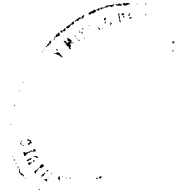




**CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA
HIDROGEOLOGIA DEL PREBETICO NORORIENTAL
(PROVINCIAS DE VALENCIA Y ALICANTE)**

MEMORIA DEL
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



**CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA
HIDROGEOLOGIA DEL PREBETICO NORORIENTAL
(PROVINCIAS DE VALENCIA Y ALICANTE)**

por

Antonio Pulido Bosch

TOMO 95 — MADRID 1979

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

I. S. B. N.: 84 - 7474 - 050 - 9
Depósito Legal: M - 13.280 - 1979

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

A mis padres
A Paule

INDICE

	Págs.
Presentación	7
Prólogo	9
I. Introducción	13
II. Localización geográfica y geológica	17
III. Antecedentes	21
IV. Climatología	29
V. Hidrología de superficie	59
VI. Geología	77
VII. Geomorfología kárstica	135
VIII. Hidrogeología	157
IX. Anotaciones en torno a la contaminación de las aguas subterráneas en las unidades estudiadas	339
X. Resumen y conclusiones	353
Anejo 1.—Inventario de puntos acuíferos	361
» 2.—Análisis químicos de las aguas de las unidades acuíferas estudiadas	377
Bibliografía	389
Índice general	403



PRESENTACION

Ve la luz, en estas páginas, un trabajo que supone una contribución muy importante al conocimiento de la Hidrogeología Kárstica, en la región mediterránea.

Su autor, Pulido Bosch, primero alumno, luego discípulo y ahora compañero en las tareas docentes, tras un brillante expediente académico, obtuvo su Licenciatura de Geología en 1972, en la Universidad de Granada, con calificación de sobresaliente.

Fue becario, durante un año, por el Gobierno de Francia para ampliar estudios de la especialidad en el Servicio Geológico de Alsacia y Lorena y en el Instituto de Física del Globo de la Universidad Louis Pasteur, de Estrasburgo.

Desde 1973, y a lo largo de cuatro años de intenso trabajo, llevó a cabo su Tesis Doctoral en la región sur de Valencia y norte de Alicante, con el apoyo total del Instituto Geológico y Minero de España y de la empresa consultora EPTISA.

No cabe duda de que la realización de esta Tesis, que hemos tenido la satisfacción de dirigir, es fruto de la total comprensión y apoyo del IGME, lo cual se enmarca en una línea de colaboración estrecha con la Sección de Geología de la Universidad de Granada, de la que se recogen innegables beneficios mutuos.

Esta Tesis Doctoral que presentamos fue defendida, en septiembre de 1977, ante el tribunal formado por los Profesores Almela Samper (Universidad Politécnica de Madrid), Fontboté Mussolas y Vera Torres (Universidad de Granada), Llamas Madurga (Universidad Complutense de Madrid) y Fernández-Rubio (Universidad de Granada), y obtuvo la calificación de sobresaliente cum laude.

A partir de ese momento el Profesor Pulido Bosch se integra en el cuerpo docente de la Universidad de Granada.

Esta Tesis Doctoral es un pilar importante en la actividad del Grupo de Trabajo de Hidrogeología de la Universidad de Granada y corresponde a la línea de investigación de Hidrogeología del Karst que, junto a la Hidrogeología de Minas, constituyen nuestras áreas básicas de trabajo. Pensamos que el extraordinario campo que se abre, día a día, a esta pujante ciencia de la Hidrogeología obliga a una especialización, como único medio de poder seguir las nuevas aportaciones.

Es así que este Grupo de Trabajo de Hidrogeología encuentra cada vez mayor respaldo, apoyo y entusiasmo a su actuación, y que nuevas generaciones consiguen avanzar sobre sólidos pilares en ese complejo mundo de la investigación y la aplicación que es la Hidrogeología.

Rafael FERNANDEZ-RUBIO

Granada, diciembre 1978.

PROLOGO *

*Le mémoire de thèse de M. Pulido-Bosch est très bien présenté, bien structuré, d'un style précis et clair. Les illustrations sont nombreuses et de qualité: schémas, graphiques et cartes à différentes échelles. En particulier la cartographie hydrologique est d'excellente venue. Un véritable atlas hydrologique ** est présenté: 5 cartes des précipitations (1/100.000), 3 cartes de l'évapotranspiration réelle (1/200.000), 4 cartes hydrogéologiques (1/50.000). Le travail de bibliographie est important et complet.*

Résultat d'un travail en laboratoire et sur le terrain, cette étude a abouti, dans un contexte géologique difficile, au recueil de données de base quantitatives nombreuses et d'une précision satisfaisante.

L'objectif était ambitieux: présenter une monographie hydrogéologique détaillée, quantitative, des massifs de roches carbonatées karstiques des Prébétiques nord-orientales dans les provinces Sud de Valencia et Nord d'Alicante, soit une surface de 1.600 Km², aboutissant à l'établissement du bilan. Il a été réalisé avec une maîtrise remarquable.

Les phases de l'étude s'enchaînent logiquement. Sur les bases d'une stratigraphie et d'une tectonique précises, M. Pulido-Bosch étudie le comportement hydrogéologique des différentes formations lithostratigraphiques et définit la géométrie des réservoirs. Le fonctionnement hydraulique est

* Informe del Profesor CASTANY leído ante el Tribunal calificador de esta Tesis Doctoral.

** Estos planos acompañan al trabajo original y pueden ser consultados en el Grupo de Trabajo de Hidrogeología de la Sección de Geología de la Universidad de Granada.

dégagé de ces études. Si l'on ajoute l'analyse de la qualité des eaux souterraines, basée sur une étude hydrogéochimique irréprochable, tous les aspects de l'hydrogéologie régionale sont abordés scientifiquement par des études pluridisciplinaires, pour aboutir à un bilan valable.

La recherche, effectuée sur l'analyse statistique des données climatologiques, de l'inventaire des points d'eau, des manifestations karstiques, des pompages d'essais, de la composition chimique et des causes de pollutions, constitue un ensemble harmonieux et exhaustif. Ce travail de base, bien conduit avec un souci de précision et d'objectivité, donne à l'étude toute sa valeur technique fondamentale, garant de la validité de l'évaluation des ressources en eau souterraine. Elle constitue en outre une base méthodologique applicable à d'autres régions karstiques, débordant le cadre méditerranéen.

L'évaluation des composantes du bilan porte sur les précipitations, les températures, l'évapotranspiration et l'écoulement. La base des moyennes mensuelles apporte une précision rarement atteinte dans le calcul des ressources. Les traitements statistiques se rapportent à une longue période de recueil de données (30 années, 1945-46/1974-75), idéal rarement atteint. Soulignons l'emploi des méthodes statistiques les plus récentes dans le traitement informatique des données des précipitations (34 stations sélectionnées), lequel assure la confiance dans les résultats numériques présentés (corrélation par régression, coefficient de corrélation en particulier). Le calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle, d'après les données de 17 stations, conduit avec objectivité, apporte une contribution positive à la méthodologie de l'évaluation de cette composante du bilan en zone carbonatée méditerranéenne. Le calcul de l'écoulement (6 stations) avec ses corrélations est très bien conduit. L'étude hydrogéologique, portant sur les données d'analyse de 250 points d'eau, dont 115 représentatifs, est solide. L'hydrogéochimie, classique, modèle de méthodologie, montre que la composition ionique des eaux varie considérablement dans l'espace et dans le temps tout en restant dans la norme de potabilité et d'usage agricole.

