad y 18 m. de zona filtrante.

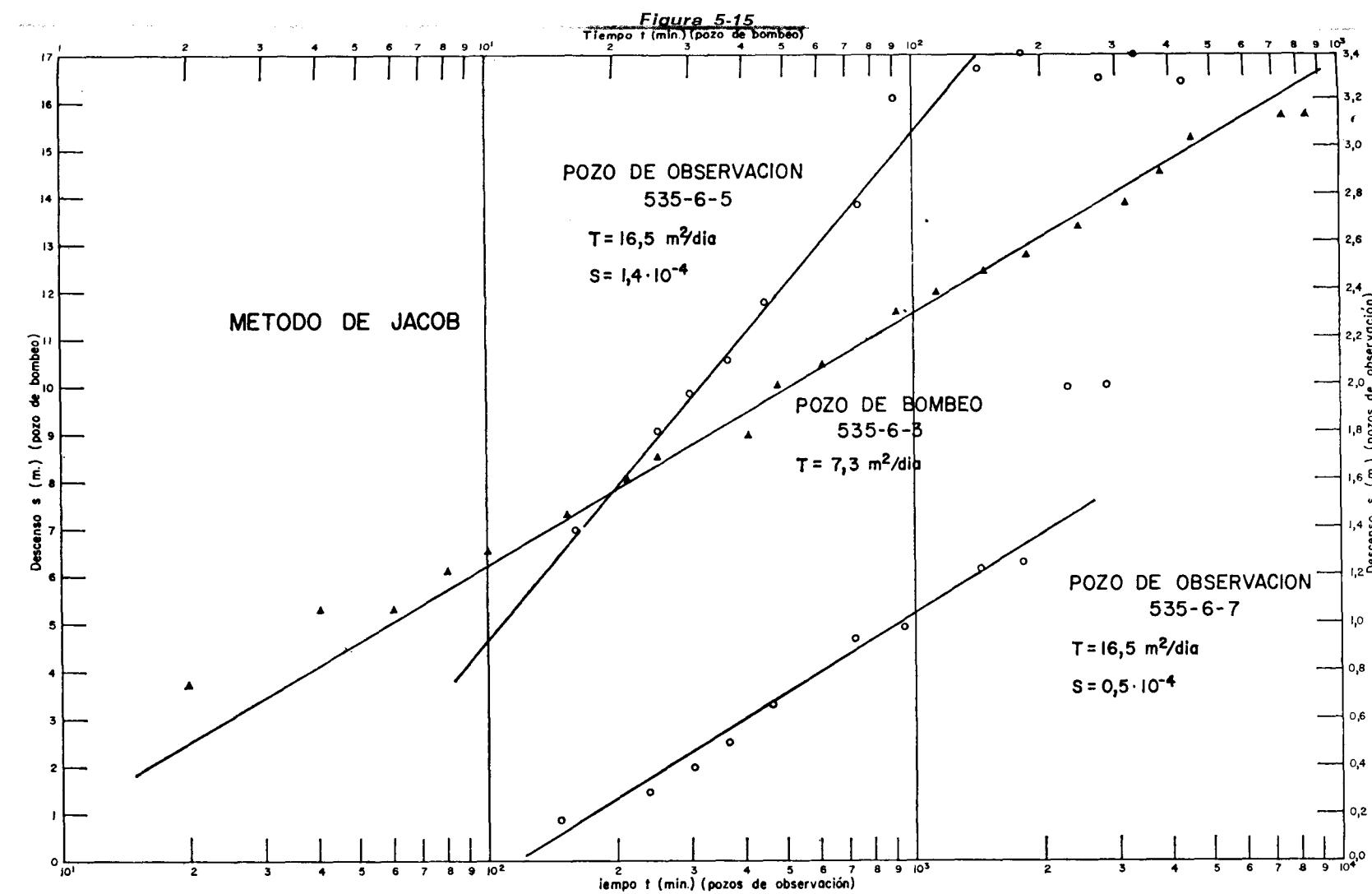
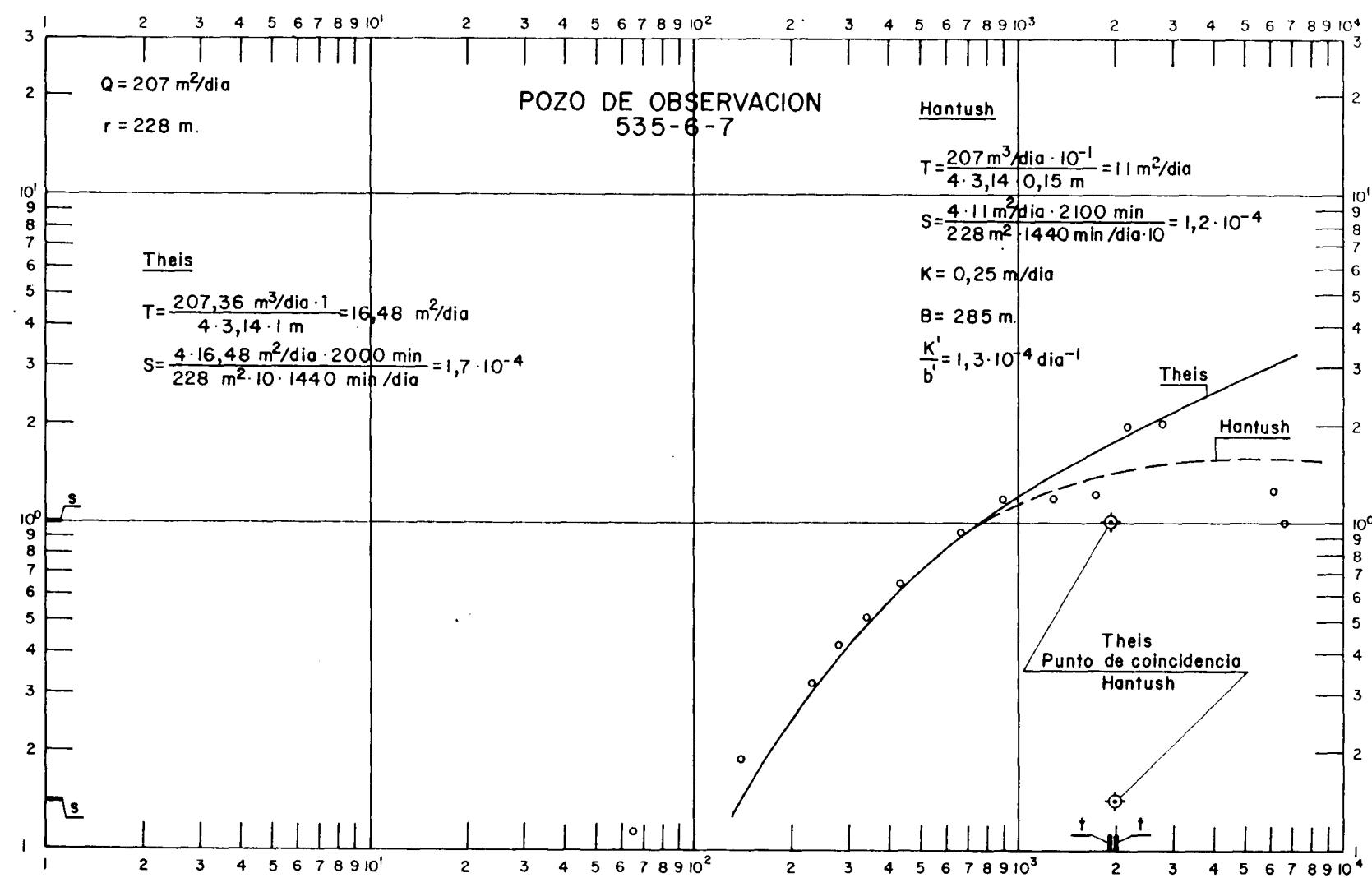


Figura 5-16

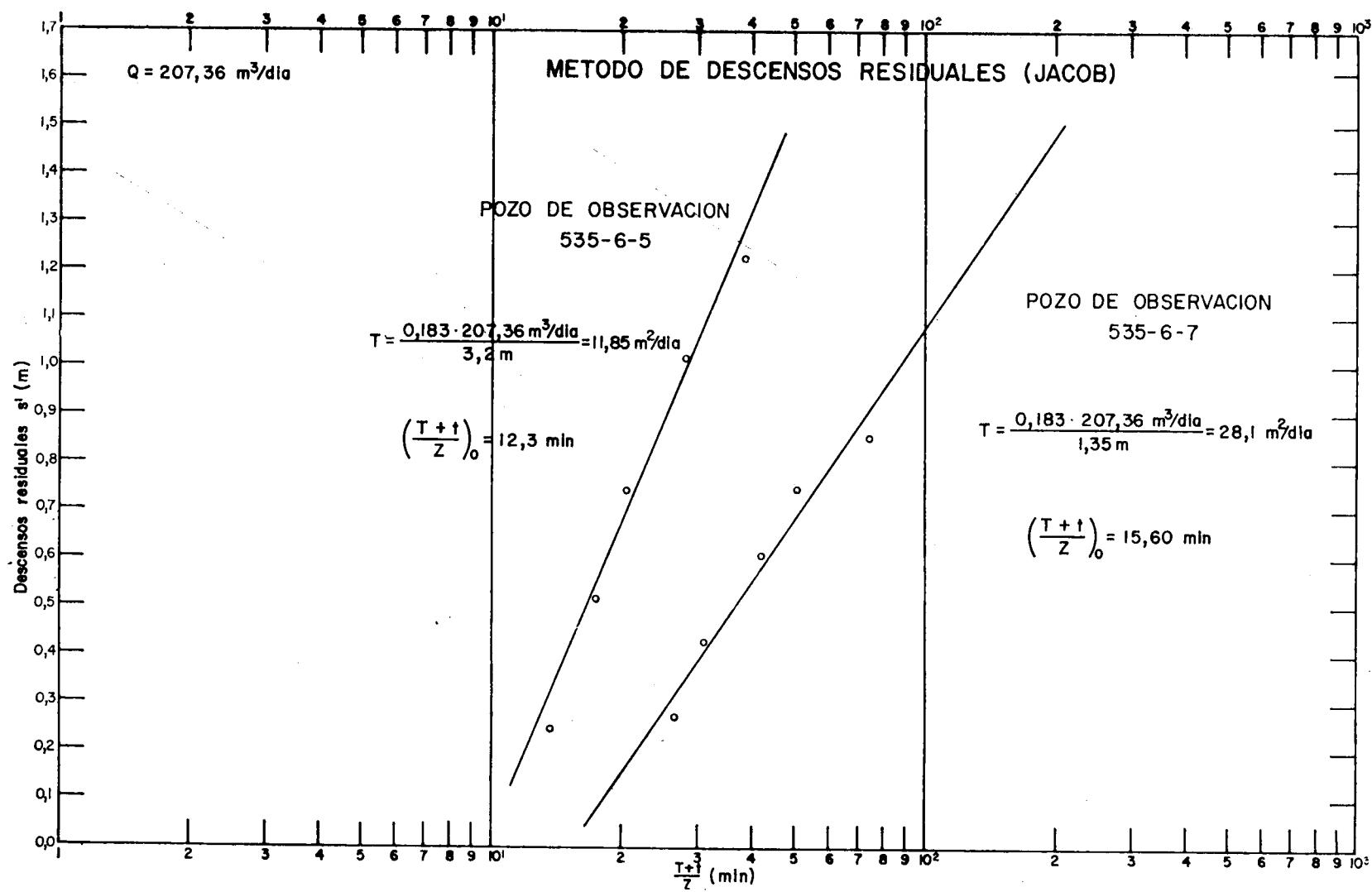


Figura 5-17

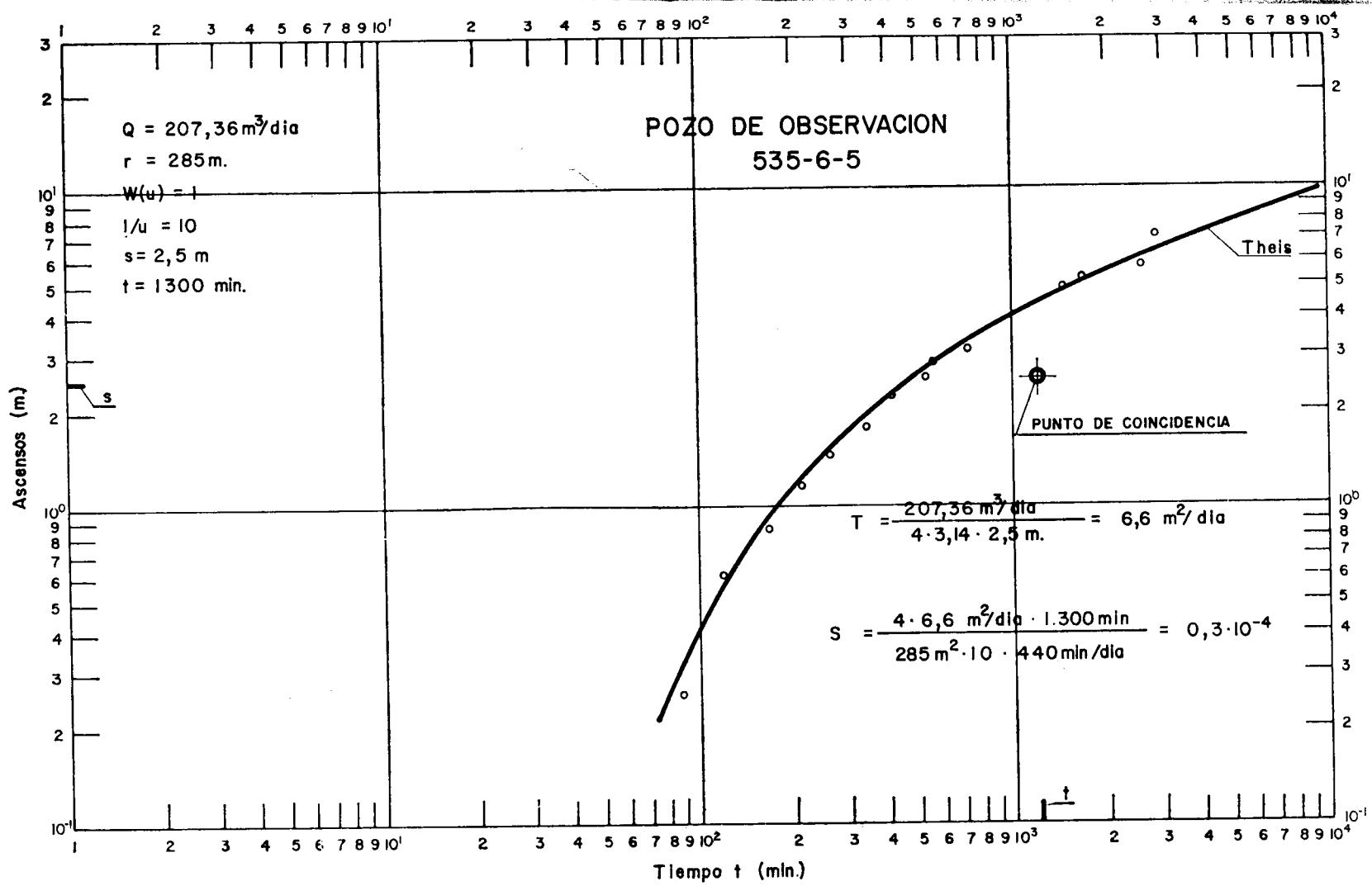


Figura 5-18

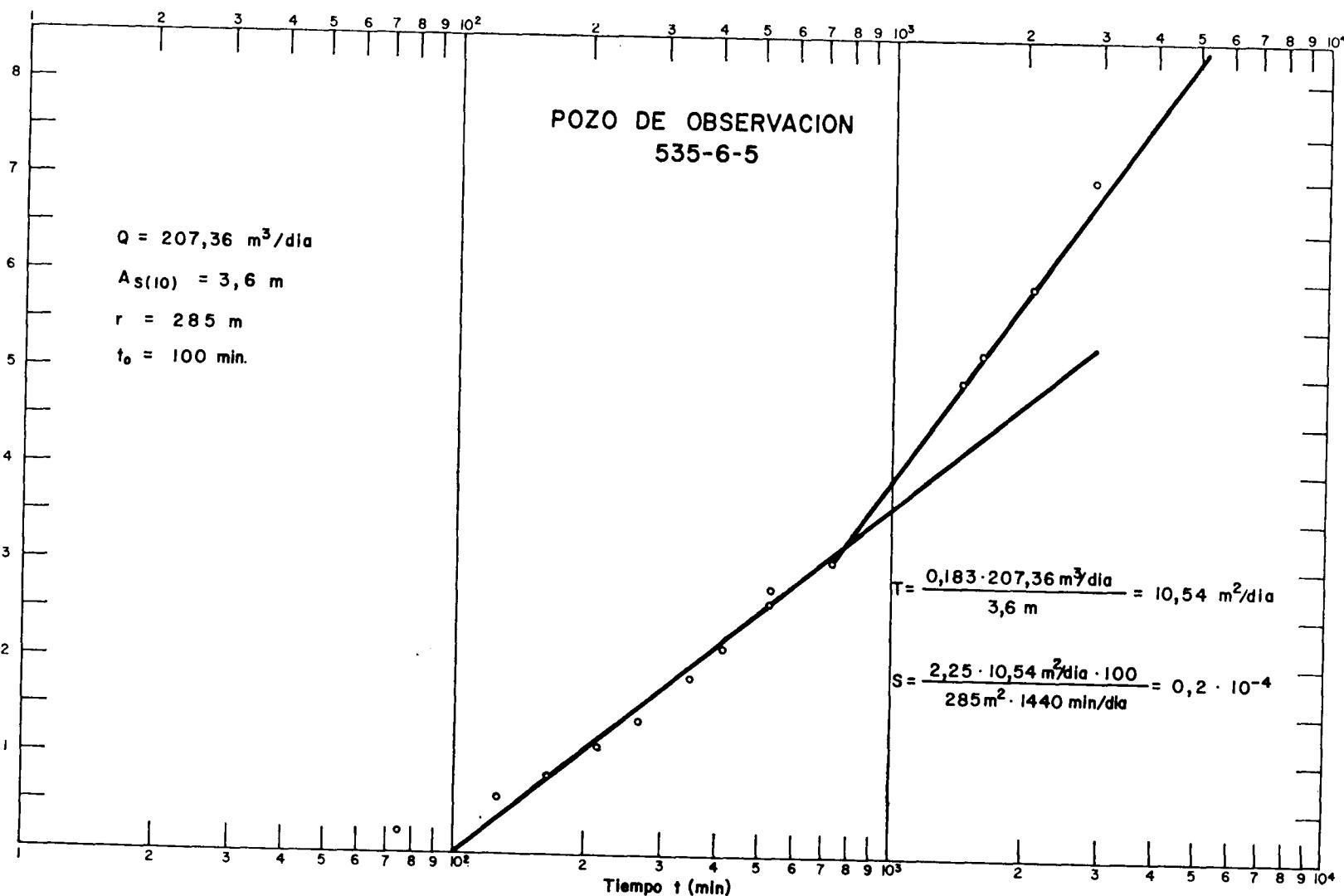


Figura 5-19

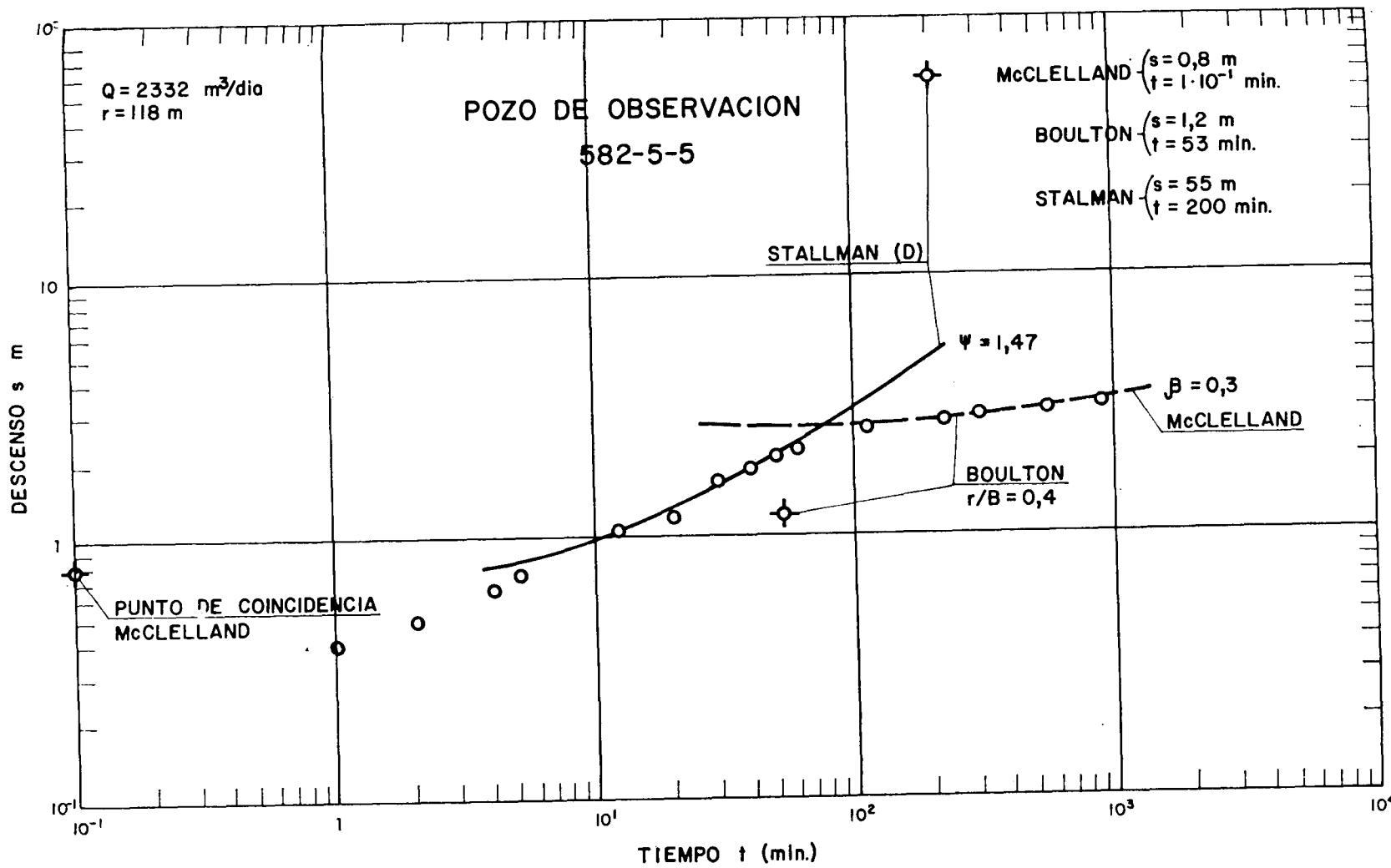


Figura 5-20

distribuidos entre 38 y 95 m. de profundidad; considerado como acuífero semiconfinado con el almacenamiento en el acuíclido $T = 233 \text{ m}^2/\text{día}$ y $S = 4 \cdot 10^{-6}$.

Teniendo en cuenta el drenaje diferido, según BOULTON se obtiene: $T = 154 \text{ m}^2/\text{día}$ y $S_1 = 1,6 \cdot 10^{-3}$. Considerándolo como acuífero anisotropo, según STALMAN, $T = 42 \text{ m}^2/\text{día}$ y $S = 1,1 \cdot 10^{-4}$; en cuanto a la anisotropía, considerando $b = 68 \text{ m}$:

$$\frac{K_z}{K_r} = \left[\frac{1,47 \cdot 68}{118} \right]^2 = 0,7$$

$$K_z = 0,7; \quad K_r = 0,43, \quad \text{y} \quad K_r = \frac{42 \text{ m}^2/\text{día}}{68 \text{ m}} = 0,61 \text{ m/día}$$

Considerando sólo el flujo radial, aplicando THEIS (fig. 5-21), se obtiene una $T = 280 \text{ m}^2/\text{día}$ y $S = 0,7 \cdot 10^{-4}$, y por HANTUSH, $T = 275 \text{ m}^2/\text{día}$ y $S = 0,75 \cdot 10^{-4}$, $K = 275 \text{ m/día}$ y $c = 0,000197 \text{ día}^{-1}$.

Por JACOB (fig. 5-22), en el mismo pozo de observación, se tiene: $T = 280 \text{ m}^2/\text{día}$ y $S = 0,7 \cdot 10^{-4}$.

En la tabla 5-V se presentan los distintos valores obtenidos por los diversos métodos aquí expuestos de los parámetros considerados.

De lo anteriormente expuesto parece ser que el valor obtenido para la transmisividad por los métodos de McCLELLAND, HANTUSH, THEIS y JACOB difiere poco, siendo todos del mismo orden; para el valor del coeficiente de almacenamiento, el método de McCLELLAND da valores más pequeños que los otros. El método de BOULTON proporciona valores de T semejantes a los anteriores y variación entre el coeficiente de almacenamiento al comienzo del bombeo y en el restante.

El método de STELMAN para acuíferos libres anisotropos proporciona valores más dispersos para la T y S , y un valor de anisotropía que consideramos anómala.

5.2 FACIES DE TRANSICIÓN

Esta facies, como vimos en los capítulos anteriores, presenta un interés como acuífero muy limitado. La Formación Anchuelo la consideramos como un acuíclido de permeabilidad muy baja y el único dato que poseemos de un pozo sobre ella no es fiable, siendo abundante el número de pozos negativos.

La única unidad que constituye un acuífero, aunque de interés puramente local, como vimos en el capítulo 4, es la Formación Peñuela, y a ella nos referiremos de modo extensivo.

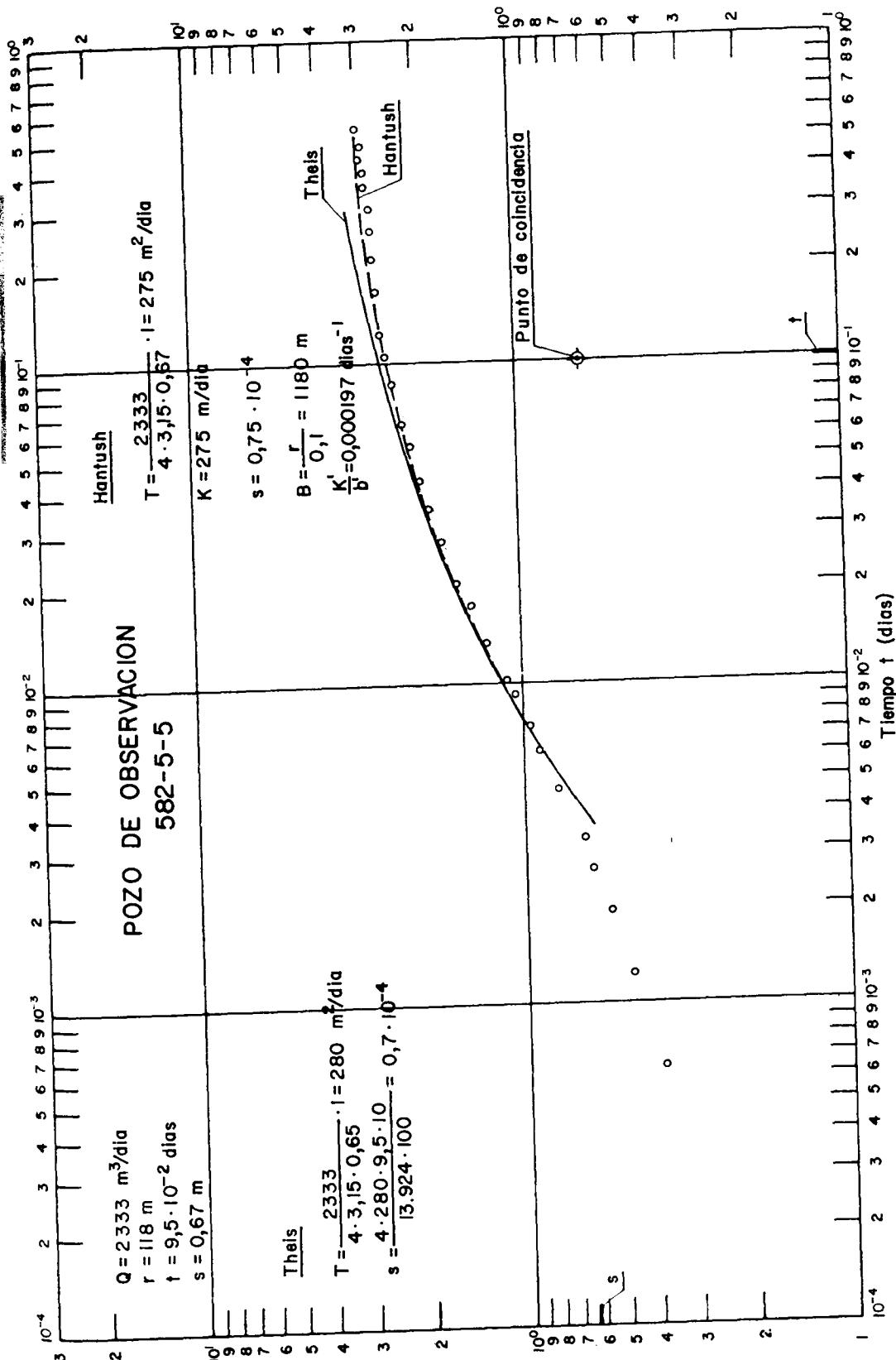


Figura 5-21

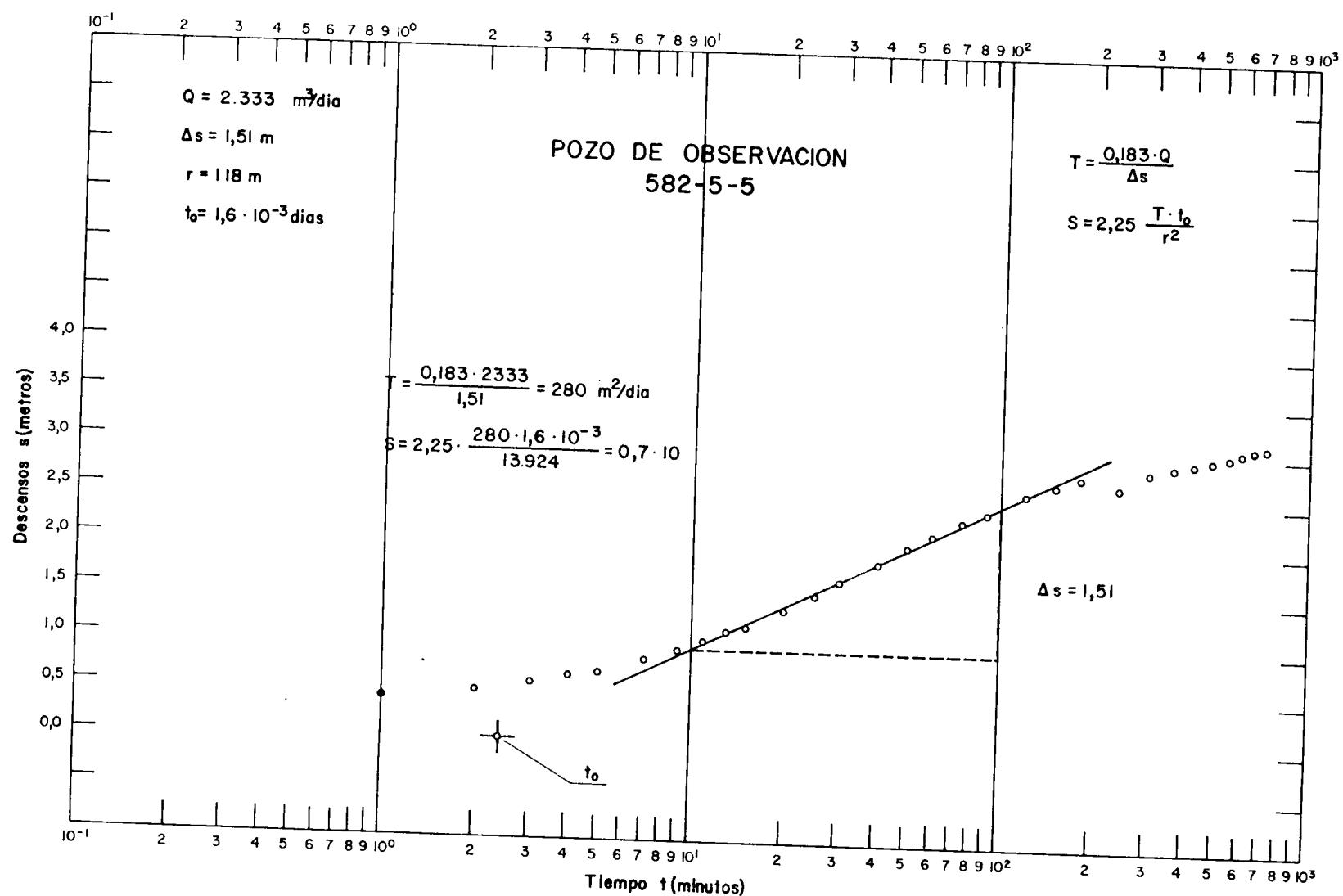


Figura 5-22

TABLA 5-V.—RESUMEN DE LOS VALORES DE LOS PARAMETROS OBTENIDOS.

Puntos de control	K_1 m/día	K_a m/día	q $\text{m}^3/\text{día}/\text{m}$	MACCLELLAND		BOULTON		STALMAN	
				T (1)	S	T	S_e/S_1	T	S
534-4-86	—	—	—	11,1	$3 \cdot 10^{-4}$	11,1	$3 \cdot 10^{-4}$	5,6	$3,5 \cdot 10^{-3}$
559-4-40 (2) . . .	0,18	1,14	24	19,59	—	—	—	—	—
559-4-61	—	27	—	13,7	$6,2 \cdot 10^{-4}$	12,4	$9,8 \cdot 10^{-3}$	17,2	$2,9 \cdot 10^{-2}$
535-6-3 (2)	—	—	18,18	8,2	—	0,18 (3)	—	—	—
535-6-5	—	—	—	1,1	$3 \cdot 10^{-8}$ (3)	1,5	$1 \cdot 10^{-4}$	1	$8,5 \cdot 10^{-5}$
535-6-7	—	—	—	—	—	—	—	—	—
582-5-5	—	—	—	233	$4 \cdot 10^{-6}$ (3)	154	$1,6 \cdot 10^{-3}$	42	$1,1 \cdot 10^{-4}$

Puntos de control	STALMAN		THEIS		HANTUSH				JACOB	
	K_2	K_r	T	S	T	S	K	C	T	S
534-4-86	0,6	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—
559-4-40 (2) . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	26,3	—
559-4-61	5,6 (3)	0,09 (3)	—	—	—	—	—	—	23,5	$7,3 \cdot 10^{-3}$
535-6-3 (2)	—	—	—	—	—	—	—	—	7	—
535-6-5	0,004 (3)	0,008 (3)	16,4	$1,7 \cdot 10^{-4}$	13	$1,6 \cdot 10^{-4}$	0,4	$1,4 \cdot 10^{-5}$	16	$1,1 \cdot 10^{-4}$
535-6-7	—	—	16	$1,7 \cdot 10^{-4}$	11	$1,2 \cdot 10^{-4}$	0,2	$1,3 \cdot 10^{-1}$	16	$1,1 \cdot 10^{-4}$
582-5-5	0,4	0,6	280	$0,7 \cdot 10^{-4}$	275	$0,7 \cdot 10^{-4}$	275	$1 \cdot 10^{-4}$	280	$0,7 \cdot 10^{-4}$

(1) T en $\text{m}^2/\text{día}$.

(2) Pozo de bombeo.

(3) Valores considerados anómalos.

5.2.1 PARAMETROS CONSIDERADOS

Los parámetros considerados son la K_1 y la q ; sólo se dispone de cinco datos, todos ellos en la zona sur de Madrid, entre Vicálvaro y Vaciamadrid.

El caudal específico medio es de 6,12 l/s/m y su desviación típica $\sigma q = 4,71$.

La permeabilidad K_1 media es de 204,31 m/día y la correlación entre estos dos parámetros, q y K_1 , es de 0,85.

Tanto los valores del caudal específico como los de la permeabilidad son mucho mayores que los obtenidos para la facies detrítica, como cabía suponer de un medio karstificado como es el de la Formación Peñuela.

No disponemos de ensayos de bombeo que sean fiables. LARA SEGOMIA, V., 1974, realizó dos ensayos de bombeo sobre dos pozos excavados de gran diámetro de noventa minutos de duración, y midiendo los descensos en el propio pozo de bombeo obtuvo, interpretando por JACOB, una transmisividad de 113 y 193 m²/día, mucho menor de lo que cabría esperar de los datos de caudales específicos de que disponemos.

5.3 FACIES QUIMICA

De la Formación Vallecas no disponemos de datos, ya que el número de pozos perforados sobre ella es muy reducido, dada la mala calidad del agua. Las Formaciones de los Páramos y Villarejo, a efectos de parámetros hidráulicos, las consideramos como una sola unidad.

5.3.1 ESTIMACION DEL VALOR DE LOS PARAMETROS Y SU DISTRIBUCION

Los parámetros utilizados son los mismos que en las unidades anteriores, esto es, q , K_a y K_1 , disponiéndose en total de 12 datos.

La medida de los caudales específicos es 0,82 l/s/m y su desviación standard 0,9.

La medida de K_a es 26,8 m/día y de K_1 22,8 m/día. El coeficiente de correlación entre los pares q — K_a , q — K_1 y K_a — K_1 es aproximadamente 1.

Los ensayos de bombeo que se disponen es difícil valorarlos, pues el caudal no se mantiene constante, sufriendo fuertes y frecuentes oscilaciones a lo largo del bombeo.

El único dato de que disponemos son los ensayos realizados por S.G.O.P. (LLAMAS, M. R., 1970) en un pozo construido por este organismo en Santorcaz, dando una transmisividad de 21,8 m²/día en una prueba de valvuleo, y en otro de recuperación, tras unas extracciones con aire comprimido, dio 18 m²/día.

5.4 DEPOSITOS DE TERRAZAS

5.4.1 ESTIMACION DEL VALOR DE LOS PARAMETROS

Los parámetros utilizados son los mismos que para el Terciario, esto es, el caudal específico q y la permeabilidad K_1 . Agrupados en las unidades que hemos distinguido siguiendo criterios geomorfológicos, para la unidad Q.D.1 (Terrazas bajas sobre facies detríticas) el caudal específico medio es 10,3 l/s/m y la desviación 8,9, sobre un total de ocho datos.

La unidad Q.D.2 (Terrazas medias sobre facies detrítica), con ocho datos también, tiene un caudal específico medio de 2,3 l/s/m y la desviación es de 2.

La unidad Q.T.1 (Terrazas bajas sobre facies de transición y química), con nueve datos, tiene un caudal específico de 18 l/s/m y la desviación es de 7,1.

Para la unidad Q.T.2 el caudal específico es de 1,7 l/s/m y la desviación de 0,95.

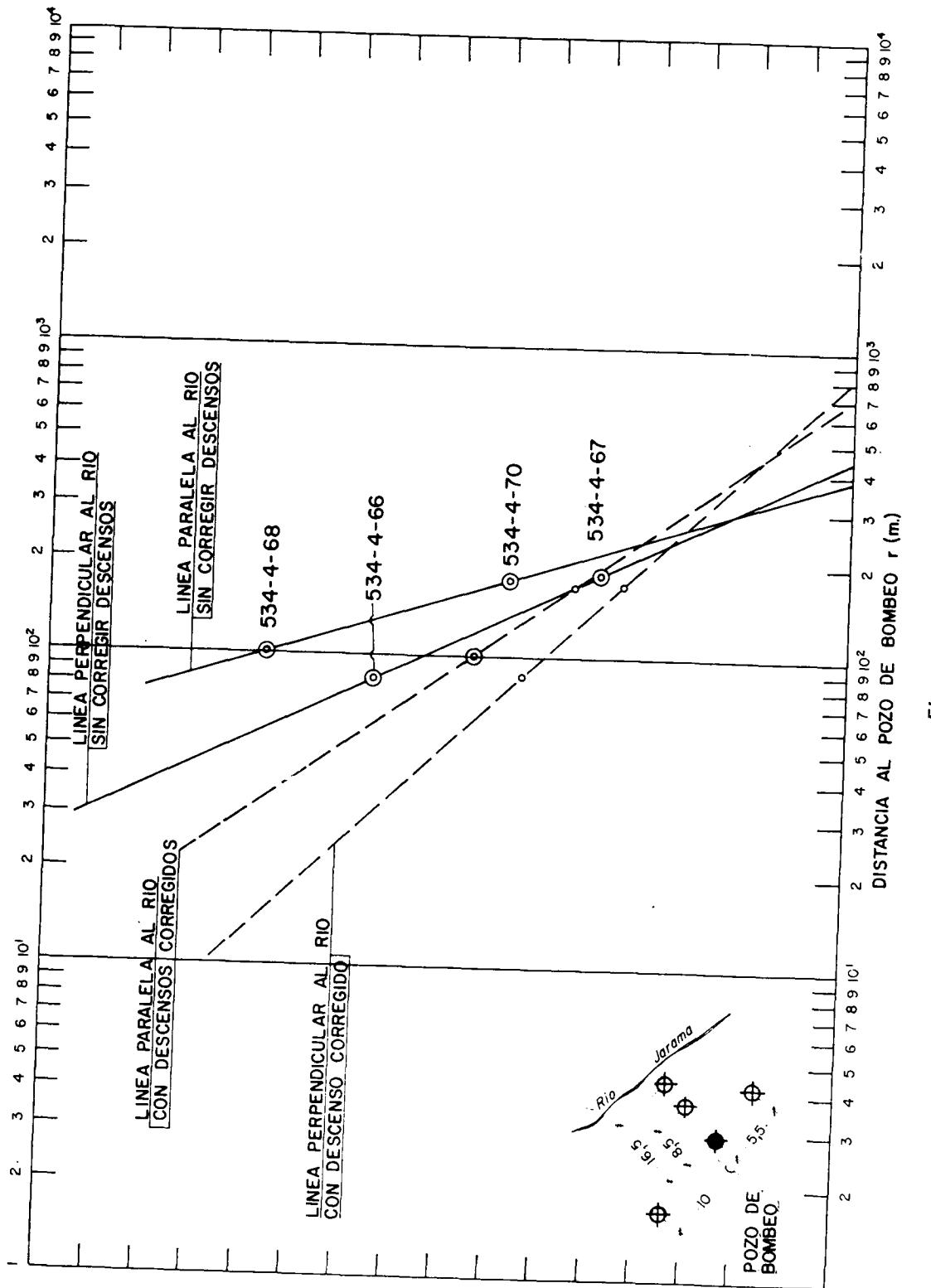
Para la permeabilidad tenemos por unidades:

Q.D.1	$\bar{K}_1 = 746$ m/día	$\sigma K_1 = 760$
Q.D.2	$\bar{K}_1 = 100$ m/día	$\sigma K_1 = 115$
Q.T.2	$\bar{K}_1 = 80$ m/día	$\sigma K_1 = 0,95$

Disponemos de un ensayo de bombeo con medidas en cinco piezómetros, realizados sobre la unidad Q.D.1 en la parte norte de nuestra zona, en un pozo situado a unos 15 m. del río Jarama, disponiéndose dos piezómetros paralelos al río y los restantes en una línea perpendicular al mismo.

En la figura 5-23 se presenta el esquema de disposición y las rectas descenso versus log de distancia. Como el espesor saturado inicial es de tres metros y el descenso es del orden del 50 por 100 del mismo, se han dibujado a trazos las rectas para los descensos corregidos según

$$s' = s - \frac{s^2}{2 H}$$



La permeabilidad, según THIEM, en CUSTODIO y LLAMAS (1976), es:

$$\bar{K} = 0,360 \frac{Q}{H(\Delta s_{10})} \text{ y } T = \bar{K} \cdot H$$

De donde obtendremos, por las líneas sin corregir descenso, permeabilidades de 7,7 m/día en la paralela al río y 11,5 m/día en la línea perpendicular.

Teniendo en cuenta los descensos corregidos, obtendremos 17,2 m/día para la línea paralela al río y 24,2 m/día para la perpendicular.

Como se ve, los valores, una vez corregidos, de los descensos son mayores. La transmisividad varía entre 51 y 72 m²/día.

REBOLLO FERREIRO, L. (1973), en dos ensayos de bombeo realizados en pozos de gran diámetro sobre la unidad Q.T.1, obtuvo transmisividades de 1.360 m²/día a 3.300 m²/día; dichos ensayos fueron realizados midiendo en el propio pozo de bombeo, valorándose por el método de JACOB.

La interpretación correcta de ensayos de bombeo en estas condiciones en régimen variable resulta difícil, puesto que dado el gran diámetro de los pozos éstos actúan como depósitos de agua, de manera que en un bombeo de régimen variable parte del agua bombeada procede del almacenamiento del pozo, que puede llegar a ser dominante en el caso de pozos con galerías.

Se ha realizado un ensayo de bombeo en el pozo 560-5-10 de 2,08 m. de diámetro y con una profundidad de 7 m. ubicado sobre la unidad Q.T.1 a unos 500 m. del río Jarama. Se bombeó durante 120 min., con un caudal constante de 15 l/s., que se aforó con un vertedero en pared gruesa de una longitud útil de 0,29 m. y con una altura de lámina de agua de 0,10 m.

A continuación se realizó la recuperación del pozo durante 140 min.

Se ha interpretado por el método de PORCHET, CUSTODIO en (CUSTODIO y LLAMAS, 1976), para lo cual se ha dibujado la curva descenso versus tiempo (fig. 5-24). Por este método se ha podido observar que, a partir del décimo minuto de bombeo, casi todo el caudal bombeado procedía del acuífero (12,6 l/s), lográndose la estabilización del caudal en 15 l/seg. a partir de los 50 min.; esto nos indica que el acuífero es capaz de proporcionarnos 15 l/seg. con un descenso de 5,65 m.

CUSTODIO calcula el tiempo que tardaría en desaparecer el efecto de almacenamiento en el pozo en función del radio del mismo y la transmisividad del acuífero que se reproduce en la Tabla 5-VI.