Le calcul de l'infiltration des eaux des précipitations, en moyenne de 50 %, apporte une contribution importante aux connaissances de ce facteur du bilan en zone calcaire méditerranéenne, d'autant plus précieux que les données quantitatives sérieuses sont très rares. La démonstration que la formule empirique de THORNTHWAITE (la plus approchée pour la région) pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle et par différence de la précipitation efficace ($P - ETR$), n'est pas applicable pour les

aquifères karstiques du domaine méditerranéen, est d'importance. Le traçage par les chlorures s'est révélé d'une grande précision.

L'hydrogéologie débute par un aperçu sur la zonalité des eaux karstiques en profondeur dont nous apprécions les conclusions pertinentes. La vaste région étudiée est subdivisée en quatre unités hydrogéologiques, basées sur les structures. C'était la seule possible étant données les intercommunications mises en évidence entre les différents réservoirs. L'étude de chaque unité aborde, avec objectivité et précision, tous les aspects des Sciences de l'eau selon un plan et une méthodologie corrects. C'est pour chacune d'elles une véritable monographie. Passer en revue toutes les données apportées dans cette étude serait fastidieux et superflu. C'est un travail excellent dont on ne peut qu'approuver la technologie, la probité scientifique, la compétence professionnelle et l'objectivité. Soulignons au passage la démonstration de l'intercommunication à travers les intercalations marneuses et entre les unités, les interprétations de la surface piézométrique et de ses fluctuations, la détermination des paramètres hydrauliques, toujours difficile dans les aquifères karstiques et les interprétations géochimiques. Une conclusion importante est la mise en évidence de la grande hétérogénéité du réservoir. Toutefois il peut être considéré comme relativement homogène dans son ensemble, à petite échelle.

L'explication donnée pour l'origine du thermalisme et de la salinité des sources de la sierra de Mustalla, est simple et logique. La résurgence d'eau météorique ayant circulé en profondeur est conforme avec les résultats d'études effectuées en d'autres régions.

Le mécanisme de l'alimentation naturelle des eaux souterraines (recharge par l'eau des précipitations, par les rivières, accessoirement par la condensation de la vapeur d'eau dans les cavités karstiques, condensations occultes) est bien analysé. L'étude des courbes de tarissement mérite d'être soulignée par son importance.

L'hypothèse d'un modèle conceptuel du massif karstique, constitué de blocs à faible perméabilité drainé par un réseau de chenaux et de cavités vient confirmer les conclusions d'études effectuées dans d'autres régions. Nous en soulignons toute l'originalité et la valeur pour l'étude de l'hydrodynamique sur modèles mathématiques déterministes de gestion.

L'évaluation du bilan pour chacune des quatre unités est un modèle.

La monographie hydrogéologique, présentée comme mémoire de thèse, par M. Pulido-Bosch, est plus qu'une contribution ainsi que l'annonce modestement l'auteur. C'est, en fait, un prototype, trop rare, d'une étude hydrogéologique quantitative, plus particulièrement pour les aquifères en terrains carbonatés, fissurés karstiques. Guide méthodologique d'étude d'hydrologie karstique, elle est, en outre, qualité inestimable, un apport à la

connaissance quantitative des caractéristiques et des ressources en eau des aquifères karstiques méditerranéens.

Nous souhaitons que M. Pulido-Bosch poursuive des recherches dont ce travail doit constituer la première étape. Une brillante carrière d'hydrogéologue lui est ouverte par la solidité et le large éventail de ses compétences.

Paris le 5 juillet 1977.

G. CASTANY

Conseiller de Direction du Service
Géologique de France
Professeur d'Hydrogéologie à
l'Université Pierre et Marie Curie



I. INTRODUCCION

1 OBJETIVOS

El objeto de esta investigación, Tesis Doctoral del firmante, ha sido llegar a conocer las características hidrogeológicas de las extensas unidades carbonatadas existentes al sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante.

Con este fin he enfocado el estudio que, dada la amplitud del tema, no puede ser exhaustivo, pero sí pretende sentar una base sólida sobre la cual se puedan continuar futuros trabajos, con objetivos más precisos.

He intentado así determinar el comportamiento hidrogeológico de los diferentes materiales; definir la geometría de los embalses subterráneos; conocer la calidad química de sus aguas; deducir el funcionamiento hidráulico de las unidades hidrogeológicas, previamente establecidas, y finalmente realizar un balance hídrico.

Para ello ha sido necesario analizar los datos climatológicos existentes; recopilar los datos foronómicos; levantar la cartografía hidrogeológica; estudiar los puntos acuíferos, e investigar las manifestaciones kársticas.

La contaminación de estos acuíferos, grave problema futuro, se esboza en la parte final de este trabajo.

2 METODOLOGIA

Para cubrir estos objetivos he efectuado labores tanto de campo como de gabinete, individualmente o con valiosas colaboraciones.

En campo, he levantado la cartografía hidrogeológica, sobre fotogramas del Vuelo Nacional, a escala aproximada 1/33.000, previa definición de las distintas formaciones. Para ello realicé cuatro campañas de campo, a partir de julio de 1973, fecha de comienzo de la investigación. También he estudiado las principales manifestaciones kársticas (poljes, dolinas, simas y grutas), que revisten un especial interés, dada la finalidad de este estudio. El inventario de los puntos acuíferos *, recogida de muestras de agua *, aforos *, bombeos de ensayo y medidas de niveles piezométricos * completan el trabajo de campo.

De forma simultánea o sucesiva he realizado la labor de gabinete, que ha llevado consigo el paso de la cartografía hidrogeológica a planos a escala 1/50.000, levantamiento de cortes hidrogeológicos y estudio e interpretación de análisis químicos y de los datos derivados de los puntos acuíferos inventariados.

Al mismo tiempo he efectuado la recopilación de la información bibliográfica existente, y he analizado y corregido los datos climatológicos previamente localizados.

Finalmente, con el análisis y síntesis de todos los datos he redactado la presente Memoria.

3 AGRADECIMIENTOS

Expreso mi más sincero agradecimiento al Profesor Dr. FERNANDEZ-RUBIO, Director de la Tesis, por toda la ayuda prestada en este trabajo y en tantos otros aspectos desde que me inició en la Hidrogeología, en el año 1971.

Al Profesor Dr. FONTBOTE, por las sugerencias en cuanto al enfoque a dar al capítulo de Geología, y por su lectura crítica del subcapítulo de Tectónica.

Al Profesor Dr. J. A. VERA, que tuvo la gentileza de revisar el subcapítulo de Estratigrafía, al que ha aportado numerosas ideas, algunas de las cuales he podido realizar.

Al Ingeniero Jefe de la División de Aguas Subterráneas del IGME, Dr. Juan E. COMA, por todas las facilidades dadas para llevar a buen término esta investigación, y por permitir la utilización de los datos del Pro-

* Gran parte de esta labor fue realizada por los Ingenieros Técnicos de EPTISA señores BUENO, CALVO, MITTELBRUN y SOLIS, con el asesoramiento y criterios del autor. Dichos datos corresponden, en su mayoría, al Proyecto de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del Júcar (PIHCMBJ), realizado por el Instituto Geológico y Minero de España.

yecto de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del Júcar (PIHCMBJ).

Al Ingeniero Jefe de la División de Geología de EPTISA, Dr. Pedro MARTIN BOURGON, y al Ingeniero de EPTISA, responsable del PIHCMBJ, Fernando PERALTA TORO, quienes con su sólida formación técnica supieron aconsejarme en cuantas cuestiones les plantéé, así como facilitarme cuanto estuvo a su alcance.

A Paule, que merece una especial mención, por su estrecha colaboración a todo lo largo del estudio, y por su ayuda moral y material.

A E. CASTILLO, gran amigo y compañero, que compartió conmigo jornadas de campo, discutió de forma entusiasta cuantas cuestiones le expuse y prestó ayuda especial en la fase final del trabajo.

A los compañeros de EPTISA J. FUSTER, G. DOBLAS, L. MITTELBRUN, D. BUENO y L. DOMINGO, por sus prestaciones en determinados aspectos de este estudio y en las jornadas de campo.

A J. GARCIA y P. MARTI, investigadores en el Instituto de Hidrogeología y Medio Ambiente de Valencia, por las determinaciones analíticas que gentilmente me realizaron.

Al Dr. F. ROBLES y sus colaboradores G. GUTIERREZ y L. MARQUEZ, del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de Valencia, por la información bibliográfica facilitada y las determinaciones micropaleontológicas de algunas muestras.

A los geógrafos Dr. J. BERNABE y J. MATEU, profesores de la Facultad de Filosofía y Letras de Valencia, que me facilitaron información bibliográfica de gran valor y discutieron conmigo sobre el terreno algunos fenómenos geomorfológicos.

Al Dr. D. FLETCHER, Director del Museo Arqueológico de Valencia, que puso a mi disposición los archivos y la amplia biblioteca del citado Museo.

A F. GRAU, V. JULIA y A. FORNES, espeleólogos entusiastas y grandes amantes de la naturaleza, que dedicaron muchas horas de su tiempo en facilitar información sobre cavidades.

A los delineantes y compañeros de EPTISA R. VARONA y S. IZQUIERDO, que me prestaron toda su colaboración en la realización de los planos y la mayor parte de las figuras que acompañan este trabajo.

A la señorita C. RUIZ, del Grupo de Trabajo de Hidrogeología, que mecanografió la Memoria final.

No quiero terminar estas líneas sin expresar mi testimonio de gratitud al Instituto Geológico y Minero de España, al Instituto de Reforma y Desarrollo Agrario y a EPTISA por todos los datos facilitados, así como a todas aquellas personas y entidades que, en mayor o menor grado, contribuyeron a la terminación de este estudio.

II. LOCALIZACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

1 LOCALIZACION GEOGRAFICA

La región estudiada, con una superficie aproximada de 1.600 Km², se sitúa al sur de la Provincia de Valencia y norte de la de Alicante; la orla costera mediterránea constituye su límite oriental (fig. 1). Comprende las Hojas de Játiva (29-31) y Gandía (30-31) completas, y parte de las de Alcira (29-30 y 30-30), Canals (28-31), Onteniente (28-32), Alcoy (29-32), Benisa (30-32) y Jávea (31-32), editadas, en proyección U. T. M., por el Servicio Geográfico del Ejército entre los años 1968 y 1972.

Es ésta una región accidentada, con abundantes alineaciones montañosas, orientadas aproximadamente E.-O., que individualizan valles cada vez más apretados hacia el Sur. La altitud media es del orden de 600 metros, con cotas mínimas inferiores a tres metros, en el sector oriental, y máximas superiores a 1.000 metros, en las Sierras de Alfaro (1.166 m), Benicadell (1.100 m), Peñón (1.047 m) y Azafor (1.013 m).

2 LOCALIZACION GEOLOGICA

El área estudiada se ubica dentro de las Cordilleras Béticas, las cuales han despertado gran interés para los geólogos durante el último siglo, y de forma especial en los últimos quince años, fundamentalmente con la participación de las escuelas holandesa, francesa y española (Granada).

Dentro de las Cordilleras Béticas se distinguen tres unidades principales: Zona Prebética, Zona Subbética y Zona Bética; además se conside-