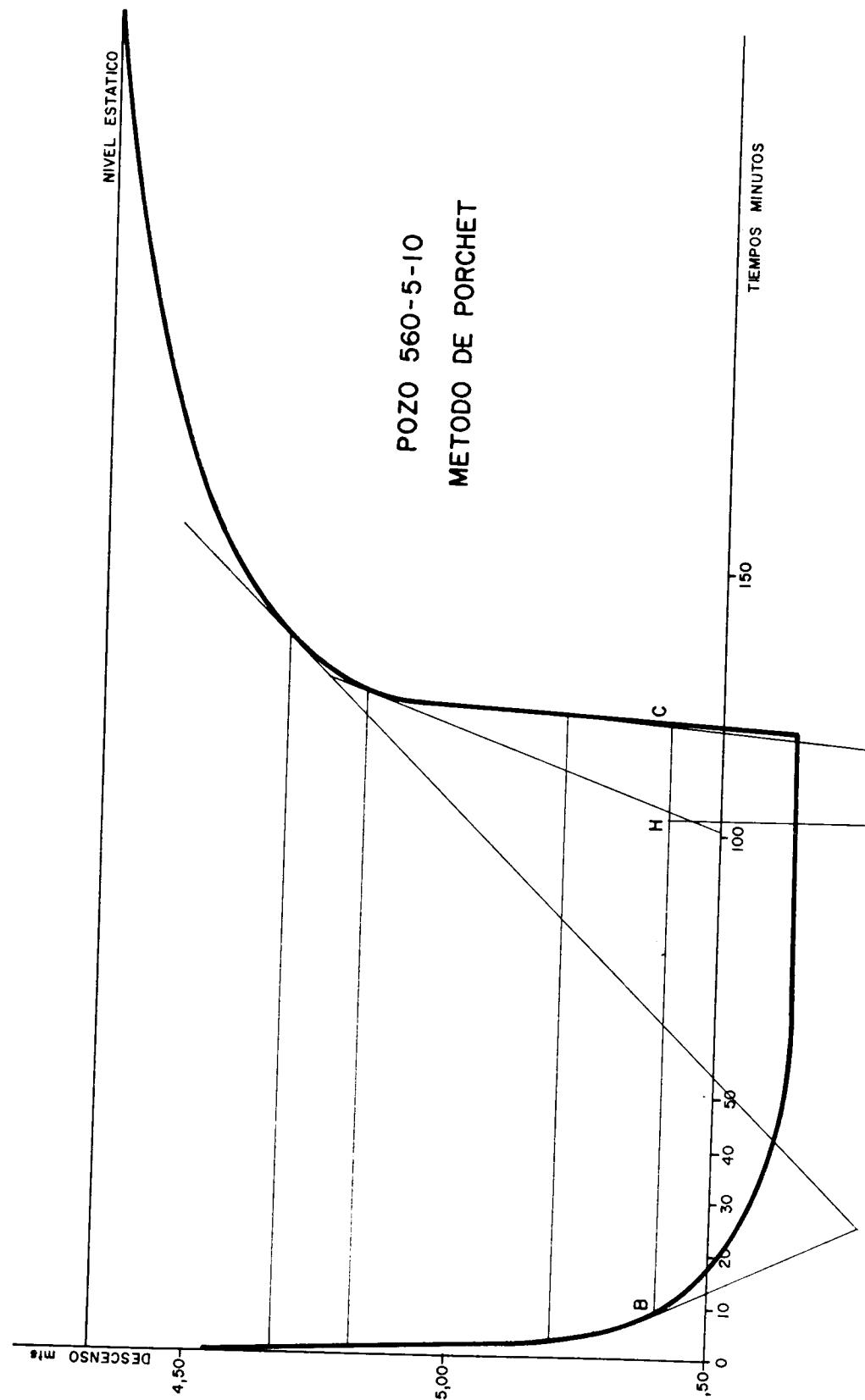


Figura 5-24

TABLA 5.VI.—Tiempo que tarda en desaparecer el efecto del almacenamiento en el pozo en función del r_p y T

Radio pozo r_p (m)	Transmisividad acuífero $T \cdot m^2/\text{día}$	Tiempo de efecto t_e (min)
0,2	10	194
0,2	100	19,4
0,2	1.000	1,9
0,2	10.000	0,2
1	10	4.850
1	100	485
1	1.000	48,5
1	10.000	4,8

5.4.2 DISTRIBUCION DE LOS PARAMETROS

Lo primero que tenemos que verificar es si la separación de unidades hidrogeológicas, que hemos realizado basándonos en criterios geomorfológicos, tiene significado en cuanto a la distribución del valor de los parámetros, para lo cual aplicamos el índice de SNEDECOR, basado en el análisis de las varianzas para poblaciones lognormales, de igual manera que como se expuso al hablar de la facies detrítica.

El nivel de significación 0,05 indica que el 95 por 100 de las veces la decisión es correcta, o sea, un error del 5 por 100.

El 0,01 indica que el 99 por 100 de las veces la decisión es correcta, o sea, error del 1 por 100.

Estableciendo la hipótesis entre las unidades Q. D. 1 y Q. D. 2 siguientes, se obtiene que existe diferenciación significativa del 0,01.

Aplicando el índice Z de FICHER, que compara igualmente varianzas, se obtiene el mismo resultado (MILLS, 1969, p. 565).

Repetiendo, por cálculo, para las unidades Q. T. 1 y Q. T. 2, se obtiene que para el nivel de significación del 5 por 100 los dos grupos son también diferentes.

Finalmente, para Q. D. 2 y Q. T. 2 al nivel de significación 1 por 100, tenemos que también existe diferenciación.

En general, podemos decir que para un nivel de significación de 0,01, tal separación es correcta. Como se ve, la separación que hicimos de las unidades basándonos en criterios geomorfológicos se cumple también hidrogeológicamente, para un 99 por 100 de las veces.

De los valores medios se deduce que el caudal específico crece de las terrazas medias a las bajas, y a su vez de Norte a Sur a lo largo del río Jarama.

5.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Para las facies detrítica y los parámetros considerados K_l , K_a y q , se observa que siguiendo una trayectoria Norte-Sur presentan los valores máximos en la mitad y 1/3 del extremo Sur. En una trayectoria Este-Oeste crecen en el mismo sentido. Los caudales específicos obtenidos por datos de descenso en los pozos de bombeo, aunque condicionados por la eficiencia del pozo, son equivalentes a los datos de transmisividad obtenidos por ensayos de bombeo. Entre éstos los más fiables son los resultados de considerar el acuífero semiconfinado y almacenamiento en el acuíclido; los resultados de aplicar las fórmulas de THEIS, HANTUSH o JACOB, considerando el flujo radial o sin estimar el almacenamiento en el acuíclido, dan valores aceptables, aunque un poco elevados con respecto a los anteriores.

La transmisividad varía de 11 a 16 $\text{m}^2/\text{día}$ de Norte a Sur, y de 1 a 233 $\text{m}^2/\text{día}$ de Este a Oeste.

El coeficiente de almacenamiento es del orden de 10^{-3} , o sea, el correspondiente a acuíferos semiconfinados. Se han observado efectos de drenaje diferido de tal manera que el coeficiente de almacenamiento S_e , en los primeros momentos del bombeo, es menor que el S_i , para el tiempo restante.

Hemos tanteado diversos métodos y fórmulas para analizar los ensayos de bombeo para la facies detrítica, y aunque provisionalmente aceptamos la aplicación de las fórmulas de acuífero semiconfinado con almacenamiento en el acuíclido, el problema del análisis y valoración correcta de estos ensayos de bombeo no lo consideramos concluido.

La correlación entre la q , K_l y K_a es muy alta, 0,85, como hemos visto. Estos parámetros presentan una notable dispersión de sus valores medios, pues en la K_l resulta difícil estimar el espesor saturado real, y en la K_a la longitud de zona filtrante no coincide exactamente ni con el número ni con el espesor de los canales atravesados, siendo en general menor, como hemos podido verificar con los registros de testificación geofísica.

La permeabilidad para los canales es independiente de su profundidad, como hemos visto, por el estudio de las curvas granulométricas. Y suponemos que el espesor del acuífero formado por la facies detrítica coincide con el espesor comprendido entre la superficie saturada y el muro de la unidad litológica. Los valores de permeabilidad obtenidos en labo-

ratorio presentan una gran dispersión, lo que hace muy difícil su correlación con los datos de campo.

En cuanto a la correlación entre los valores de los parámetros hidráulicos y las unidades hidrogeológicas separadas por criterios litostratigráficos, aplicando el índice de SNEDECOR, basado en la comparación de las varianzas, nos confirma la división en unidades que hicimos con criterios litológicos.

Con facies de transición, hemos puesto de manifiesto el carácter de acuíclido de la Formación Anchuelo y de acuífero por karstificación con interés local de la Formación Peñuela.

Con facies química, sólo hemos considerado las Formaciones de los Páramos y Villarejo, pues de la Formación Vallecas no disponíamos de datos.

Para estas dos unidades estudiadas conjuntamente, hemos considerado los mismos parámetros, aunque con menor número de datos que para la facies detrítica: el caudal específico medio es de 0,82 l/s/m y se observa que varía, creciendo de NE a SW.

En cuanto a las terrazas, la separación en unidades hidrogeológicas que hicimos, basándonos en criterios geomorfológicos, coincide en un 99 por 100 de los casos con la distribución del valor de los parámetros hidrológicos. También se ha observado que estos parámetros crecen en sentido de las terrazas medias a las bajas y de Norte a Sur a lo largo del río Jarama.

6 FUNCIONAMIENTO HIDRAULICO

En los capítulos 4 y 5, hemos pasado revista a las características geométricas, límites, etc. y a los parámetros hidráulicos, su distribución, etcétera.

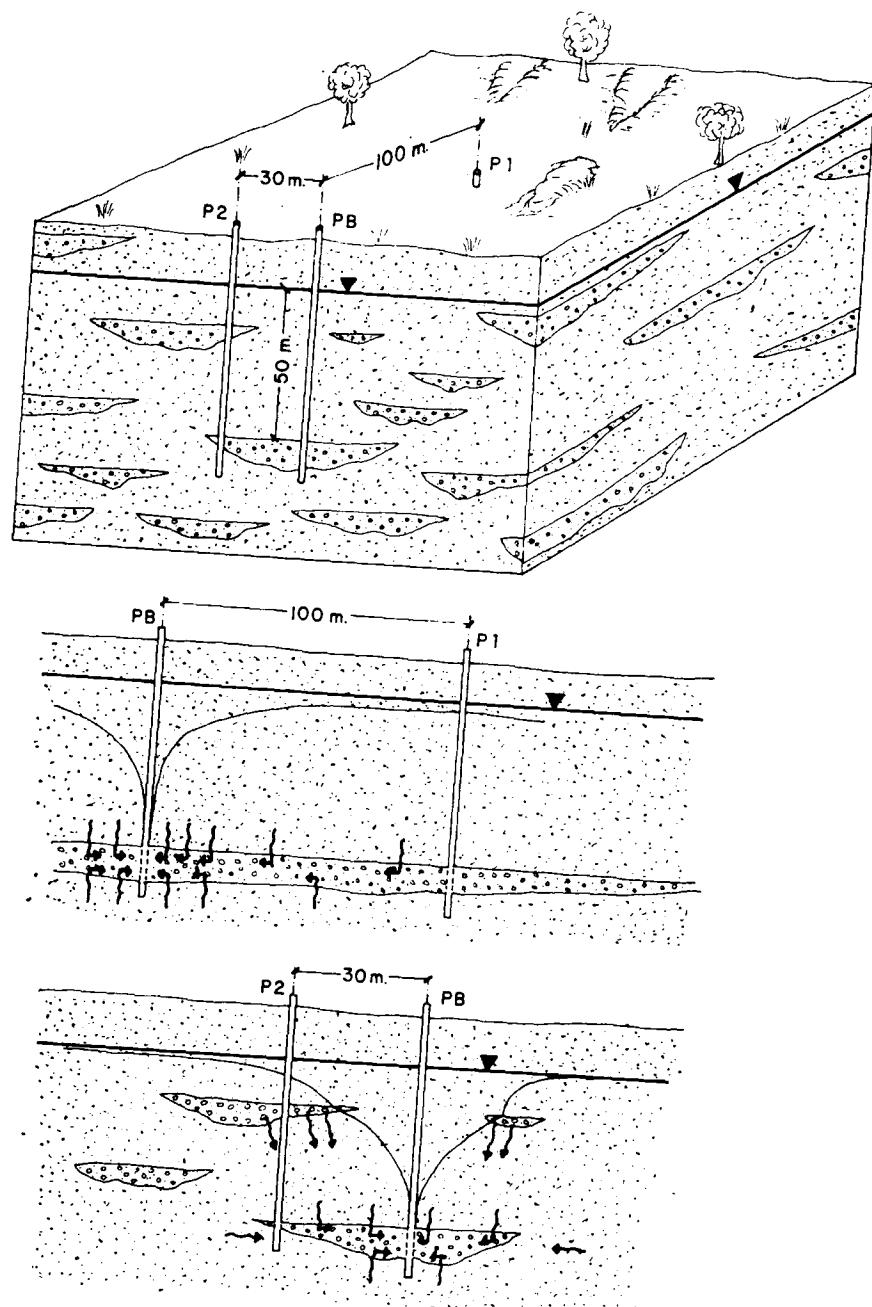
Para completar el estudio de la Hidrogeología «física» intentaremos exponer en este capítulo el funcionamiento hidráulico de los distintos acuíferos. Para ello, distinguimos dos aspectos dentro del «Funcionamiento Hidráulico». El primero de ellos es el comportamiento del acuífero frente a las captaciones de agua, bajo qué condiciones y cómo fluye el agua hacia ellas, cómo varían los niveles de agua, etc.

En el segundo aspecto se trata de encajar la zona por nosotros estudiada dentro de un modelo hidrodinámico de flujo natural.

6.1 COMPORTAMIENTO HIDRAULICO DE LA FACIES DETRITICA

6.1.1 CONSIDERACIONES ACERCA DEL COMPORTAMIENTO HIDRAULICO

En el epígrafe 5.1.3 del capítulo anterior, valoramos una serie de ensayos de bombeo bajo diversas hipótesis, como acuífero semiconfinado considerando o no el almacenamiento en el acuíclido, acuífero libre con drenaje diferido, acuífero libre anisótropo, acuífero confinado con flujo radial, etc. Vimos que, con el fin de obtener valores fiables de los pará-



MODELO PROPUESTO DE COMPORTAMIENTO HIDRAULICO

Figura 6-1

metros hidráulicos, con la aplicación de estas hipótesis, aunque dispares entre sí, daban resultados del mismo orden de magnitud, aunque conceptualmente creemos que la hipótesis que se adapta más a la realidad es la del acuífero semiconfinado, considerando el almacenamiento en el acuíclido (fórmula de HANTUSH, modificada, p. 32 de LOHMAN, 1972) o la del acuífero con drenaje diferido, debido a BOULTON (p. 36 de LOHMAN, 1972).

En la facies detrítica, la mayoría de los casos se trata de pozos incompletos, por el enorme espesor del acuífero, con rejillas sólo en los tramos que se presentan más permeables.

Conceptualmente, el comportamiento del flujo hacia estas captaciones, de acuerdo con CUSTODIO (en CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R., 1976, pp. 9-165), puede tomarse como el de un pozo incompleto en un acuífero heterogéneo en sentido vertical o como un acuitardo entre dos acuíferos, lo que nos llevaría a un modelo multicapa.

En la figura 6-1 presentamos el modelo propuesto. En él hemos supuesto un canal relleno de arena y grava, cuyas dimensiones son: 10 m. de espesor, 60 m. de anchura y 400 m. de longitud; cuya transmisividad es de $20 \text{ m}^2/\text{día}$ y al coeficiente de almacenamiento de $3 \cdot 10^{-4}$; su permeabilidad es, pues, de $2 \text{ m}/\text{día}$. Dicho canal se encuentra englobado en arcillas arenosas, arenas arcillosas y limos; el espesor saturado de éstos es de 100 m., su permeabilidad de $0,1 \text{ m}/\text{día}$, su transmisividad de $10 \text{ m}^2/\text{día}$ y el coeficiente de almacenamiento de $9 \cdot 10^{-3}$.

La valoración bajo estas condiciones es complicada, puesto que la heterogeneidad que supone la presencia de estos canales arenosos, dadas las dimensiones anteriores, quedan incluidas en el cono de bombeo, por lo que se pueden tratar como una anisotropía a macroescala.

Si consideramos un pozo en el centro del canal, pero con condiciones hidráulicas homogéneas con sección ranurada igual al espesor del mismo, que bombea $10 \text{ l}/\text{seg.}$, o sea, $864 \text{ m}^3/\text{día}$, los descensos variarán con el tiempo en los piezómetros P-1 y P-2, figura 6-1, situados a 100 m. y 30 m. en la forma que se muestra en la figura 6-2. Si suponemos que se comporta el acuífero como semiconfinado y de extensión infinita aplicando la fórmula:

$$s = \frac{Q}{4T} H (u\beta)$$

siendo:

$$\beta = \frac{r}{4b} \cdot 2 \sqrt{\frac{K' \cdot S_s'}{K \cdot S_s}}$$

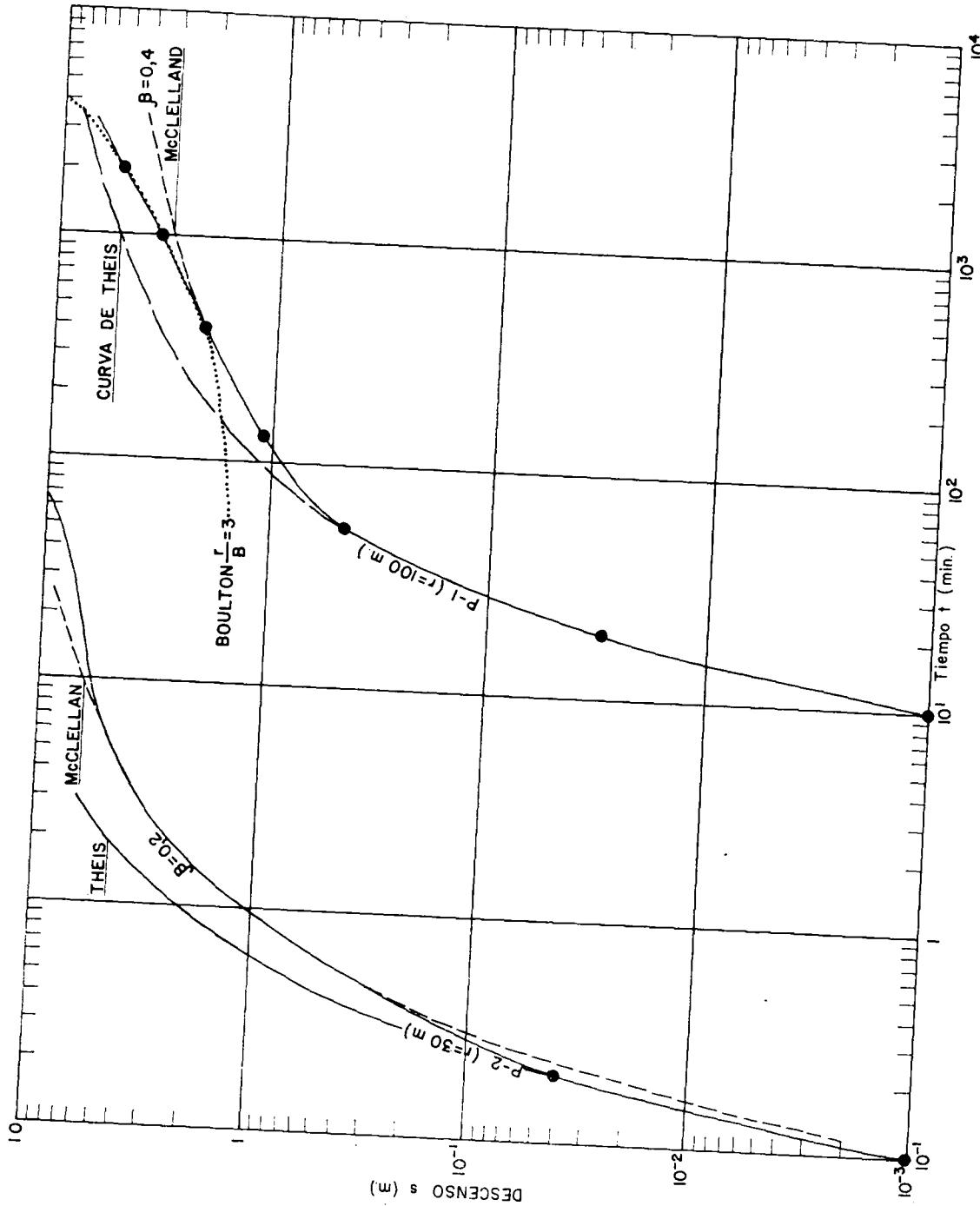


Figura 6-2

y

$$u = \frac{r^2 \cdot S}{4 \pi t}$$

con la notación:

 Q = Caudal de bombeo $\text{m}^3/\text{día}$. T = Transmisividad $\text{m}^2/\text{día}$. b = Espesor del acuífero principal (m). r = Distancia radial del piezómetro de observación (m). K' = Permeabilidad o conductividad hidráulica de la capa confinante (acuíclido). K = Permeabilidad del acuífero principal. S_s = Almacenamiento específico del acuífero principal y capas confinantes.Para el piezómetro P-1, $\beta=0,4$; para el P-2, $\beta=0,2$. (Redondeando cifras.)En las tablas 6-I y 6-II se presentan los valores de s (descenso) para diversos tiempos y las operaciones intermedias de cálculo de u , $1/u$ y $H(u\beta)$. Este último se ha obtenido directamente del abaco preparado por McCLELLAND (lámina 4 de LOHMAN, 1972), por lo que es posible algún error en su determinación.

TABLA 6.I.—Valores de descenso para el piezómetro P-1. Bajo la hipótesis de acuífero semiconfinado infinito, con almacenamiento en el acuíclido

t (min)	n	$1/u$	$H(u, \beta)$	s (m)
1.10^{-2}	5357,14	0,0002	(1)	
5.10^{-2}	1071,43	0,0009		
1.10^{-1}	535,71	0,0019		
5.10^{-1}	107,14	0,0093		
1	53,57	0,0187		
2	26,78	0,0373		
3	17,86	0,0560		
5	10,71	0,0934		
10	5,35	0,1867	3.10^{-4}	0,0010
20	2,67	0,3734	0,009	0,0307
60	0,89	1,236	0,17	0,5801
120	0,44	2,2727	0,3	1,0237
360	0,15	6,6667	0,6	2,0473
1000	0,05	18,6679	1,05	3,5828
2000	0,02	50,00	1,5	5,6470

(1) Los lugares en blanco, no se han podido calcular por no disponer de tablas.

TABLA 6.II.—Valores de los descensos para el piezómetro P-2, bajo la hipótesis de acuífero semiconfinado infinito con almacenamiento en el acuíclido

t (min)	n	1/u	H (u, β)	s (m)
1.10 ⁻¹	5,40	0,585	4,4	0,001
2.10 ⁻¹	2,41	0,414	4,0	0,06
5.10 ⁻¹	0,96	1,041	3,8	0,24
1	0,48	2,083	3,1	1,41
2	0,24	4,16	2,8	2,29
3	0,16	6,25	2,6	3,17
5	0,09	11,11	2	4,23
10	0,04	25,00	1,8	6,35
20	0,024	41,66	1,2	7,05
60	0,008	125,0	0,90	9,17
100	0,0048	208,33	0,65	9,88
200	0,0024	416,6	0,22	10,94
600	0,0008	1250	0,40	13,41
1000	0,0004	2500	1,8.10 ⁻²	14,11
2000	0,0002	5000	3,6.10 ⁻⁴	15,96

Representados estos valores de s versus t en escala logarítmica (figura 6-2), se observa que para el piezómetro P-1, la curva evoluciona durante los primeros momentos de bombeo hasta los 50 minutos, siguiendo las curvas tipo de McCLELLAND o de BOULTON. Para el piezómetro P-2 sigue la curva tipo de THEIS solamente durante los $2 \cdot 10^{-2}$ minutos primeros de bombeo.

Sería de gran interés teórico conocer empíricamente la evolución de la curva s versus t en el pozo de bombeo en los primeros instantes de la extracción; esto sólo se podría conocer con un registro continuo, con un limnígrafo suficientemente sensible. Con un control minucioso posiblemente se podría observar el efecto de las heterogeneidades, constituidas por los canales tal como se presentan en el modelo teórico de la figura 6-1.

Lo que sí podemos concluir del método de la figura 6-1 y 6-2, sancionado por la experiencia de las figuras 5-10, 5-11, 5-13 y 5-20 y del epígrafe 5.1.3, que los conos de bombeo son muy profundos y poco extensos, procediendo la aportación de agua a los pozos del almacenamiento en el acuíclido superpuesto el acuífero, en primer lugar, y del efecto de rezume o «leakage» de los acuíferos superpuestos en segundo lugar; esto es, la aportación del acuífero (canal) es fundamentalmente vertical y procede de la compresión (squeeze) o variación de almacenamiento en el acuíclido y de la filtración o goteo (leakage).

6.1.2 ESTUDIO DEL NIVEL DE AGUA

Durante dieciocho meses se han tomado medidas quincenales en cuatro pozos, con el objeto de observar la variación del nivel del agua en este período de tiempo. En la figura 6-3 se presentan las medidas obtenidas y la situación de los pozos de observación.

El punto 534-4-61 se trata de un pozo excavado de gran diámetro, que no se explota en la actualidad, situado sobre la terraza baja del río Jarama, en la que penetra totalmente y distante 250 m. del río. Durante el período de observación las variaciones han sido centimétricas y no significativas.

El pozo 534-4-45 se trata de una perforación de pequeño diámetro (110 mm.) y 80 m. de profundidad que cuando fue construido (año 1960) era surgente, arrojando un caudal artesiano de 1,5 l/s. Al dejar de ser surgente no se ha utilizado, estando colmatados unos 50 m. Está situado geológicamente sobre las terrazas medias, junto al borde con las terrazas altas, y penetra en la Formación Tosco, en la que tiene su zona ranurada. Por su ubicación en el centro de una zona con una densidad de industrias media (Pfizer, Aguila, etc.) y cuatro grandes urbanizaciones (Ciudalcampo, Santo Domingo, Fuente del Fresno y Valdelagua), que se abastecen todas ellas de agua subterránea, le consideramos representativo del nivel local.

El punto 534-8-37 se trata de un pozo de explotación agrícola de 112 metros de profundidad, con los últimos 20 m. de zona filtrante (tubería rajada), situado sobre la Formación Madrid —penetra también en la Formación Tosco— y dista unos tres kilómetros del río Jarama, en su margen derecha.

El punto 534-4-52 es un pozo de 165 m. de profundidad situado sobre las terrazas medias del Jarama y a unos tres kilómetros de su margen izquierda, con doce metros de zona filtrante a distinta profundidad distribuidos en seis tramos de dos metros. Se utiliza para el abastecimiento y refrigeración en una fábrica que funciona todo el año y cuya demanda es continua.

Al pie de la figura 6-3 se presenta un histograma con las precipitaciones medias mensuales habidas en la estación Fuente el Saz, que es la más próxima. Comparando las curvas de los niveles de agua con las de las precipitaciones se observa que no existe correspondencia, sobre todo con los pozos de observación 534-4-45 y 534-8-37.

Ahora bien, el pozo 534-4-45, como dijimos, se encuentra situado en el centro de una zona muy explotada por urbanizaciones, cuya punta de demanda se produce precisamente en los meses de estiaje, así como

el de algunas industrias, como Cervezas El Aguila, cuya producción se sextuplica en verano.

El pozo 534-8-37, como dijimos, era un pozo utilizado para riegos, por lo que creemos que las oscilaciones estacionales responden a variaciones en la descarga por bombeo del acuífero. Sin embargo, no cabe desestimar una pequeña influencia de las precipitaciones estacionales sobre los niveles, como muestra el pozo 534-4-52, que abastece a una fábrica de perfiles de plástico, y cuya demanda se mantiene prácticamente constante a lo largo del año.

Aparte de estas oscilaciones estacionales, debidas principalmente a las variaciones en el bombeo del acuífero, se observa una tendencia para este período descendente del nivel del agua.

En la figura 6-3 también se ha representado un histograma con las precipitaciones medias anuales en los últimos once años para la misma estación pluviométrica de Fuente el Saz, y sobre ella se ha superpuesto la curva de desviaciones a la media, acumuladas con su signo. Para los años de observación 1974-75 no se puede afirmar si estamos al comienzo de un período seco o en un mínimo de un período húmedo.

Ahora bien, observando las pendientes de las rectas de regresión ajustadas a las curvas de niveles de los piezómetros 534-4-45, 534-8-37 y 534-4-52, se ve que las pendientes son distintas en todas ellas, lo cual podría indicar que se podría tratar de tendencias de disminución del nivel del agua locales y debidas a la explotación del acuífero. Esto sin descartar definitivamente la posible influencia climática.

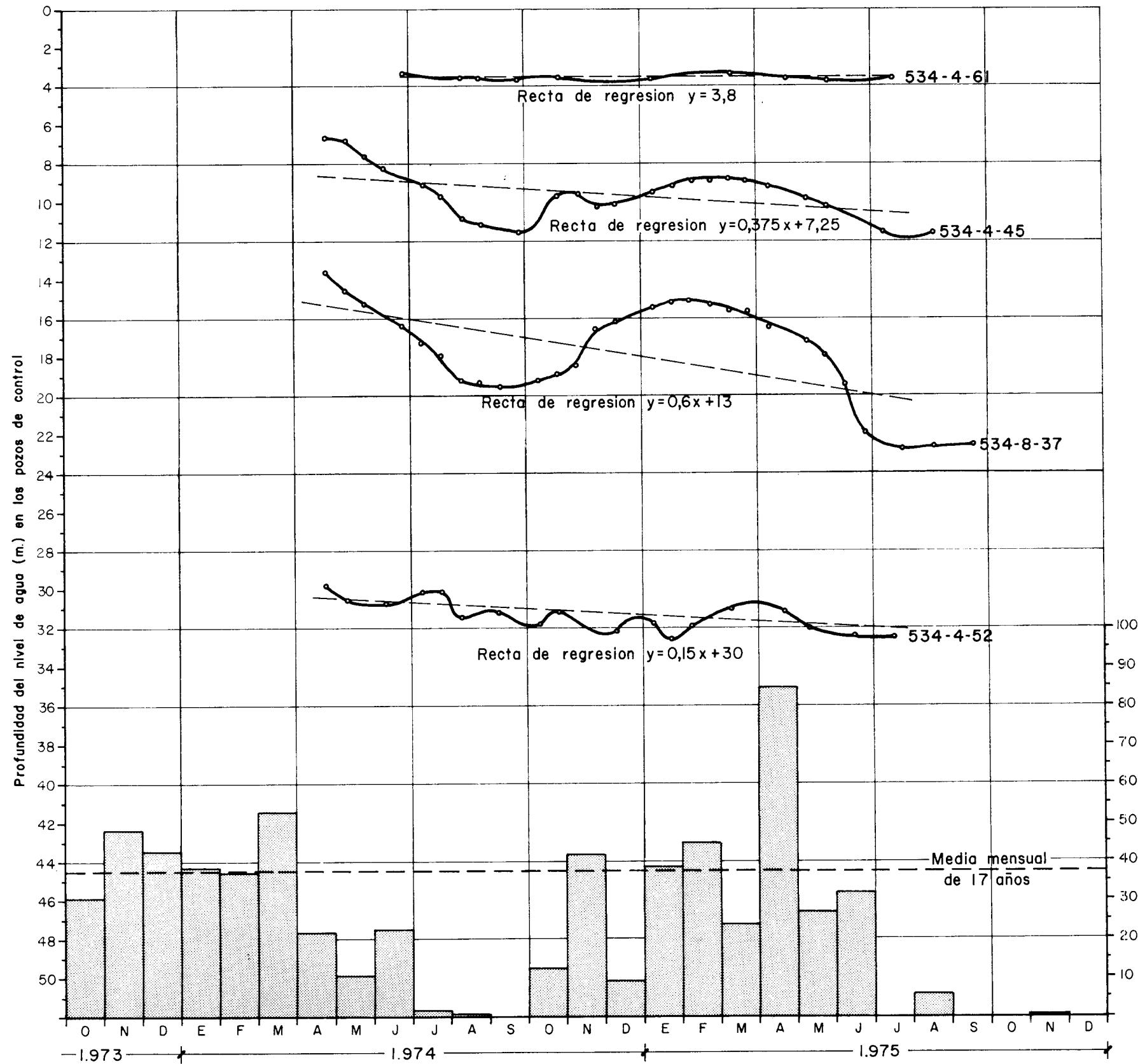
6.2 MODELO HIDRODINAMICO REGIONAL DE LA FACIES DETRITICA

6.2.1 MODELO CONCEPTUAL DEL FLUJO REGIONAL

En la figura 6-4 se presenta un mapa de la zona saturada de agua para la facies detrítica en la zona que estudiamos. De la morfología de esta superficie cabe deducir su íntima relación con las formas geomorfológicas, que describimos en el apartado 3.1. De esta figura se puede deducir que el procedimiento de recarga y descarga del agua subterránea se produce alimentándose el acuífero autóctonamente por las zonas de interfluvio y descargándose por el fondo del valle del río Jarama.

Ahora bien, el modelo de flujo, según el cual se producen estos procesos de recarga y descarga, es algo más complejo que lo expuesto hasta aquí.

El modelo conceptual propuesto por LLAMAS (LLAMAS y LOPEZ VERA, 1974, p. 48) se basa en la teoría de los flujos locales y regionales (TOTH,



VARIACION DEL NIVEL DEL AGUA
EN LA FACIES DETRITICA
(Periodo 1973-75)

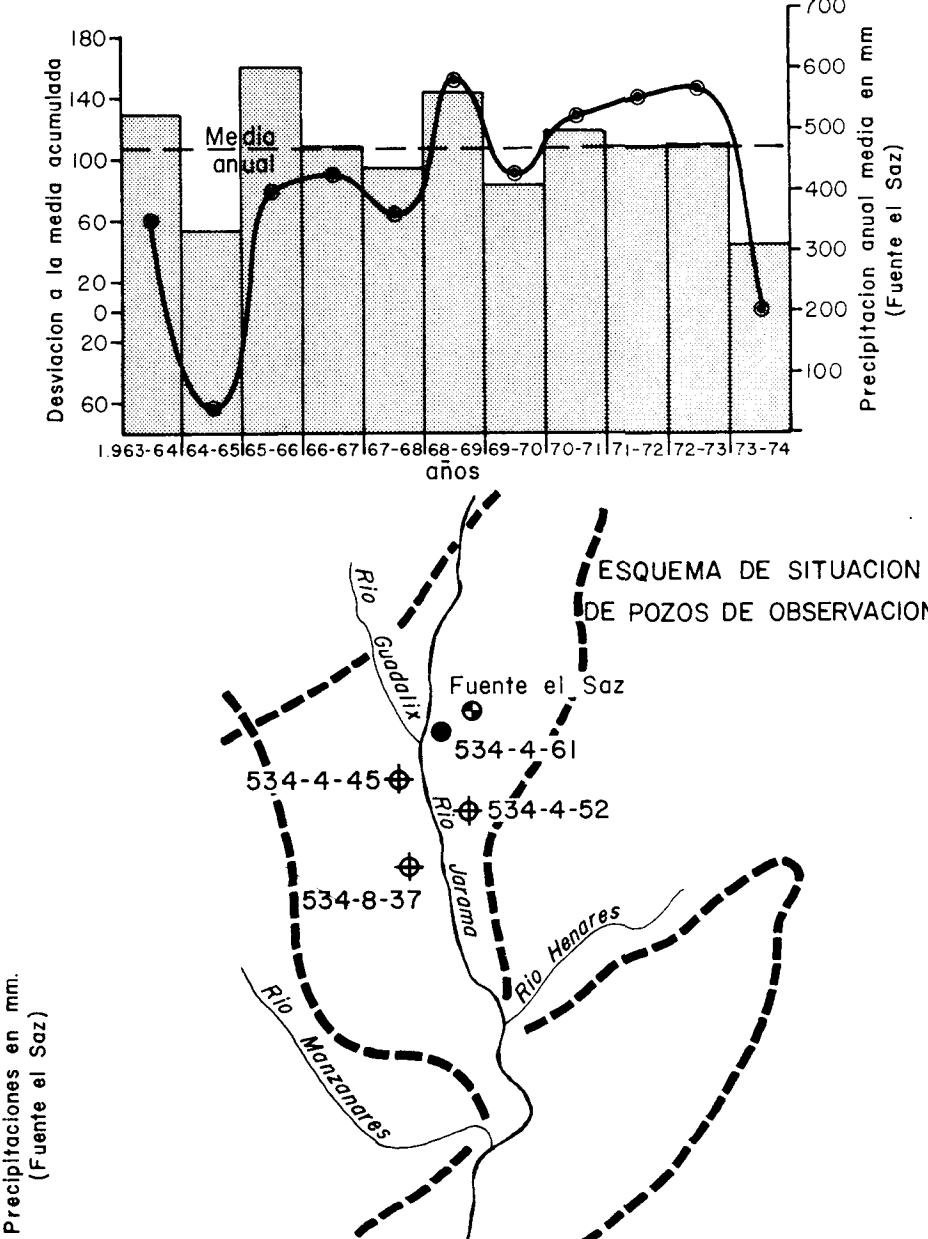
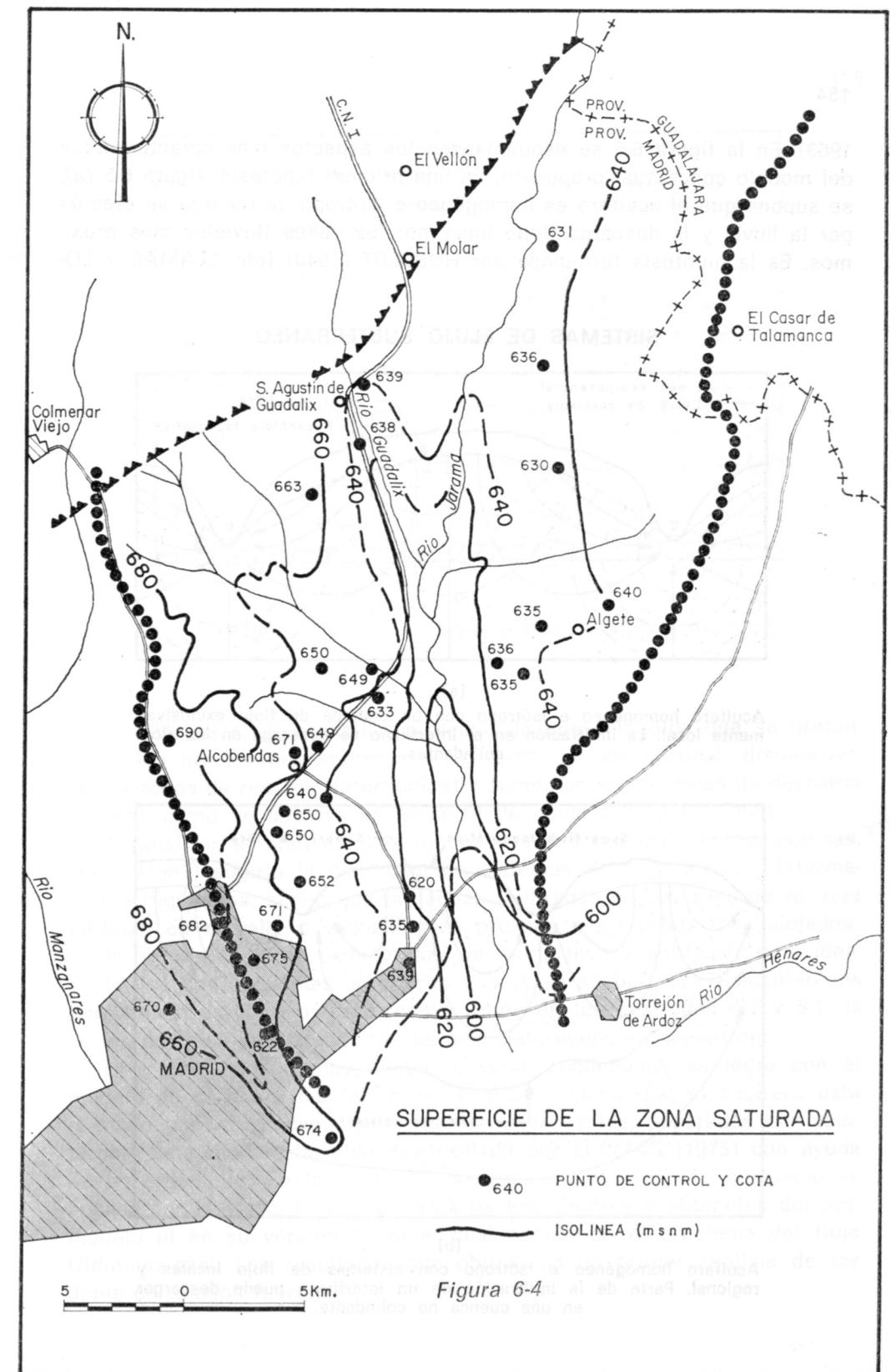
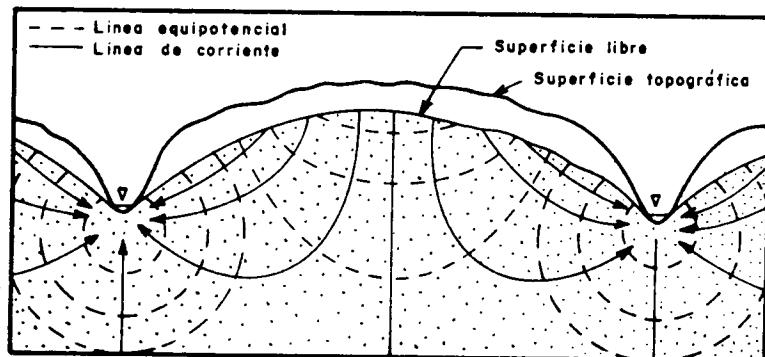


Fig. 6-3



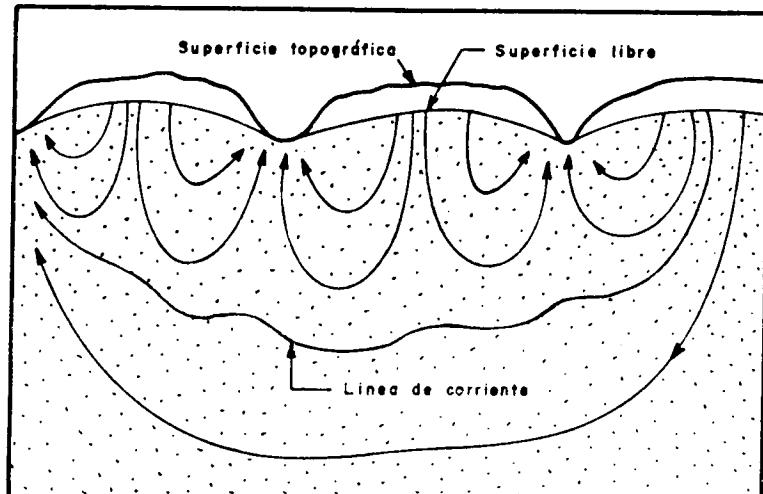
1963). En la figura 6-5 se esquematizan los aspectos más característicos del modelo conceptual propuesto. En una primera hipótesis, figura 6-5 (a), se supone que el acuífero es homogéneo e isótropo, la recarga se efectúa por la lluvia y la descarga tiene lugar por los valles fluviales más próximos. Es la hipótesis formulada por HUBBERT (1940) (cfr. LLAMAS y LO-

SISTEMAS DE FLUJO SUBTERRÁNEO



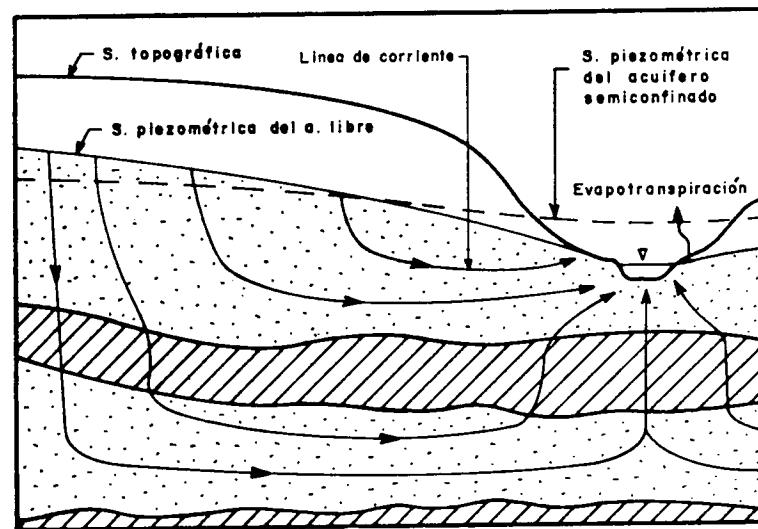
(a)

Acuífero homogéneo e isótropo con un sistema de flujo exclusivamente local. La infiltración en el interflujo se descarga en los ríos colindantes.



(b)

Acuífero homogéneo e isótropo con sistemas de flujo locales y regional. Parte de la infiltración de un interflujo puede descargar en una cuenca no colindante.