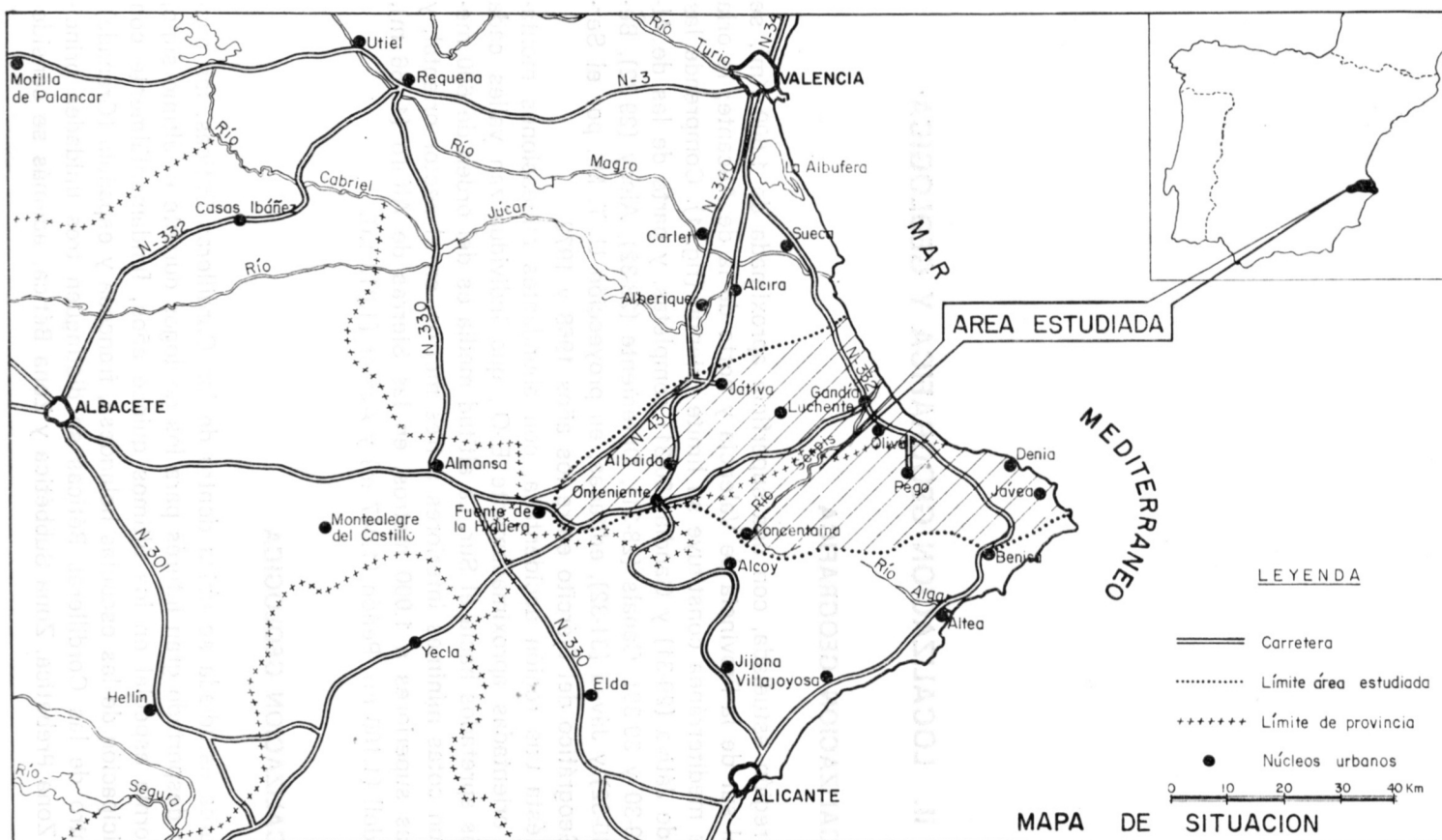


Figura 1.—Localización geográfica.

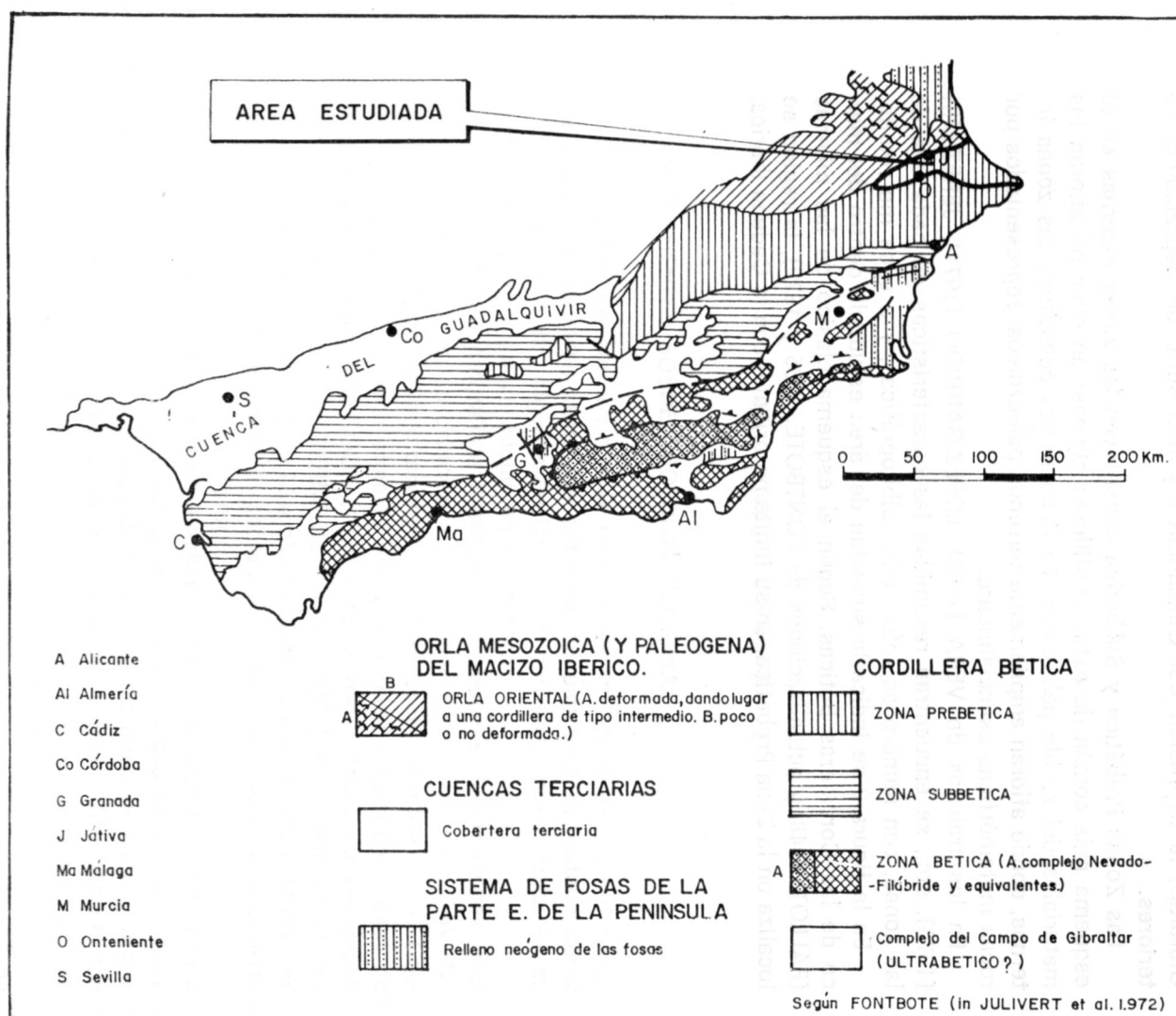


Figura 2.—Localización geológica.

ran otros elementos estructurales, como son las unidades del Campo de Gibraltar, la depresión del Guadalquivir y una serie de depresiones interiores.

Las Zonas Prebética y Subbética constituyen las zonas externas en el esquema más común de estas cordilleras alpinas; en ellas no afloran los materiales del zócalo paleozoico. La Zona Bética constituye las zonas internas, donde afloran ampliamente terrenos paleozoicos, representados por rocas metamórficas esencialmente.

En los trabajos de VERA (1966), LOPEZ-GARRIDO (1971), JEREZ-MIR (1973), etc., se encuentran resumidas las características de cada una de las zonas, con numerosas referencias bibliográficas, y a ellos me remito.

En la figura 2 se indica la situación del área estudiada dentro del marco de las Cordilleras Béticas. Según el esquema clásico de las mismas (FALLOT, 1948, y actualizaciones de FONTBOTE, 1965 y 1972), la región se localiza en la Zona Prebética, en su límite nororiental con la Cadena Ibérica.

III. ANTECEDENTES

1 ANTECEDENTES SOBRE GEOLOGIA REGIONAL

Son muchos los autores que se han interesado por la geología del sector estudiado; abundan tanto los estudios de aspectos de detalle como las obras de conjunto, algunas de las cuales son básicas en cualquier investigación que se quiera iniciar en el sector.

BOWLES (1782), naturalista irlandés, hace algunas descripciones geográficas y mineras, en su criticada obra. El sacerdote y botánico CAVANILLES (1795-1797), recopila interesantes datos, esencialmente sobre Geografía y Agricultura, y hace algunas interpretaciones «hidrogeológicas» de determinadas surgencias. COOK (1830 y 1834) hace observaciones geológicas de valor anecdótico. VERNEUIL y COLLOMB (1852) realizan el primer estudio sobre la Sierra de Mariola. En esta época, BOTELLA (1854) publica sus observaciones sobre la geología del reino de Valencia, con acertadas observaciones sobre el Montgó.

El Catedrático y Académico VILANOVA (1867, 1881-1884, 1893) lleva a cabo las primeras investigaciones geológicas profundas en el área estudiada. En su obra cumbre (1893) describe los distintos pisos estratigráficos de la provincia de Valencia, con litología y fauna. Muchas de sus afirmaciones permanecen aún válidas. Realizó un plano geológico en color, a escala 1/400.000.

Los Ingenieros CORTAZAR y PATO (1882), de la Comisión del Mapa Geológico Nacional, realizaron el estudio de la provincia de Valencia, al que acompañaron un plano a escala 1/400.000. En estos años ya había iniciado NIKLES su Tesis Doctoral, y surgen las primeras publicaciones (1888,

89, 91 y 92). Son notables los cortes de detalle en Sierra Mariola (La Querola) y alrededores de Cuatretonda, así como su contribución a la paleontología del Neocomiense, con la descripción de especies nuevas. Gran parte de las observaciones por él realizadas mantienen su vigencia en la actualidad. Posteriormente (1902 y 1904) pone de manifiesto la presencia de cabalgamientos en la zona Subbética.

NOVO (1915) llevó a cabo la primera cartografía geológica de la provincia de Alicante, a escala 1/400.000, que acompaña a la descripción geológica.

JIMENEZ DE CISNEROS (1907, 1915, 1917, 1931, 1932) publica sus observaciones sobre la geología y paleontología, especialmente de los alrededores de Alicante, capital en la que enseñaba. Tan sólo en contadas ocasiones realiza descripciones (1907 y 1915) que afectan al área aquí estudiada, y en estos casos lo hace muy de pasada, y a veces basado en referencias de otros autores; puso de manifiesto la presencia del Keuper en la falda de la Sierra de Benicadell, cerca de Alcozer. BOSCA (1922) describe la *Nathica Leviathan* en Sierra de Gallinera. GIGNOUX y FALLOT (1926) levantan unos cortes en los alrededores de Montesa, el Montgó y Sierra de Benitachell.

En 1931, BRINKMANN publica su obra, con levantamiento de series en el Mondúber, en la carretera Genovés-Benigánim, en Cuatretonda, Agullent, etcétera. Considera tres sectores desde el punto de vista tectónico: Valencia septentrional (al norte del Turia); Valencia central (Turia-Montesa) y Valencia meridional, de directriz bética (sur de Montesa). Describe la gran falla valenciana meridional, cuyo trazado sería Jeresa-Barig-Barcheta-Játiva-Valle de Cánoles. Acompaña a su estudio un plano en color, a escala 1/250.000, con cortes geológicos de gran perfección.

Dos años después ve la luz un trabajo de síntesis, realizado junto con GALLWITZ (1933), que comprende la cuenca del Guadalquivir, Jaén, Cazorla-Hellín, Hellín-Albaida y sur de Valencia, con numerosas descripciones locales y cortes. Finalmente, realiza una síntesis sobre la evolución paleogeográfico-tectónica de la zona. Acompaña a su estudio un plano en color a escala 1/600.000, con cortes a la misma escala. Ambos trabajos fueron publicados en España en los años 1948 y 1950, traducidos al castellano por GOMEZ DE LLARENA.

En esta época, DARDER PERICAS, eminente geólogo, iniciaba sus profundas investigaciones en el área, si bien, antes (1929), publicó algunas observaciones sobre los valles de Enguera y Montesa. Su gran labor vería la luz en una obra póstuma (1945), en la que se plasman los resultados de doce años de investigación minuciosa y profunda. Realiza muchos cortes de detalle y levantamientos de series, apoyados siempre en una numerosa fauna, en gran parte determinada por él, y a veces con el con-

curso de grandes especialistas nacionales y extranjeros (ASTRE, 1933; COLOM, 1936; LAMBERT, 1935, etc.). En su obra, tras la descripción minuciosa de la estratigrafía de la región, analiza la tectónica con cortes de detalle e interpretaciones más o menos fantásticas, para terminar con un *ensayo de síntesis tectónica*, en que considera seis elementos:

- Autóctono de directriz ibérica (Macizo del Caroch, Sierra de Corbera, Macizo de Mont d'Uber y, como probable, el Montgó).
- Autóctono de directriz alpídica, de estratigrafía similar al elemento anterior. En él incluye Sierra Grossa, Benejama, Onteniente, Agullent y *parte de la de Benicadell, con los valles de Montesa y Albaida. Estas directrices terminan por el Nordeste e interfieren con las Ibéricas en los macizos de Mont d'Uber y Daya* (pp. 678-679). Confirma su atribución «a la unidad estructural que se conoce con el nombre de Prebético» (p. 679).
- Para-autóctono, unidad que también llama «*subbética externa*», y que se extiende desde la anterior hasta el «*Manto de Aitana*».
- Serie del Flysch.
- Manto de Aitana (sería una unidad Prebética).
- Manto de Orihuela-Algayat.

Unos años después inician la investigación y labor de síntesis los Ingenieros de la Sexta Región Geológica, cuyos resultados cristalizan en las Memorias de las Hojas de Jávea (*esquema 1/150.000*), Canals (*esquema 1/150.000*), Onteniente (*esquema 1/150.000*), Alcira (*plano 1/50.000*), Alcoy (*plano 1/50.000*), Játiva (*plano 1/50.000*) y Benisa (*plano 1/50.000*), realizadas por MESEGUER PARDO (1954 y 57), DUPUY DE LOME y SANCHEZ LOZANO (1955, 57), DUPUY DE LOME *et al.* (1961) y RIOS *et al.* (1961). DUPUY DE LOME y SANCHEZ LOZANO (1968) realizan, con los datos existentes, el Mapa Geológico de la provincia de Valencia. Previamente (1956), ambos autores hicieron una síntesis sobre los materiales cretácicos, con algunas interpretaciones poco afortunadas.

GARCIA RODRIGO (1968) lleva a cabo su Tesis Doctoral, inmediatamente al sur del sector aquí estudiado, y PAQUET (1969) al oeste de la provincia de Murcia.

Por esta época, los geólogos franceses ya han iniciado sus trabajos de investigación. En lo que al sector de Tesis se refiere, es notable la labor de CHAMPETIER, que publica interesantes datos sobre la geología de la Ibérica y Zona Prebética, entre los años 1966 y 1972, año éste en que se da a conocer su Tesis Doctoral. El área investigada por este autor queda incluida dentro de la línea poligonal que une Sueca-Carcagente-Cocentaina-Vall de Laguart y Vergel, con el Mar Mediterráneo como límite oriental. El estudio comprende la estratigrafía, paleogeografía y tectónica del sec-

tor, con levantamiento de series de detalle, con numerosas determinaciones faunísticas, correlaciones e interpretación estratigráfica y paleogeográfica de la cuenca. En la tercera parte de la obra analiza la tectónica, en la que distingue, además del Prebético y la Ibérica, un área de interferencia de ambas directrices. Esta obra me ha servido de guía en mi labor de campo, junto con las de NIKLES, BRINKMANN y DARDER PERICAS.