(c)
Figura 6-5
Según LLAMAS y LOPEZ VERA (1974)

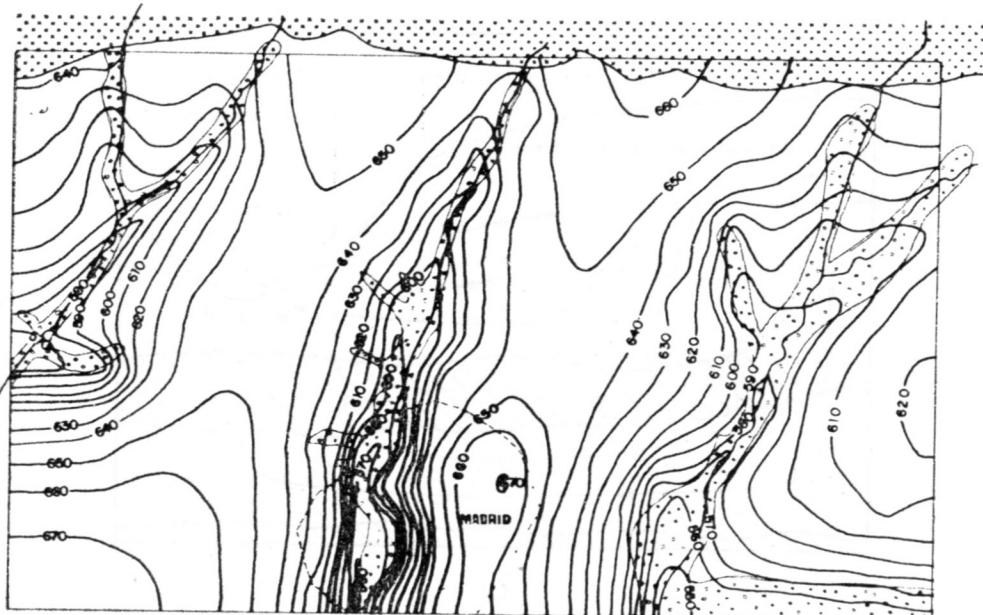
PEZ VERA, 1974), que explica el hecho de que a medida que se profundizan los niveles piezométricos a lo largo de una vertical, disminuyen en las zonas de recarga (interfluvios) y aumentan en las zonas de descarga (valles), como se observa en el perfil de nuestra zona (fig. 6-8).

Al analizar el sistema de flujo en grandes cuencas hidrogeológicas, TOTH (1963) sugirió la distinción de sistemas de flujo locales, intermedios y regionales, según que las aguas infiltradas en una zona de recarga emergen en el valle o vaguada más próxima o en valles más alejados; en la figura 6-5 (b) se esquematiza de forma muy simplificada esta idea.

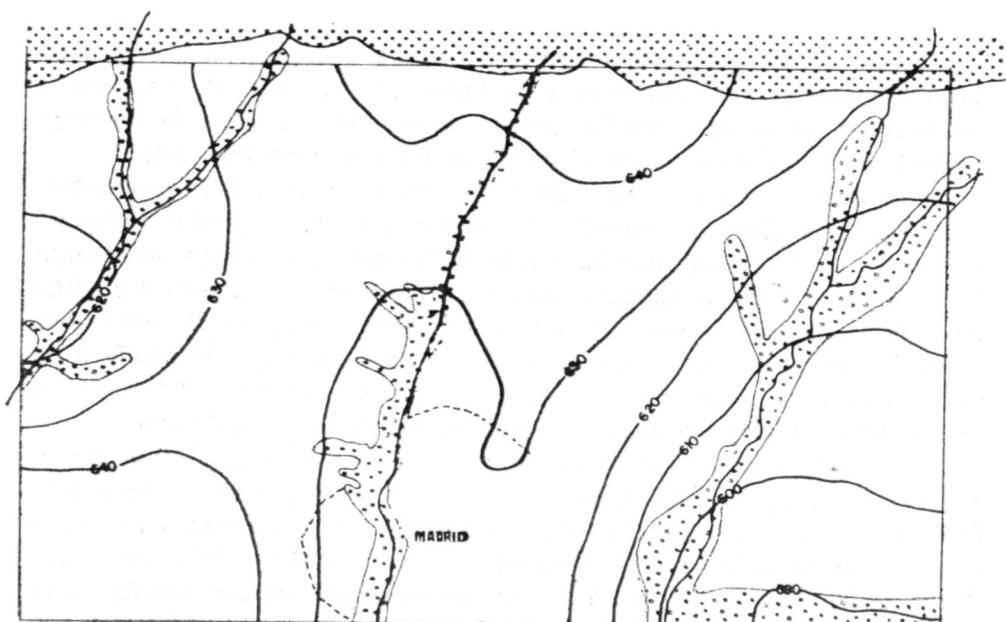
En los dos esquemas anteriores, a y b, se supone que el acuífero es homogéneo e isótropo; pero, como vimos en los apartados 4.1 y 5.1, la facies detrítica se trata de un sistema heterogéneo y anisótropo.

Una aproximación muy simple a estas condiciones se logra con el modelo de la figura 6-5 (c), en el cual se supone que el acuífero está formado por varias capas permeables superpuestas, separadas por acuictardos. Este modelo ha sido desarrollado por LLAMAS (1975) con ayuda de un ordenador. En la figura 6-6 se presenta una de las simulaciones hechas por LLAMAS (1975); se trata de los resultados obtenidos del premodelo III en su versión 7, en el cual se aborda el problema del flujo tridimensional. Los resultados que obtuvo en un primer análisis de los datos calculados fueron:

Superficies piezométricas en



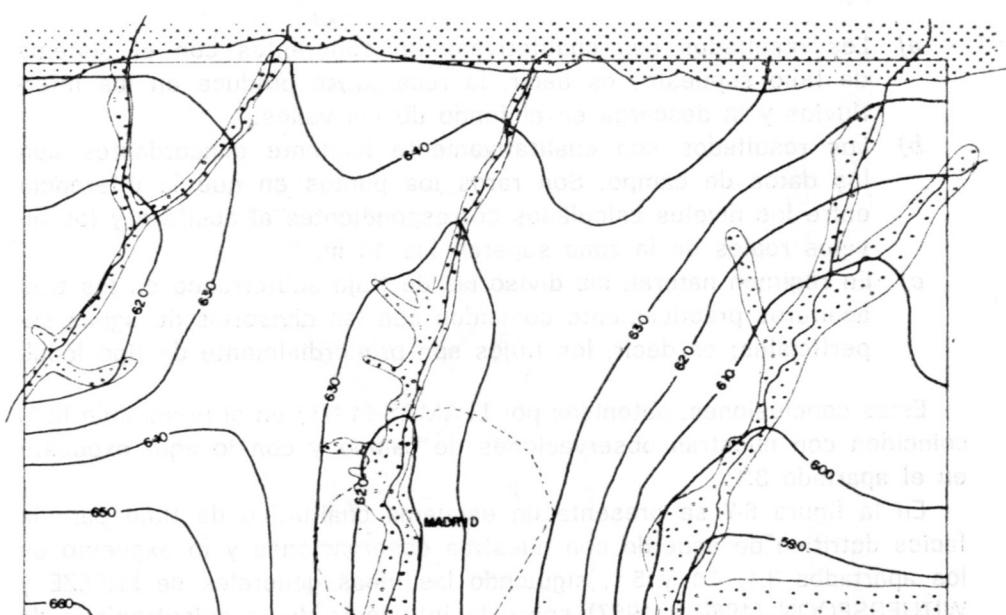
ISOPIEZAS ACUÍFERO nº 1



ISOPIEZAS ACUIFERO nº 3

según LLAMAS (1975)

régimen permeable del premodelo III-7



ISOPIEZAS ACUÍFERO n° 2

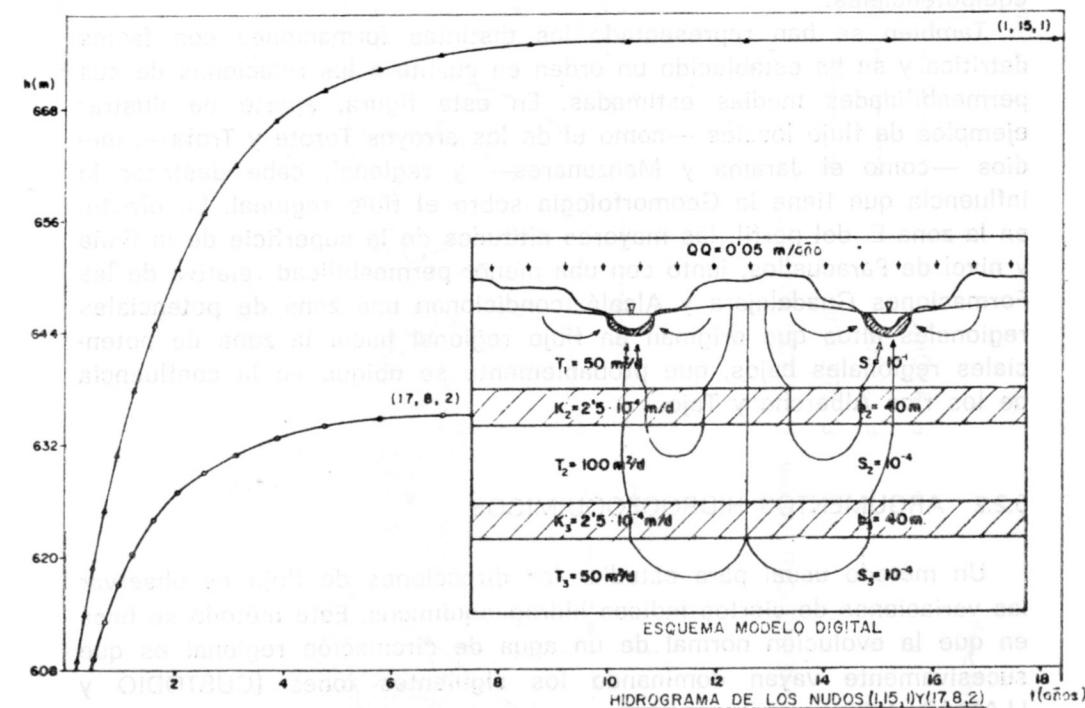


Figura 6-6

- Los resultados son cualitativamente coherentes con el sistema de flujo supuesto; es decir, la recarga se produce en los interfluvios y la descarga en el fondo de los valles.
- Los resultados son cualitativamente bastante concordantes con los datos de campo. Son raros los puntos en que la diferencia entre los niveles calculados correspondientes al acuífero y los niveles reales de la zona superan los 10 m.
- En régimen natural, las divisorias de flujo subterráneo en los tres acuíferos prácticamente coinciden con las divisorias de aguas superficiales; es decir, los flujos son primordialmente de tipo local.

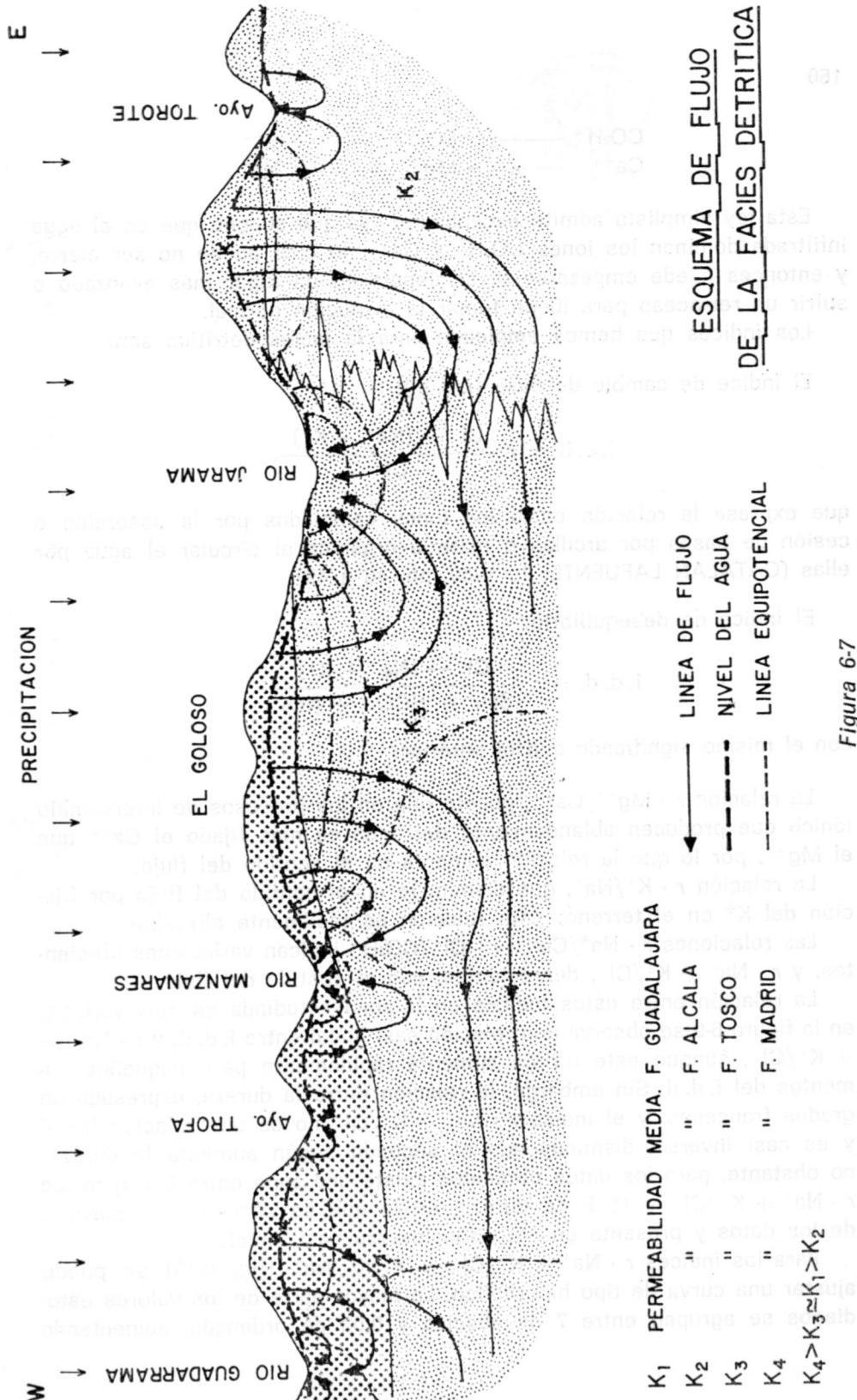
Estas conclusiones, obtenidas por LLAMAS (1975) en el premodelo III-7, coinciden con nuestras observaciones de campo y con lo aquí expuesto en el apartado 3.1.

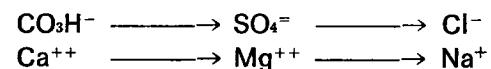
En la figura 6-7 se presenta un esquema cualitativo de flujo para la facies detrítica de acuerdo con nuestras observaciones y lo expuesto en los apartados 3.1, 4.1 y 5.1, siguiendo las ideas generales de FREEZE y WITHERSPOON (1966 y 1967) sobre la influencia de la anisotropía o de la existencia de capas extensas de distintas permeabilidades. En la figura 6-7 se han representado algunas pocas líneas de flujo probables y sus equipotenciales.

También se han representado las distintas formaciones con facies detrítica y se ha establecido un orden en cuanto a las relaciones de sus permeabilidades medias estimadas. En esta figura, aparte de ilustrar ejemplos de flujo locales —como el de los arroyos Torote y Trofa—, medios —como el Jarama y Manzanares— y regional, cabe destacar la influencia que tiene la Geomorfología sobre el flujo regional. En efecto, en la zona E. del perfil, las mayores altitudes de la superficie de la Raña y nivel de Paracuellos, junto con una menor permeabilidad relativa de las Formaciones Guadalajara y Alcalá, condicionan una zona de potenciales regionales altos que originan un flujo regional hacia la zona de potenciales regionales bajos, que probablemente se ubique en la confluencia de los ríos Alberche y Tajo.

6.2.2 ARGUMENTOS HIDROGEOQUÍMICOS

Un método usual para estudiar las direcciones de flujo es observar las variaciones de ciertos índices hidrogeoquímicos. Este método se basa en que la evolución normal de un agua de circulación regional es que sucesivamente vayan dominando los siguientes iones (CUSTODIO y LLAMAS, 1976):





Esta ley simplista admite excepciones, ya que supone que en el agua infiltrada dominan los iones CO_3H^- y Ca^{++} , lo cual puede no ser cierto, y entonces puede empezarse la secuencia en un lugar más avanzado o sufrir un retroceso para luego tomar la evolución normal.

Los índices que hemos empleado para la facies detrítica son:

El índice de cambio de base (i. c. b.):

$$\text{i. c. b.} = r \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-},$$

que expresa la relación entre los iones cambiados por la absorción o cesión de bases por arcillas o materia orgánica al circular el agua por ellas (CATALAN LAFUENTE, J., 1969, pp. 46 a 49).

El índice de desequilibrio:

$$\text{i. d. d.} = r \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{SO}_4^{=2-} + \text{HCO}_3^- + \text{NO}_3^-},$$

con el mismo significado que el anterior.

La relación $r \cdot \text{Mg}^{++}/\text{Ca}^{++}$, puesto que en los procesos de intercambio iónico que producen ablandamiento del agua es más fijado el Ca^{++} que el Mg^{++} , por lo que la relación aumenta en el sentido del flujo.

La relación $r \cdot \text{K}^+/\text{Na}^+$, que disminuye en el sentido del flujo por fijación del K^+ en el terreno; esta relación es fácilmente alterable.

Las relaciones $r \cdot \text{Na}^+/\text{Ca}^{++}$, $r \cdot \text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$ indican variaciones crecientes, y $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$, decrecientes, con el sentido del flujo.

La relación entre estos índices en la zona estudiada es muy variada; en la figura 6-9 se observa una relación casi lineal entre i. d. d. y $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$, aunque este último aumenta rápidamente para pequeños aumentos del i. d. d. Sin embargo, la relación entre la dureza, expresada en grados franceses, y el índice $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$ no es una relación lineal y es casi inversa, disminuyendo el segundo según aumenta la dureza; no obstante, para los datos obtenidos existe una zona entre 6 e. q. m. de $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$ y 15°F de dureza, en la que se concentra la mayoría de los datos y presenta una relación inversa casi lineal.

Para los índices $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$ y $r \cdot \text{K}^+/\text{Na}^+$ (fig. 6-10) se puede ajustar una curva de tipo hipérbólico. La mayor parte de los valores estudiados se agrupan entre 7 de abscisa y 0,03 de ordenada, aumentando

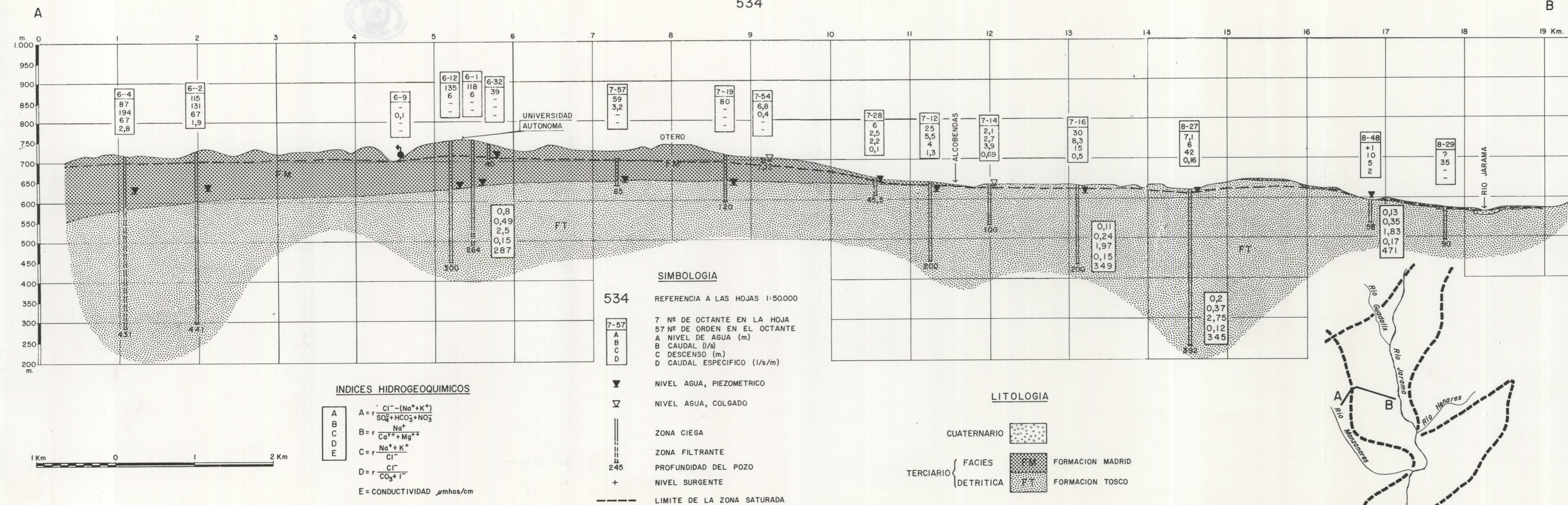
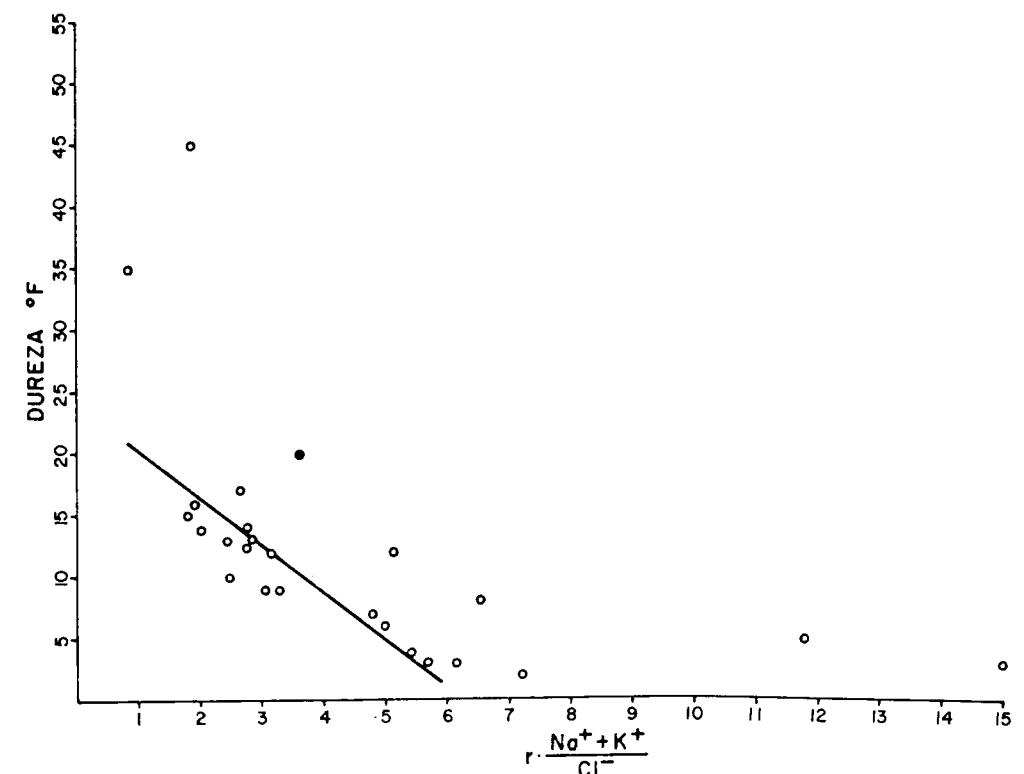
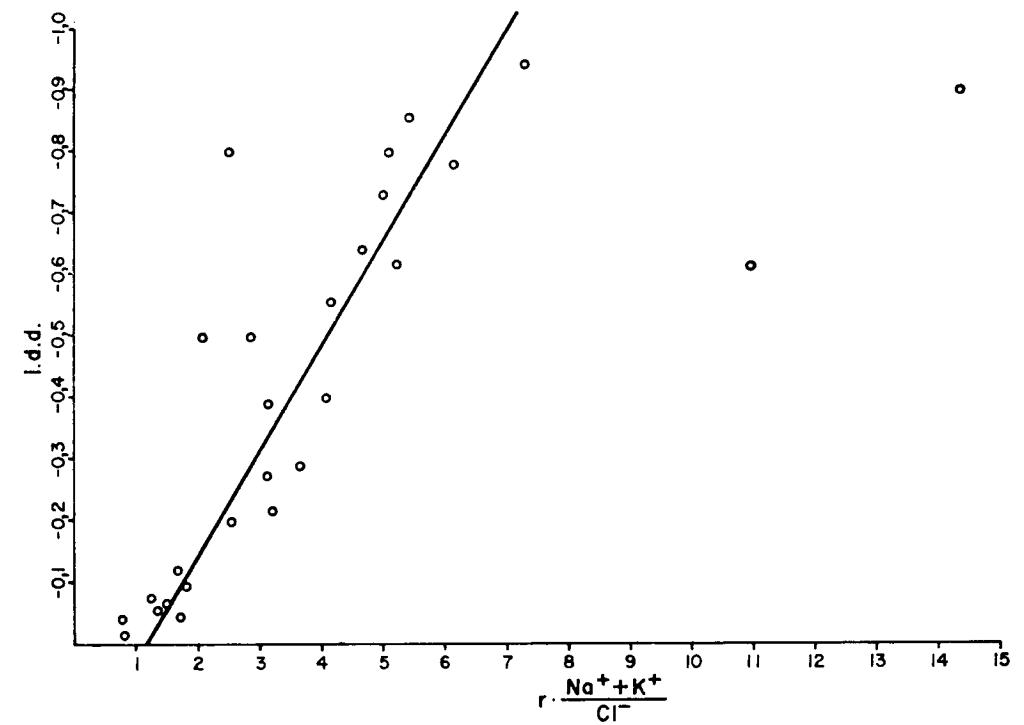
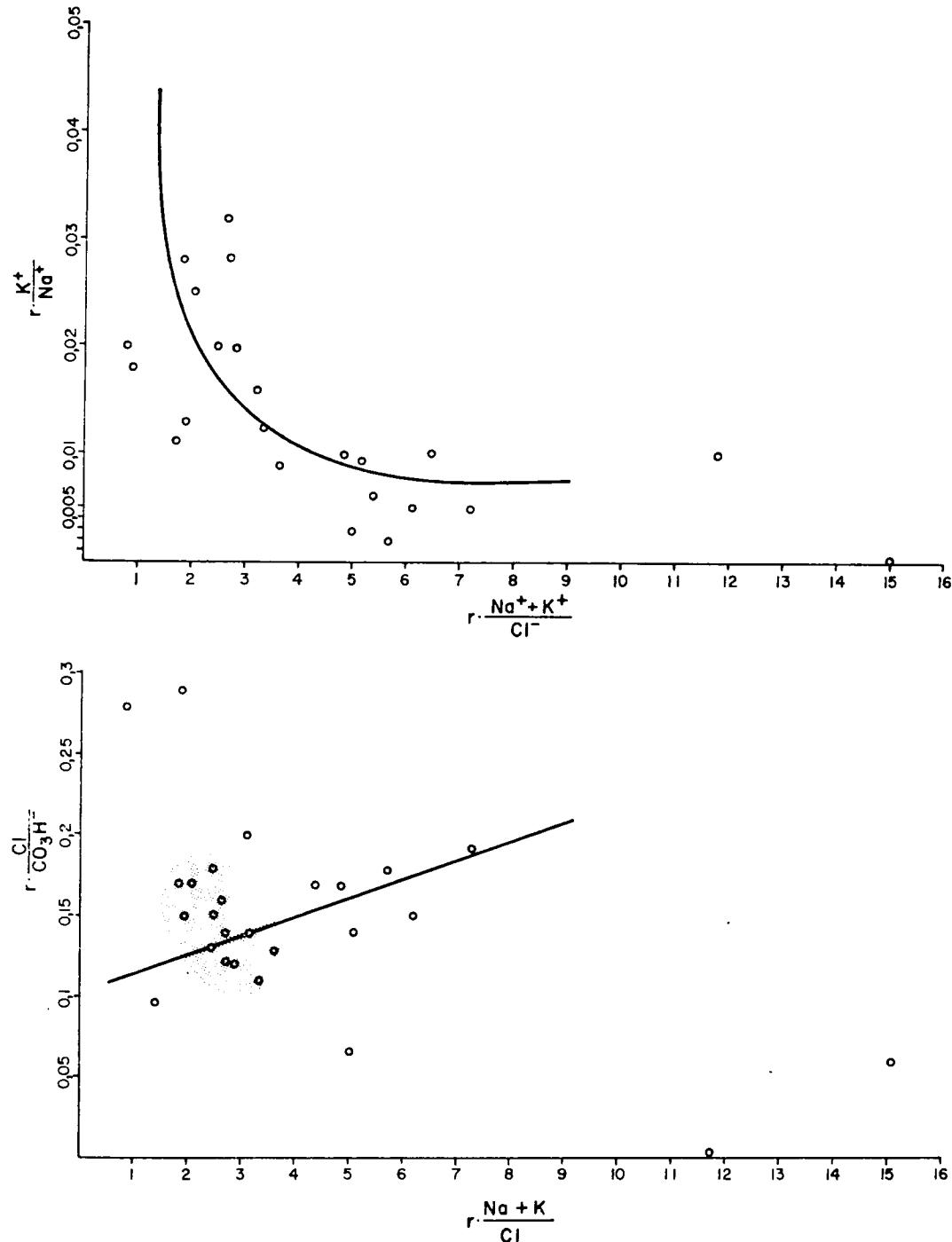


Fig.



RELACION ENTRE INDICES HIDROGEOQUIMICOS
(FACIES DETRITICA)



RELACION ENTRE INDICES HIDROGEOQUIMICOS
(FACIES DETRITICA)

Figura 6-10

algunos valores de $r \cdot K^+/Na^+$ para un valor constante de $r \cdot Na^+ + K^+/Cl^-$ y viceversa.

En la misma figura 6-10 se muestra también la relación entre el $r \cdot Na^+ + K^+/Cl^-$ y el $r \cdot Cl^-/CO_3H^-$; la mayor parte de los datos se agrupan en una nube, pero parece hacer una tendencia lineal entre ambos.

Vista la relación entre los distintos índices, no hace falta estudiar la distribución en nuestra zona de todos ellos, pues con representar uno se puede deducir la distribución de los restantes.

En la figura 6-11 se han representado en planta los datos disponibles del índice de desequilibrio en valor absoluto; de acuerdo con CATALAN, 1969, p. 49, este índice revela la existencia de fenómenos de intercambio iónico, y su valor estará tanto más próximo a cero cuanto con menos intensidad se verifiquen estos intercambios, que son función de la permanencia del agua en el acuífero y la distancia recorrida dentro de él. En dicha figura 6-11 se observa que los mayores valores se agrupan en una zona que coincide con el río Jarama y Guadalix, que podríamos identificar con una zona de descarga del flujo intermedio. Existen también dos valores altos situados en el interfluvio y que hemos diferenciado en la figura; se trata de pozos de unos 300 m. de profundidad y sus valores tan altos podrían deberse a su penetración dentro de la zona de flujo regional, según se mostró en la figura 6-7. Para la posible explicación de los dos valores dados como anómalos nos hemos basado en que, dada la proximidad de la facies de transición, podría tratarse de relaciones altas no relacionadas con el sistema de flujo.

En el perfil de la figura 6-8 se sintetizan algunos datos concernientes al funcionamiento hidrodinámico de la facies detrítica: la superficie de la zona saturada, la variación de nivel piezométrico en los pozos siguiendo el esquema de flujo propuesto y la variación de algunos índices hidrogeoquímicos.

Para comprobar todo lo anteriormente expuesto en cuanto al sistema de flujo, se inició una pequeña campaña de recogida de muestras para el análisis de los isótopos ambientales: Tritio, Deuterio, Oxígeno 18 y Carbono 14.

De estos isótopos, el primero de ellos ha sido utilizado con excelentes resultados en el estudio del funcionamiento hidráulico en otras zonas de nuestro país (TRILLA ARRUFAT, 1972). Sobre la aplicación de los restantes isótopos se han realizado también algunos estudios por el Gabinete de Aplicaciones Nucleares a las Obras Públicas (G. A. N. O. P.).

No obstante, la aplicación a cada acuífero presenta un problema particular diferente. Con la campaña iniciada se pretendía determinar:

- Datar las aguas subterráneas de los distintos tramos acuíferos del Terciario, mediante análisis de Tritio y Carbono 14.

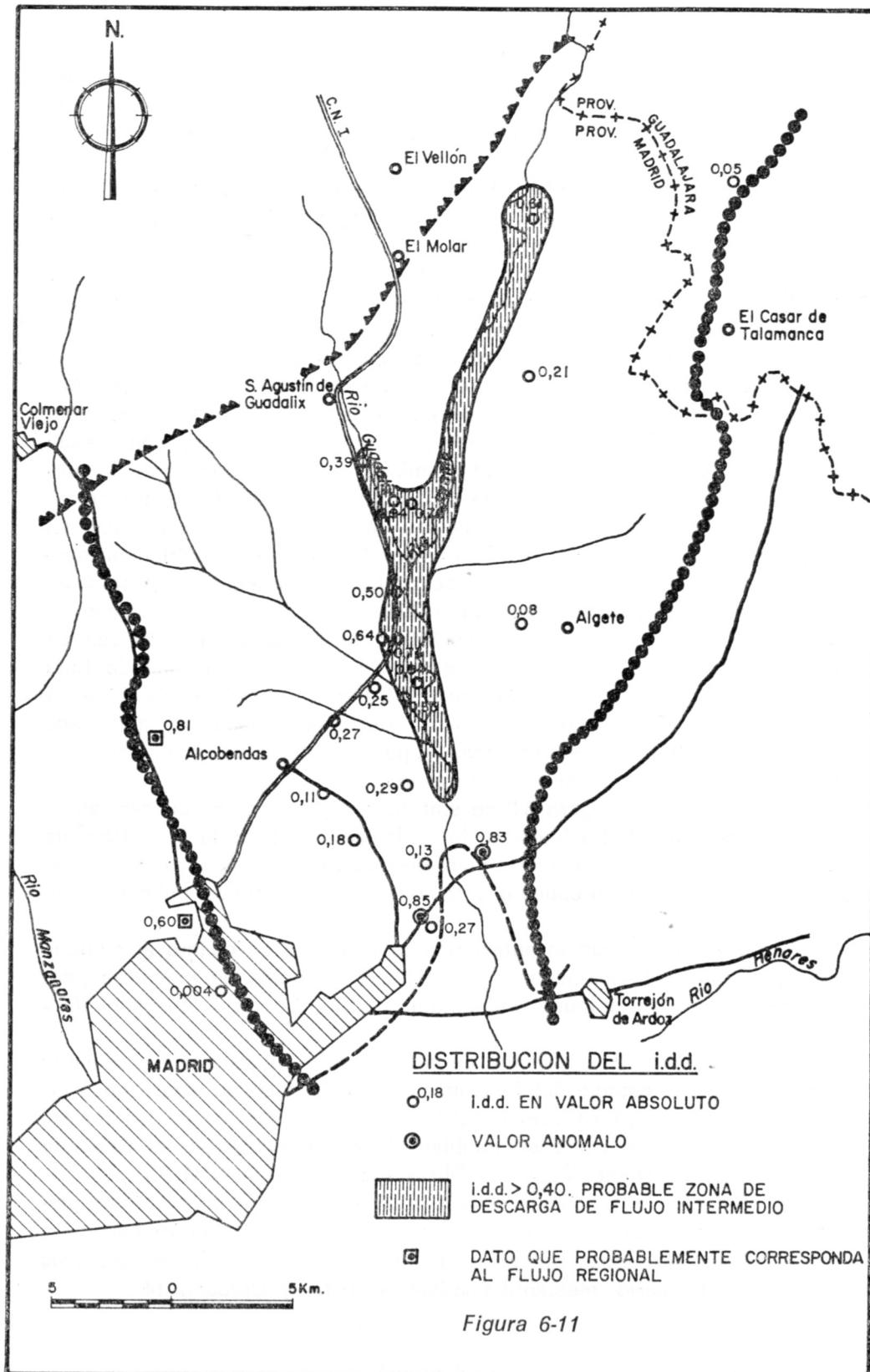


Figura 6-11

- b) Estimar la escorrentía subterránea de los ríos, mediante el análisis de Tritio, Deuterio y Oxígeno 18.
- c) Obtener orientación cualitativa sobre el ritmo de infiltración de la lluvia en el Terciario y Cuaternario.

Desafortunadamente, no tenemos los resultados completos de estos análisis.

De concentración de Carbono 14, sólo disponemos de dos muestras analizadas por el G.A.N.O.P.:

Muestra	Procedencia	Profundidad	Edad aparente
C-47	534-6-16	449 m	243 2529 ± 250 años
C-75	534-6-16	512 m	262 7881 ± 271 años

Estas determinaciones, debido a lo delicado del método utilizado y a las numerosas causas de error posible existentes (PLATA, 1972, pp. 299 a 306), no permiten considerarlas como edades absolutas; sí se puede afirmar, sin embargo, que la muestra más profunda es mucho más antigua que la más superficial, lo cual concuerda con el modelo de flujo de la figura 6-7.

En la tabla 6-III figuran los valores de las determinaciones de unidades de Tritio. El método se basa en que a partir de las primeras pruebas termonucleares, realizadas en noviembre de 1952, han aumentado las concentraciones de Tritio en las precipitaciones, lo que tiene como consecuencia el marcado con este isótopo del agua en todas las fases del ciclo hidrológico. Como se observa en la referida tabla, todas las muestras se encuentran prácticamente desprovistas de Tritio. En efecto, según PLATA, 1972, p. 55, si tienen una concentración inferior a 5 U.T., puede afirmarse que este agua es, total o parcialmente, anterior a 1952, lo que proporciona una cota de fiabilidad a las determinaciones del Carbono 14.

TABLA 6-III.—VALORES DE TRITIO EN MUESTRAS DE AGUA DE LA FACIES DETRITICA.

Referencia Archivo GANOP	Fecha de entrada y toma	Fecha de medida	Bloque de medida	Electrolisis	Referencia del cliente	Unidades de tritio
N24	Nov. 74 25/7/74	12/3/75 15/3/75	29	19B	T.1 - 554-6-16 4 h. nivel 449-451	2,3 ± 0,7
N25	Nov. 74 27/7/74	12/3/75 15/3/75	29	19B	T.2 - 554-6-16 6 h. nivel 449-451	4,7 ± 0,8
N26	Nov. 74 18/8/74	15/3/75 17/3/75	29	19B	T.3 - 554-6-16 13 h. 30' nivel 286-288	2,8 ± 0,8
N27	Nov. 74 19/8/74	15/3/75 17/3/75	29	19B	T.4 - 534-4-63 nivel 274-276	3,0 ± 0,9
N28	Nov. 74 9/9/74	1/4/75 4/4/75	30	28A	T.5 - 534-4-63 nivel 57- 59	4,2 ± 1,1

6.3 FUNCIONAMIENTO HIDRAULICO DE LA FACIES QUIMICA

6.3.1 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO

Según vimos en el epígrafe 4.3, con facies química o central se presentan tres acuíferos karstificados separados por capas confinantes o semiconfinantes; en el epígrafe 3.2 se puso de manifiesto la gran capacidad de regulación que ejercían estos acuíferos sobre los cursos superficiales.

En la figura 6-12 se presenta un modelo conceptual del funcionamiento hidráulico: los dos acuíferos superiores se descargan por manantiales alineados sobre la cota 840-860 m. para el acuífero formado por la Formación de los Páramos y sobre la cota 780-800 m. para la Formación Villarejo, descargándose el inferior a todos, el constituido por la Formación Vallecas, directamente a los ríos de la región.

También existe un flujo de recarga vertical (Leakage) de los acuíferos superiores a los inferiores.

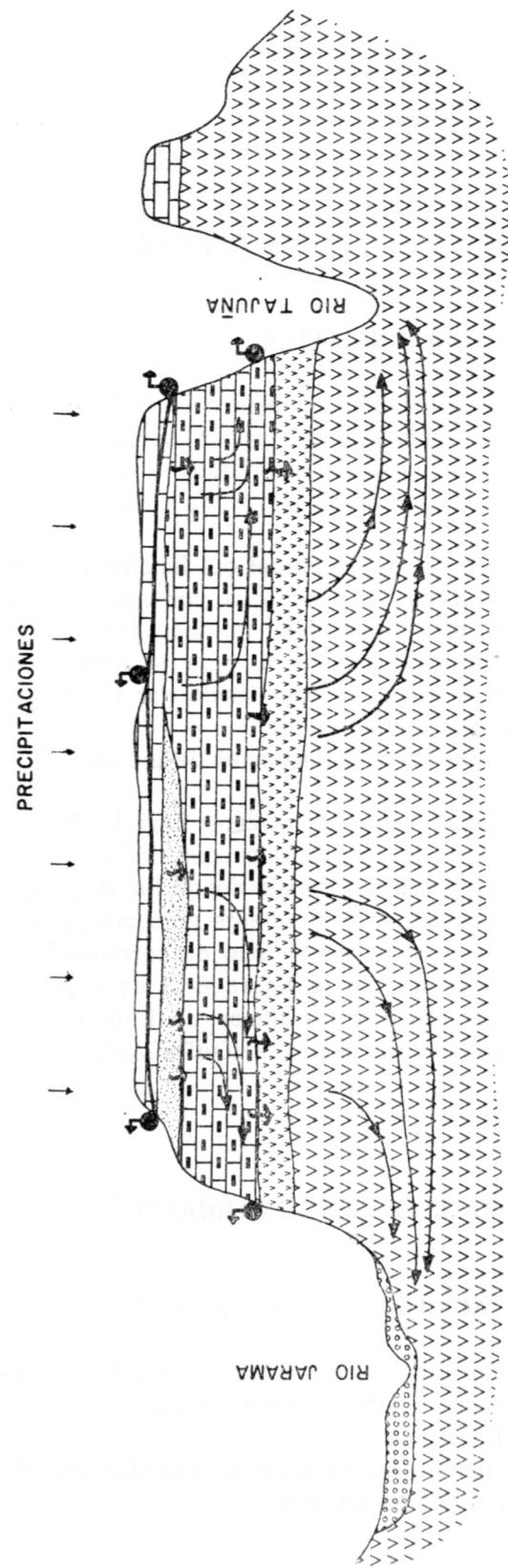
El sentido de circulación del agua es radial y centrífugo hacia los bordes, por donde descarga el agua de los manantiales que bordean toda la mesa de la Alcarria. Es en estos puntos de drenaje donde las isopiezas se hacen más apretadas, es decir, aumentan el gradiente para compensar la disminución de superficie que se produce en el tubo de corriente que va al punto de descarga correspondiente. En la figura 6-13 se muestra la evolución de la superficie piezométrica y las líneas de flujo con el desarrollo de un canal por karstificación, según RHOADESAND SINACORI, 1941.

6.4 FUNCIONAMIENTO HIDRODINAMICO DEL CUATERNARIO

6.4.1 HIDRODINAMICA DE LOS ACUIFEROS CUATERNARIOS

Dado el número de datos de que disponemos sobre los niveles piezométricos en las terrazas del río Jarama, nos ha sido posible trazar un mapa de isopiezas del mismo (plano 6).

En él se muestra, en líneas generales, el carácter ganador del río Jarama y sus relaciones con las distintas unidades.



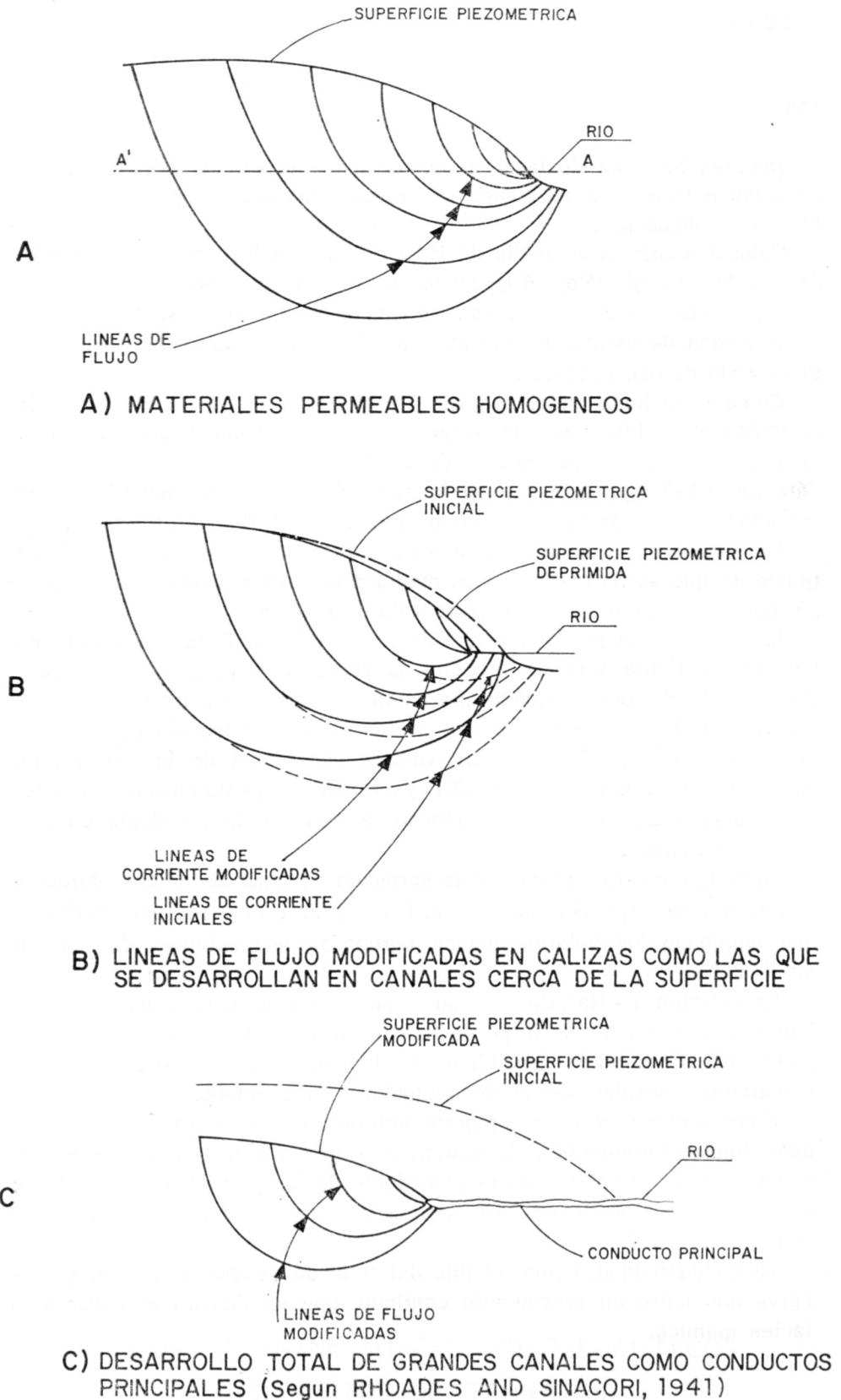
MODELO CONCEPTUAL DE
FUNCIONAMIENTO HIDRODINAMICO
FACIES QUIMICA

FORMACION DE LOS PARAMOS
 1 MIEMBRO CALCAREO, 2 MIEMBRO DETRITICO
 FORMACION VILLAREJO
 1 MIEMBRO CALCO-MARGOSO, 2 MIEMBRO MARGO-YESIFERO
 FORMACION VALLE CAS

FILTRACION VERTICAL

ZONA SATURADA

Figura 6-12



También hay que destacar el comportamiento de los bordes de las unidades a través de las cuales se produce una recarga procedente del Terciario subyacente.

Cabe destacar la anomalía de flujo que se produce en la zona de la llanura de Arganda (Hoja 6-4), en la cual existe una zona preferente de flujo paralela al río Jarama; esta misma anomalía la presenta el mapa de isopiezas de esta zona, realizado por PELAEZ et al. (1971) y por REBOLLO FERREIRO, L. (1973).

Como expusimos en el epígrafe 3.2 al hablar de la incidencia de la tectónica en la hidrogeología, vimos que en esta zona existe un bloque hundido, por causas tectónicas, de calizas de las Formaciones de los Páramos y Villarejo, que al estar karstificado y ser más transmisible que los aluviones de las terrazas origina una zona de flujo preferencial.

Por último hay que indicar, en lo que respecta al mapa de isopiezas (plano 6), que se ha realizado con medidas en diversos períodos de tiempo, por lo que tiene un carácter de valores medios.

En cuanto a la relación y distribución de los índices hidrogeoquímicos, en la figura 6-14 se muestra la relación entre $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$ y $r \cdot \text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$, observándose que existe una zona de acumulación entre los valores 2 de abscisa y 0,4 de ordenada, existiendo algunos valores de la ordenada que crecen para valores constantes de la abscisa. En cuanto a la relación $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$ y $r \cdot \text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, ésta en relación general inversa y casi lineal, agrupándose la mayoría de los datos en una zona determinada.

En la figura 6-15 se muestra la variación de algunos índices hidrogeoquímicos a lo largo del río Jarama. Para realizar esta representación se han empleado los valores medios agrupados por octantes de las hojas 1/50.000.

La relación $r \cdot \text{Na}^+/\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$ se mantiene casi constante, con ligeras oscilaciones a lo largo de todo el perfil; sin embargo, la relación $r \cdot \text{Cl}^-/\text{CO}_3\text{H}^-$ aumenta sensiblemente, lo que indica un crecimiento del numerador, considerando al denominador casi constante.

Como expusimos en el epígrafe anterior, 6.3, el aumento en Cl^- se debe fundamentalmente a la distancia recorrida dentro del acuífero, lo que se puede interpretar como procedente de la aportación del Terciario; esto viene confirmado en parte por la disminución del índice $r \cdot \text{Na}^+ + \text{K}^+/\text{Cl}^-$.

La conductividad, como medida del total de sólidos disueltos, se observa que sufre un crecimiento continuo, que se dispara al llegar a la facies química.

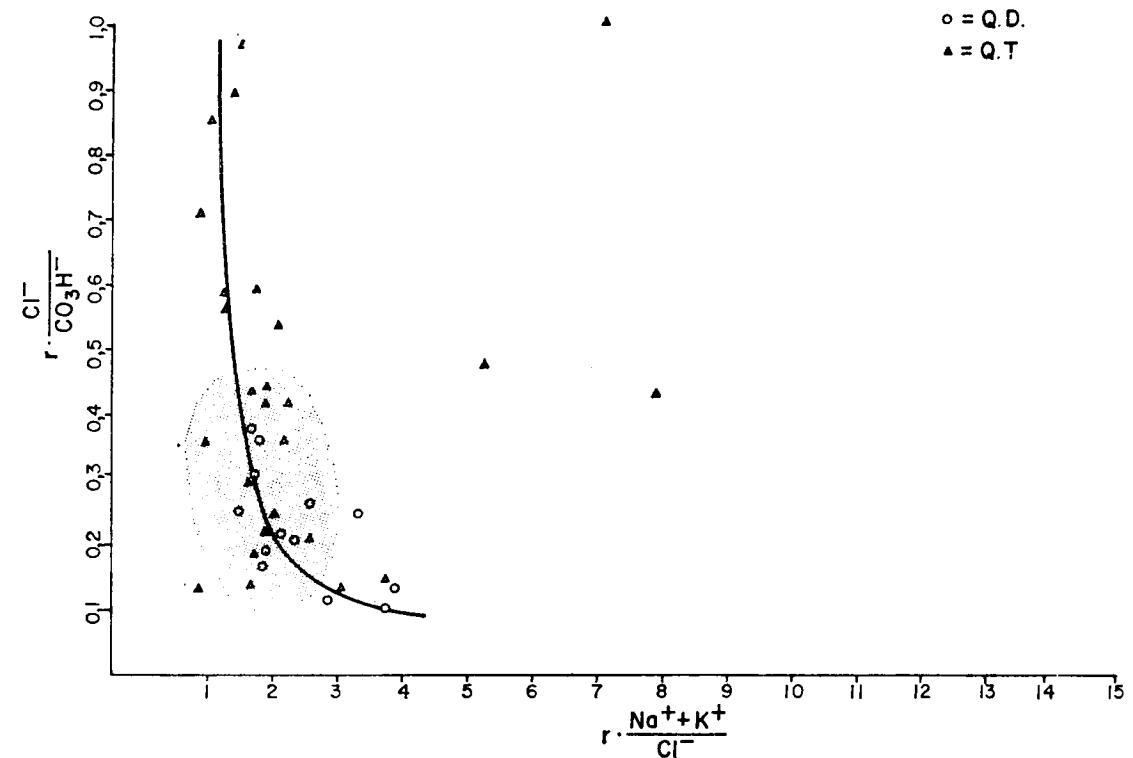
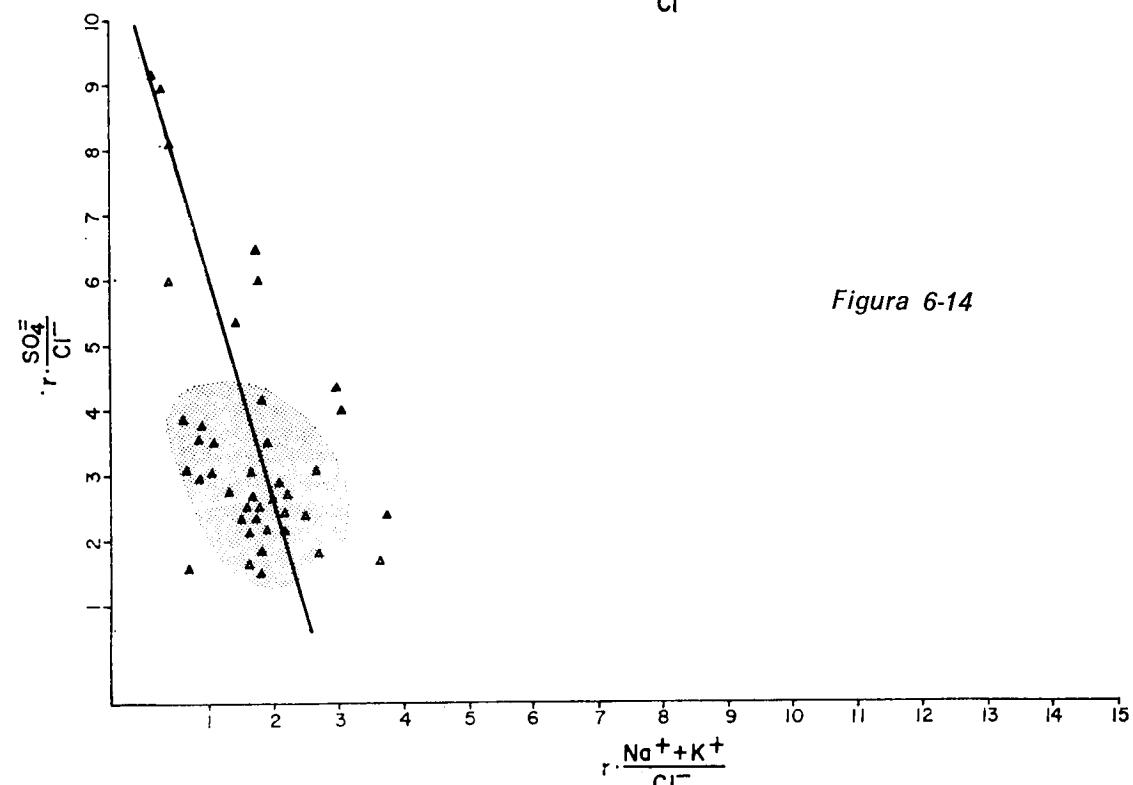
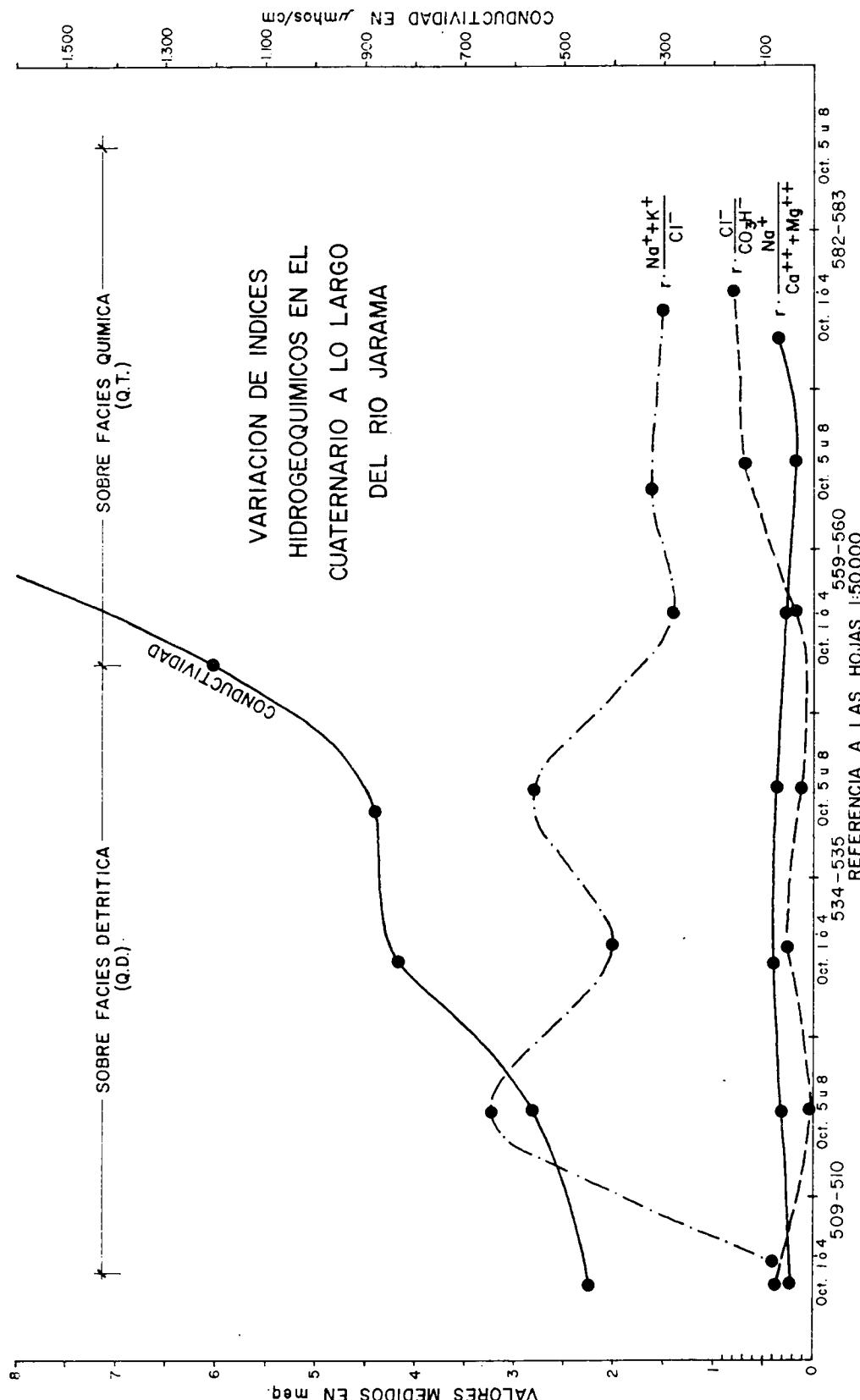


Figura 6-14



RELACION ENTRE INDICES HIDROGEOQUIMICOS

(DEPOSITOS DE TERRAZAS)



6.5 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Para la facies detrítica podemos concluir que su comportamiento hidráulico, en una primera aproximación, es de acuífero semiconfinado en el que juega un importante papel el almacenamiento en el acuífero, el cual es drenado por los canales que constituyen los acuíferos. Al bombeo un pozo, la aportación del acuífero es fundamentalmente vertical, como lo muestra la forma del cono de bombeo profundo y de poca extensión; esta aportación se produce por los fenómenos de compactación (*squeeze*) y filtración vertical o goteo (*leakage*). No obstante, este tema debe ser objeto de un estudio más detallado, ya que lo que hemos realizado es una aproximación simplista del problema.

En cuanto a la evolución de los niveles de agua, los datos disponibles (dieciocho meses de medidas) no nos permiten afirmar de manera definitiva su variación, pero parece existir una tendencia a la disminución de niveles debida a la explotación del acuífero; aunque la disminución es muy pequeña, creemos que esta conclusión no debe ser extrapolada a otros puntos del acuífero, pues puede tratarse de un fenómeno puramente local.

Respecto al funcionamiento hidrodinámico, mantenemos el modelo conceptual propuesto por LLAMAS y LOPEZ VERA, 1974, p. 49, que en síntesis era el siguiente:

- La recarga de este acuífero se debe fundamentalmente a la infiltración eficaz de las lluvias que caen directamente sobre los afloramientos terciarios y cuaternarios.
- La descarga principal de las aguas subterráneas va a pasar a los ríos a través de manantiales o de zonas de rezume subfluviales; es posible que también se produzca una cierta descarga natural por evapotranspiración en aquellas llanuras cuaternarias o terciarias de los fondos del valle, en los que la zona saturada está próxima a la superficie del terreno.
- La recarga de un acuífero se produce en las zonas de interfluvios del acuífero inmediatamente superior y en las zonas de valles del acuífero inmediatamente inferior.

La zona de recarga es mucho más extensa que la de descarga y, según se deduce de los esquemas de flujo propuestos, los componentes local e intermedio parecen ser los más importantes.

La utilización de índices hidrogeoquímicos o isotópicos ha confirmado,

en cierta medida, las hipótesis propuestas; el método nos parece válido, aunque creemos que se podrían obtener mejores resultados si se extrapolara este método a toda la facies detrítica.

La facies química o central se comporta como un acuífero multicapa de tres capas, separadas por los respectivos acucluidos. La alimentación es autóctona por las precipitaciones, el flujo es radial y centrífugo, efectuándose la descarga por los bordes de los acuíferos.

En cuanto al funcionamiento de los depósitos de terrazas cuaternarias, por el mapa de isopiezas se prueba que se alimenta por las precipitaciones habidas sobre ellos, y lateralmente y por el fondo, por la descarga del Terciario. En cuanto a sus relaciones con el río Jarama, éste es fundamentalmente ganador en toda época del año, pues la influencia de las avenidas, aunque no se ha estudiado, se supone de poca consideración, dado lo regulada que está la cuenca.

7 CALIDAD DE LAS AGUAS SUBTERRÁNEAS

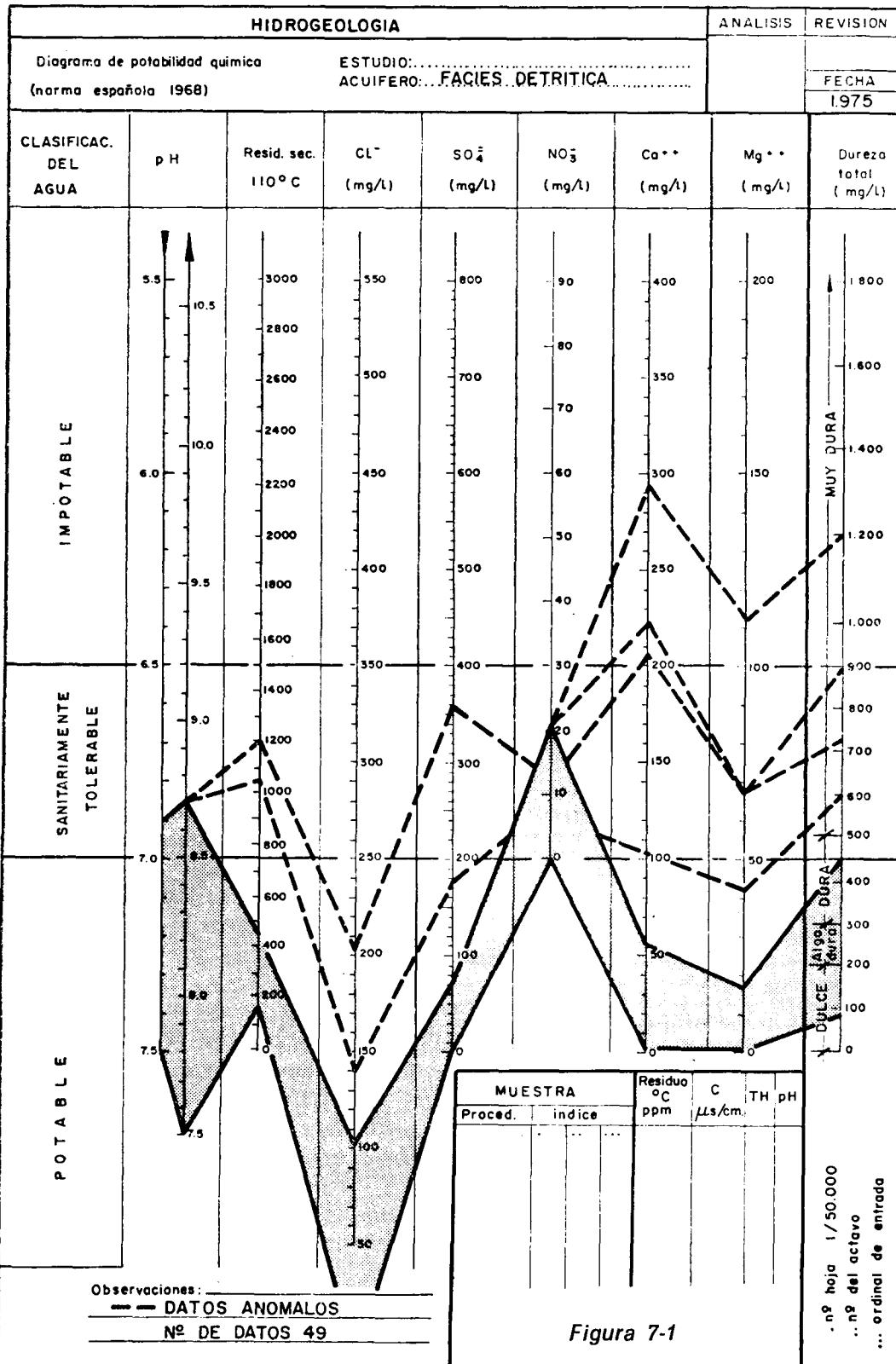
Para el aprovechamiento de las aguas subterráneas de esta zona y de las geológicamente semejantes a la nuestra, no basta con conocer su distribución, leyes y posibilidades de captación, sino que también es necesario conocer su calidad para orientar su empleo con fines de consumo humano, agropecuario, agrícola, industrial e incluso deportivo o recreativo. También es necesario, a fines de plantear su administración, el conocer su estado de deterioro por la contaminación, en caso de que exista, o la facilidad a contaminarse.

Una primera aproximación cualitativa de la calidad se obtiene conociendo la litología del acuífero, puesto que el químismo del agua depende en parte de la interacción entre las fases sólida y acuosa, que se produce en el acuífero.

En este capítulo trataremos de cuantificar la calidad del agua de esta zona de la cuenca del río Jarama, en las proximidades de Madrid, atendiendo a las normas expuestas por el Código Alimentario Español (*Boletín Oficial del Estado*, 1968) vigente (pp. 265-271), en el cual se definen las características físicas, químicas, microbiológicas y radiactivas que han de poseer las aguas para consumo humano, así como las normas de vigilancia de las mismas.

Nosotros no trataremos aquí los aspectos microbiológicos, puesto que dependen de la interacción del agua con la biosfera, y se sale de nuestro ámbito de estudio, aparte de constituir problemas muy localizados.

Los datos en que nos basamos para la redacción de este capítulo



son 193 análisis físico-químicos, junto con valores de dureza y conductividad obtenidos *in situ*.

7.1 CALIDAD DEL AGUA EN LA FACIES DETRITICA

7.1.1 CALIDAD DEL AGUA Y SU VARIACION

En la figura 7-1 se muestran, proyectados sobre un diagrama que recoge las condiciones químicas del agua de acuerdo con el Código Alimentario, 49 análisis químicos que se agrupan en una zona claramente determinada, excepto cuatro.

Como se ve en dicha figura, el agua es potable con referencia a dicho Código; respecto a la dureza, varía de dulce a moderadamente dura.

Las características químicas del agua de esta facies detrítica son:

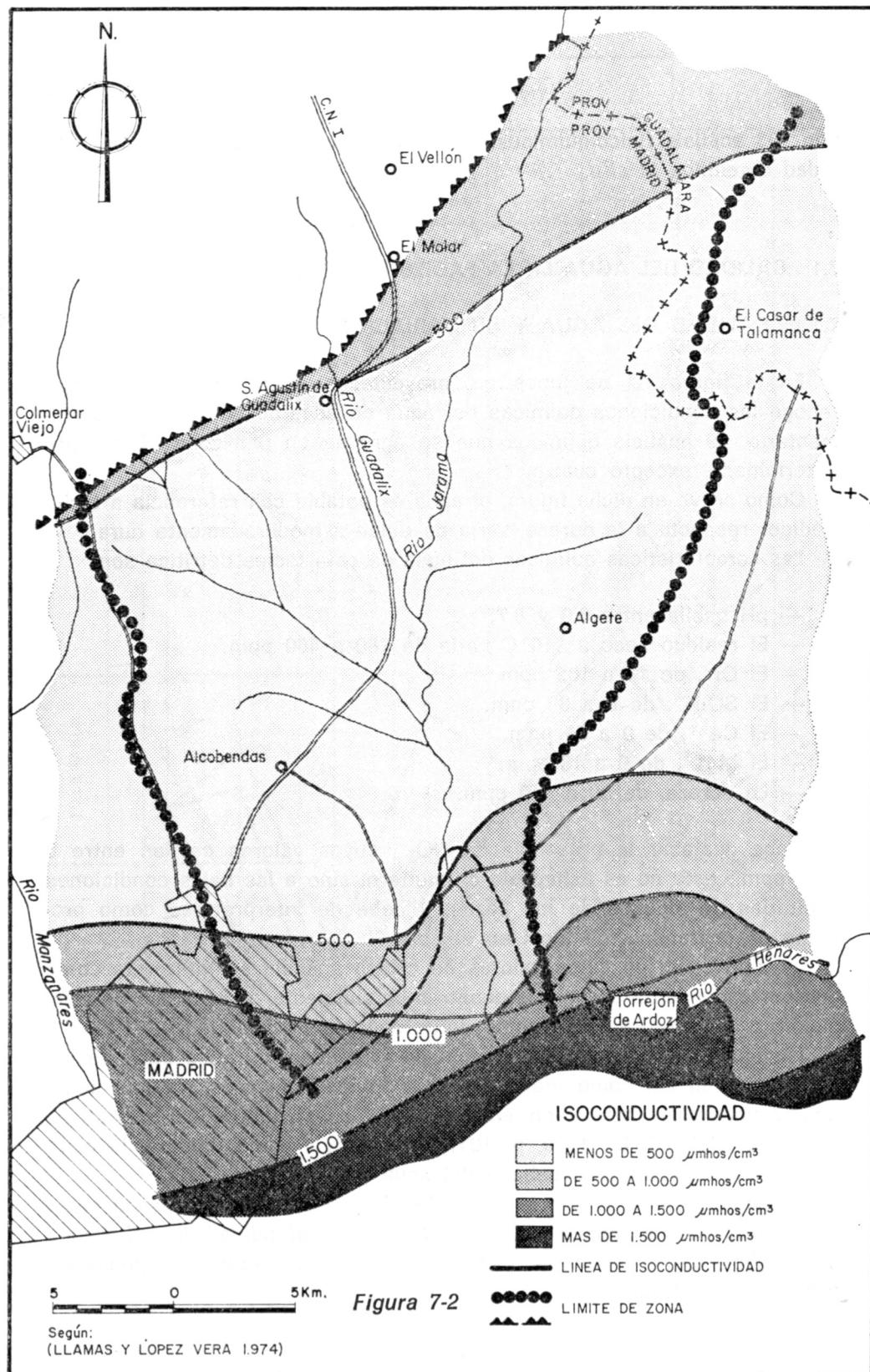
- pH oscila entre 6,9 y 8,7.
- El residuo seco a 110° C varía de 180 a 460 ppm.
- El Cl⁻, de 10 a 102 ppm.
- El SO₄²⁻, de 0 a 80 ppm.
- El Ca⁺⁺, de 0 a 55 ppm.
- El Mg⁺⁺, de 0 a 18 ppm.
- La dureza, de 50 a 450 ppm.

Cabe destacar la presencia de NO₃⁻, cuyos valores oscilan entre 0 y 20 ppm.; esto no es achacable al acuífero, sino a las bajas condiciones sanitarias de algunos de los pozos, y debe de interpretarse como producto de contaminación local en el pozo.

La desviación de estos valores de cuatro análisis se interpreta como que corresponden a pozos que penetran parcialmente en la facies de transición, que se representan como datos anómalos en la figura 7-1.

La figura 7-2 muestra la variación de la calidad del agua de la facies detrítica, tomando como índice la conductividad eléctrica, ya que suele existir una total correlación entre ésta y las restantes características químicas (HEM, J. D., 1970, p. 101). Se observa, como dijimos, la clara correspondencia entre la calidad del agua y la litología.

La calidad del agua con la profundidad apenas varía; expresado como dureza total, oscila entre 8 y 12° F en 200 m. de profundidad; con el tiempo de bombeo las oscilaciones también fueron muy reducidas, apenas un par de grados franceses.



7.1.2 MODIFICACION DE LA CALIDAD DEL AGUA

La acción antrópica puede tener, como consecuencia indeseable, el deterioro de la calidad del agua.

No vamos a abordar en este trabajo la problemática de la contaminación de las aguas subterráneas, algunas de cuyas generalidades, recopiladas de diversos autores, hemos expuesto en otras ocasiones (LOPEZ VERA y SAIZ, 1973), aparte de que por ahora no existen síntomas de contaminación de estos acuíferos. Por otra parte, la baja permeabilidad que presentan haría que la contaminación que probablemente se estuviera produciendo en estos momentos no dejaría sentir sus efectos hasta pasados varios años.

La vulnerabilidad, pues, de este acuífero es reducida, sobre todo en la zona de descarga en los fondos de valle, y algo mayor en las áreas de recarga de los interfluvios, según el esquema de flujo que expusimos en el apartado 6-2.

En la figura 7-3 hemos representado un esquema de cómo se produciría el desplazamiento de un frente de contaminación en una zona de recarga; dicho esquema está inspirado en el propuesto por Comm. on Environmental Affairs, 1972, para el desplazamiento de un vertido de petróleo en un medio estratificado de permeabilidad variable, que se recoge en *Tempo*, 1973, p. 314.

Hay también que destacar que puede haber una «contaminación natural» en los pozos que penetren en la facies de transición, como veímos en el epígrafe anterior, como consecuencia de establecer un «cortocircuito» o comunicación entre el agua dulce de la facies detrítica y el agua más mineralizada de la facies de transición.

7.2 CALIDAD DEL AGUA EN LA FACIES DE TRANSICION

7.2.1 CALIDAD DEL AGUA, SU VARIACION Y MODIFICACION EN LA FORMACION PEÑUELA

En el gráfico de la figura 7-4 se presentan proyectados 13 análisis de muestras procedentes de pozos en la Formación Peñuela. En él se pueden distinguir dos grupos muy diferenciados, el inferior, donde se concentran mayor número de muestras de agua de calidad sanitariamente tolerable.

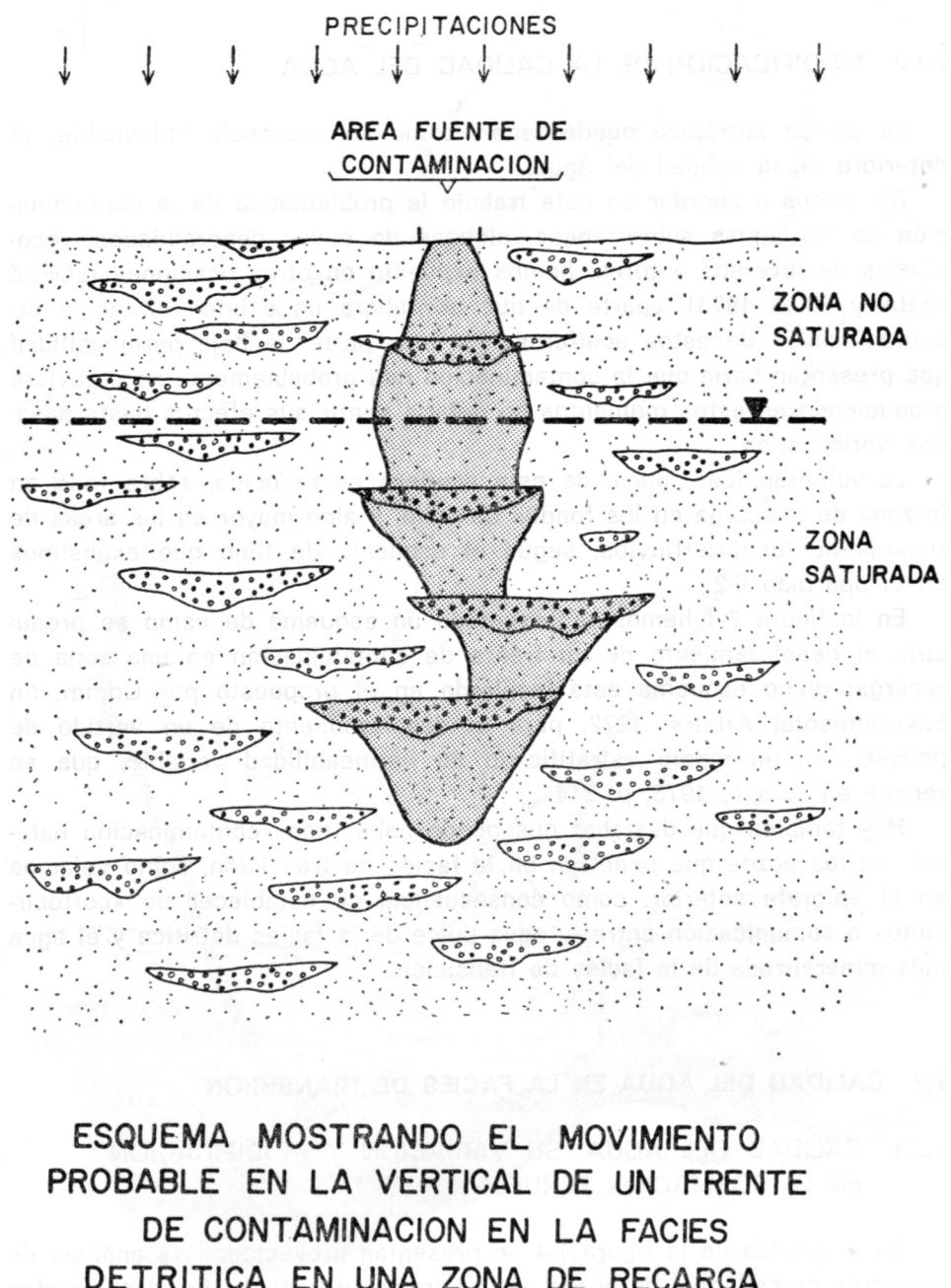


Figura 7-3

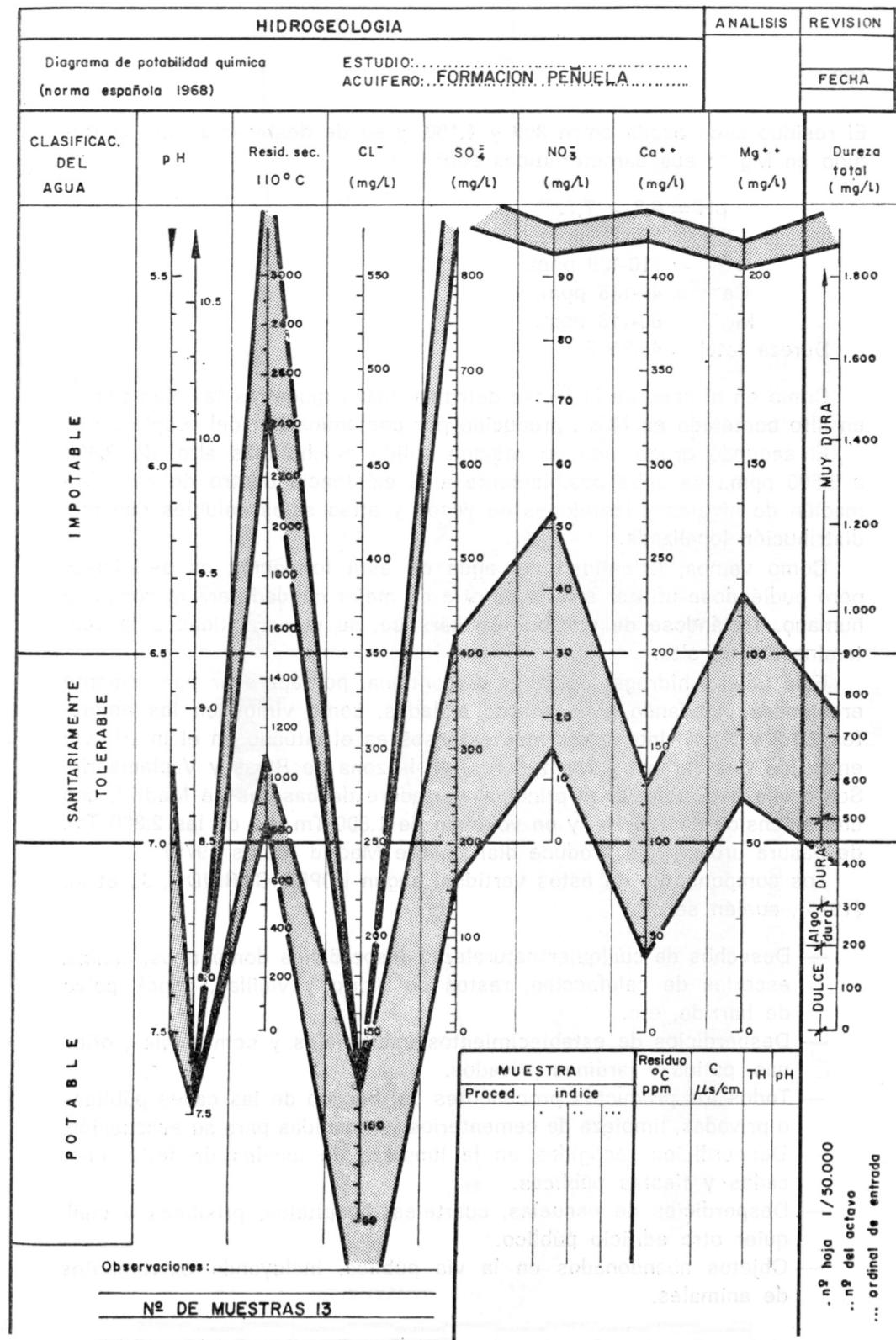


Figura 7-4

El residuo seco oscila entre 800 y 1.100, y es de destacar el alto contenido en Mg^{++} ; sus características son:

pH = 6,8 a 7,7.

Cl^- = 10-120 ppm.

$SO_4^{=}$ = 110-420 ppm.

Ca^{++} = 40-135 ppm.

Mg^{++} = 60-118 ppm.

Dureza total = 40-75° F.

Como en el caso de la facies detrítica, estas muestras también tienen un alto contenido en NO_3^- , producido por contaminación del propio pozo.

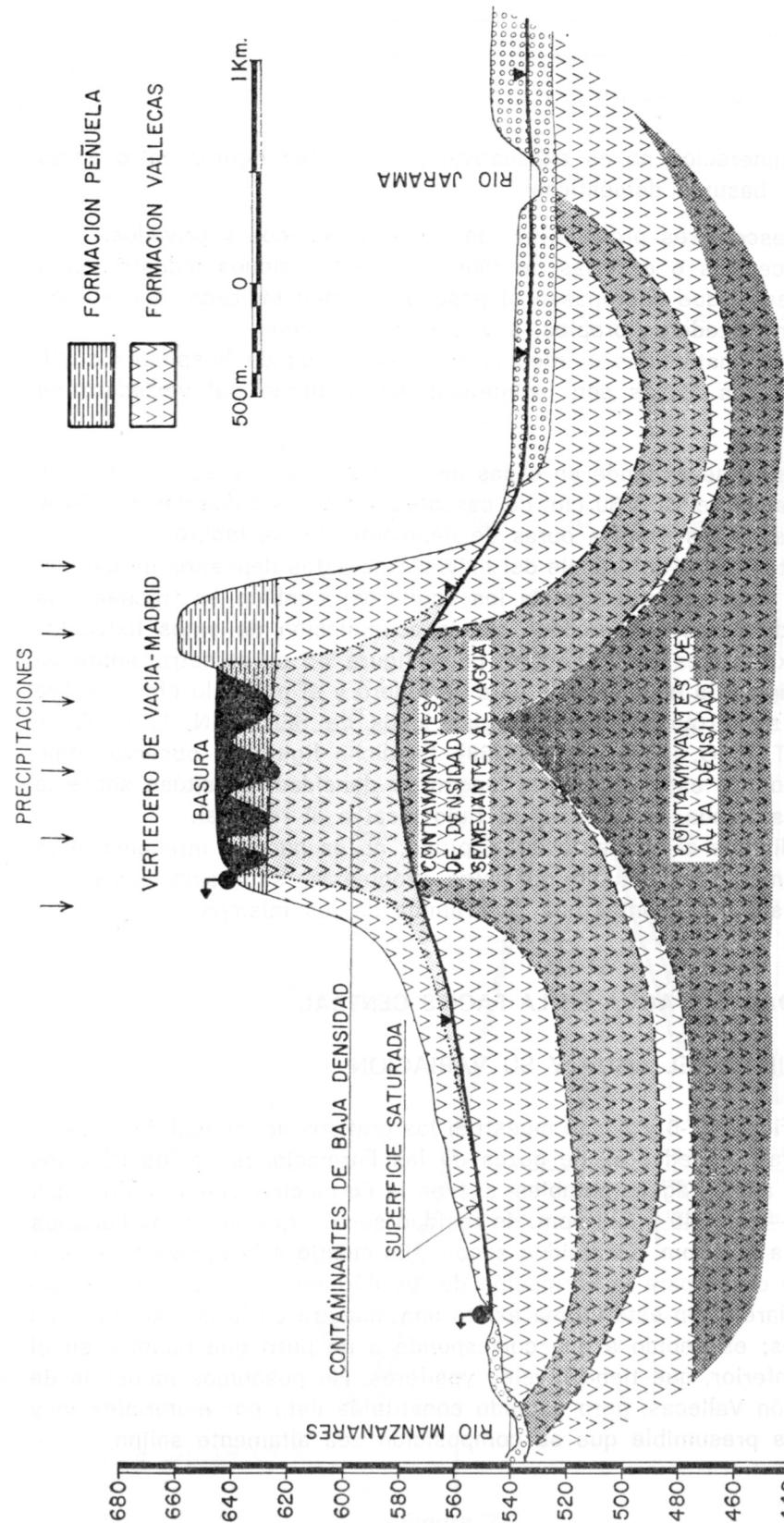
El segundo grupo, con un residuo sólido mucho más alto, de 2.490 a 3.500 ppm., se debe posiblemente a la existencia dentro de esta formación de niveles y lentejones de yesos y otras sales solubles con una distribución localizada.

Como vemos, la calidad del agua de esta formación es deficiente, pero pudiéndose utilizar a falta de otra de mejor calidad para el consumo humano. Tratándose de un acuífero kárstico, su vulnerabilidad a la contaminación es alta.

Esta unidad hidrogeológica es discontinua, por aparecer parcialmente erosionada, quedando sólo retazos aislados, como vimos en los epígrafes 2.1.2 y 3.1.1. Uno de los más extensos es el situado en el interflujo entre los ríos Jarama y Manzanares, en la zona de Ribas y Vaciamadrid. Sobre ella está ubicado el principal vertedero de basuras de Madrid, con una extensión de 125 Ha. y un volumen de 1.800 Tm/día de las 2.800 Tm. de basura urbana que produce diariamente Madrid (datos 1975).

Los componentes de estos vertidos, según LOPEZ GARRIDO, J., et al. (1975), suelen ser:

- Desechos de cualquier naturaleza: desperdicios domésticos, ceniza, escorias de calefacción, restos de vidrio y vajillas, papel, polvo de barrio, etc.
- Desperdicios de establecimientos industriales y comerciales, oficinas, patios y jardines privados.
- Todos los productos procedentes del barrio de las calles públicas o privadas, limpieza de cementerios y recogidas para su evacuación.
- Desperdicios recogidos en la limpieza de locales de feria, mercados y fiestas públicas.
- Desperdicios de escuelas, cuarteles, hospitales, prisiones y cualquier otro edificio público.
- Objetos abandonados en la vía pública, incluyendo excrementos de animales.



ESQUEMA MOSTRANDO LA EXTENSION PROBABLE
DEL EFECTO CONTAMINANTE DEL VERTEDERO DE VACIA-MADRID

Figura 7-5

Esta enumeración no es exhaustiva, pues suelen figurar entre estos vertidos de basuras domésticas:

- Los escombros procedentes de trabajos públicos y privados.
- Las cenizas o escorias de fábricas y los residuos industriales o comercio que sobrepasan el peso o volumen indicado, que suelen tener vertederos propios, a veces incontrolados.
- Restos anatómicos o infecciosos procedentes de hospitales o clínicas, los cuales son incinerados en el horno del vertedero de Toriles.

Esta basura se extiende en capas de 1,5 a 2 m. de espesor y se recubren con capas de 20 ó 30 cm. de cascotes y margas calcáreas o calizas procedentes de las propias obras de desmonte del vertedero.

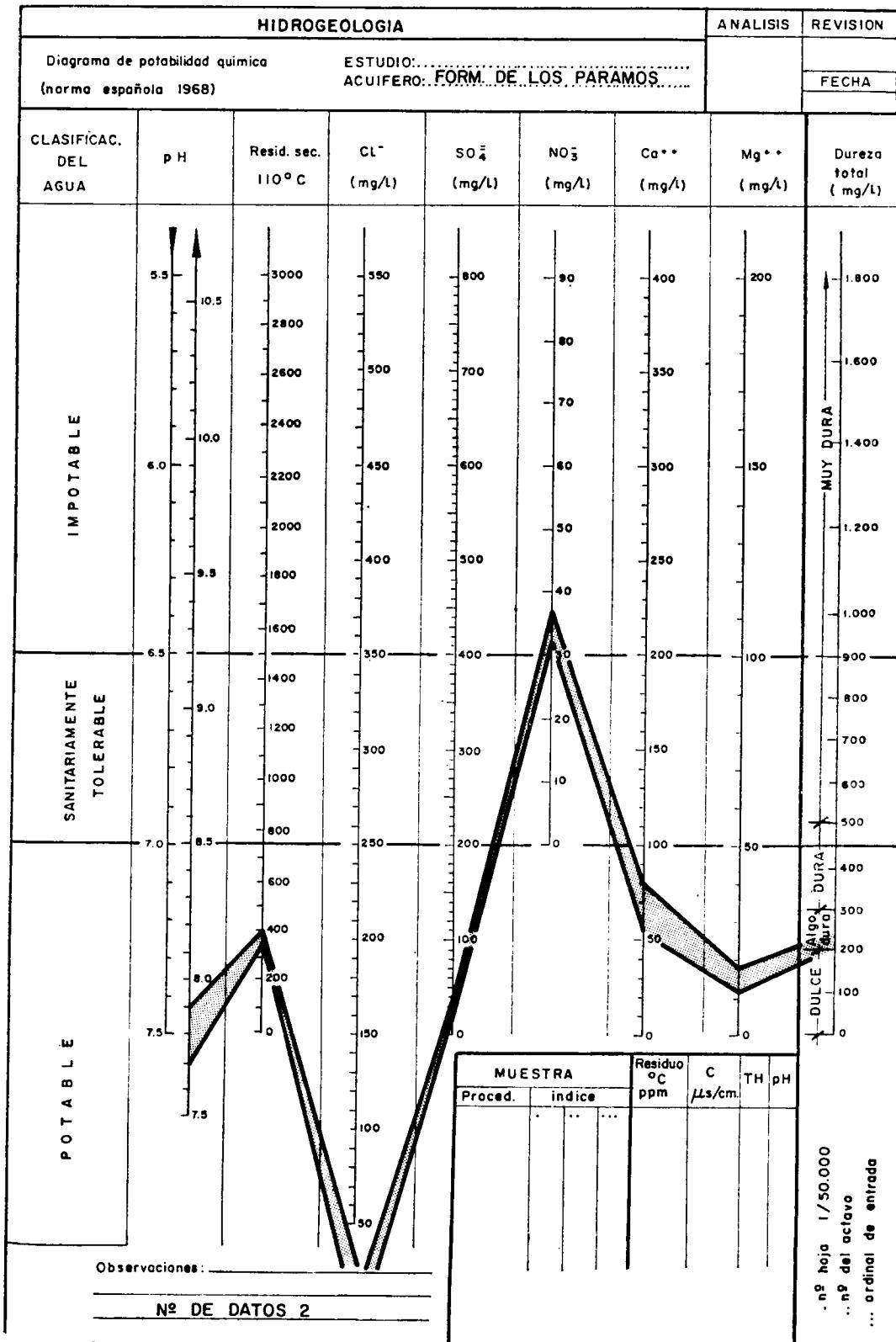
No existen obras de drenaje del lixiviado de estos depósitos de basura, por lo que éste se infiltra hacia los acuíferos; también es frecuente la presencia de zonas encharcadas por la acumulación de estos lixiviados en las proximidades del vertedero. En la figura 7-5 se muestra, sobre un perfil geológico, la ubicación de este vertedero y el probable efecto sobre las aguas subterráneas, siguiendo las ideas de SENDLEIN, L. V. A., y PALMQUIST, R. C. (1975, pp. 260-268). En dicha figura se observa cómo los lixiviados de estos depósitos, según su densidad, se sitúan sobre la superficie saturada, se integran al flujo local o al regional.