La investigación de CHAMPETIER coincide con el despertar de un mayor interés de los geólogos por la Zona Prebética y proximidades; así, surgen las Tesis Doctorales de FOURCADE (1970), parte de ella en el sector aquí estudiado (borde occidental); LOPEZ GARRIDO (1971), en el sector de Beas de Segura-Siles; DADRIO (1972), al sur y este de la anterior; USERA (1972), sobre la microbio-estratigrafía del Neógeno de la provincia de Valencia; JEREZ MIR (1973), en Elche de la Sierra y alrededores, y ORTI CABO (1973), con su estudio sobre el Keuper en la parte oriental de la Península.

En la actualidad continúan las investigaciones en algunos sectores y aspectos (AZEMA, GARCIA HERNANDEZ, etc.). El grupo de investigadores del Mediterráneo Occidental, a cuyo frente se encuentra el Profesor DURAND DELGA, y del cual forman parte algunos investigadores españoles (Profesores VERA, VIRGILI, GARCIA HERNANDEZ, etc.), ha realizado y realiza importantes síntesis, dadas a conocer en Congresos y Reuniones Científicas (AZEMA *et al.*, 1971, 1973, 1974, etc.).

El equipo que dirige el Profesor FONTBOTE (1970) lleva a cabo la síntesis geológica de la Hoja de Alcoy y colabora en la de Albacete-Onteniente (1971), con los datos existentes y algunos inéditos de GARCIA-ROSELL, el cual se encarga de la redacción de la Memoria de la primera de ellas.

Los primeros resultados del ambicioso Plan MAGNA, en el área estudiada, salen a la luz en 1975 con las Memorias de las Hojas de Onteniente (MARTINEZ *et al.*), Gandía (VEGAS *et al.*) y Alcoy (ALMELA *et al.*), a los que se acompañan planos y cortes geológicos a escala 1/50.000.

2 ANTECEDENTES HIDROGEOLOGICOS

Dentro de este epígrafe pretendo dar una visión de los trabajos existentes, que hacen alusión a algunos aspectos de la hidrogeología del área estudiada, así como de la geomorfología y espeleología, en cuanto que puedan tener incidencia sobre los objetivos del estudio.

Hasta 1893, en que VILANOVA publica su *Memoria Geognóstica-Agrícola y Protohistórica de Valencia*, todo lo que existe son ligeras alusiones a algún aspecto de la Hidrogeología, intercaladas en el conjunto del texto

de trabajos que tienen otros objetivos, como es la que hace NIKLES (1891): «on voit entre Lugar Nuevo et Ador les marnes irisées, relevées à la verticale, donner naissance à des sources saumâtres dont la température relativement élevée et constante montrent qu'elles viennent d'une grande profondeur» (p. 32), y LAURENT (1863), que hace un estudio somero de las aguas subterráneas en la región valenciana, de valor anecdótico.

Las primeras observaciones en relación con las aguas subterráneas se deben a CAVANILLES (1795-1797), quien cita los poljes de Barig, con sus sumideros, que relaciona con los manantiales de Simat (p. 213, T. I) y el del Plá de la Llacuna (p. 146, T. II). Tampoco le pasan desapercibidos los manantiales de Bellús, «que baxan de poniente a oriente según la dirección del monte» (p. 211, T. I), los del nacimiento del río Albaida, y el de la «fuente de Bolata en Tormos» (p. 207, T. II), a la que relaciona con la infiltración en las calizas de la Sierra del Mediodía. También describe someramente la Cueva de Benidoleig, con su río subterráneo.

La Memoria de VILANOVA (1893) tiene numerosas observaciones, que sorprenden por su gran exactitud, sobre los procesos y manifestaciones kársticas, hidrología, climatología, localización de manantiales y pozos, materiales permeables e impermeables, etc. Le corresponde el gran mérito de haber realizado el primer inventario de puntos acuíferos de la provincia (pp. 228-245), en el que indica el pueblo, nombre del manantial, término en que surge y su uso. Facilita datos de aforos en el río Albaida y en el Cánoles, y de las fuentes de Simat, así como análisis químicos efectuados por especialistas de la época, de los manantiales de Bellús. Además, explica, de forma acertada, el origen y circulación de las aguas subterráneas. Hay que tener en cuenta que es el primer español que publica un tratado de Hidrogeología (1880).

PUIG (1896), de la Comisión del Mapa Geológico, recopila los datos existentes sobre cavernas y simas de toda España. Inventaría unas dos mil, de las cuales treinta y cuatro se encuentran en el sector de Tesis. En 1904, RIBERA publica sus observaciones sobre las aguas subterráneas en el área que actualmente se ha denominado «Plana de Valencia».

Pero es la obra del Padre Leandro CALVO (1908), naturalista autodidacta e infatigable andador, el estudio más detallado realizado hasta esa fecha. Emite acertadas ideas sobre el ciclo hidrológico, a pesar de algunos errores de concepto (piensa que es la estratificación quien controla la circulación e infiltración del agua subterránea, por lo que de ser los estratos verticales «los filetes líquidos se hundirían en derechura del abismo y no sería posible la existencia de manantiales», p. 11). Estima que la sexta parte de la lluvia caída se infiltra. Estudia las aguas subterráneas de cada una de las cuencas de los ríos del sur levantino, con abundantes descripciones de detalle, en que incluso determina la fauna. Ade-

más, realiza el balance hídrico en algunos manantiales (Fuente Mayor de Simat y manantiales de la Sierra de Mustalla), de acuerdo con la superficie permeable de sus cuencas receptoras.

VIÑES (1914) estudia la hidrografía de Játiva, y MUGA (1915, in «*Geografía del Reino de Valencia*») cita algunos manantiales, manifestaciones kársticas, hidrografía, y el primer estudio detallado de los regadíos del Reino, por ríos y municipios, así como del uso urbano e industrial del agua.

BRINKMANN (1931) hace, muy de pasada, alusión a algunos manantiales y su justificación; relaciona la infiltración en el polje de Bárig con los manantiales de Simat. En la página 381 dice: «*El Keuper, sobre todo en Bárig, da origen a manantiales muy caudalosos*», si bien realmente no lo son tanto.

DARDER PERICAS (1932), en su tratado de aguas subterráneas, pone abundantes ejemplos referentes a las aguas subterráneas del sur valenciano. Este mismo año, JIMENEZ DE CISNEROS describe la Cueva de Benidoleig, y data las calizas en que está formada como Aptense.

NOVO y BENITO (1944) esbozan un programa para estudiar las aguas subterráneas de la provincia de Valencia, en la misma época en que el Servicio de Investigaciones Prehistóricas de la Diputación de Valencia, de gran tradición científica, realiza importantes descubrimientos arqueológicos en las grutas de la provincia (BALLESTER, 1928; VIÑES, 1928 y 1942; VIDAL, 1942 y 1947; etc.).