Como dijimos al comienzo del capítulo, no es nuestra intención abordar formalmente el estudio de estos problemas, sino sólo pasar una rápida revista y presentar una panorámica de los mismos.

7.3 CALIDAD DEL AGUA EN LA FACIES CENTRAL

7.3.1 CALIDAD DEL AGUA Y SU VARIACION

En las figuras 7-6 y 7-7 se muestran los gráficos de calidad de agua de las muestras procedentes de pozos de las Formaciones de los Páramos y Villarejo, ambas aguas potables, si bien la Formación Villarejo algo más salinizada —con 540 a 580 ppm. de residuo seco— que la de los Páramos —con 380 a 400 ppm. de residuo seco—. En cuanto a la dureza total, son aguas algo duras para la Formación de los Páramos y duras para la Formación Villarejo; en esta última existe una muestra en la que se disparan los sulfatos; es debido a que corresponde a un pozo que penetra en el miembro inferior, que tiene niveles yesíferos. No poseemos muestras de la Formación Vallecas, pero estando constituida ésta por materiales muy solubles es presumible que su composición sea altamente salina.



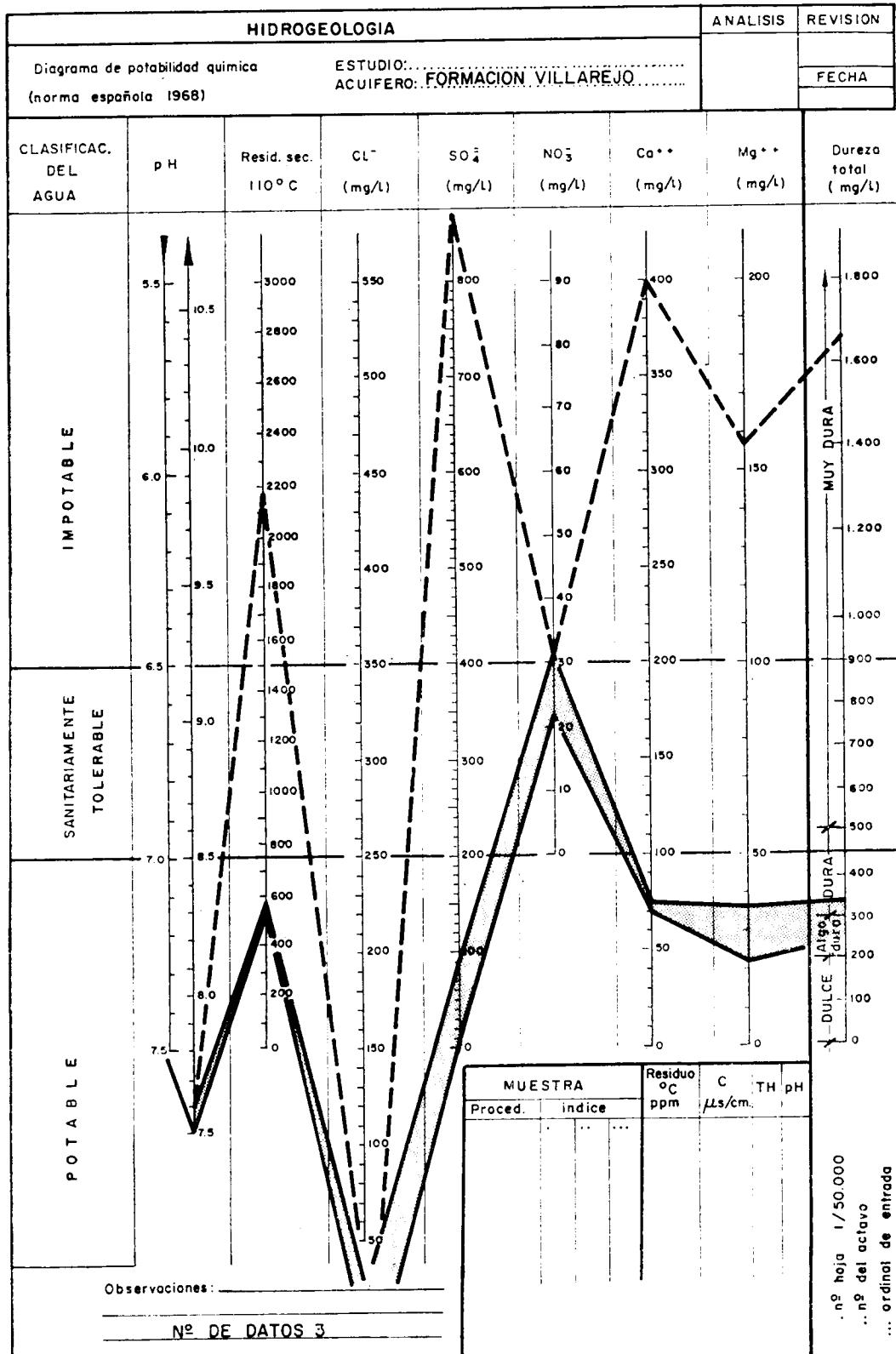


Figura 7-7

En cuanto a la contaminación de estos acuíferos, no parece probable por no existir grandes núcleos urbanos ni industriales en su área de recarga.

7.4 CALIDAD DEL AGUA DE LAS TERRAZAS

7.4.1 CALIDAD DEL AGUA Y SU VARIACION EN LAS UNIDADES Q.D.1 Y Q.D.2 (TERRAZAS BAJAS Y MEDIAS, SOBRE LA FACIES DETRITICA)

Las aguas de las terrazas situadas sobre la facies detrítica presentan características semejantes a ella, si bien están algo más salinizadas por la concentración de sales que producen los procesos de evapotranspiración, al estar la superficie saturada próxima a la superficie del terreno; esto se nota mucho más en las terrazas medias, donde incluso son frecuentes los fenómenos de encostramiento.

Las características químicas de las aguas de las terrazas medias y altas indiferenciadas son:

pH = 7 a 7,8
Residuo seco = 450 a 850 ppm.
Cl⁻ = 10 a 15 ppm.
SO₄H⁼ = 30 a 220 ppm.
Ca⁺⁺ = 50 a 120 ppm.
Mg⁺⁺ = 12 a 60 ppm.

En cuanto a la dureza total, son aguas entre algo duras y duras (figuras 7-8 y 7-9).

En los planos 6-1 y 6-2 (grandes planos) se presenta la variación de la calidad del agua, por medio de diagramas de STIFF. Se observa, por la forma y tamaño de los mismos, cómo de N. a S. el agua se saliniza progresivamente.

7.4.2 CALIDAD DEL AGUA DE LAS UNIDADES Q.T.1 y Q.T.2 Y SU VARIACION (TERRAZAS BAJA Y MEDIA, SOBRE LAS FACIES DE TRANSICION Y QUIMICA)

Al igual que los depósitos de terrazas sobre la facies detrítica, los situados sobre la facies química también reflejan esta circunstancia. Ello es debido a dos causas:

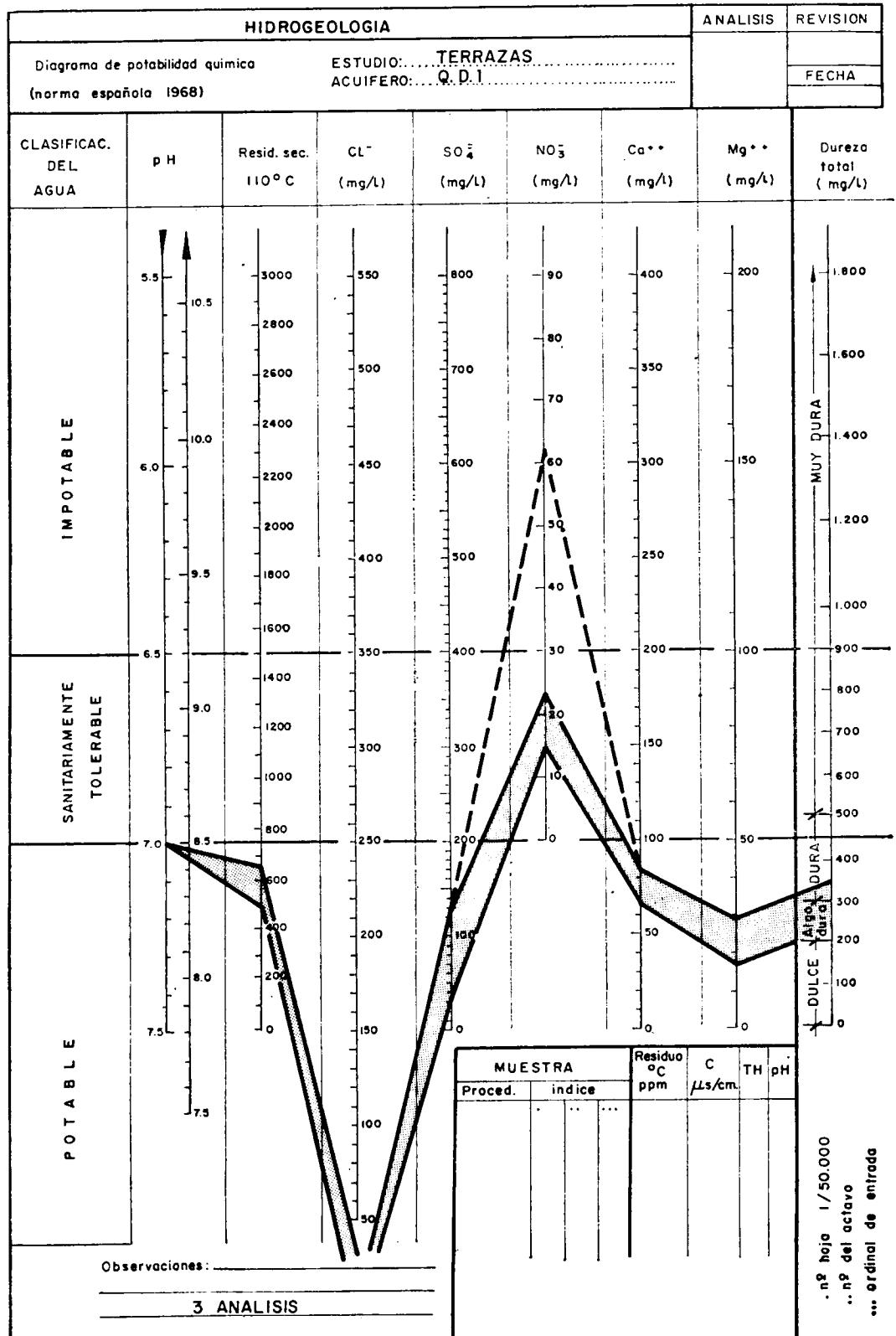


Figura 7-8

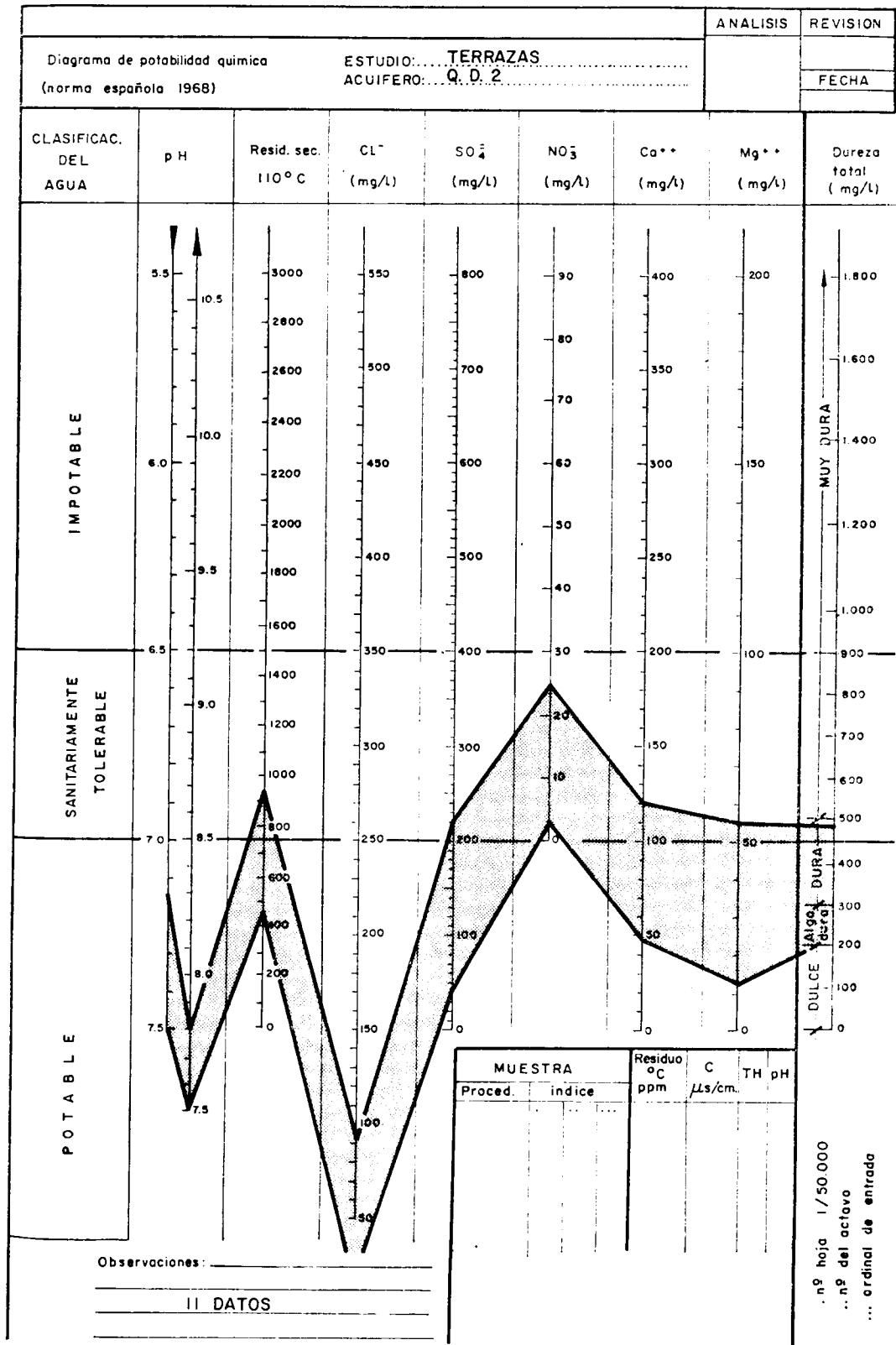


Figura 7-9

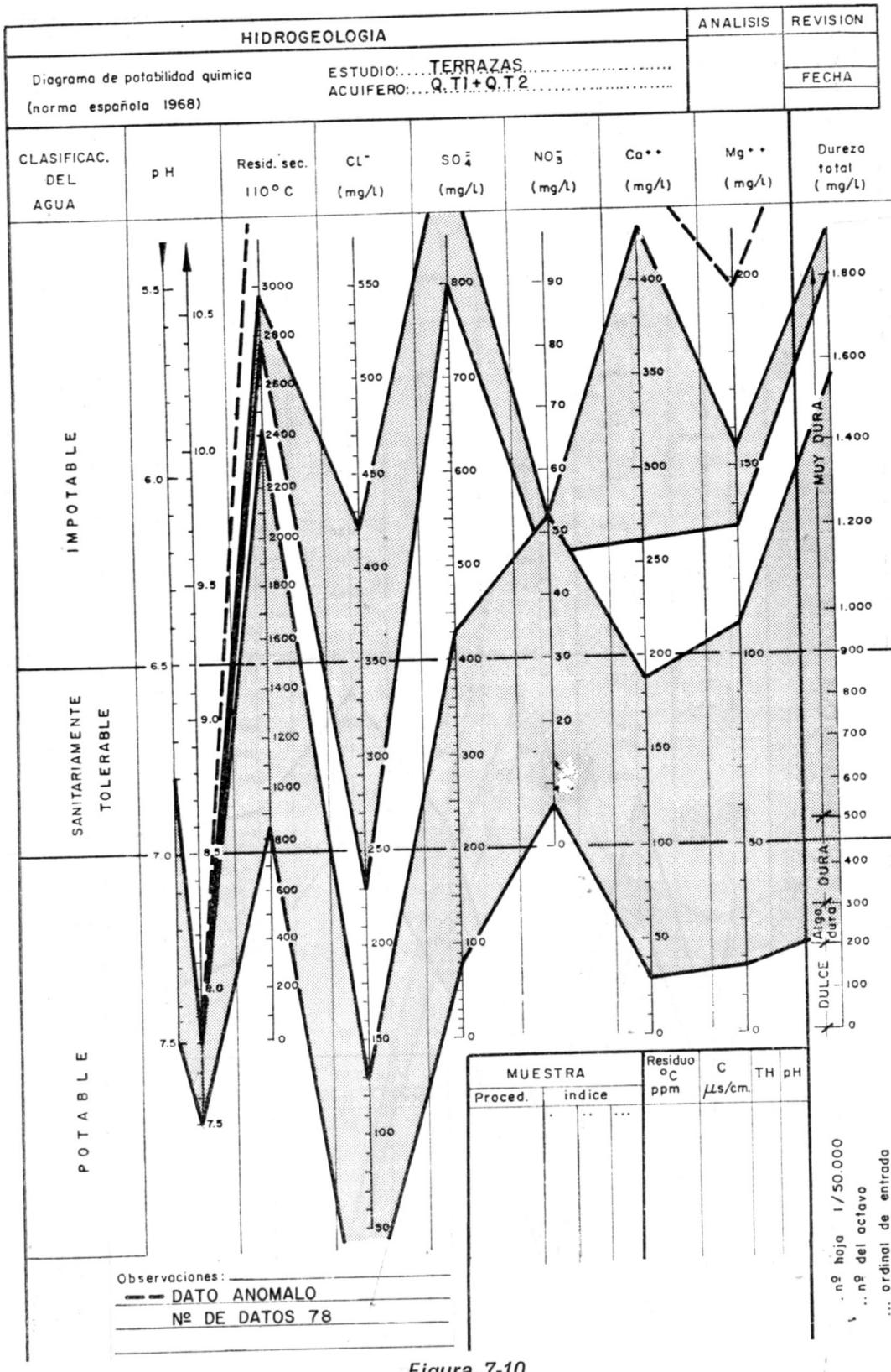


Figura 7-10

191

- a) En la composición litológica de las terrazas medias y bajas existen materiales de derrame procedentes de la facies química.
- b) Como vimos en el capítulo anterior (cap. 6), existe un flujo de agua subterránea de la facies química hacia las terrazas.

En efecto, como se observa en la figura 7-10, donde se han proyectado los 78 análisis químicos procedentes de muestras de aguas de pozos y manantiales ubicados en estas unidades, son aguas que en el mejor de los casos son sanitariamente tolerables, pero en la mayoría son impotables.

En dicho diagrama se han separado dos grupos, que creemos responden, o bien a la presencia local de depósitos de sales solubles diferentes al yeso, o bien que el grupo menos salinizado sea una mezcla de aguas superficiales (infiltradas en las precipitaciones) y el más salinizado pertenece a aguas procedentes fundamentalmente de la aportación de la facies química.

Expresada la salinidad de estas aguas por el residuo seco, se observa que varía desde 800 a 2.900 mg/l. En cuanto a cómo varía de un punto a otro la salinización del agua de estas unidades, en los planos 6-2, 6-3 y 6-4 se observa por la variación en la forma y tamaño de los diagramas de STIFF cómo ésta es irregular, dependiendo fundamentalmente de la profundidad del pozo de donde se extrajo la muestra.

Al drenar el río Jarama los acuíferos cuaternarios, es lógico que esto se refleje en las variaciones de la calidad química a lo largo de su recorrido. En la figura 7-11 se han representado los Cl⁻, CO₃H⁻ y SO₄²⁻, según S. G. O. P. y C. A. T. (1973); en el embalse de El Vado (Punto 4) el contenido en iones es pequeño; el más abundante es el ión bicarbonato con 10,3 ppm. Los análisis arrojan un contenido en sulfatos nulo. Aguas abajo va aumentando la concentración de iones, principalmente sulfatos, que alcanzan 98 ppm. a la altura del Puente de San Fernando (Punto 5) y 198 ppm. en el Puente de Arganda (Punto 7).

Los cloruros y bicarbonatos muestran un máximo en Algete (Punto 32), que quizás sea poco representativo, por corresponder a un sólo análisis y ser las fluctuaciones estacionales importantes.

7.4.3 MODIFICACIONES DE LA CALIDAD DEL AGUA DE LAS TERRAZAS. SU RELACION CON LAS AGUAS SUPERFICIALES

Hemos visto en el apartado anterior la calidad, atendiendo a criterios de consumo humano, de los acuíferos formados por los depósitos de terraza. También se ha puesto de manifiesto la estrecha relación exis-

FLUCTUACIONES A LO LARGO DEL RIO JARAMA

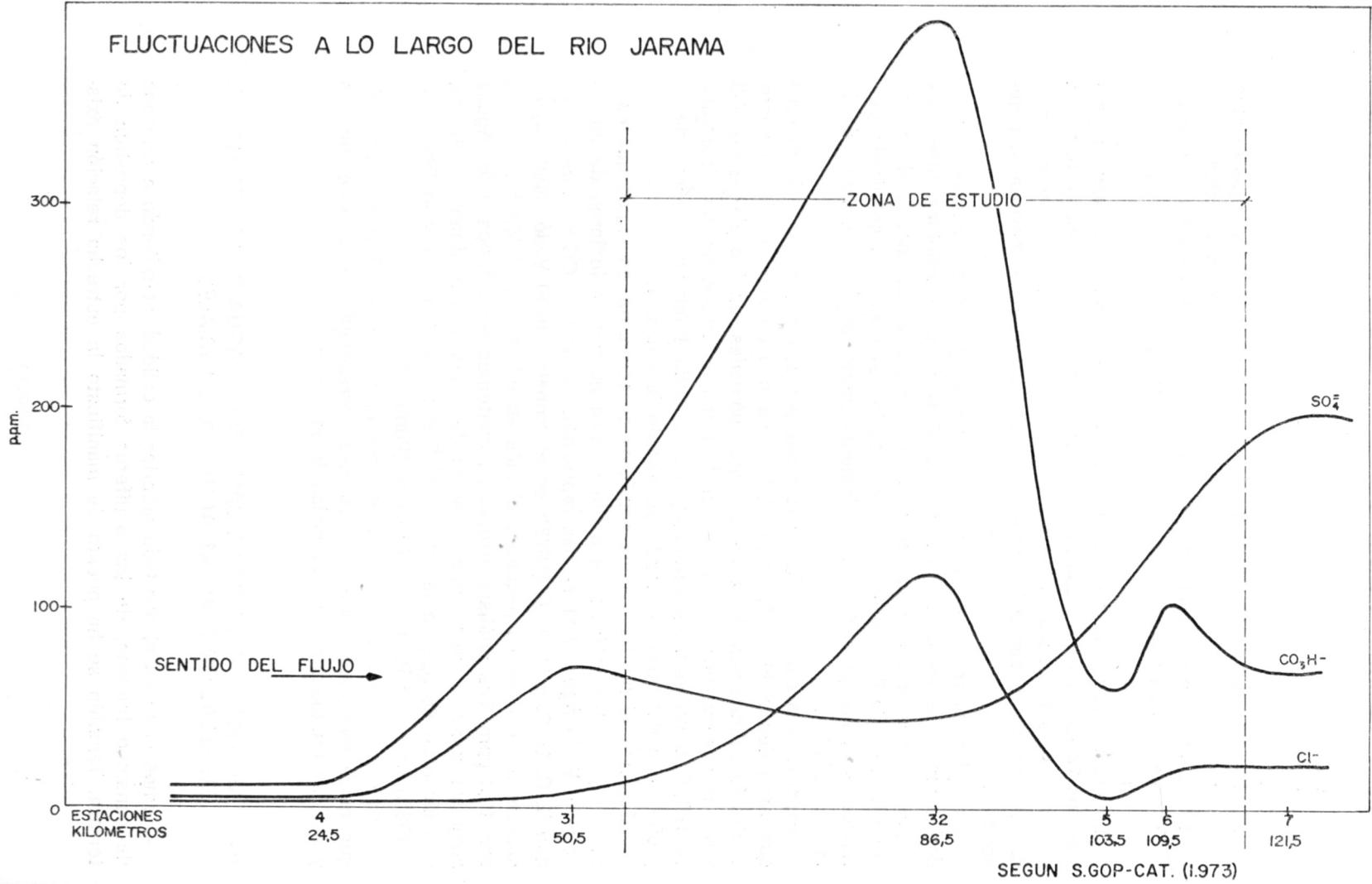


Figura 7-11

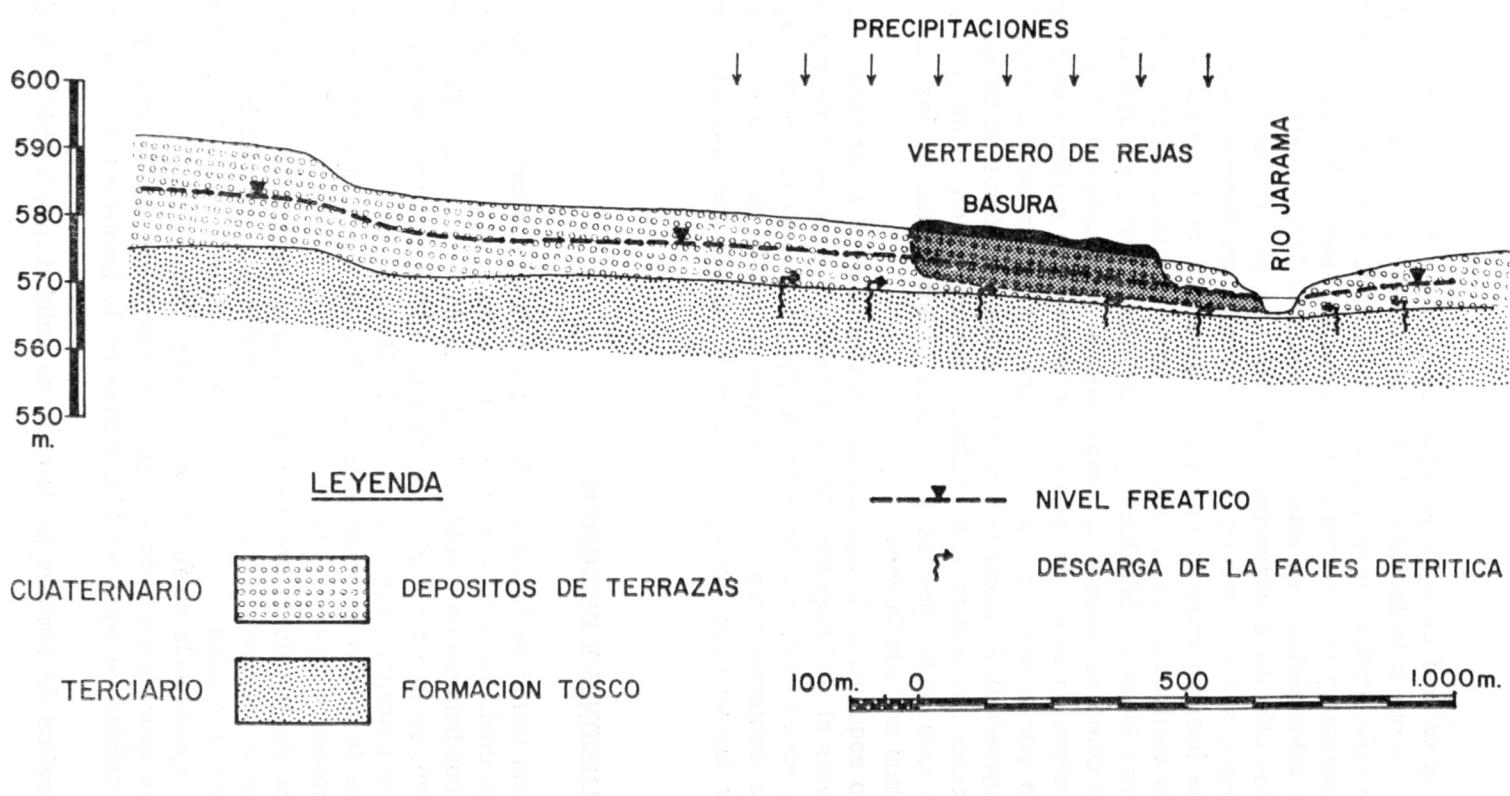


Figura 7-12

tente entre la calidad de agua de estos acuíferos y el substrato de los mismos. En cuanto a la facilidad de variar su calidad por la acción de agentes contaminantes, es muy grande dada la proximidad del nivel freático a la superficie y la alta permeabilidad del acuífero; a estas condiciones de alta vulnerabilidad se une la existencia de focos contaminantes, como vertidos urbanos e industriales de todo tipo, abonos agrícolas, etc.

Por ejemplo, sobre la terraza baja, en la zona de Barajas, existe un vertedero de basuras urbanas que en la actualidad está clausurado; la superficie de vertidos es de 120 Ha. En la figura 7-12 se muestra, siguiendo las mismas ideas de SENDLEIN y PALMGUIST (1975), pp. 260-268, el esquema de cómo se difunde la contaminación producida por el mismo. Se observa cómo en este caso el área contaminada es mucho menor que la producida por el vertedero de Vaciamadrid al estar en una zona de descarga (figura 7-5). Al hacer referencia a estos vertederos no se quiere decir que sean los únicos que producen contaminación, pues posiblemente sean más peligrosos los vertederos incontrolados, de los cuales existe multitud en toda la zona.

El mismo esquema de la figura 7-12 muestra cómo al estar conectados estos acuíferos al río (epígrafe 6-4), la contaminación se extiende rápidamente a él. Ahora bien, la contaminación del río Jarama por la descarga del acuífero cuaternario se minimiza ante el grado de contaminación del río, por los vertidos directos urbanos e industriales que en él se efectúan.

7.5 CONCLUSIONES Y DISCUSIÓN

Una rápida visión de la calidad del agua para el consumo humano de las distintas unidades hidrogeológicas estudiadas aquí nos presenta las excelentes condiciones de potabilidad del agua de la facies detrítica, apta para todo uso; en la actualidad no se tienen noticias de contaminación de este acuífero (excepto dentro del casco de Madrid), aunque es probable, dado el gran desarrollo de áreas urbanas sobre él, que a la larga se contamine en menor o mayor grado.

La facies de transición presenta una calidad «sanitariamente tolerable», aunque la presencia local de sales solubles puede impotabilizar las aguas. Su vulnerabilidad a la contaminación puede ser alta, a lo que hay que añadir la existencia de focos de contaminación.

La facies química presenta en las formaciones de los Páramos y Villarejo una calidad de agua potable, siendo en la formación Vallecas impotable.

Los depósitos de terrazas presentan una calidad muy variable, desde

aguas potables a impotables, lo que unido a la facilidad de contaminación las hacen poco apropiadas para el consumo humano, pero pueden aprovecharse para usos industriales y agrícolas.

En este apartado no se han abordado más que superficialmente los problemas inherentes a la contaminación de las aguas subterráneas, que, en áreas tan urbanizadas y con tanta densidad demográfica, son forzosamente importantes; no hemos intentado enumerar estos problemas, limitándonos tan sólo a dar unos esquemas probables de acuerdo con nuestros conocimientos de la geología y del flujo de agua subterránea para casos concretos, como son los focos de contaminación constituidos por dos vertederos de basuras, que parece ser no son los focos de contaminación principales y únicos de esta zona, pero que nos ha servido de motivo para presentar dos esquemas probables de la difusión de productos contaminantes, que se pueden aplicar también a otros casos.

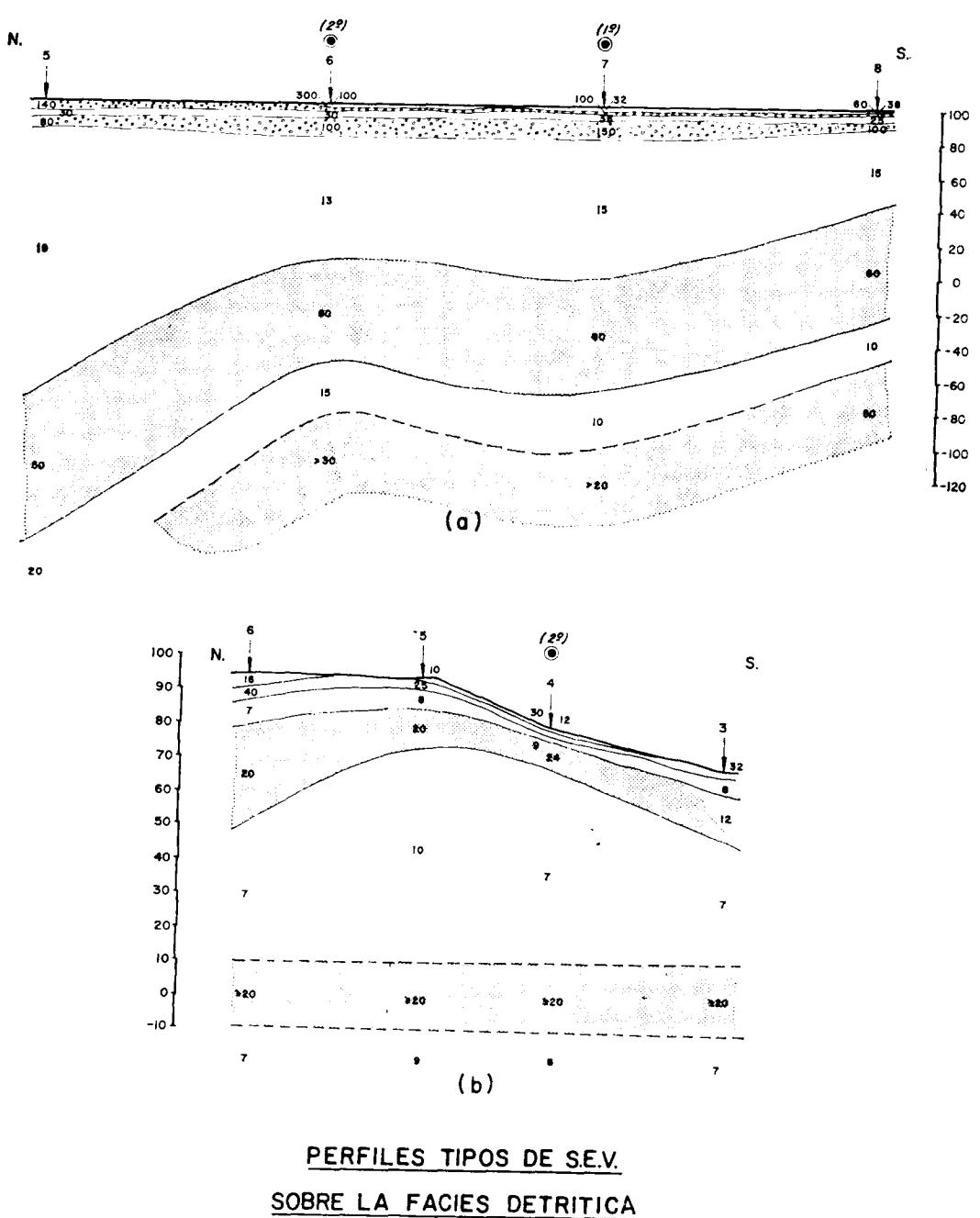
8 CONSIDERACIONES SOBRE LA PROSPECCION, EXPLOTACION Y ADMINISTRACION DE ESTOS ACUIFEROS

Con el capítulo anterior terminamos el estudio hidrogeológico regional de la zona que nos ocupa, pero no queremos concluirlo sin apuntar al menos algunas consideraciones prácticas sobre la prospección, explotación y administración de las principales unidades hidrogeológicas que nos ocupan: la facies detrítica y los depósitos del Cuaternario. Estas consideraciones son consecuencias inmediatas del anterior estudio y, aunque no sean desarrolladas aquí, creemos que con su simple planteamiento contribuiremos a su mejor estudio en trabajos posteriores.

8.1 PROSPECCION GEOFISICA

8.1.1 ALCANCE DE LA PROSPECCION ELECTRICA (S. E. V.)

De los diversos métodos de prospección geofísica, el eléctrico, y más concretamente el Sondeo Eléctrico Vertical (S. E. V.), es el más utilizado por su economía, facilidad de operación y poder de resolución. Esto no quiere decir que no se apliquen otros métodos; así hemos visto en la figura 4-2 el mapa gravimétrico, realizado por GARCIA SIÑERIZ, para estudiar la forma de esta fosa; con el mismo fin, en la figura 4-1 se reproduce la línea sísmica realizada por AUXINI; también se ha utilizado para estudiar el basamento el método magnético (HERNANDEZ FERNANDEZ,



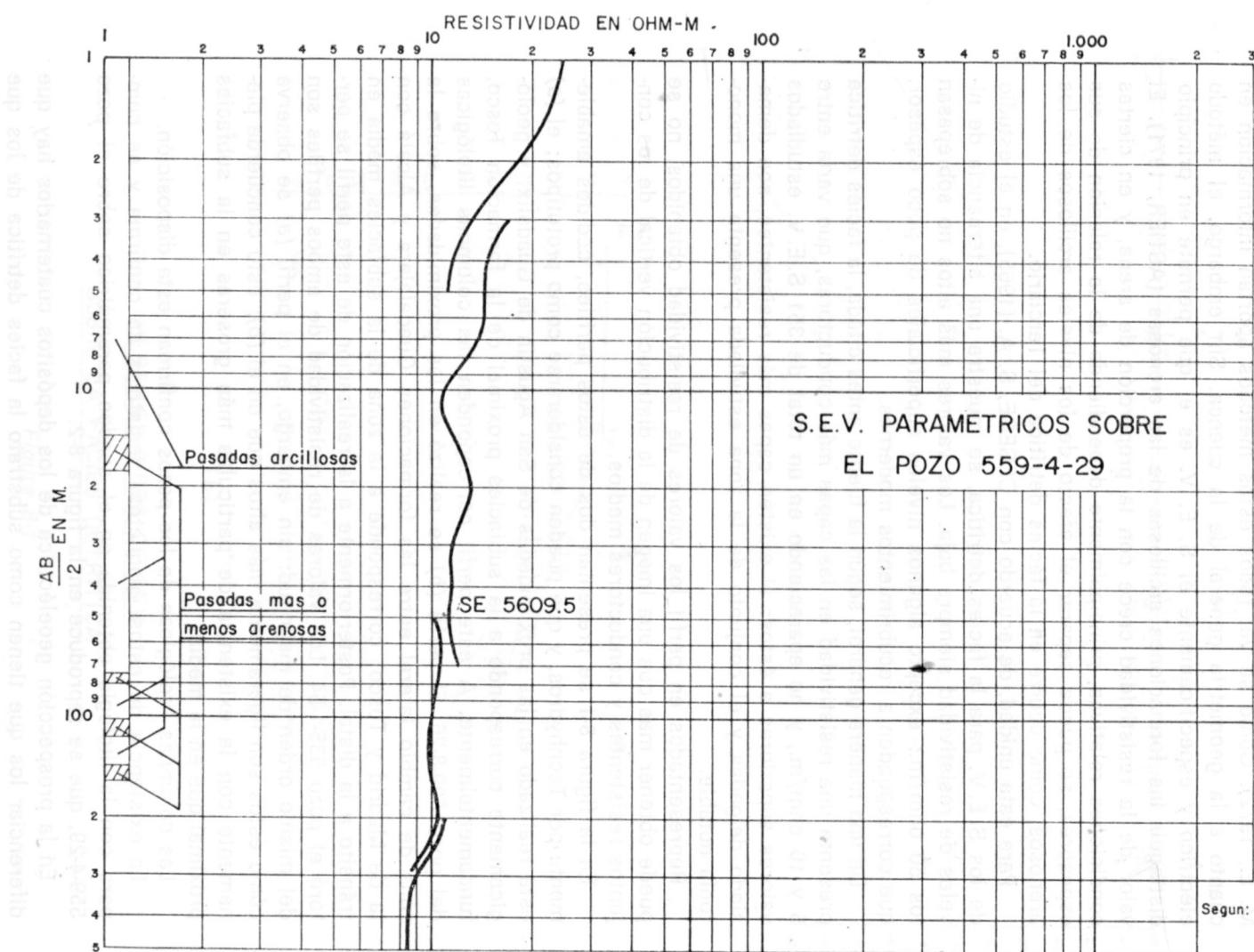
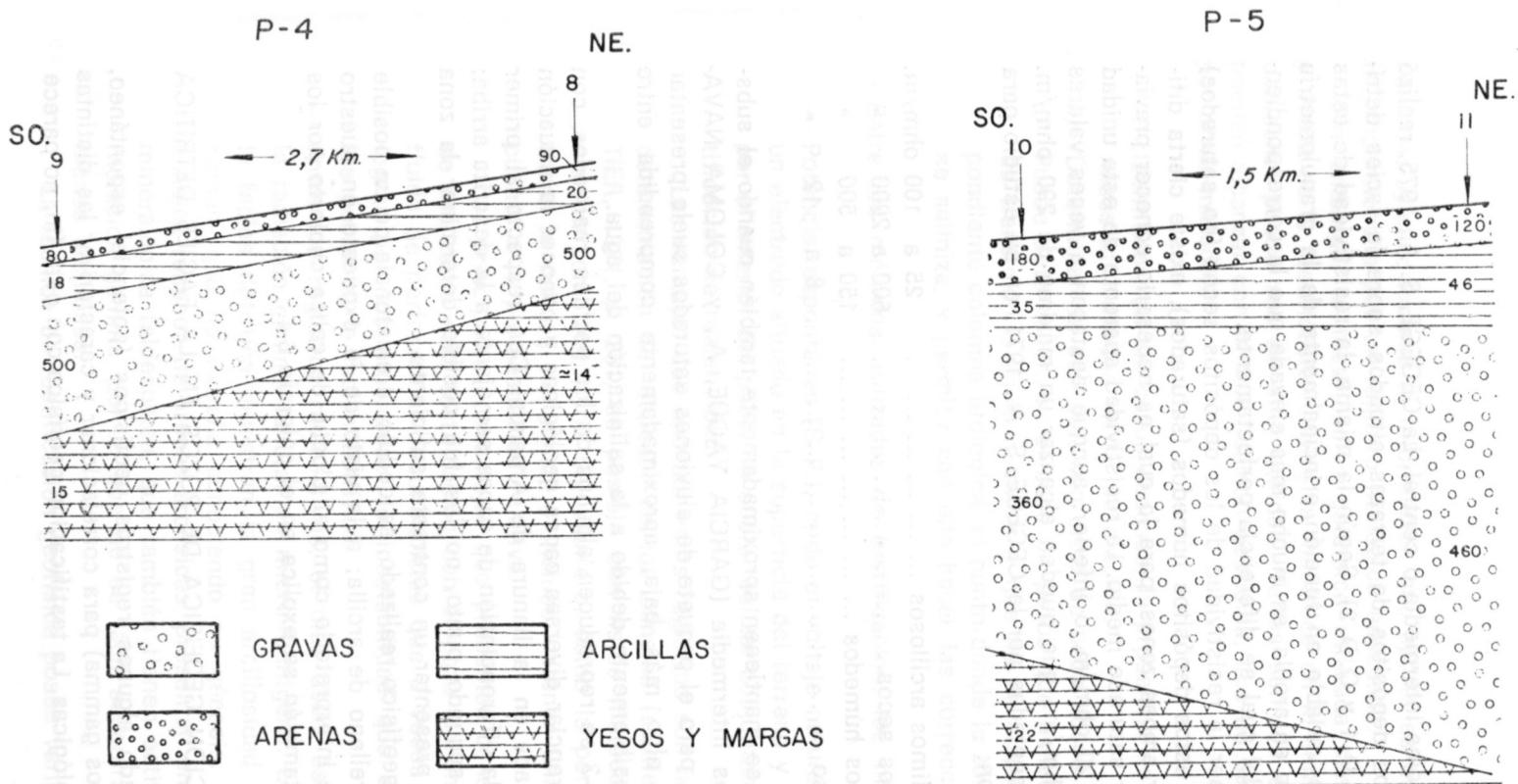


Figura 8-2



PERFILES GEOELECTRICOS EN EL CUATERNARIO DE LA LLANURA DE ARGANDA

Figura 8-3

están sobre la facies intermedia o central. La CEGEDE, S. A., 1975, realizó 135 S.E.V. en los depósitos de terrazas situados sobre la facies detrítica (unidades Q.D.1 y Q.D.2). Según la misma, la resistividad de estas unidades, aunque variable en función principalmente de la granulometría y de su contenido en arcilla, es mucho más elevada que la correspondiente al substrato, del cual se diferencia perfectamente.

No obstante ser la resistividad de los depósitos secos (no saturados) superior a la de estos depósitos húmedos (saturados), existe cierta dificultad en separar ambas zonas, para lo cual es necesario conocer previamente el espesor saturado medio. La resistividad aparente de esta unidad es del orden de 20 ohm/m. o inferior, aunque destacan a veces valores locales de 100 ohm/m., que pueden alcanzar un máximo de 290 ohm/m.