Durante esta época las referencias hidrogeológicas se ciñen a las que adjuntan las Memorias del IGME de las Hojas de la región. Además de proporcionar datos climáticos e hidrogeológicos, suelen presentar un bosquejo hidrogeológico, de acuerdo con la naturaleza de los materiales, así como un inventario de manantiales y pozos con sus caudales, situación, potencia instalada, etc...

Los grupos espeleológicos locales, constituidos por jóvenes amantes de la naturaleza, y más deportistas que científicos, publican algunos trabajos. Destacan el catálogo de cavidades de la provincia de Alicante (PLA, 1955) y la descripción de cuevas y avencs (PLA SALVADOR *et al.*, 1953, 1954 y 1964).

Tras estos años se inicia el intento, por parte de la Administración, de hacer estudios sistemáticos de las aguas subterráneas. El primero de ellos corresponde al I. N. C. del Ministerio de Agricultura, terminado hacia 1966, con gran profusión de informes técnicos, realizados por AERO SERVICE, que han permanecido inéditos.

LLAMAS (1967) realiza una síntesis sobre las aguas subterráneas en España, a la que acompaña un balance hídrico por cuencas y un análisis de las demandas. Asimismo, esboza una distribución de los distintos tipos de acuíferos, ligeramente distinta al que MURCIA publica el mismo año.

DONAT ZOPO (1966), espeleólogo valenciano, recopila las cavidades y simas de la provincia, en un alarde de voluntad y superación. ROSELLO (1968) realiza un interesante estudio geomorfológico del Mondúber y sus alrededores, en el que describe el karst en el sector.

ALVAREZ (1971) efectúa un nuevo balance hídrico de España, y en 1972 el IGME publica el Mapa Hidrogeológico Nacional. Dividen a España en sistemas acuíferos. A partir de estas fechas el citado organismo inicia el Proyecto de Investigación Hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del Júcar, que ocupa el área de Tesis, cuyo fin primordial es evaluar los recursos hidráulicos existentes.

En 1971, SAHUQUILLO *et al.* dan a conocer, de forma resumida, los resultados del estudio de los recursos hidráulicos de las cuencas de los ríos Sellent, Albaida y Serpis, realizado por el SGOP. Las Memorias de las Hojas Geológicas, recientemente publicadas por el IGME, hacen someras alusiones a la Hidrogeología de sus respectivas áreas.

Más recientemente (PULIDO-BOSCH, 1975 *a y b*, 1976 *a, b, c y d*), hemos resumido la hidrogeología de Sierra Grossa, y puesto de manifiesto la presencia de manantiales de elevado caudal y alto contenido en sales en la Sierra de Mustalla, al tiempo que hemos individualizado las distintas unidades hidrogeológicas en el sur de la provincia de Valencia y norte de la de Alicante.

IV. CLIMATOLOGIA

1 CONSIDERACIONES GENERALES

Todo estudio hidrogeológico que pretenda establecer un balance hídrico, con conocimiento de recursos máximos, mínimos y medios; funcionamiento hidráulico de los sistemas; régimen de las emergencias y ríos, etcétera, necesita conocer, de forma cualitativa y cuantitativa, los principales elementos climáticos, tales como precipitaciones, temperaturas, etc., a partir de observaciones puntuales realizadas en las estaciones meteorológicas.

Estas medidas pueden estar afectadas por diversos errores y, además, hay que tener en cuenta la existencia de períodos sin datos. Por ello, los datos disponibles precisan de procesos de elaboración según métodos estadísticos, que tienden a detectar y corregir los posibles errores en los valores disponibles, así como completar las series incompletas. El tratamiento de los datos se ha hecho ayudado por computadoras.

2 PRECIPITACIONES

2.1 DATOS EXISTENTES Y SU TRATAMIENTO

2.1.1 Datos de base

He recogido los datos básicos en los ficheros del Centro Meteorológico de Levante y en los Anuarios Meteorológicos Nacionales (Servicio

n° S.M.N.	Nombre	Período de observación	N° S.M.N.	Nombre	Período de observación
001	Bocairente la Marjal	54/70	068 E	Villalonga	68/74
002	Bañeres	33/36 45/75	069	Beniarjó	53/55
003	Benejama	31/38 42/75	070	Montichelvo	50/70
005 I	Fontaneres "Casa Ferriol"	73/75	071	Gandía "Vital"	54/73
007	Villena	42/75	071 A	Gandía "H.E."	44/75
042 I	Benisa "Pinos"	68/75	072	Barig	47/61
043	" " "Convento"	42/75	074	Simat de Valldigna	45/75
043 A	Benisa "C.H.J."	45/75	076	Benifairó de Valldigna	44/75
044	Cabo de la Nao	44/49	077	Tabernes de Valldigna	45/54
045	Facheca	47/52	077 I	Jaraco	74/75
046	Jávea	54/75	276	Engera "C.H.J."	49/75
047	Senija	47/55	279	Agullent	45/52
048	Teulada	34/35 47/51	280	Albaida "El Clau"	39/46
049	Jávea "Sta. Lucía"	60/66	281	Onteniente "Gamellons"	33/50
050	Jávea	43/66	282	Bocairente	44/75
051	Cabo "San Antonio"	30/66	282 E	Onteniente "C.H.J."	67/75
053	Vall de Gallinera	44/50	283	Onteniente "Colegio"	30/75
052	Denia	34/36 42/75	284	Ayelo de Malferit	44/66
052 A	Denia "C. Agrícola"	30/33 60/63	285	Ollería	49/75
054	Vall de Laguart "Fontilles"	61/75	286	Beniatjar "Les Planises"	33/35 42/75
056	Vergel "Racons"	43/46 54/75	287	Carrícola	60/75
057	Pego "Convento"	33/36 41/75	288 E	Puebla del Duc	71/75
058	Oliva	69/75	289	Fuente la Higuera	47/55
058 A	Oliva "S.E.A."	69/75	290	Enguera "Las Arenas"	41/42 44/75
058 E	Piles	68/75	291	Canals	44/75
058 I	Racelcofer	71/75	293	Játiva "P.I.A."	41/65
059	Alcoy (Sr. Pascual)	33/43 50/75	293 A	Játiva "Instituto"	51/64
059 A	Alcoy C.H.J.	72/75	293 E	Játiva "Papelera"	70/75
060	Alcolecha	54/70	295 E	Rafelquaraf	67/75
062	Cuatretondeta	46/75	296	Játiva "Realengo"	54/75
063	Gorga	41/75	327	Cullera	53/64 68/75
065	Cocentaina	45/69	066	Almudaina	52/75
067	Pantano Beniarrés	49/75			

Cuadro 1.—Estaciones pluviométricas en el área estudiada y sus bordes.
(Fuente: Servicio Meteorológico Nacional.)