Los valores adoptados por la CEGEDE, S. A., 1971, en su estudio para esta unidad fueron:

Tierra vegetal o limos arcillosos	25 a 100	ohm/m.
Aluviones groseros secos	600 a 2000	"
Aluviones groseros húmedos	150 a 500	"
Substrato arcilloso	8 a 12	"

Estos valores se mantienen aproximadamente también cuando el substrato es la facies intermedia (GARCIA YAGÜE, A., y COLOMA NAVARRO, J. F., 1970), pero el paquete de aluviones saturados suele presentar una resistividad algo más baja, aproximadamente comprendida entre 50-70 ohm/m., posiblemente debido a la salinización del agua.

En la figura 8-3 se reproducen algunos de los perfiles realizados, con el objeto de diferenciar diversas capas geológicas y conocer la situación de la zona saturada en la llanura de Argandá. Con respecto al primer punto se obtuvo la diferenciación de capas semejante a la descrita arriba; con respecto al segundo punto, no les fue posible determinar la zona saturada, por no presentar un contraste suficiente.

En el estudio geofísico realizado, se dedujo la existencia de un posible gran paleocanal relleno de arcilla; a la vista de lo expuesto en nuestro epígrafe 4-4, cabe interpretarlo como el bloque de caliza cubierto por los aluviones, como también se explica en el epígrafe 6-4.

8.1.2 TESTIFICACION GEOFISICA DE POZOS EN LA FACIES DETRITICA

Se han utilizado algunos registros geofísicos (potencial espontáneo, resistividad y rayos gamma) para correlacionar y caracterizar las distintas unidades hidrogeológicas. La testificación geofísica con este fin, no parece

ser concluyente; incluso la información que aporta es mucho menor que la proporcionada por un registro litológico adecuado.

Sin embargo, la testificación geofísica utilizada como complemento y ayuda de la testificación litológica mecánica en la construcción de una captación puede ser de gran utilidad. Varios son los objetivos que se pueden alcanzar con la testificación geofísica, que no se pueden realizar por otros métodos.

- a) Identificar, en los casos dudosos, la presencia de los canales arenosos atravesados en la perforación.
- b) Determinar su espesor, con error de unos pocos centímetros.
- c) Puede determinar, en el caso de pozos que penetran en la facies de transición o en la química, y que no se dispone de la correspondiente columna litológica, el punto donde la zona de agua dulce se saliniza, y permitir con ello hacer las correcciones oportunas.

Entre los métodos utilizados de testificación, los más usuales son:

- Potencial espontáneo (S.P.); mide el voltaje natural potencial entre un electrodo situado en la superficie del terreno y otro que se baja por el interior del pozo. Se suele realizar conjuntamente con la testificación de resistividad.

Las ventajas que aportan estos registros son la identificación y determinación del espesor de los canales (acuíferos). Según ASTIER, 1971, p. 261, es posible con estos métodos obtener información complementaria del acuífero, como la porosidad total, estimar la calidad del agua, e incluso obtener una orientación en cuanto a la permeabilidad relativa.

Las principales desventajas que presentan consisten en que ha de realizarse esta testificación con el pozo sin entubar y lleno de fluido de perforación, circunstancias que a veces son difíciles de lograr por los problemas de inestabilidad que suelen presentar los pozos en la facies detrítica.

- Entre los registros radioactivos, el más usual es la medición de la radiación gamma natural en micro-roentgens. Los realizados en la facies detrítica muestran la gran arcillosidad de estas formaciones, que no extraña conociendo su génesis. Ahora bien, los canales llenos de arenas arcósicas, presentan en su composición mineralógica feldespatos, que también tienen actividad natural de radiación gamma, por lo que no es fácil separarlo de las formaciones arcillosas.

La técnica de testificación geofísica posee varios métodos, que

quizá podrían aplicarse con eficacia a estas unidades, pero de los cuales no tenemos conocimiento de una aplicación usual en esta zona, y, por otra parte, su estudio saldría fuera de nuestros propósitos.

8.2 CONSIDERACIONES PARA LA CONSTRUCCION DE CAPTACIONES

8.2.1 ASPECTOS DE EFICIENCIA, GEOTECNICOS Y PROPIEDADES QUIMICAS DEL AGUA

Se define la eficiencia de un pozo como la relación entre el rendimiento real y el rendimiento teórico, o sea, relaciona la capacidad específica del pozo con la calculada. Normalmente los factores relacionados con la ineficiencia del pozo son: el mal dimensionado de la zona filtrante, el desarrollo insuficiente y el sobre bombeo.

El estudio de los factores que condicionan la eficiencia de los pozos en la facies detrítica es complicado y poco se conoce sobre el mismo.

De los diversos factores, creemos importante determinar la influencia del radio eficaz y el efecto de los fluidos de perforación sobre esta unidad, que en principio hemos visto tiene una permeabilidad baja; la influencia de estos factores debe ser considerada, pues, de manera estimativa. A este respecto, los pozos perforados a circulación inversa, que permite grandes diámetros y agua limpia como fluido, parece que son más eficientes que los perforados con otras técnicas.

También parece que son factores importantes la longitud y distribución de la zona filtrante, así como el desarrollo a que se somete el pozo antes de la puesta en explotación decisiva. A este respecto, parece que el método de desarrollo más indicado es el de oleaje por tramos de rejilla.

Algunos constructores, en los pozos perforados de esta zona aplican el sobre bombeo, que forzosamente debe ser un desarrollo incompleto, pues el fuerte tiro de la bomba es en un solo sentido, acodáldándose los granos finos en las aberturas de la rejilla. Otros también aplican disoluciones de polifosfatos; los casos que se conocen no parecen haber sido demasiado eficaces, aparte de no estar claro el planteamiento teórico del método, ya que al ser formaciones fundamentalmente arcillosas, la removilización de la arcilla, pero sin su total evacuación, pudiera ser probablemente más perjudicial que beneficiosa.

A parte de estos métodos de desarrollo, una práctica común que tienen los constructores de pozos que trabajan en esta zona es la limpieza con aire comprimido, previa toda labor de desarrollo y cuya eficacia parece estar sancionada con la experiencia.

En cuanto a la pérdida de eficiencia por efecto de corrosión o incrustación de la rejilla, no se conocen datos al respecto.

Un problema generalizado que presenta la construcción de pozos en la facies detrítica es el de la estabilidad del terreno al hacer la perforación. Conocemos muchos casos de colapso o hundimiento durante la perforación o en las primeras fases de instalación de la tubería de revestimiento. Sobre éste y otros problemas geotécnicos que suelen presentar durante la construcción de pozos en la facies detrítica tampoco existen estudios realizados.

Otro factor que influye en la eficiencia y en la vida de un pozo es la acción del agua como agente capaz de producir corrosión o incrustaciones. No se conocen casos de estos fenómenos, en parte porque la explotación de este acuífero es relativamente reciente (pocos son los pozos con más de cinco o seis años en servicio). Por otra parte, es difícil dar reglas precisas para decidir «a priori» si un agua será o no incrustante o corrosiva.

CUSTODIO (1969, p. 269) dice que las aguas algo duras, con más de 300 ppm. de CO_3Ca , hacen pensar en la posibilidad de incrustación por carbonatos. Según la figura 7-2, este acuífero suele presentar una dureza inferior a este valor, pero sin embargo casi la mitad de las muestras tienen un pH superior a 7,5, que es otro índice de la posibilidad de ser incrustante, pero hay que señalar que la determinación del pH en las muestras se hizo varios días después de su recogida, y esto suele dar lugar a medidas por exceso. De todas maneras los grandes descensos dinámicos a que están sometidos estos pozos favorece la precipitación de carbonatos.

Las incrustaciones por hidróxidos de hierro o manganeso son menos probables, ya que el medio no lo contiene, como lo muestran las determinaciones de que disponemos de este elemento.

En cuanto a la corrosión, aparte de las normas generales que han de cumplir los materiales utilizados en la construcción del pozo para prevenirla hay que tener en cuenta la calidad del agua, aunque, como en el caso de la incrustación, es difícil prevenirla.

Las aguas de la facies detrítica (figura 7-1) no parecen ser agresivas: su pH es superior a 7, el total de sólidos disueltos es bajo, los contenidos en Cl^- y CO_3 son bajos, sin embargo, la cantidad de hierro disuelto en el agua es pequeña, por lo que se está en un estado de insaturación en este elemento, lo que favorece su disolución.

8.3 EXPLORACION Y ADMINISTRACION

8.3.1 EXPLORACION A CORTO, MEDIO Y LARGO PLAZO DEL ACUÍFERO DE LA FACIES DETRITICA

Las explotaciones a corto y medio plazo, por ejemplo para el abastecimiento a una industria o finca, o el abastecimiento a un municipio o urbanización, normalmente vienen limitadas por la situación y extensión del centro respectivo. El número de captaciones estará limitado a la superficie disponible, y esto, a su vez, limita el caudal de explotación, que variará según la zona geológica en que se encuentre, entre 0,2 y 2,6 l/s/m.

La ubicación de las captaciones, como vimos en los capítulos anteriores, no presenta ningún problema, siempre que se efectúe dentro de los límites del acuífero formado por la facies detrítica y durante la perforación se ejerza un control geológico riguroso para evitar que se perfore la facies intermedia, que puede originar una mayor salinización del agua. La ubicación de captaciones a medio y largo plazo debe tener en cuenta el carácter heterogéneo de este acuífero, así como el régimen de funcionamiento hidráulico.

Ahora bien, queda planteado el problema de la reacción o el comportamiento ante estas explotaciones a largo plazo. El método mejor de abordarlo es mediante simulación de un modelo, en el cual se puedan plantear diversas hipótesis hasta llegar a la óptima. Un primer ensayo lo ha realizado LLAMAS en 1975, utilizando un modelo multicapa de cuyas características se habló en el epígrafe 6.2.1 y en la figura 6-6. Una de las hipótesis utilizadas en el denominado premodelo IV-1 es la de suponer un bombeo total de $60 \text{ Hm}^3/\text{año}$ en tres centros de bombeo que tienen la rejilla en la capa 2. En la figura 8-4 se reproducen las isopiezas de cada una de las tres capas al cabo de 128 años de explotación y el hidrograma en tres nudos característicos: (13,8,2) que es el de mayor descenso, y el (1, 15, 1) que es el más alejado de los ríos y de la zona de bombeo, y uno intermedio.

De este premodelo se deducen las siguientes conclusiones:

- La realización de un bombeo concentrado origina un fuerte descenso de nivel de la capa 2 que alcanza casi 200 m. de modo muy rápido y luego continúa descendiendo, de modo mucho más lento, unos 20 m. al cabo de un siglo. En el acuífero superior (capa 1) en esa misma zona los descensos son más pequeños, del orden de 50 m. al cabo de 128 años; éstos se producen de forma pro-

gresiva, no de forma inmediata, como en el acuífero 2 (capa 2). En el acuífero inferior los descensos son del orden de 100 m. y se producen, también de modo muy rápido, al comienzo del bombeo, como en el acuífero o capa segunda.

- Hay que tener en cuenta que los descensos que indica el programa de cálculo son los que corresponden al descenso medio del nudo, de modo que en los pozos de bombeo estos descensos serán mayores, probablemente del orden de 100 m. el más profundo, si se supone que en cada nudo de bombeo hay sólo dos o tres pozos de extracción.
- El radio de influencia de los bombeos en el acuífero superficial es relativamente limitado, debido a la pequeña difusividad de dicho acuífero ($T/S = 500$) en cambio, en los acuíferos 2 y 3 es mayor ($T/S = 1.000.000$ y 500.000 respectivamente).
- La recarga procedente de los ríos es todavía pequeña a los 128 años; ello a pesar de haberse supuesto una conexión hidráulica acuífero-río casi perfecta. Este hecho es consecuencia de la pequeña transmisividad del acuífero superior ($T/S = 50 \text{ m}^2/\text{día}$), que exige unos gradientes muy fuertes para que los ríos puedan proporcionar todo el caudal que extraen los pozos y que no es proporcionado por la recarga superficial infiltrada dentro del cono de influencia de los centros de bombeo. Al cabo de 128 años, los niveles piezométricos continúan descendiendo, debido a que parte del agua bombeada procede todavía del almacenamiento del acuífero superficial.
- La recarga de los ríos sería mayor, y por tanto la estabilización se produciría antes, si los centros de bombeo se situasen próximos a los valles y no en los interfluvios. En la hipótesis simulada se observa que prácticamente el único río que recarga el acuífero como consecuencia de los bombeos es el río Manzanares; el Guadarrama, el Jarama y el Henares continúan siendo recargados por el acuífero, aunque en menor proporción que si no hubiera bombeo. Evidentemente, si los pozos tuvieran sus rejillas en el acuífero superior y estuvieran próximos a los ríos, la recarga inducida sería mayor.
- Las características hidrogeológicas del sistema acuífero de la facies detrítica no parecen adecuadas para el establecimiento de grandes centros de bombeo. En cambio, parecen muy adecuadas para establecer muchos bombeos relativamente reducidos. Esta constituye una primera orientación para la explotación a largo plazo de la facies detrítica, pero una administración racional de los recursos hidráulicos de esta región no se conseguirá sin tener en cuenta todo el ciclo del agua cuyos elementos se esquematizan en la figura 8-5.

Superficies piezométricas e hidrogramas en el

premodelo IV-1 (60 Hm/año) al cabo de 128 años

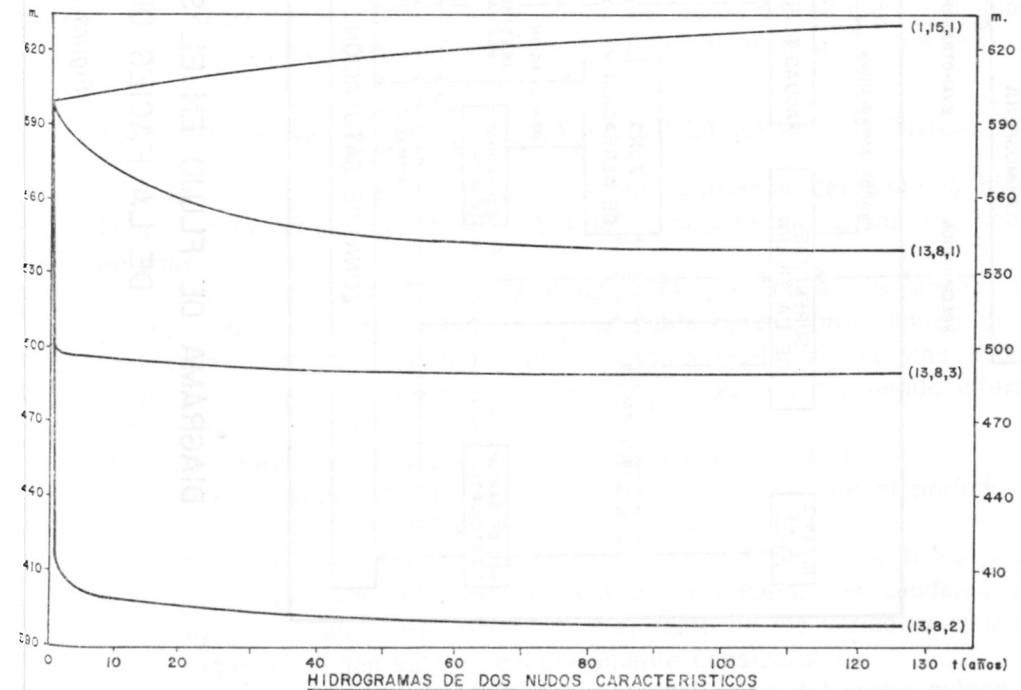
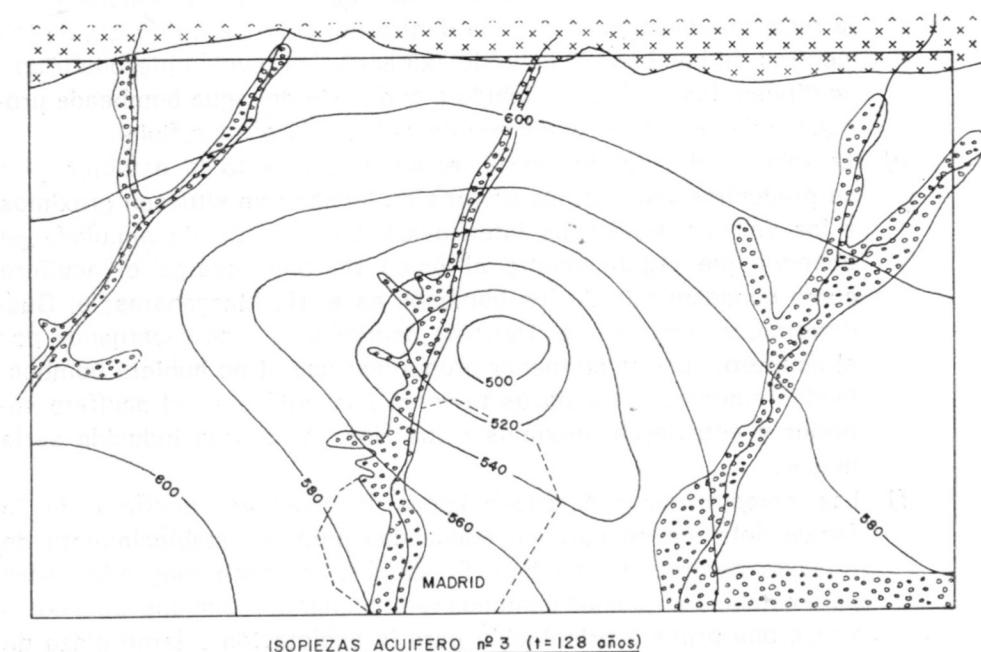
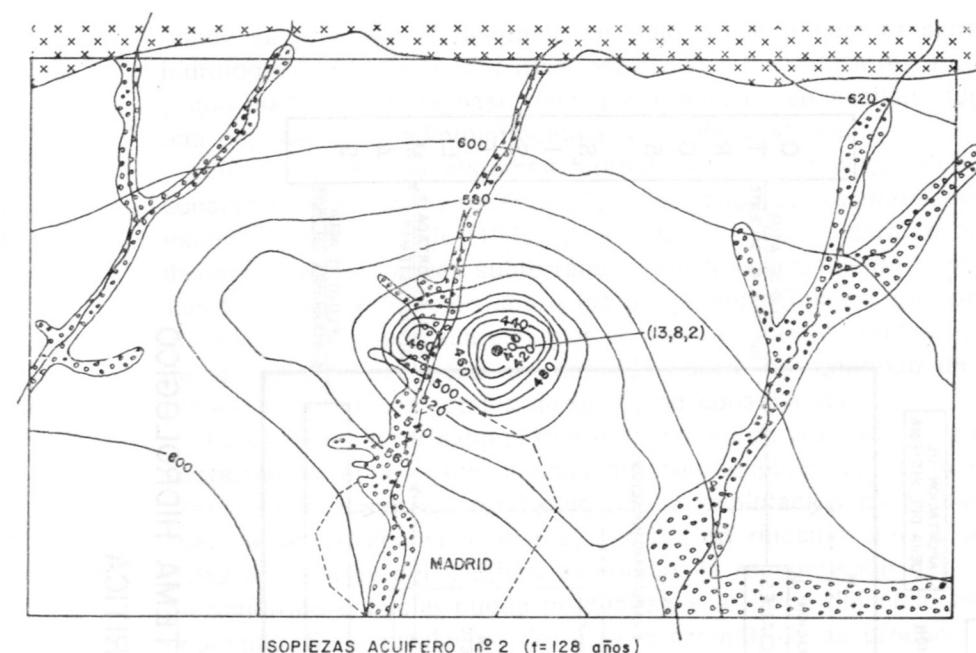
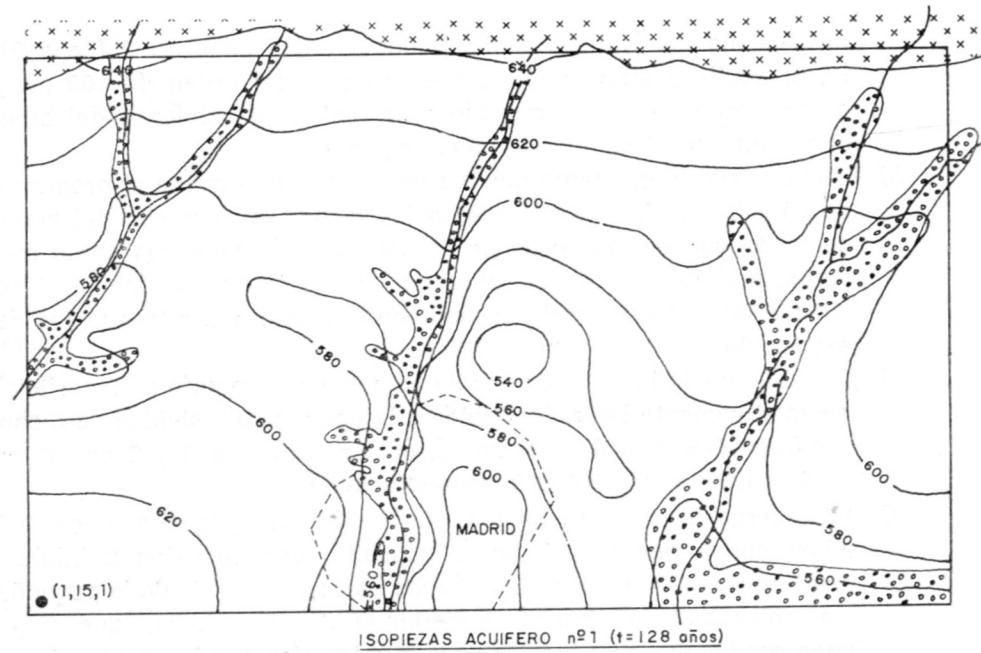


Figura 8-4

Según: LLAMAS (1975)

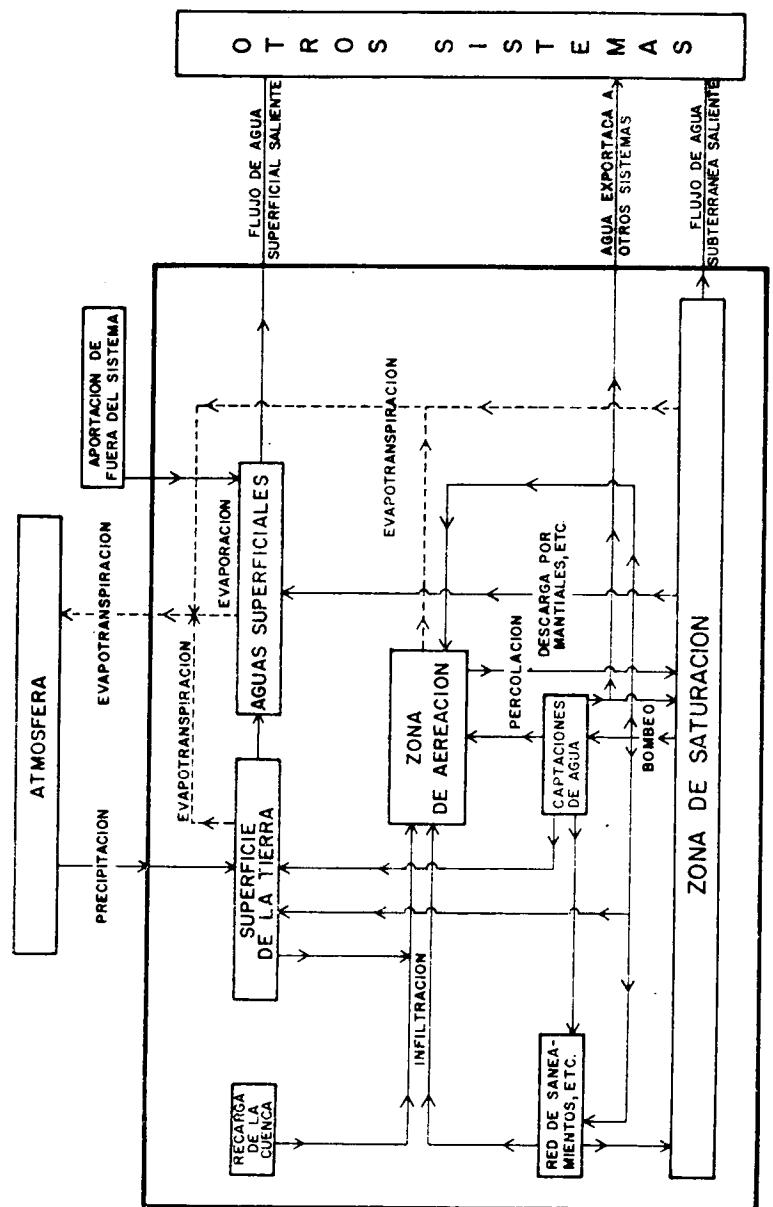


DIAGRAMA DE FLUJO EN EL SISTEMA HIDROLOGICO
DE LA FACIES DETRITICA

Figura 8-5

donde se presenta el diagrama de flujo previsto para el sistema hidrológico de la facies detrítica inspirado en los anteriores autores y que podía servir de base para, por medio de su análisis, lograr una explotación y administración óptima del sistema.

En el análisis de sistemas hidráulicos son fundamentales los conceptos de recurso y reserva. El primer concepto «recurso», según expone MARTINEZ GIL (1969), p. 99, no puede considerarse aisladamente para las aguas subterráneas, sin tener en cuenta la repercusión de la explotación sobre las aguas superficiales; así, pues, el concepto recursos subterráneos no tiene un sentido real, se trata de un concepto que debe ser definido dentro del contexto de los recursos hidráulicos totales de la región considerada.

Este mismo autor expone que el concepto de reservas de aguas subterráneas está ligado al concepto sobreexplotación; cuando el descenso piezométrico producido por la explotación es la consecuencia de extracciones no muy fuertes en relación con la capacidad de recarga del acuífero explotado, la recuperación del nivel piezométrico o inicial puede producirse a lo largo del ciclo hidrogeológico. Si la oscilación del nivel piezométrico se produce año tras año cada vez a niveles más bajos, lo denomina «régimen de sobreexplotación», y el volumen de agua subterránea embalsada en la zona saturada, «Reservas subterráneas brutas o totales».

8.3.2 PRECIO DE AGUA SUBTERRANEA DE LA FACIES DETRITICA

Una aportación importante para la administración del sistema hidrológico, es la determinación del costo del agua para las alternativas consideradas.

En este sentido, LOPEZ CAMACHO, 1974, pp. 705 a 716, analiza las posibilidades económicas de las aguas subterráneas procedentes de la facies detrítica. Los resultados de un programa de cálculo han podido determinar el precio, que oscila entre 12,5 y 0,20 pts/m³, siendo inferior a 3,00 pts/m³ en los siguientes casos:

- Siempre que el caudal del pozo sea superior a 25 l/s.
- Para caudales de 10 l/s. o superiores, siempre que el período de amortización considerado sea como mínimo diez años.
- E incluso para períodos de amortización de cinco años, si los pozos se encuentran próximos al lugar de recepción, sus caudales son iguales o superiores a 10 l/s. y el resto de las variables consideradas no tienen valores excesivamente considerables.

En la figura 8-6 se muestra la variación del coste del metro cúbico de agua en función del caudal del pozo para la facies detrítica.

HIPOTESIS CONSIDERADAS

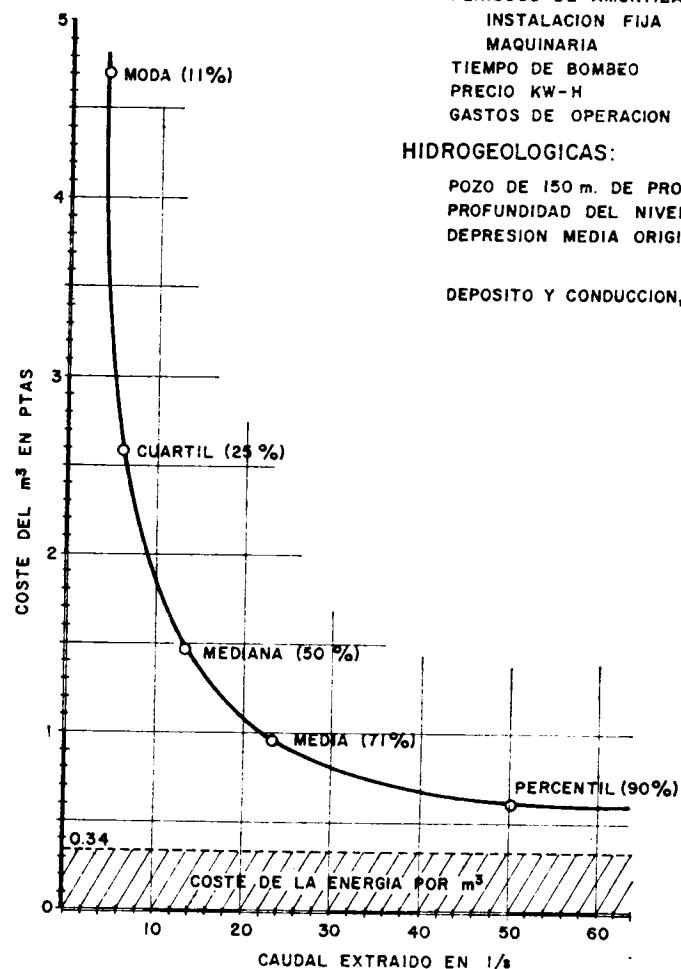
ECONOMICAS :

TASA DE DESCUENTO	8 %
PERIODOS DE AMORTIZACION:	
INSTALACION FIJA	20 AÑOS
MAQUINARIA	10 AÑOS
TIEMPO DE BOMBEO	4000 HORAS/AÑO
PRECIO KW-H	1,20 PTAS
GASTOS DE OPERACION	50.000 PTAS/AÑO

HIDROGEOLOGICAS:

POZO DE 150 m. DE PROF. ($1,1 \times 10^6$ PTAS)
 PROFUNDIDAD DEL NIVEL DE AGUA 20 m.
 DEPRESION MEDIA ORIGINADA POR EL BOMBEO 50 m.

DEPOSITO Y CONDUCCION, NO CONSIDERADOS



COSTE DEL METRO CUBICO DE AGUA
 EN FUNCION DEL CAUDAL DEL POZO

Figura 8-6

BIBLIOGRAFIA

AGUIRRE, E. (1974).—«Correlación continental-marino en el Neógeno mediterráneo. Datos actuales y problemas». *Estudios Geológicos*, volumen XXX, pp. 665-660.

ALEIXANDRE, T.; GALLARDO, S.; ALDONZA, A.; PEREZ GONZALEZ, A., y PINILLA, A. (1974).—«Excursión "A". Valle alto del Jarama». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. Actas de la I reunión nacional del grupo de trabajo del Cuaternario*. Madrid, 8-11. Octubre, 1973. pp. 217-222. Sección de Paleontología de vertebrados y humana. I. L. M., C. S. I. C. Madrid.

ALIA MEDINA, M. (1960).—«Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo». *Not. y Com. del IGME*, núm. 58, pp. 125-162.

ALIA MEDINA, M.; PORTERO, J. M., y MARTIN ESCORZA, C. (1973).—«Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario». *Bol. Real Soc. Esp. Historia Natural*, T. 71, núm. 1-2.

ALLEN, J. R. L. (1965).—«A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments». *Sedimentology (Journal of the international association of sedimentologists)*, Vol. 5, núm. 2, september, 1965. Special Issue.

ARTIER, J. L. (1971).—«Geophysique appliquée a L'hydrogeologie». Ed. Masson and Cie. Paris.

ATHY, L. T. (1930).—«Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks». *Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, V. 14, pp. 1-24.

BEARD, D. C., y WEYL, P. K. (1973).—«Influence of texture on Porosity and Permeability of unconsolidated Land». *The A. A. P. G. Bulletin*, V. 57, núm. 2, febrero 1973, pp. 349-369.

BENAYAS, S.; PEREZ MATEOS, S., y ORIOL RIBA (1958).—«Nouvelles ob-



servations sur la sedimentation continentale du bassin terciare du Tajo». V. Congress. Int. de Sedimentología. *Inst. Edafolog. Agrobic. C. S. I. C.*

— (1960).—«Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la cuenca del Tajo». *Anales de Edafología y Agrobiología. C. S. I. C.*, T. XIX, núm. 11, pp. 633-670.

BLISSENBACH, E. (1954).—«Geology of alluvial fans in semi-arid regions». *Bull. of the Geological Society of America*, Vol. 65, pp. 175-190.

B. O. E. (1968).—«Código Alimentario Español». *Boletín Oficial del Estado. Colección Textos Legales*. T. L. 51, sep. 1968, Madrid.

BULL, W. B. (1971).—«Recognition of alluvial-fan deposits in the stratigraphic record». *Recognition of ancient Sedimentary environments. Society of Economic. Paleontologist and Mineralogist*. Public. especial número 16, pp. 63-83.

CADAVÍD, S., y HERNANDEZ, M.ª E. (1967).—«Estudio magnetométrico del basamento de la Hoja 583. Arganda». *Estudios Geológicos*, 23, página 263-274.

CAPOTE, R., y CARRO, S. (1968).—«Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo». *Estudios Geológicos. «Inst. Lucas Mallada»*. Vol. XXIV, núms. 1-2. Madrid.

CARAMES, M., y AGUAYO, P. (1973).—«Nota sobre la mineralogía del sondeo de Tielmes en el Terciario de la cuenca del Tajo». *Estudios Geológicos*. Vol. XXIX, pp. 307-313, agosto 1973.

CARRO, S., y CAPOTE, R. (1968).—«Mapa geológico de España. Hoja número 560. Alcalá de Henares». *I. G. M. E.*

CATALAN LAFUENTE, J. (1969).—«Química del agua». *Edit. Blume.*

CEGEGESA (1965).—«Estudio hidrogeológico por prospección eléctrica al norte de Madrid». *Plan de urgencia I. G. M. E. 1965. Informe para el Canal de Isabel II.*

CENTRO DE ESTUDIOS HIDROGRAFICOS (1971).—«Anuario de Aforos. Cuenca del Tajo. 1964-65». *Dirección General de Obras Hidráulicas. C. E. H. Madrid.*

CORCHON RODRIGUEZ, F. (1973).—«Estudio Hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid y Guadalajara)». *Boletín del Servicio Geológico de Obras Públicas. M. O. P.*, núm. 40.

CRUSAFOINT-PAIRO, M., y GOLPE-POSSE, J. M.ª (1971).—«Sobre unos yacimientos de Mamíferos vindobonienses en Paracuellos de Jarama (Madrid)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 255-259.

CUSTODIO GIMENA, F. (1969).—«Corrosión e incrustación de pozos». *I Seminario de Técnicas Modernas de Construcción de Pozos*. Barcelona, 1969, pp. 295-223. Centro de Estudio y Aplicación del Agua y otros.

CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R. (1976).—«Hidrología subterránea». *Ed. Omega*, 3 vols.

DEMANGEOT, J. (1971).—«Les Milieux naturels desertifiés». *Les cours de Sorbonne. Centre de Documentation Universitaire*. París.

DENNY, CH. (1967).—«Fans and Pediments». *American Journal of Science*, febrero 1967, pp. 81-105.

DIRECCION GENERAL DE URBANISMO (1971).—«Estudio de las necesidades de suelo, estructuras y servicios en áreas metropolitanas para los períodos 1971-75 y 1975-80».

FREZZE, R. A., and WITHERSPOON, P. A. (1966).—«Theoretical analysis of regional ground-water flow. Pt. 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model». *Water Resources Research*, vol. 2, número 4, pp. 641-656.

— (1967).—«Theoretical analysis of regional ground-water flow. Pt. 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation». *Water Resources Research*, vol. 3, núm. 2, pp. 623-634.

— (1968).—«Theoretical Analysis of Regional Ground-Water Flow. 3. Quantitative Interpretations». *Water Resources Research*, vol. 4, núm. 3, June.

FUSTER CASAS y TIRSO FEBREL (1959).—«Memoria Hoja de Torrelaguna, número 509». *I. G. M. E.*

GALVAN, J.; GARCIA VICENTE, J.; ALONSO, J., y CARVAJAL, H. (1966).—*Anales Edafología y Agrobiología*, XXV, núms. 11-12, pp. 629-646.

GARCIA DEL CURA, M.ª A. (1974).—«Estudio sedimentológico de los materiales terciarios de la zona centro-oriental de la cuenca del Duero (Aranda de Duero)». *Tesis doctoral*. Facultad de Ciencias. Noviembre 1974.

GARCIA SIÑERIZ, J. (1933).—«La interpretación geológica de las mediciones geofísicas». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de Esp.*, pp. 407-442.

GARCIA YAGÜE, A. (1968).—«Tres ejemplos para meditar sobre la geología aplicada a la ingeniería». *Rev. Obras Públicas*. Octubre, pp. 744-746.

GARCIA YAGÜE, A., y COLOMA NAVARRO, J. E. (1970).—«Informe sobre el reconocimiento geofísico efectuado en la zona de confluencia de los ríos Jarama y Henares». *Edición multicopiada del S. G. O. P.*

GOMEZ NAVARRO, L., y JUAN ARACIL SEGURA, J. (1958).—«Saltos de agua y presas de embalse». *Publicación de la E. I. C. C. y P.* Madrid, página 117.

GUILLEMOT, J. (1971).—«Geología del petróleo». *Ed. Paraninfo*. Madrid.

HANTUSH, M. S. (1956).—«Analysis of data from pump tests in leaky aquifers». *Trans. Am. Geophys. Union*, vol. 37, pp. 702-714.

— (1966).—«Wells in homogeneous anisotropic aquifers». *Water Resources Research*, vol. 2, pp. 273-279.

HEM, J. D. (1970).—«Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water». *Geological Survey Water-Supply paper*, 1473.

HERNANDEZ FERNANDEZ, M. E. (1972).—«Estudio magnético del basamento de la región NE. de la depresión tectónica del Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, tomo 70, núm. 12 (1972), pp. 77-89.

— (1974).—«Estudio magnético del basamento en el extremo occidental de la depresión tectónica del Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, tomo 72, pp. 99-108. Madrid.

HOWARD, A. D. (1967).—«Drainage analysis in geologic interpretation: A summation». *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, vol. 51, núm. 11, noviembre 1967, pp. 2246-2259.

HURR, T. R. (1966).—«A New Approach for Estimating Transmissibility from Specific Capacity». *Water Resources Research*, vol. 2, núm. 4, páginas 657-663.

KRUMBEIN and SLOSS (1963).— «Estratigrafía y sedimentación». *Edit. UTEH*. México, 1969.

LARA SEGOVIA, V. (1974).—«Estudio hidrogeológico de las facies marginal y central de la zona comprendida entre los ríos Jarama y Manzanares». *Memoria Tesis de Licenciatura*. Facultad de Ciencias. Noviembre 1974.

LOHMAN, S. W. (1972).—«Ground-water Hydraulics». *Geological survey. Publicac. praf.* núm. 708. Washington, 1972.

LOPEZ AGUAYO, L., y CABALLERO, M. A. (1973).—«Los minerales de la arcilla y su contribución a la diferenciación de facies sedimentarias». *Estudios Geológicos*, vol. XXIX, núm. 2, pp. 131-143. Abril 1973.

LOPEZ-CAMACHO, B. (1974).—«Análisis económico de las posibilidades de las aguas subterráneas de las proximidades de Madrid». *Rev. de Obras Públicas*. Octubre 1974, pp. 705-716.

— (1975).—«Utilización de métodos estadísticos en la planificación del aprovechamiento de los recursos hidráulicos subterráneos». *Tesis doctoral E.T.S.I.C.C. y P. Madrid*.

LOPEZ DE LEMOS, G. (1975).—«La observación de España con sensores remotos desde el espacio». *Ministerio de Planificación del Desarrollo. Instituto Geográfico y Catastral*. Madrid.

LOPEZ VERA, F. (1973).—«Evaluación de los recursos hídricos de las terrazas medias del río Henares». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. Acta de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Madrid, 8-11 octubre 1973. C. S. I. C., I. L. M.

LOPEZ VERA, F., y PEDRAZA, J. (1976).—«Síntesis Geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid». *Estudios Geológicos. Inst. Lucas Mallada*, núm. 5, sept.-oct.

LOPEZ VERA, F., y SAIZ GARCIA CUENCA, J. (1973).—«Contaminación y

protección de las aguas subterráneas». *Cimbra*, núm. 108, Madrid, páginas 3-10.

— (1975).—«Evaluación de recursos hídricos subterráneos en regiones kársticas semiáridas». *Congreso de Palermo. I. A. H.* 1975.

— (1976).—«Capacidad de regulación del Terciario y Cuaternario sobre los caudales del río Jarama en los alrededores de Madrid». *Bol. del I. G. M. E. Marzo-Abril* 1977.

LOPEZ GARRIDO, J.; VIDAL, F., y PEREIRA MARTINEZ, J. (1975).—«Basa urbana (recogida, eliminación y reciclaje)». *Editores Técnicos Asociados, S. A. Barcelona*.

LLAMAS, M. R. (1974).—«Motivaciones extraeconómicas en la explotación de aguas subterráneas: la Hidroesquizofrenia». *Rev. Enero-Febrero*. páginas 29-36. Barcelona.

— (1975).—«La utilización de aguas subterráneas en Madrid, de los 'Mayrat' musulmanes a los modelos digitales». *Estudios Geológicos. Tomo homenaje a Hernández Pacheco. (En prensa.) C. S. I. C. Inst. Lucas Mallada*.

LLAMAS MADURGA, M. R., y LOPEZ-CAMACHO, B. (1973).—«Las 'calizas de los páramos' como embalses subterráneos: ejemplos de la mesa de Ocaña (Toledo)». *Documentos de investigación hidrogeológica*, número 16, 1974, pp. 29-51.

LLAMAS, M. R., y LOPEZ VERA, E. (1974).—«Estudio sobre los recursos hidráulicos subterráneos del Área Metropolitana de Madrid y su zona de influencia. Avance de las características hidrogeológicas del Terciario detrítico de la Cuenca del Jarama». *Rev. Agua*. Mayo 1975.

MARTINEZ, I.; GALAN, E., y BRELL, J. M. (1975).—«Mineralogía de la fracción fina de los materiales del área de Alcalá de Henares (Depresión del Tajo)». *Estudios Geológicos. (En prensa.)*

MARTIN GARCIA, L., y LEIVA, F. (1973).—«Memoria del Mapa Geológico Nacional, Hoja 510, Marchamalo (Magna)». *I. G. M. E.*

MARTINEZ GIL, F. J. (1969).—«Sobre el concepto y el cálculo de los recursos y reservas en los estudios hidrogeológicos regionales». *Comunicación al III Coloquio de Investigaciones sobre el Agua*. Mayo 1969. *Separata de Documentos de Inv. Hidrológ.*, núm. 8. Barcelona, 1970.

— (1970).—«Estudio hidrogeológico del Bajo Ampurdán (Gerona). Contribución a la metodología de los estudios hidrogeológicos regionales». *Memoria del Inst. Geol. y Minero de España*, 2 tomos, núm. 84, 1972.

McGOWEN, J. H., and GROAT, C. G. (1971).—«Van Horn Sandstone, West Texas: An Alluvial Fan Model. for Mineral Exploration». *Bureau of Economic Geology. The University of Texas at Austin. Report of Investigations*, núm. 72.

MERIFIELD, P. M. (1972).—«Space Photography in Geologic Exploration». *Bul. A. A. P.* 6, vol. 56, mayo 1972, pp. 916-924.

MILLD, F. C. (1969).—«Métodos estadísticos». *Ed. Aguilar. Edic. X.*

M. O. P. (1971).—«Autopista: Madrid-Burgos. Tramo: Madrid-Torrelaguna». *Dirección General de Carreteras. Div. de Material.*

NODAL, T. (1975).—«Contribución al estudio de la sedimentación en la fossa tectónica: Guadalix-Redueña-Torrelaguna». *Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias.*

OBERMAIER, H.; WEPNERT, P., y PEREZ DE BARRADAS, S. (1921).—«El Cuaternario de las canteras de Vallecas (Madrid)». *Bol. Inst. Geol. Esp.*, tomo XLII, pp. 305-322. Madrid.

OGDEN, L. (1965).—«Estimating transmissibility with one draw down». *Ground-Water*, vol. 3, núm. 3, July 1965, pp. 51-54.

OLIVER ASSIN (1958).—«Historia del nombre 'Madrid'». *Inst. Miguel Asín. Consejo Superior de Investigaciones Científicas*. 412 págs.

PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, núm. 37, Lag. (La Coruña).

PEDRAZA GILSANZ, J. DE (1973).—«Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña de Cenicientos». *Bol. Geol. y Minero*, tomo LXXXIV, año I, 1973, pp. 1-14.

PELAEZ PRUNEDA, S. R.; PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS MINONDO, L., y AGUEDA VILLAR, J. A. (1971).—«Características hidrogeológicas del río Jarama». *I Cong. Hispano-Luso-American de Geol. Económica. Sección de Hidrogeología*. E. 3-50, pp. 513-526, sec. 3, t. II, Madrid. *I C. H.-L.-A. G. E.*

PEREZ GONZALEZ, A. (1971).—«Estudios de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar)». *Estudios Geológicos*, XXVII, 4, pp. 317-324.

PEREZ GONZALEZ, A.; ALEIXANDRE, T.; GALLARDO, J.; PINILLA, A., y MEDINA, A. (1973).—«Excursión 'B' Valle del Henares-Jarama». *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario. Actas de la I Reunión Nacional del Grupo de Trabajo del Cuaternario*. Madrid, 8-11 octubre 1973, pp. 223-230. *Sección de Paleontología de Vertebrados y Humana. I.L.M., C.S.I.C.* Madrid, 1974.

PEREZ MATEOS, J. (1950).—«Estudio mineralógico de los materiales sedimentarios de Alcalá de Henares». *Anal. Edaf. y Agrob.*, t. XI, núm. 2, páginas 151-157.

PETTIJOHN, F. J. (1949).—«Rocas sedimentarias (Salinas y otras evaporitas)». *Edit. Univ. de Buenos Aires*, 2.^a edic., 1970, pp. 473-482.

PLATA, A. (1972).—«Isótopos en hidrología». *Ed. Alhambra (Madrid)*.

POLANSKI, J. (1966).—«Flujos rápidos y escombros rocosos en zonas áridas y volcánicas». *Eudeba*. Buenos Aires, pp. 1-21.

PASHAWAN, S. (1972).—«Graphical method for estimating the transmissibility and storativity of Aquifers from specific capacity of Wells». *A. I. H. Congreso de Tokio 1972. Memorias*.

REBOLLO FERREIRO, L. F. (1973).—«Estudio hidrogeológico del cuaternario de la cuenca del río Jarama». *Memoria de Tesis de Licenciatura. Fac. de Ciencias*. Octubre 1973.

REMENIERAS, G. (1971).—«Tratado de hidrología aplicada». *Editores Técnicos Asociados*, S. A. Barcelona, 1971.

RHOADES, R. E., and SINACOPI, M. N. (1941).—«Pattern of ground-water flow and solution». *Jour. Geology*, v. 49, núm. 8, pp. 785-194.

RIBA, O. (1956).—«Ensayo sobre la distribución de las litofacies del Terciario continental de la cuenca del Tajo al oeste de la Sierra de Altimira». *Comisión de la I Reunión del Terciario*. Sabadell, 1956.

— (1957).—«Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid». *Livret Guide de l'Excursion C 2. V Congres International I.N.Q.U.A.* Madrid.

ROYO GOMEZ, J., y MELENDEZ PUGET, L. (1928).—«Memoria explicativa de la Hoja número 560. Alcalá de Henares». *I. G. M. E.*

ROYO GOMEZ, J.; MENENDEZ PUGET, L., y ABBAD, M. (1929).—«Memoria explicativa de la Hoja número 559. Madrid». *I. G. M. E.*

SAN JOSE LANCHAS, M. A. (1974).—«Hoja Geológica 20-23. Arganda (Magna)». *I. G. M. E.*

S. G. O. P. y C. A. T. (1973).—«Estudio de las relaciones entre las aguas superficiales y subterráneas de la zona comprendida entre las Cuenca de los ríos Guadarrama y Henares». *M. O. P.* Diciembre 1973, 4 tomos.

SENDLEIN, L. V. A., and PALMQUIST, R. C. (1975).—«A topographic Hydrogeologic Model for solid Waste Landfill Siting». *Ground Water*, volumen 13, núm. 3, mayo-junio 1975, pp. 260-268.

SAIZ GARCIA-CUENCA, J. (1974).—«Capacidad de regulación de las calizas de los páramos, sobre los caudales del río Tajuña I y II». *Cimbra. Revista de Ingeniería Técnica de Obras Públicas*, núms. 106 y 107, abril y mayo 1974.

T. E. M. P. O. (1973).—«Polluted groundwater: some causes, effects controls, and monitoring». *E. pa. 600/4-73-001b. July 1973. Office of Research and Development V. S. Environmental Protection Agency. Washington D. C. 20460*.

TRILLA ARRUFAT, J. (1972).—«Estudio hidrogeológico de la cuenca del Francolí. Cronología de las aguas subterráneas». *Acta Geol. Hispánica*, t. VII, 1972, núm. 5, pp. 138-142.

VAUDOUR, J. (1975).—«Encroutements, crute et carapaces calcaires dans la region de Madrid». *Acta Geológica Hispana*, t. X, núm. 2.

VEGAS, R., y PEREZ GONZALEZ, A. (1974).—«Hoja Geológica núm. 19-23, Getafe (Magna)». *I. G. M. E.*

VISHEV, G. (1972).—«Physical Characteristics of fluvial Deposits». *Recognition of Ancient Sedimentary Enviroements. Public. esp. núm. 16. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.*

WALTON, W. C. (1970).—«Groundwater resource evaluation». *Edit. Mac Graw-Hill (New York).*

WILLIAMS, R. E. (1970).—«Groundwater Flow Systems and Accumulation of Evaporite Minerals». *Bol. A. A. P. G.*, Vol. 54, núm. 7, pp. 1290-1295.

INDICE GENERAL

	Págs.
Prólogo	7
Agradecimientos	13
1. Introducción	15
1.1. Situación geográfica, geológica y límites de la zona estudiada	15
1.2. Demanda de agua y recursos existentes en la actualidad	17
1.3. Finalidad, metodología y estructura del presente estudio	23

PRIMERA PARTE

EL MEDIO GEOLOGICO

2. Soporte físico de los procesos hidrogeológicos	27
2.1. Características lito-estratigráficas	27
2.2. Ambiente sedimentario del relleno de la Fosa del Tajo durante el neógeno	40
2.3. Discusión conclusiones	47
3. Condicionantes morfotectónicos y geodinámicos	51
3.1. Morfología de la zona estudiada	51
3.2. Incidencia de la Tectónica	58
3.3. Características geodinámicas	60
3.4. Discusión y conclusiones	76

SEGUNDA PARTE

HIDROGEOLOGIA

	Págs.		Págs.
4. Características geométricas de las distintas unidades hidrogeológicas	81		
4.1. Facies detrítica o de borde	84		
4.2. Facies intermedia o de transición	89		
4.3. Facies química o central	91		
4.4. Depósitos de terrazas	92		
4.5. Discusión y conclusiones	93		
5. Parámetros hidráulicos	95		
5.1. Facies detrítica	95		
5.2. Facies de transición	132		
5.3. Facies química	136		
5.4. Depósitos de terrazas	137		
5.5. Discusión y conclusiones	142		
6. Funcionamiento hidráulico	145		
6.1. Comportamiento hidráulico de la facies detrítica ...	145		
6.2. Modelo hidrodinámico regional de la facies detrítica.	152		
6.3. Funcionamiento hidráulico de la facies química ...	167		
6.4. Funcionamiento hidrodinámico del Cuaternario ...	167		
6.5. Discusión y conclusiones	173		
7. Calidad de las aguas subterráneas	175		
7.1. Calidad del agua en la facies detrítica	177		
7.2. Calidad del agua en la facies de transición	179		
7.3. Calidad del agua en la facies central	184		
7.4. Calidad del agua de las terrazas	187		
7.5. Discusión y conclusiones	194		
8. Consideraciones sobre la prospección, explotación y administración de estos acuíferos	197		
8.1. Prospección geofísica	197		
8.2. Consideraciones para la construcción de captaciones.	204		
8.3. Explotación y administración	206		
Bibliografía	213		

INDICE DE FIGURAS

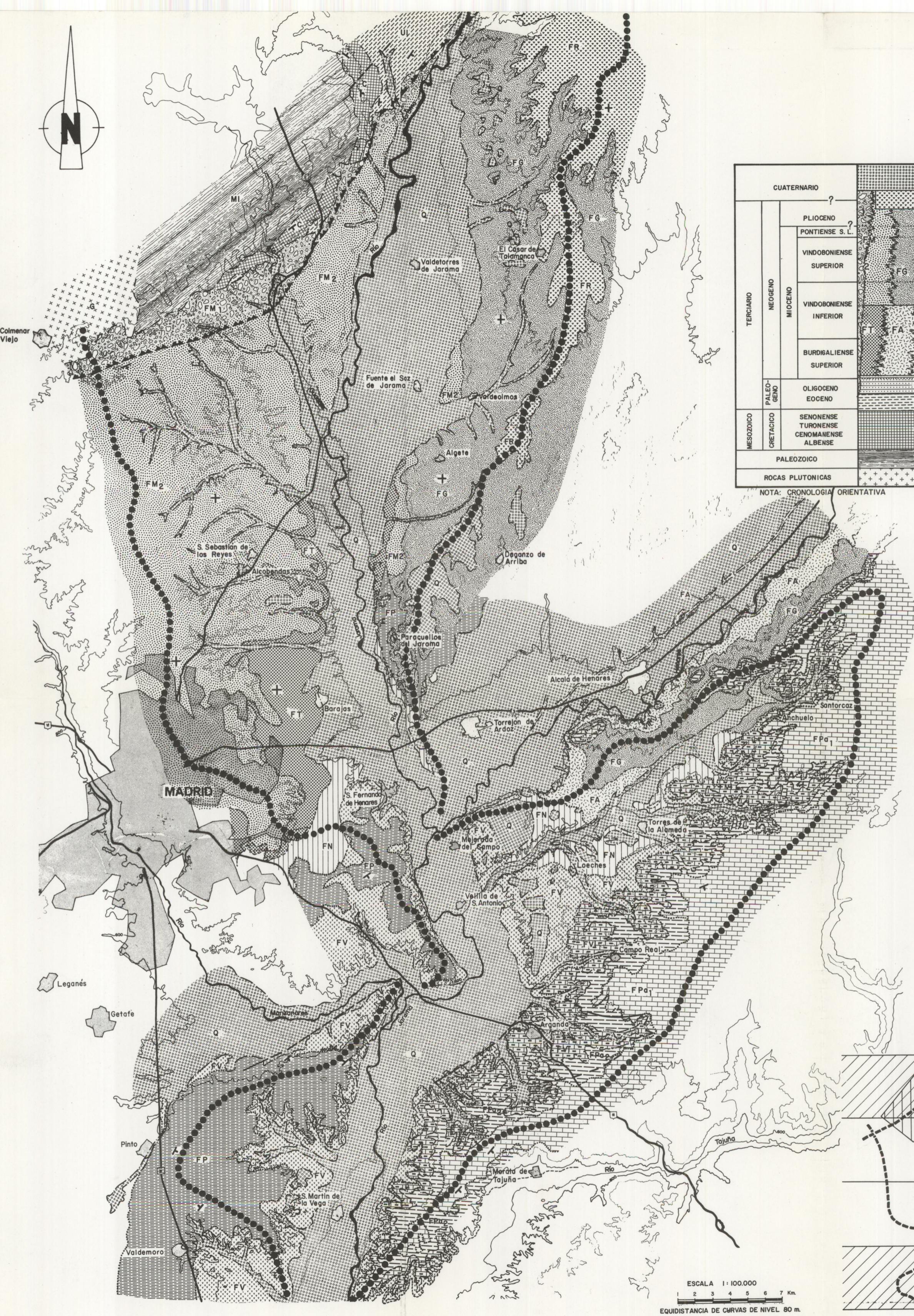
<i>Capítulo 1</i>	
Fig. 1-1. Esquema de situación de la zona estudiada ...	16
Fig. 1-2. Municipios de la zona estudiada con indicación de población ...	16-17
Fig. 1-3. Mapa esquemático de ocupación del suelo ...	16-17
<i>Capítulo 2</i>	
Fig. 2-1. Distribución de facies en la Fosa del Tajo, según O. Riba ...	30
Fig. 2-2. Perfiles geológicos seriados de la zona estudiada.	32-33
Fig. 2-3. Caracterización de los términos litológicos (s.s.) de la facies detrítica ...	33
Fig. 2-4. Modelo conceptual del medio sedimentario ...	42
Fig. 2-5. Modelo de prospección hidrogeológica ...	46
<i>Capítulo 3</i>	
Fig. 3-1. Curva hipsométrica de la zona estudiada ...	52
Fig. 3-2. Bloque diagrama de la cuenca del arroyo Anchuelo.	54
Fig. 3-3. Imagen ERST. núm. 1.227 - 10.271, Canal-7 ($\lambda = 0,8-1,1\mu$) ...	60-61
Fig. 3-4. Esquema textural de la red de drenaje ...	60-61
Fig. 3-5. Esquema de alineaciones morfoestructurales ...	60-61

	Págs.		Págs.
Fig. 3-6. Isoyetas medias período 1945-46 a 1962-63	61	Fig. 5-13. Gráfico logarítmico $s-t$ para los pozos de bombeo y observación 535-6-3 y 535-6-5	123
Fig. 3-7. Hidrograma tipo sobre facies detrítica	66	Fig. 5-14. Gráfico logarítmico $s-t$ para pozo de observación 535-6-5. Método de Theis y Hantush	124
Fig. 3-8. Hidrograma tipo sobre facies de transición y química	72	Fig. 5-15. Gráfico logarítmico $s-t$ para el pozo de observación 535-6-7. Métodos de Theis y Hantush	126
Fig. 3-9. Esquema de sistemas hidráulicos	73	Fig. 5-16. Gráfico $s-\log t$ para el pozo de bombeo 535-6-3 y de observación 535-6-5 y 535-6-7	127
Capítulo 4		Fig. 5-17. Gráfico $s-\log t$ para los pozos de observación 535-6-5 y 535-6-7. Ensayos de recuperación por Jacob	128
Fig. 4-1. Mapa y perfil sísmico del basamento Cretácico en la cuenca del río Jarama	82	Fig. 5-18. Gráfico logarítmico $s-t$ para el pozo de observación 535-6-5. Ascensos según Theis	129
Fig. 4-2. Mapa gravimétrico, según García Siñérez	83	Fig. 5-19. Gráfico $s-\log t$ para el pozo de observación 535-6-5. Ascensos según Jacob	130
Fig. 4-3. Esquema de la geometría de la facies detrítica ...	84-85	Fig. 5-20. Gráfico logarítmico $s-t$ para el pozo de observación 582-5-5	131
Fig. 4-4. Relación entre el tamaño de grano de las arenas y el espesor de los canales	87	Fig. 5-21. Gráfico logarítmico $s-t$ para el pozo de observación 582-5-5. Método de Theis y Hantush	133
Fig. 4-5. Relación log-espesor de los canales-tamaño acumulado de los granos de arena	88	Fig. 5-22. Gráfico $s-\log t$ para el pozo de observación 582-5-5.	134
Fig. 4-6. Geometría de los canales de la facies detrítica ...	89	Fig. 5-23. Gráfico $s-\log t$ para el cuaternario	138
Fig. 4-7. Esquema de la geometría de la facies química ...	90-91	Fig. 5-24. Gráfico de ensayo por el método de Porchet ...	140
Capítulo 5		Capítulo 6	
Fig. 5-1. Envolvente de curvas granulométricas de muestras de canales sobre ábaco de Bredding	98	Fig. 6-1. Modelo propuesto de comportamiento hidráulico de la facies detrítica	146
Fig. 5-2. Curvas de frecuencias de q en las unidades T.D.1, T.D.3 y T.D.1+T.D.3	104	Fig. 6-2. Curva logarítmica s -versus- t para los piezómetros, en el modelo propuesto	148
Fig. 5-3. Esquema de distribución de K_1	105	Fig. 6-3. Variaciones del nivel del agua en la facies detrítica.	152-153
Fig. 5-4. Gráfico de relación K_1 - Profundidad	106	Fig. 6-4. Mapa de la superficie saturada regional	153
Fig. 5-5. Esquema de distribución de K_a	107	Fig. 6-5. Sistemas de flujo de aguas subterráneas	155
Fig. 5-6. Relación K_a - Profundidad de los pozos	108	Fig. 6-6. Superficie piezométrica, hidrograma y esquema del premodelo III-7	156
Fig. 5-7. Esquema de distribución de capacidad específica.	110	Fig. 6-7. Esquema de flujo de la facies detrítica	159
Fig. 5-8. Diagramas compactación-profundidad para las arcillas	111	Fig. 6-8. Perfil hidrogeológico E. 1:25.000	160-161
Fig. 5-9. Esquema de situación de ensayos hidráulicos en la facies detrítica	113	Fig. 6-9. Relación entre índices hidrogeoquímicos en la facies detrítica	161
Fig. 5-10. Gráfico logarítmico $s-t$ para el pozo de observación 534-4-86	114	Fig. 6-10. Relación entre índices hidrogeoquímicos en la facies detrítica	162
Fig. 5-11. Gráfico logarítmico $s-t$ para el pozo de bombeo 559-4-40 y de observación 559-4-61	119		
Fig. 5-12. Gráfico logarítmico $s-t$ para los pozos de bombeo y observación 559-4-40 y 559-4-61. Métodos de Jacob.	120		

	Págs.
Fig. 6-11. Distribución del i.d.d. en la facies detrítica	164
Fig. 6-12. Modelo de funcionamiento de la facies química ...	168
Fig. 6-13. Influencia de la karstificación en la red de flujo ...	169
Fig. 6-14. Relación entre índices hidrogeoquímicos en los depósitos de terrazas	171
Fig. 6-15. Variación de índices hidrogeoquímicos en el Cuaternario a lo largo del río Jarama	172
 <i>Capítulo 7</i>	
Fig. 7-1. Diagrama de potabilidad. Facies detrítica	176
Fig. 7-2. Distribución de isoconductividad en la facies detrítica	178
Fig. 7-3. Modelo probable de difusión de la contaminación en la facies detrítica, en una zona de recarga	180
Fig. 7-4. Diagrama de potabilidad. Formación Peñuela ...	181
Fig. 7-5. Esquema de contaminación por vertidos sólidos (Vertedero de Vaciamadrid), en una zona de recarga ...	183
Fig. 7-6. Diagrama de potabilidad, unidad T.Q.1.	185
Fig. 7-7. Diagrama de potabilidad, unidad T.Q.T.	186
Fig. 7-8. Diagrama de potabilidad, unidad Q.D.1.	188
Fig. 7-9. Diagrama de potabilidad, unidad Q.D.2.	189
Fig. 7-10. Diagrama de potabilidad, unidad Q.T.1+Q.T.2.	190
Fig. 7-11. Perfil de calidad del agua del río Jarama ...	192
Fig. 7-12. Esquema de la extensión del efecto contaminante de vertidos sólidos (vertedero de rejas), en una zona de descarga ...	193
 <i>Capítulo 8</i>	
Fig. 8-1. Perfiles tipos realizados con S.E.V. sobre la facies detrítica	198
Fig. 8-2. Sondeo paramétrico sobre el pozo 559-4-29 ...	200
Fig. 8-3. Perfiles tipos de S.E.V. sobre el Cuaternario ...	201
Fig. 8-4. Superficie piezométrica e hidrogramas del premodelo IV-I al cabo de 128 años (de Llamas, 1975) ...	209
Fig. 8-5. Diagrama de flujo para el sistema hidrológico de la facies detrítica ...	210
Fig. 8-6. Coste del metro cúbico de agua en función del caudal del pozo para la facies detrítica ...	212

INDICE DE PLANOS
(Láminas)

Plano 1.—Mapa litoestratigráfico y estructural. E. 1:100.000.
 Plano 2.—Correlación entre columnas litológicas de la facies detrítica.
 Hoja 2-1. Perfil 1.
 Hoja 2-2. Perfil 2.
 Plano 3.—Perfiles hidrogeológicos longitudinales.
 Plano 4.—Perfiles hidrogeológicos transversales.
 Plano 5.—Mapa Hidrogeomorfológico. E. 1:50.000.
 Plano 6.—Mapa Hidrogeológico del Cuaternario. E. 1:50.000.
 Hoja 6.1. Torrelaguna-Marchamalo.
 Hoja 6.2. Colmenar-Algete.
 Hoja 6.3. Madrid-Alcalá.
 Hoja 6.4. Getafe-Arganda.



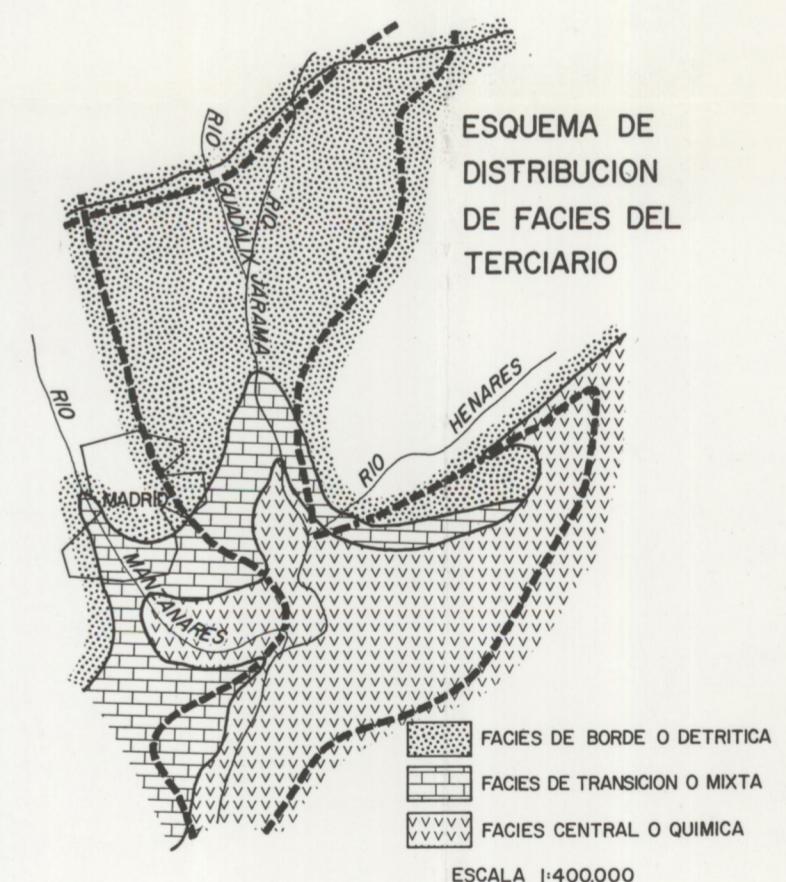
LEYENDA

NOTA: CRONOLOGIA/ ORIENTATIVA

SIMBOLOS GEOLOGICOS

----- CONTACTO CONCORDANTE
 - - - - - CONTACTO DISCORDANTE
 - - - - - CAMBIO LATERAL DE FACIES O CONTACTO ARBITRARIO
 - - - - - FALLA SUPUESTA
 ▲▲▲▲▲ FALLA INVERSA
 - - - - - FALLA
 - - - - - SINCLINAL
 - - - - - DIRECCION Y BUZAMIENTO
 - - - - - CAPAS HORIZONTALES

ESQUEMA DE DISTRIBUCION DE FACIES DEL TERCIARIO



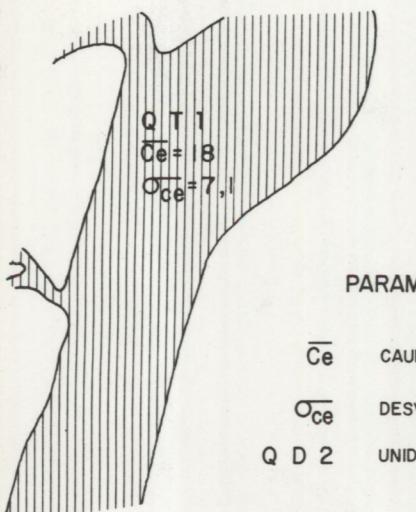
FUENTE DE DATOS:

- HOJA 509. TORRELAGUNA. Sres FUSTER Y FEBREL (1.959)
- HOJA 510. MARCHAMALO. Sres MARTIN GARCIA Y LEYVA (1.972)
- HOJA 560. ALCALA DE HENARES. Sr CARRO Y CAPOTE (1.968)
- HOJA 582. GETAFE. Sr VEGA (1.975, EN PRENSA)
- HOJA 583. ARGANDA. Sr SAN JOSE LANCHAS (1.975, EN PRENSA)
- ESTUDIOS PREVIOS DE TERRENO M.O.P. (1.971)
- RODAL T. (1.975)

Nº DE PLANO: _____
Nº DE HOJA: _____

FECHA: SEPTIEMBRE 2015

MAPA LITO-ESTRATIGRAFICO Y ESTRUCTURAL.

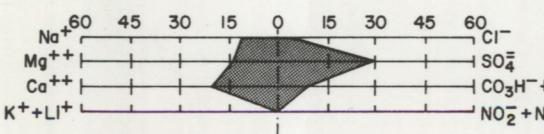


PARAMETROS HIDRAULICOS

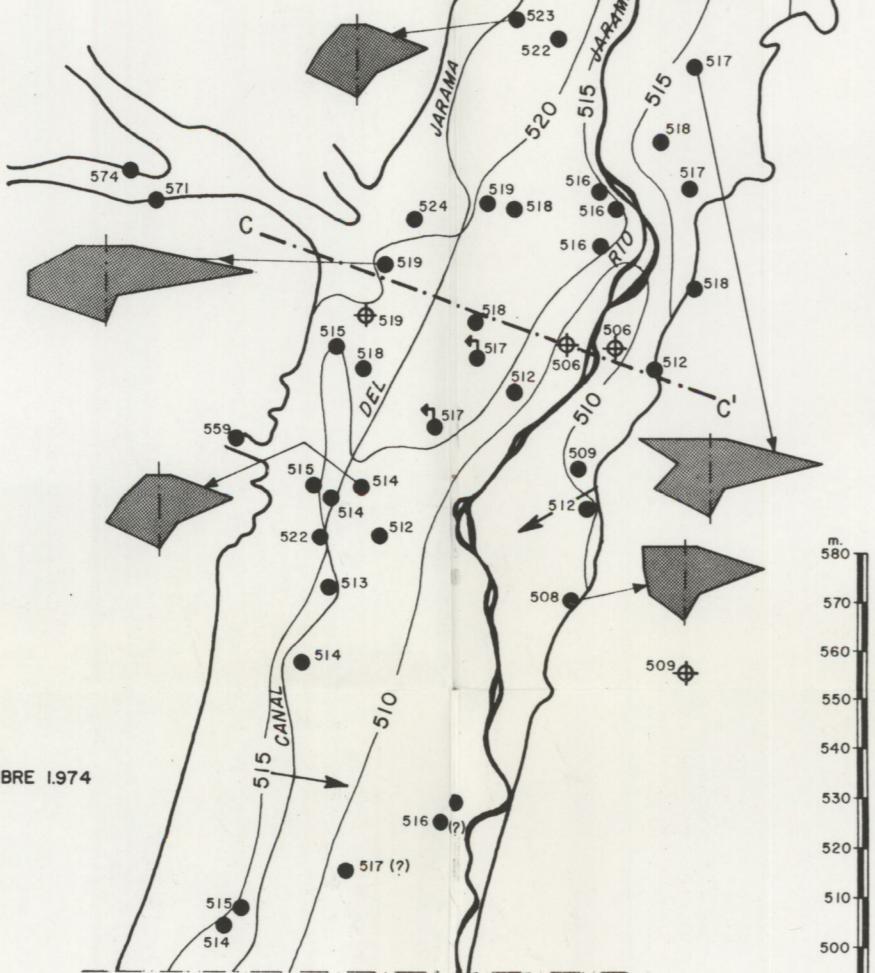
\bar{C}_e CAUDAL ESPECIFICO MEDIO EN $l/s/m$
 O_{Ce} DESVIACION TIPICA DEL CAUDAL ESPECIFICO MEDIO
 $Q_D 2$ UNIDAD HIDROGEOLOGICA

1 Km. 0 1 2 3 4 Km.

ANALISIS QUIMICOS

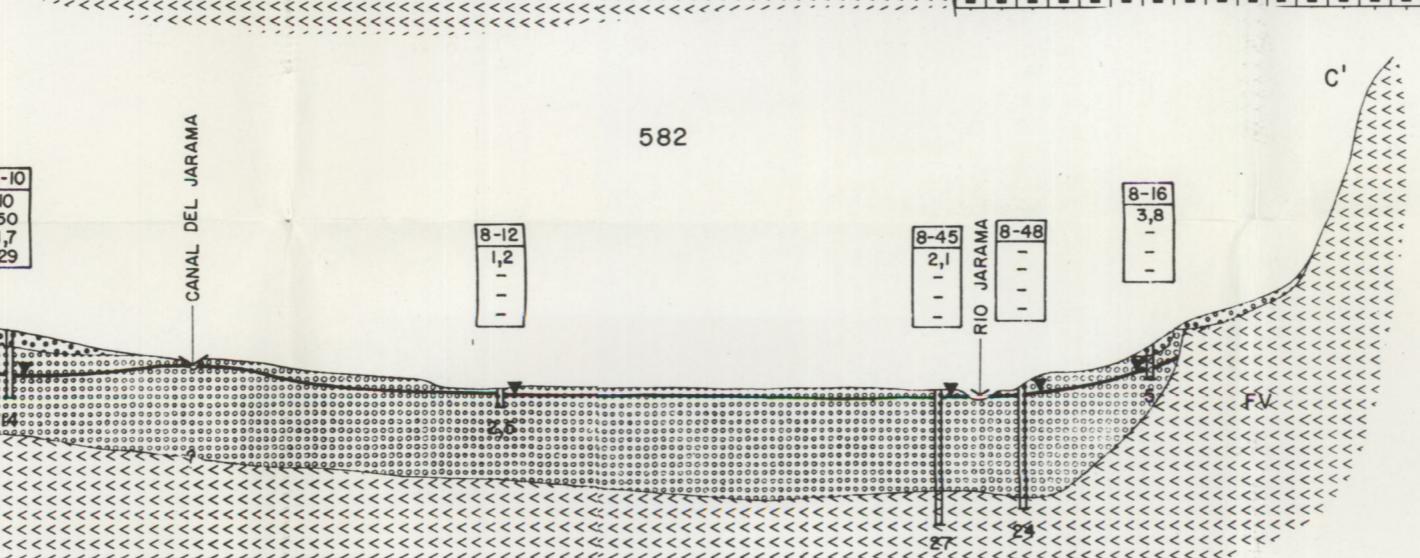
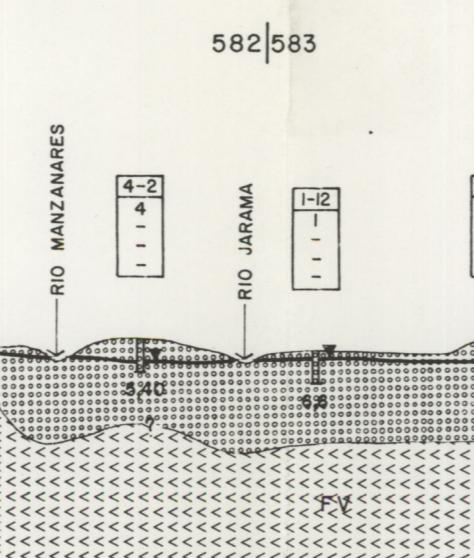
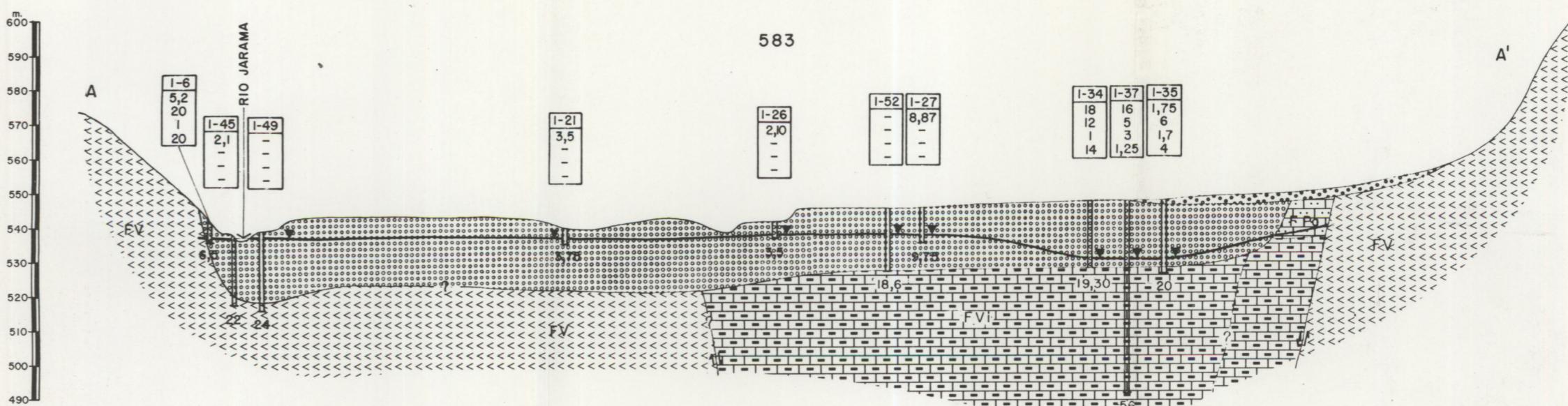
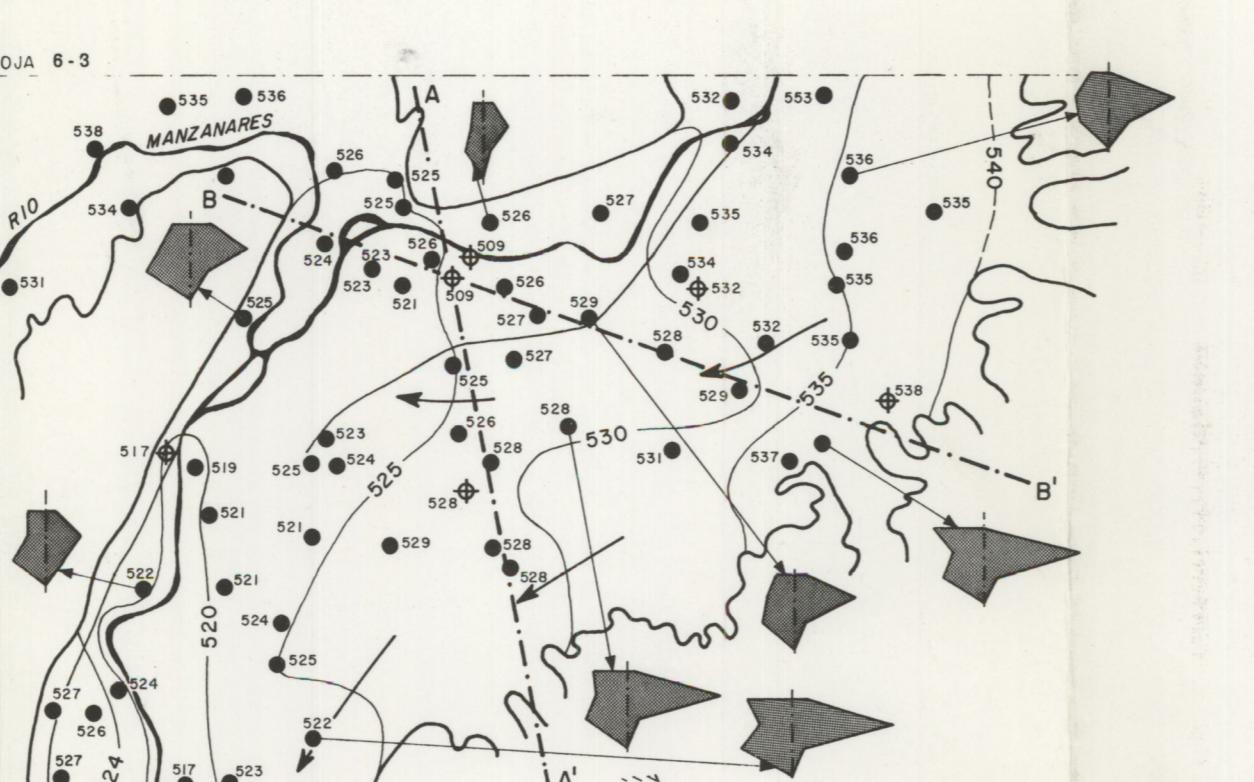


ESCALA PARA LOS DIAGRAMAS STIFF MODIFICADOS.
EXPRESADOS EN meq/litro



ISOPIEZAS MEDIAS

\bullet 637 PUNTO DE CONTROL EN COTA ABSOLUTA
 \longrightarrow 635 CURVA ISOPIEZA
 \longrightarrow 580 CURVA ISOPIEZA SUPUESTA
 \longrightarrow EQUIDISTANCIA DE CURVAS 5 m.
 \leftarrow NIVELES MEDIDOS EN AGOSTO 1973 - SEPTIEMBRE 1974
 \leftarrow DIRECCION DEL FLUJO
 \longrightarrow LIMITE DE LAS UNIDADES HIDROGEOLOGICAS



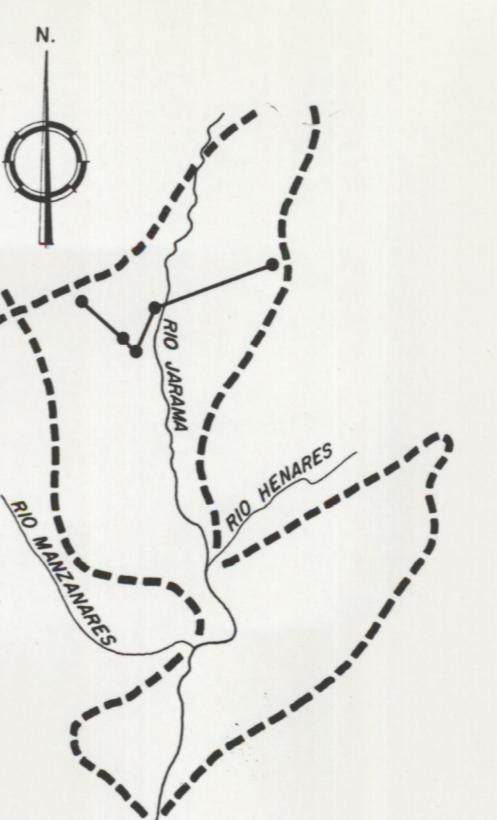
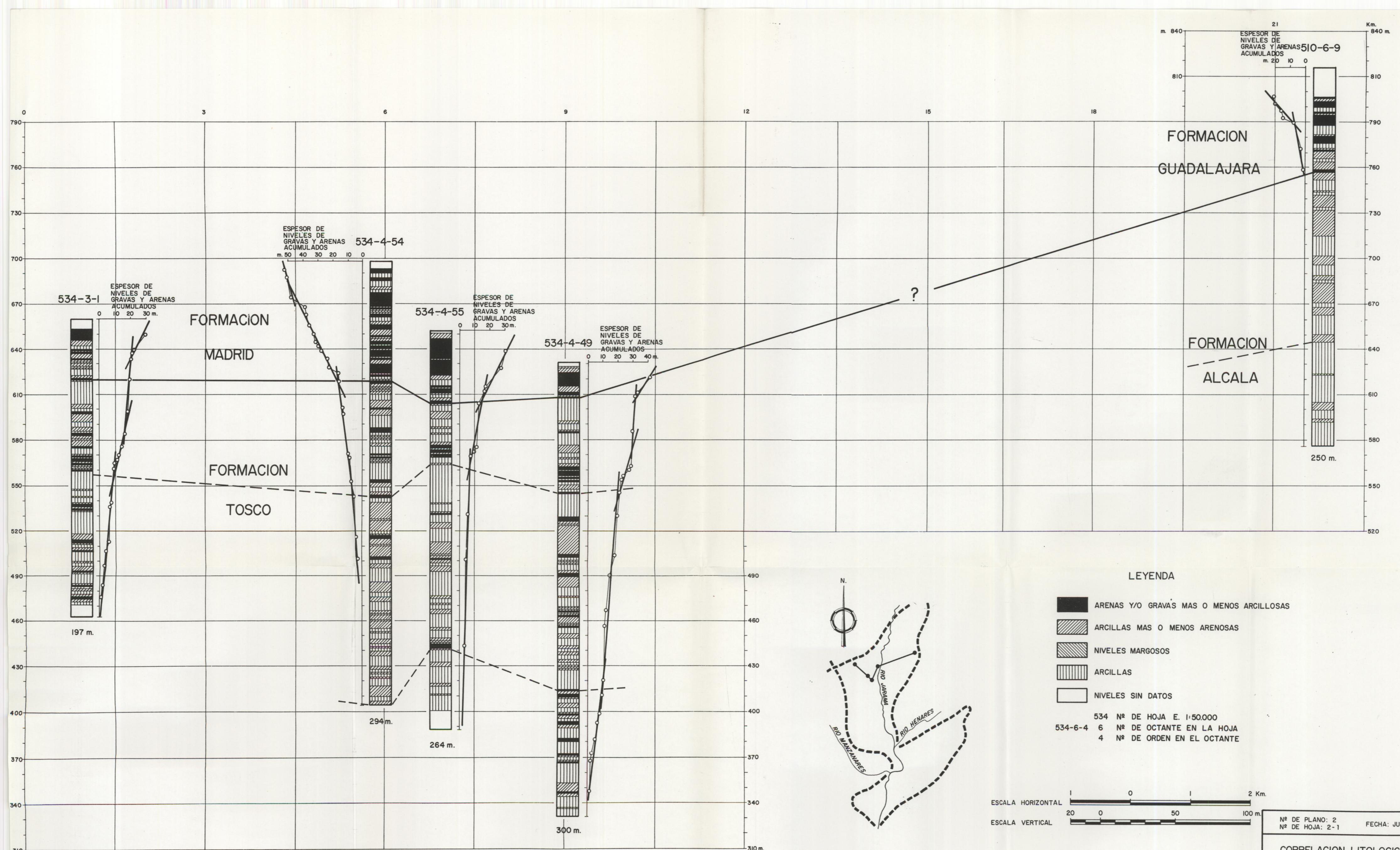
582 583 REFERENCIA A LAS HOJAS 1:50.000

$\begin{matrix} 4-2 \\ A \\ B \\ C \\ D \end{matrix}$
 4: N° DE OCTANTE
 2: N° DE ORDEN EN EL OCTANTE
 A: PROFUNDIDAD DEL NIVEL DE AGUA EN m.
 B: CAUDAL EN l/s
 C: DESCENSO EN m.
 D: CAUDAL ESPECIFICO EN $l/s/m$

$\begin{matrix} \text{DATO DESCONOCIDO} \\ \text{NIVEL PIEZOMETRICO} \\ \text{NIVEL PIEZOMETRICO SUPUESTO} \end{matrix}$

$\begin{matrix} \text{CUATERNARIO} \\ \text{TERCIARIO} \end{matrix}$
 $\begin{matrix} \text{COLUVIONES} \\ \text{TERRAZAS Y ALUVIONES} \\ \text{FORMACION DE LOS PARAMOS} \\ \text{FORMACION VILLAREJO} \\ \text{FORMACION VALLECAS} \end{matrix}$

$\begin{matrix} \text{Nº DE PLANO: 6} \\ \text{Nº DE HOJA: 6-4} \\ \text{FECHA: OCTUBRE 1975} \end{matrix}$
MAPA HIDROGEOLOGICO DEL CUATERNARIO
 Realizado: F. LOPEZ VERA Dibujado: J. M. ANGULO



EYENDA

534 N° DE HOJA E. 1:50.000
534-6-4 6 N° DE OCTANTE EN LA HOJA
4 N° DE ORDEN EN EL OCTANTE

ESCALA HORIZONTAL

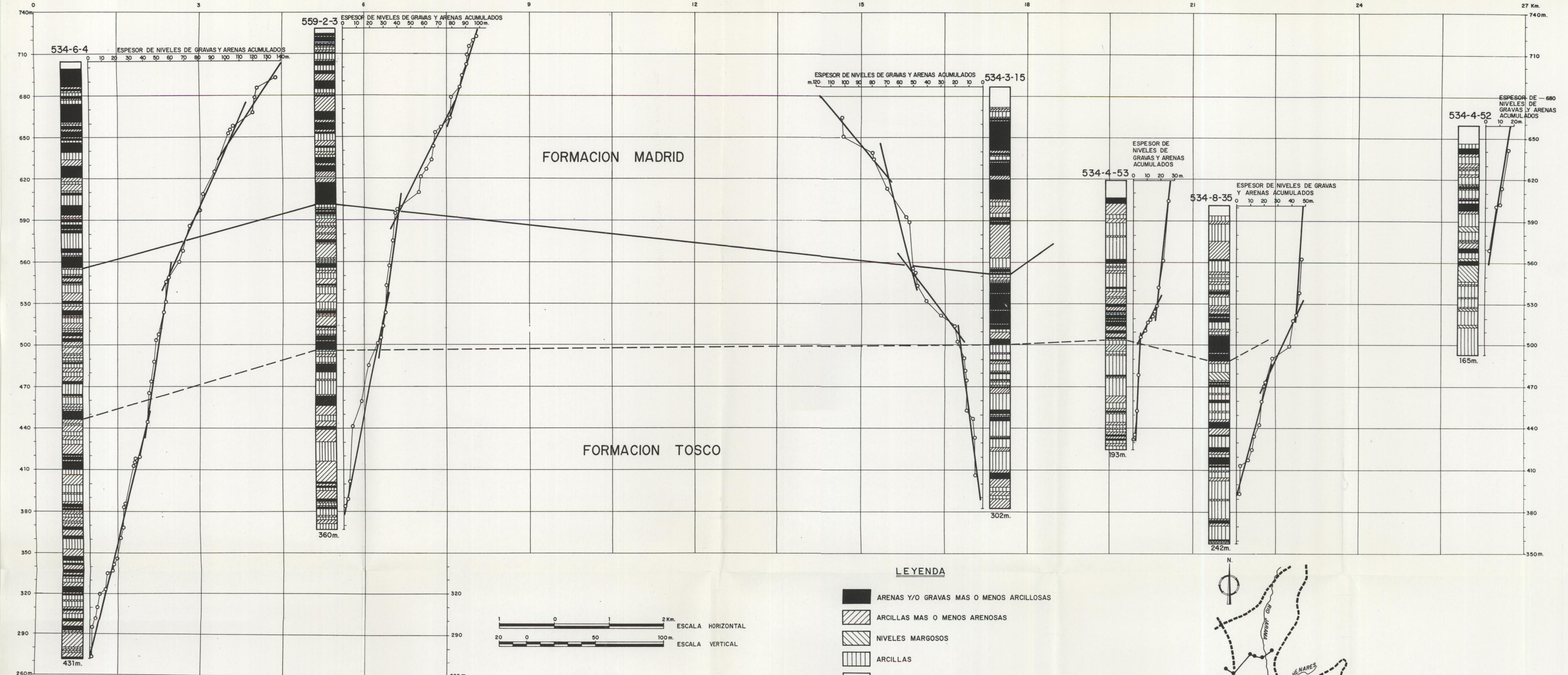
2 Km.

ESCALA VERTICAL

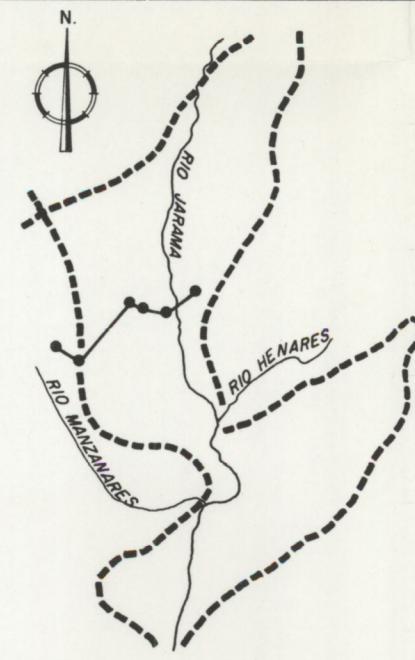
100 m.

Nº DE PLANO: 2 FECHA: JULIO 1975
Nº DE HOJA: 2-1

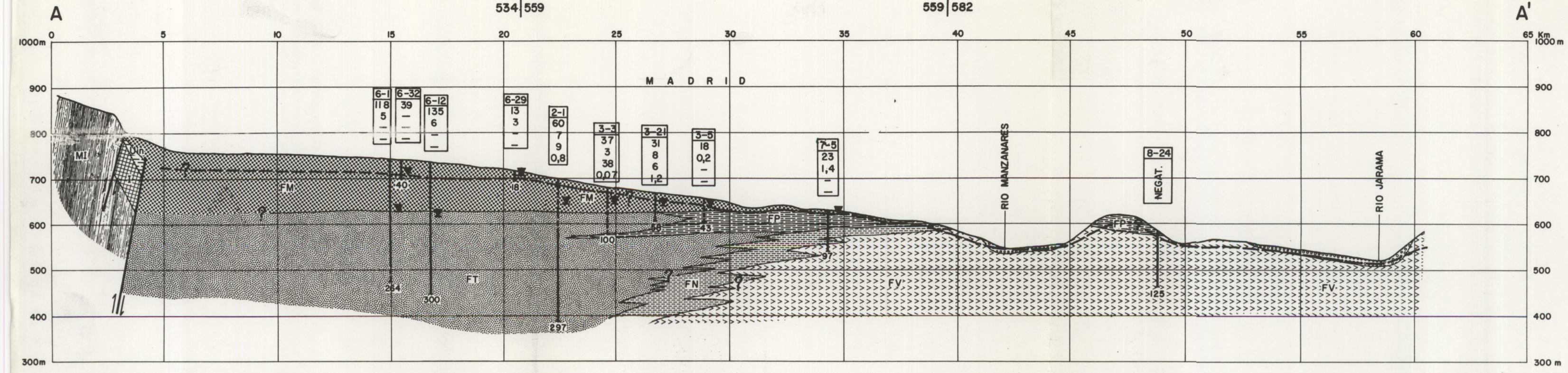
CORRELACION LITOLOGICA EN LA FACIES DETRITICA



534-6-4 534 NUMERO HOJA E = 1:50.000
6 NUMERO DE OCTANTE EN LA HOJA
4 NUMERO DE ORDEN EN EL OCTANTE

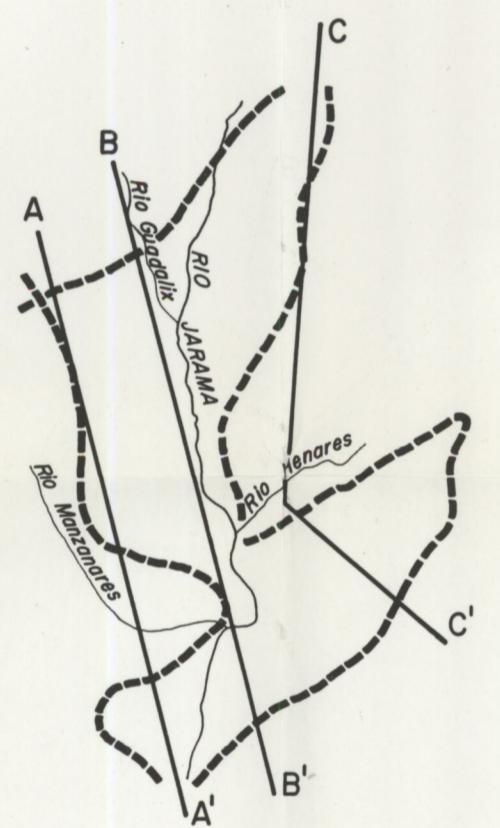
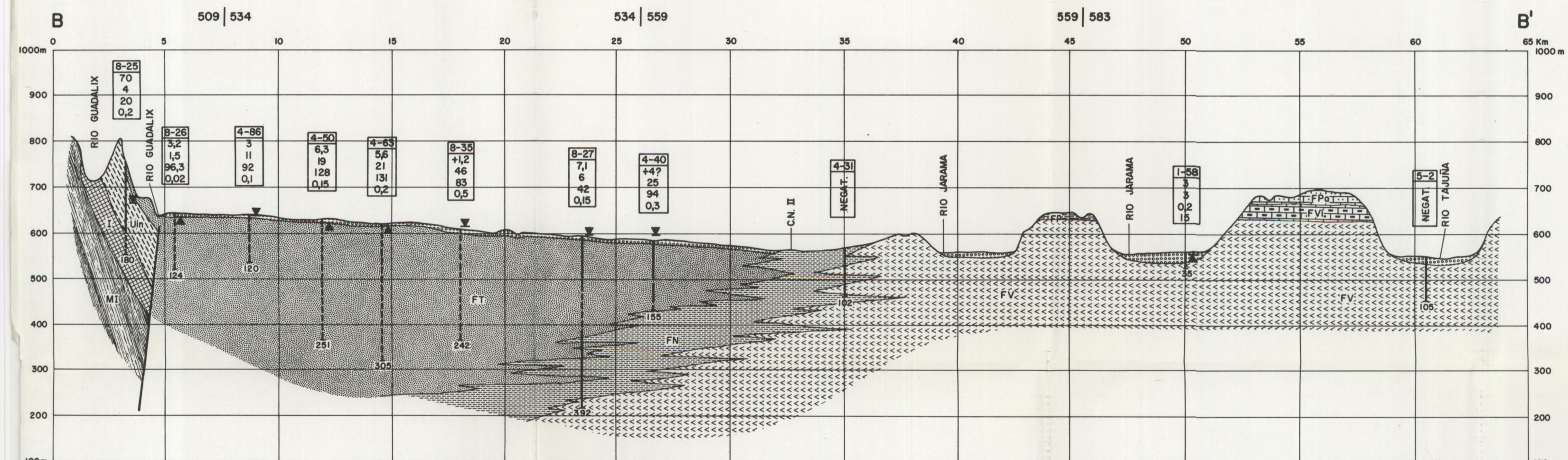


Nº DE PLANO: 2
Nº DE HOJA: 2-2
FECHA: JULIO 1975
CORRELACION LITOLOGICA EN
LA FACIES DETRITICA
Realizado: F. LOPEZ VERA
Dibujado: R. TÉLLEZ



LITOLOGIA

CUATERNARIO		TERRAZAS Y ALUVIONES INDIFERENCIADOS
		RAÑAS
FACIES DETRITICA		FORMACION MADRID FORMACION GUADALAJARA
		FORMACION TOSCO FORMACION ALCALA
		FORMACION PEÑUELA
FACIES INTERMEDIA		FORMACION ANCHUELO
		FORMACION DE LOS PARAMOS
FACIES QUIMICA		FORMACION VILLAREJO
		FORMACION VALLECAS
PALEOGENO		UNIDAD INFERIOR
MESOZOICO (CRETACICO)		INDIFERENCIADO
PALEOZOICO		METAMORFICO INDIFERENCIADO



SIMBOLOGIA

559 | 560 REFERENCIA A LAS HOJAS 1:50.000

8-10 * 8 NUMERO DE OCTANTE EN LA HOJA
 10 NUMERO DE ORDEN EN EL OCTANTE
 A NIVEL ESTATICO EN METROS
 B CAUDAL EN l/seg
 C DESCENSO EN METROS
 D CAUDAL ESPECIFICO EN l/seg/met.

▼ ▲ NIVEL PIEZOMETRICO

— LIMITE DE LA ZONA SATURADA

— ZONA CIEGA

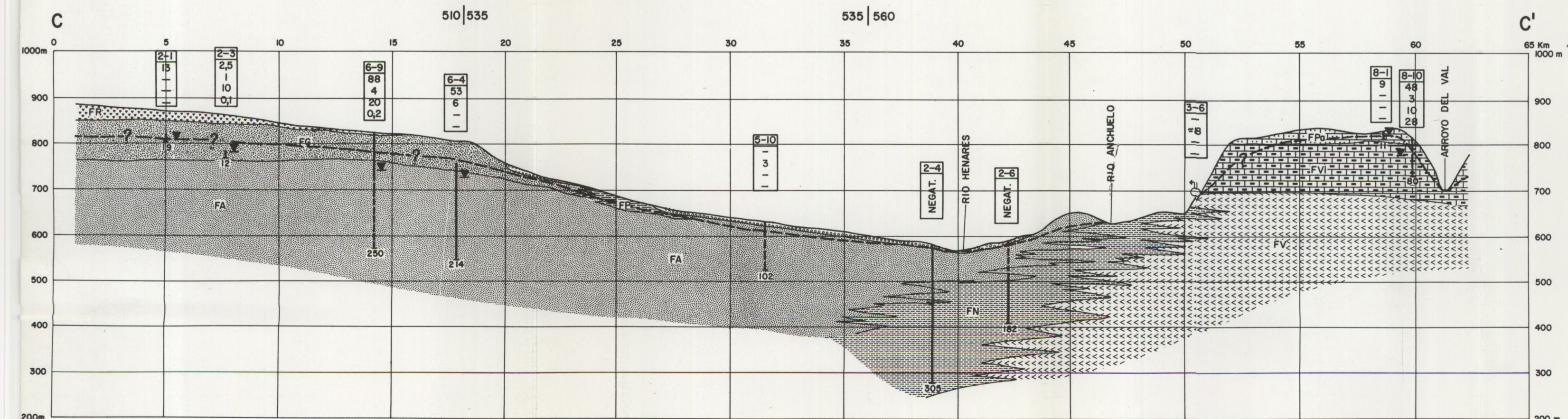
— ZONA FILTRANTE

242 PROFUNDIDAD DEL POZO

— NIVEL SURGENTE

— NEGAT. NEGATIVO

— MANANTIAL



* Referencia al inventario de puntos de agua S.I.R.H.

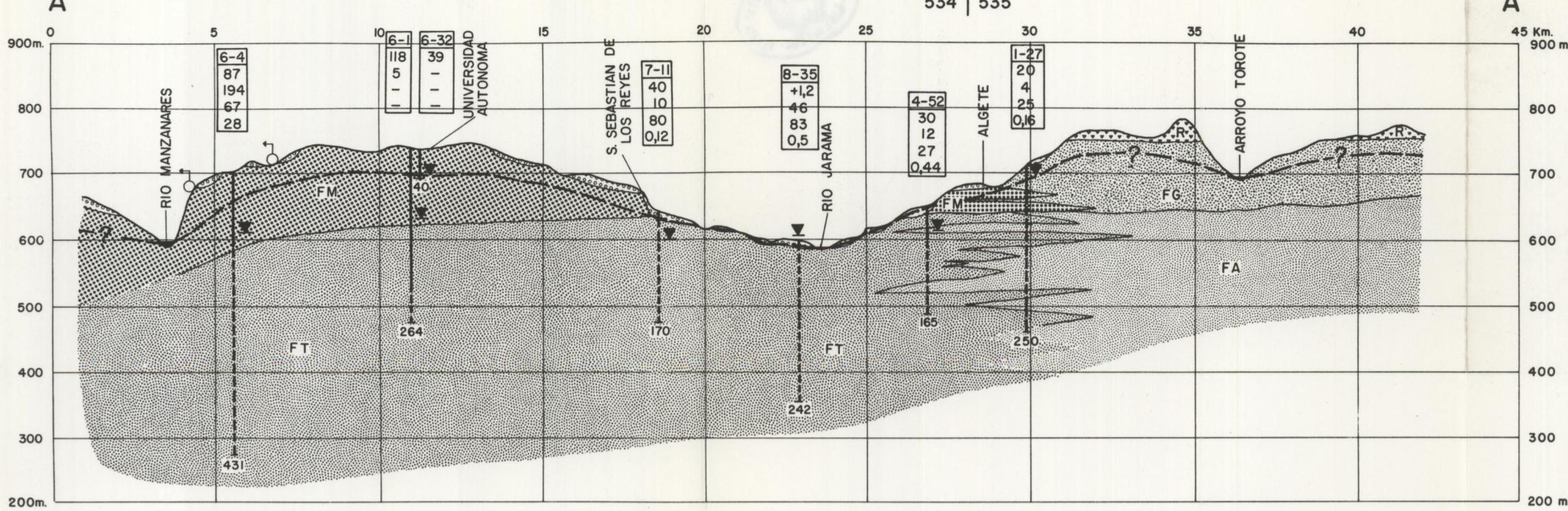
Nº DE PLANO: 3

PERFILES HIDROGEOLOGICOS

Realizado: F. LOPEZ VERA Dibujado: J. M. ANGULO

LITOLOGIA

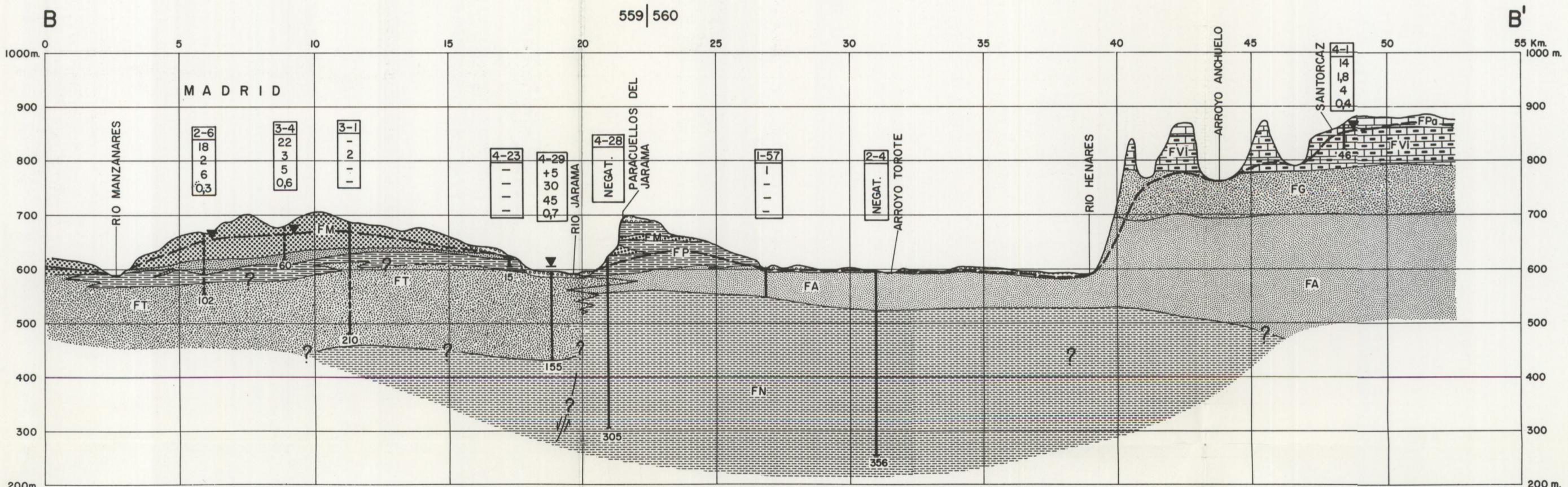
A



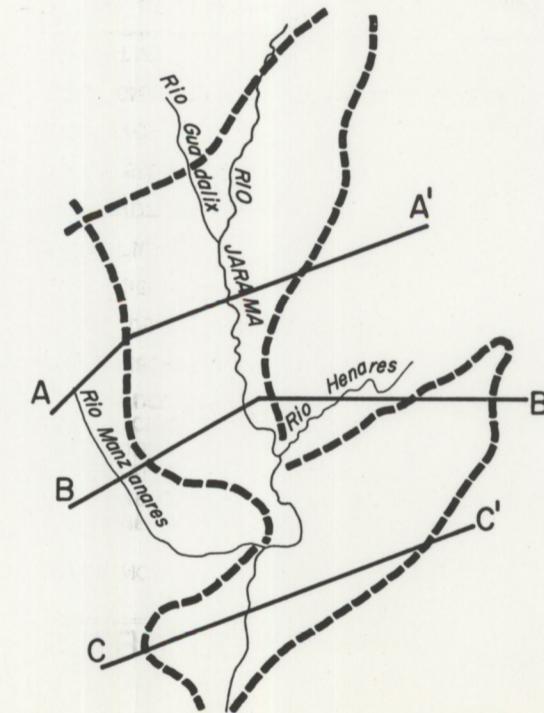
CUATERNARIO

	TERRAZAS Y ALUVIONES INDIFERENCIADOS
	RAÑAS
	FORMACION MADRID
	FORMACION GUADALAJARA
	FORMACION TOSCO
	FORMACION ALCALA
	FORMACION PEÑUELA
	FORMACION ANCHUELO
	FORMACION DE LOS PARAMOS
	FORMACION VILLAREJO
	FORMACION VALLECAS

B

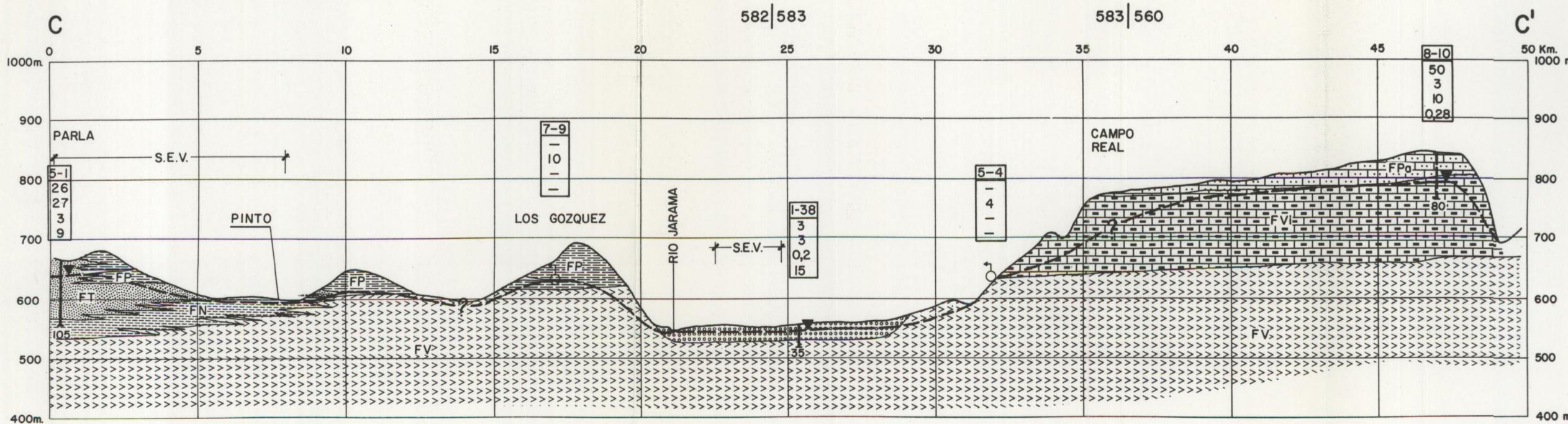


B'



SIMBOLOGIA

C



C'

	8 NUMERO DE OCTANTE EN LA HOJA
10	NUMERO DE ORDEN EN EL OCTANTE
A	NIVEL ESTATICO EN METROS
B	CAUDAL EN l/seg
C	DESCENSO EN METROS
D	CAUDAL ESPECIFICO EN l/seg/met.

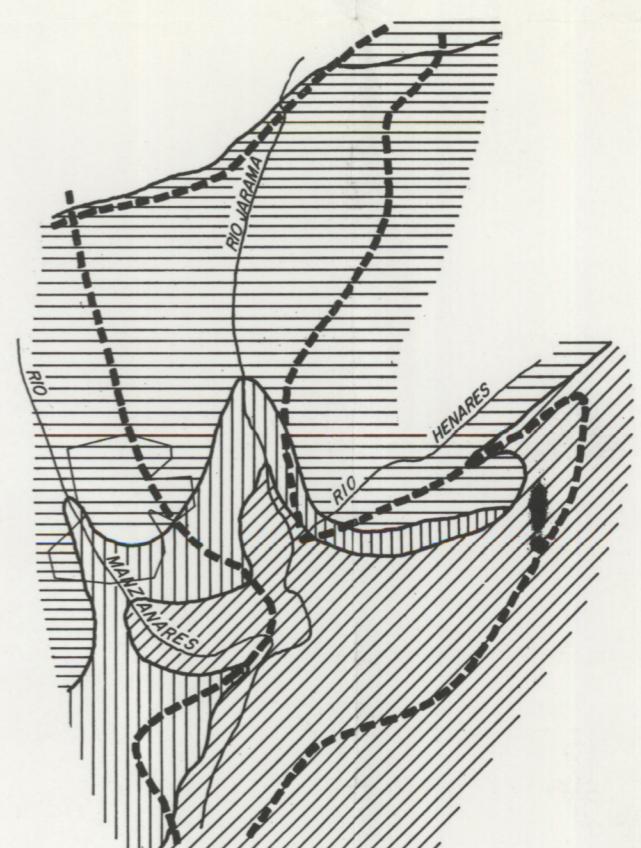
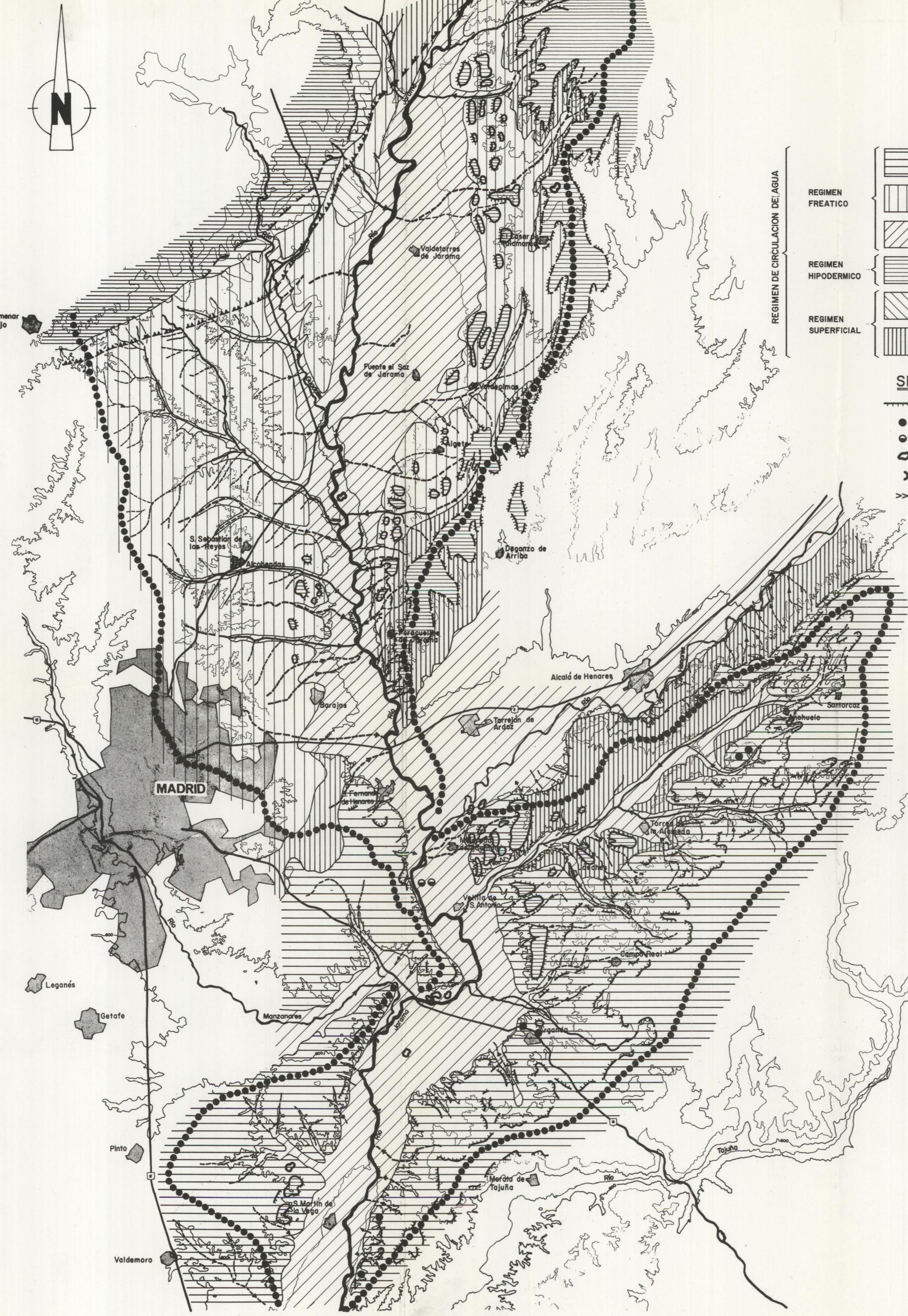
	NIVEL PIEZOMETRICO
	LIMITE DE LA ZONA SATURADA
	ZONA CIEGA
	ZONA FILTRANTE
	PROFUNDIDAD DEL POZO
	NIVEL SURGENTE
	NEGATIVO
	ZONA DIBUJADA CON APOYO DE GEOFISICA
	MANANTIAL

Nº DE PLANO: 4 FECHA: SEPTIEMBRE 1.975
Nº DE HOJA: -

PERFILES HIDROGEOLÓGICOS TRANSVERSALES

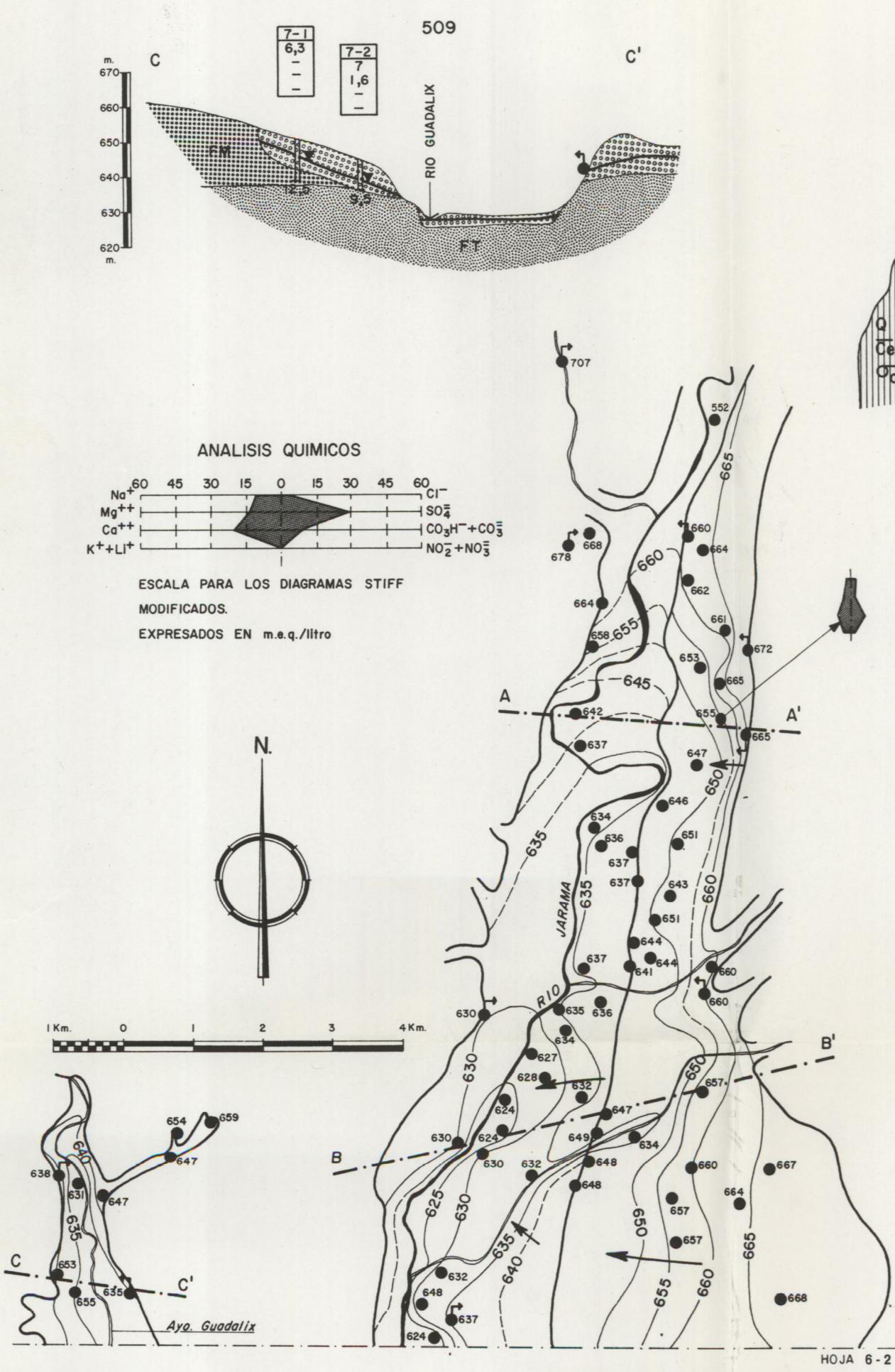
* Referencia al inventario de puntos de agua S.I.R.H.

Realizado: F. LOPEZ VERA Dibujado: J. M. ANGULO



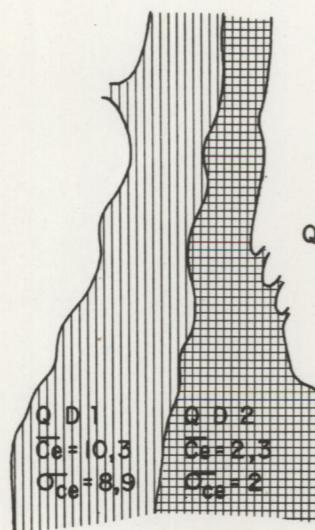
Nº DE PLANO: 5 FECHA: 3 OCT. 1973
Nº DE HOJA: —

MAPA HIDROGEOMORFOLOGICO

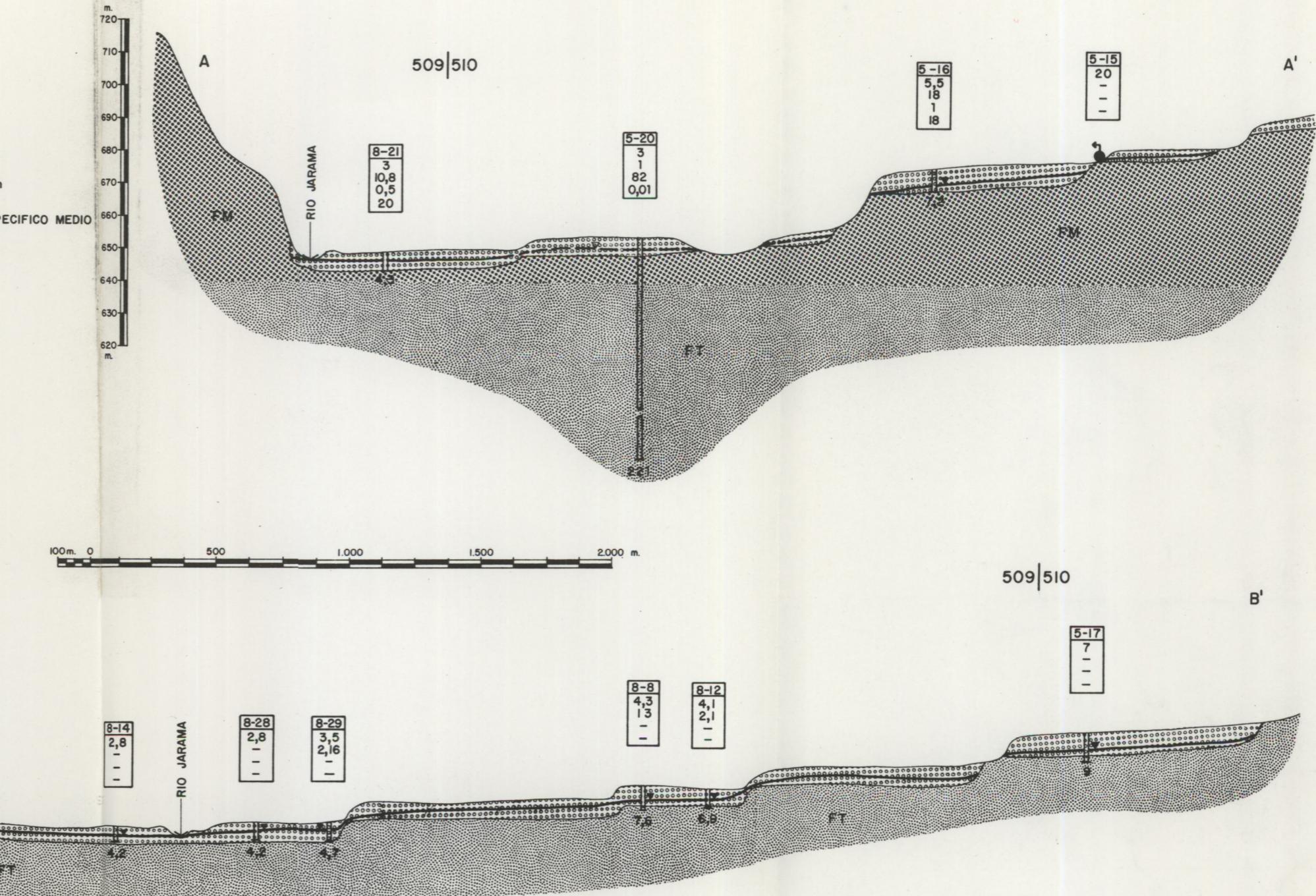


PARAMETROS HIDRAULICOS

\bar{C}_e CAUDAL ESPECIFICO MEDIO EN l/s/m
 σ_{C_e} DESVIACION TIPICA DEL CAUDAL ESPECIFICO MEDIO
 Q_D UNIDAD HIDROGEOLOGICA



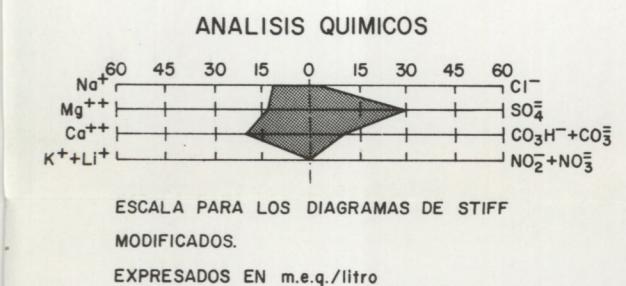
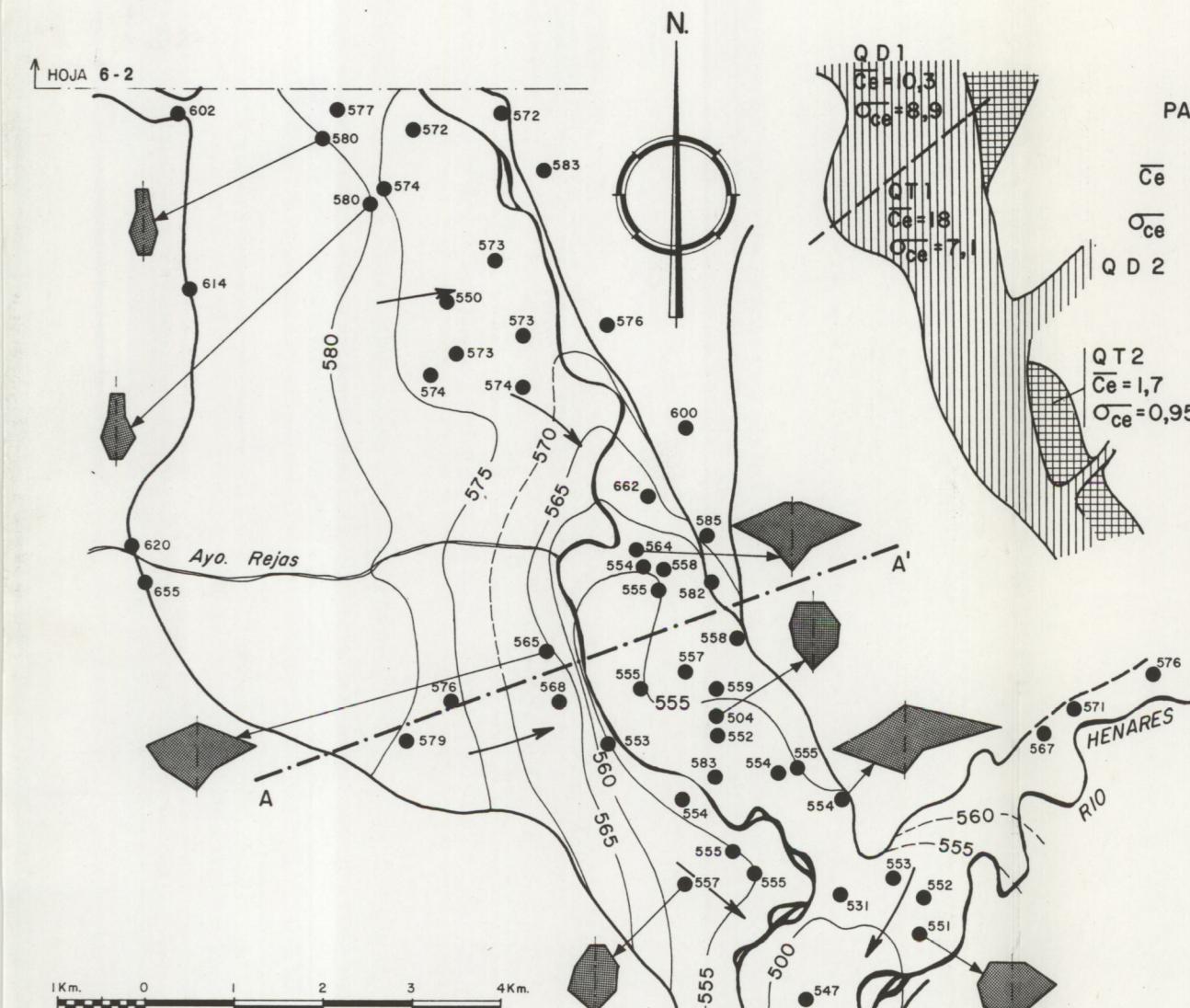
Section B-B' showing hydrogeological unit Q-D-1. A vertical profile with elevation marks (520-630 m) and a legend for the hydrogeological unit.



N^o DE PLANO: 6
N^o DE HOJA: 6-1
FECHA: SEPTIEMBRE 1975

MAPA HIDROGEOLÓGICO DEL CUATERNARIO

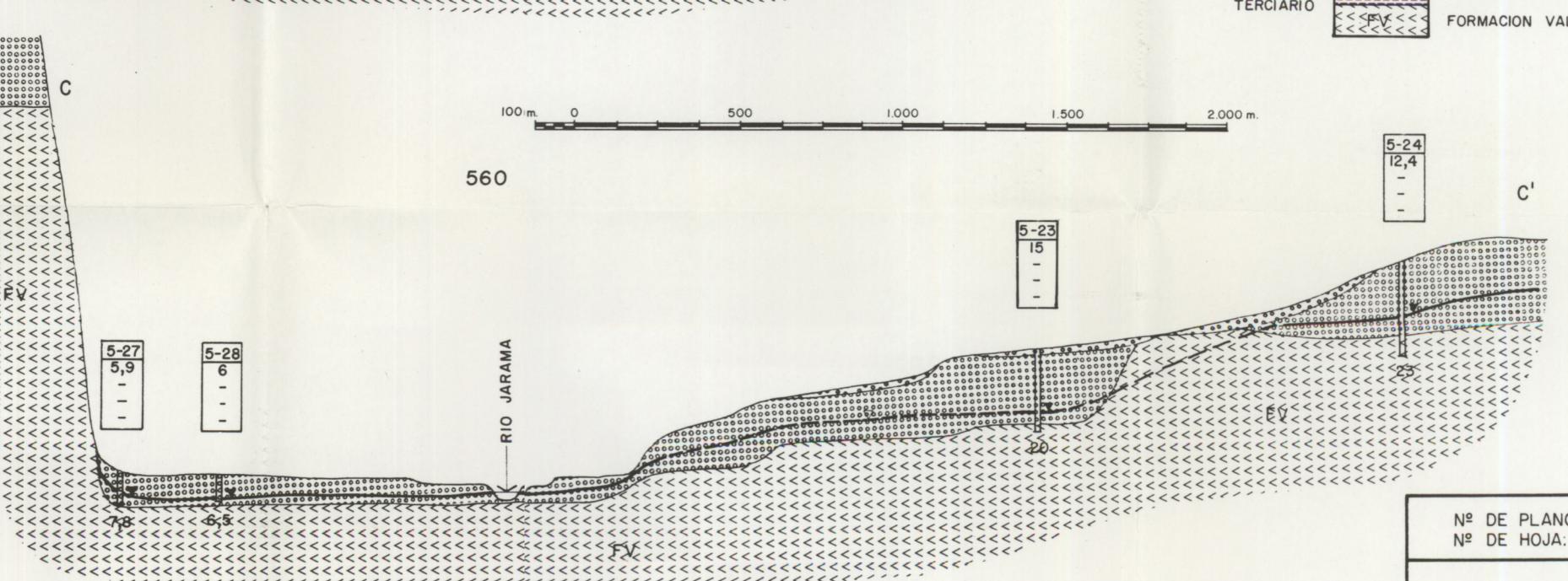
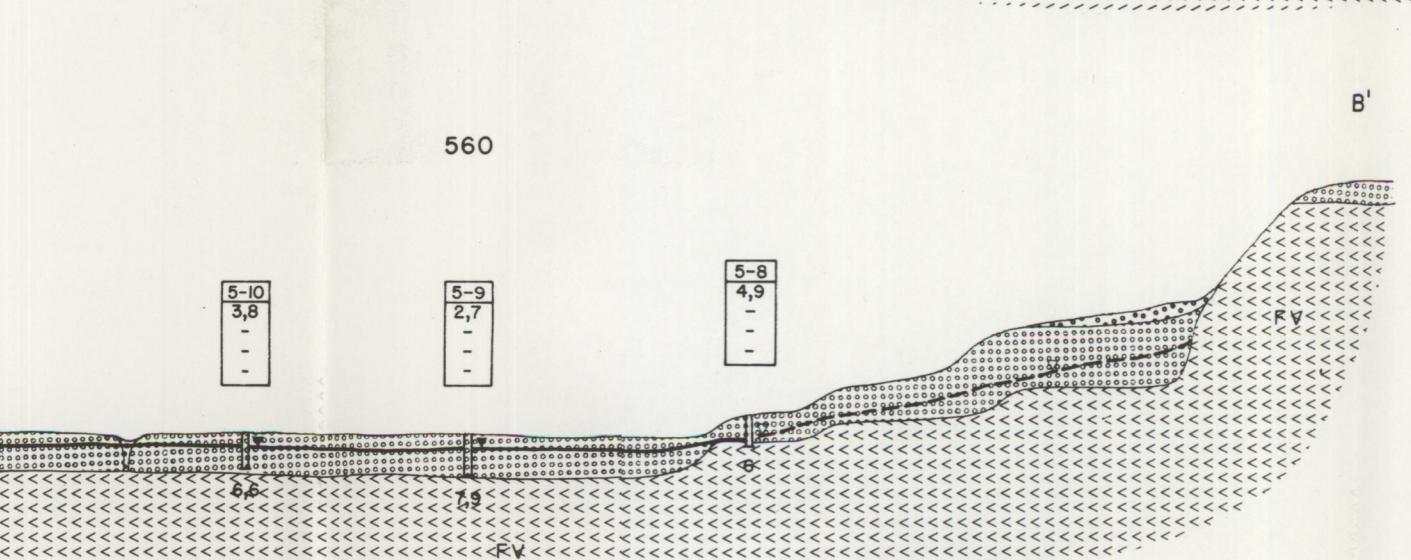
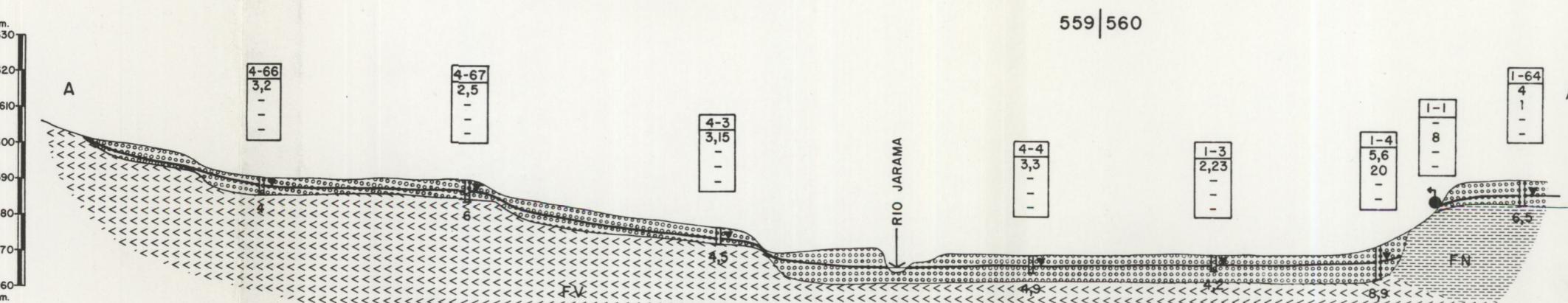
Realizado: F. LOPEZ VERA
Dibujado: J. M. ANGULO



PARAMETROS HIDRAULICOS

Ce CAUDAL ESPECIFICO MEDIO l/s/m
O_{ce} DESVIACION TIPICA DEL CAUDAL ESPECIFICO MEDIO
Q D 2 UNIDAD HIDROGEOLÓGICA

Q D 1 Ce = 0,3 O_{ce} = 8,9
Q T 1 Ce = 18 O_{ce} = 7,1
Q D 2 Ce = 1,7 O_{ce} = 0,95



Nº DE PLANO: 6
Nº DE HOJA: 6-3
FECHA: OCTUBRE 1.975

MAPA HIDROGEOLÓGICO
DEL CUATERNARIO

Realizado: F. LOPEZ VERA Dibujado: J. M. ANGULO