Meteorológico Nacional del Ministerio del Aire). Previamente hice el inventario de 86 estaciones pluviométricas existentes o que funcionaron durante un tiempo determinado, tanto en el área estudiada como en sus bordes. Sesenta y cinco de ellas se reflejan en el cuadro adjunto, con los números de orden del Servicio Meteorológico Nacional, nombre y período de observación (hasta 1975). Las restantes o tienen un período de observación muy corto (Tormos, Benidoleig, Ondara, Beniali, Penáguila, Benifallín, Beniopá, Tosal Nou, etc...) o bien dejaron de controlarse antes del año 1936 (Bañeres «Campo Oro», Lorcha, Castellón de Rugat, etc.).

Del cuadro 1 se puede deducir que una parte de las estaciones son inutilizables, dado el corto período de observación que tienen. Para el estudio de las precipitaciones en el área he retenido 41 estaciones, siete de las cuales tendrán tan sólo valor orientativo, ya que la serie original tiene menos de quince años. En la figura 6 se refleja la posición de las 34 estaciones básicas, de las cuales 20 se encuentran en el interior del área estudiada y el resto en los bordes.

Con el fin de obtener una precipitación media suficientemente representativa he elegido un período de treinta años, tal y como aconseja la Organización Meteorológica Mundial (*in* CASTANY, 1963; p. 8). Este período comprende el intervalo entre los años hidrológicos 1945-46 a 1974-75.

En el epígrafe que sigue voy a sintetizar el tratamiento al que han sido sometidos los datos hasta llegar a los resultados finales. El objetivo de este tratamiento ha sido depurar, corregir y completar las series, con el fin de realizar un plano de isoyetas que refleje al máximo la realidad, y de obtener valores fiables en todos aquellos factores en cuyo cálculo interviene la precipitación (evapotranspiración real, escorrentía superficial, infiltración, etc.).

2.1.2 Tratamiento de los datos

a) Metodología empleada

Son muchos los métodos existentes para corregir las series y completarlas; la mayoría de ellos ya automatizados mediante ordenador (HERAS, 1973). En este estudio el proceso que he seguido para llegar al resultado final se adapta mucho al que expone HERAS (1970), que es similar al empleado por PORTERO (1974) y PORTERO y FERNANDEZ-RUBIO (1975), con las modificaciones que aconsejaban este caso específico. El proceso seguido ha sido el siguiente:

1) Recopilación de los valores mensuales de las precipitaciones en las estaciones seleccionadas.

2) Análisis de sus datos, con el fin de desechar aquellas que he estimado anómalas y poco representativas, así como las que presentan una serie de datos poco completa. De esta manera he dejado de considerar 45 estaciones.

3) En aquellos años de las estaciones seleccionadas en que faltaban los valores de tres meses o menos, éstos han sido completados según el método que emplea el U. S. Weather Bureau (*in* BENITEZ, 1972), consistente en completar los datos que faltan

por atribución de la media aritmética de tres estaciones próximas, de características similares, aproximadamente equidistantes. Para valores mensuales, considero que este es el método más preciso, siempre y cuando se cumplan los requisitos de proximidad, cotas similares, igual orientación y situadas en la misma vertiente.

En los años sin ningún o muy pocos datos mensuales he completado las series por correlación, según el proceso siguiente:

1) Localización de las estaciones sobre un plano, con el valor de la precipitación media aproximada. Con estos datos tracé curvas isoyetas estimativas.

2) Esto me permitió agrupar las estaciones por sectores con las siguientes características similares (HERAS, 1970; pp. 33 y 152):

- Número de estaciones de 3 a 10.
- Media de las estaciones del grupo similar.
- Grupos que, al menos, tengan una estación con una serie de años suficientemente extensa (más de veinte años).
- Cota absoluta de las estaciones del grupo similar (menos de 300 metros de diferencia de unas a otras).
- Estaciones relativamente próximas entre sí (a menos de 50 Km).

3) Con este criterio formé ocho grupos, que son:

GRUPO I

Simat de Valldigna
Benifairó de Valldigna
Barig *
Gandía
Cullera

GRUPO III

Jalón
Fontilles *
Benisa
Tárbena *
Callosa de Ensarria

GRUPO V

Montichelvo
Beniatjar
Carrícola *
Onteniente
Ayelo de Malferit
Ollería
Embalse de Beniarrés

GRUPO VII

Játiva «Realengo»
Enguera
Canals
Játiva P. I. A.

GRUPO II

Vergel
Denia
Cabo San Antonio
Jávea
Pego

GRUPO IV

Cuatretondeta *
Gorga
Almudaina
Cocentaina
Alcoy
Albaida «El Clau» *

GRUPO VI

Villena
Benejama
Fuente la Higuera
Enguera «Las Arenas»

GRUPO VIII

Alcolecha
Agres
Bocairente
Bocairente «La Marjal» *
Bañeres

(* Estación con menos de quince años de serie.)

De todas estas estaciones, 19 se encuentran fuera del área de estudio, pero las he utilizado para poder observar la evolución de las precipitaciones hacia los bordes. Además, siete tienen series inferiores a quince años, por lo que sólo aportarán un valor orientativo al momento de trazar las curvas isoyetas.

4) Cada una de las estaciones la he correlacionado con las restantes del grupo, mediante el cálculo de la recta de regresión lineal, por el método de ajuste por mínimos cuadrados. Las estaciones incompletas las he completado con aquellas que presentan el coeficiente de correlación más próximo a la unidad.

5) Posteriormente, y con el fin de detectar los posibles errores sistemáticos y accidentales, cada estación es comparada con la «estación tipo» de su grupo. La «estación tipo» es una estación ficticia, cuya serie es la media de las que componen el grupo. Las estaciones con menos de quince años de serie no son consideradas en este cálculo.

b) Rectas de regresión y coeficientes de correlación

Con el fin de completar las series en que faltan datos he comparado cada estación con las restantes, dentro de su grupo, mediante el cálculo de la recta de regresión y el coeficiente de correlación en cada una de ellas. He completado las series en aquellos casos en que el coeficiente de correlación es superior a 0,7. He tratado de completar las series a partir de datos originales, si bien esto no ha sido posible siempre.

De esta manera se dispone de 34 estaciones con los valores anuales completos. No he obtenido los valores mensuales por correlación, dado que los errores que se pueden cometer en este caso son muy grandes; lo que he hecho ha sido repartir el valor anual entre los distintos meses, según la misma distribución proporcional que tenía la estación que sirvió para completar. Los valores así obtenidos no son totalmente reales, pero sí bastante aproximados.

c) Detección de posibles errores en las series

Con el fin de detectar errores tanto *sistemáticos* (in BENITEZ, 1972; pp. 44-50) como accidentales, he empleado el método de «doble acumulación». El proceso seguido ha consistido en representar en abscisas los valores sucesivos anuales acumulados de la estación que se quiere comprobar, y en ordenadas los valores anuales acumulados de la «estación tipo». Como «estación tipo» se ha tomado la media de las que forman cada uno de los grupos.

Los errores sistemáticos se manifiestan por un cambio en la pendiente de la recta, «Los cambios de pendiente formados por menos de cinco puntos no se consideran como representativos» (HERAS, op. cit.). Los errores accidentales se traducen en un desplazamiento paralelo de la recta a partir del punto anómalo. En la figura 3 (lámina) se representan los gráficos de las estaciones tratadas, con expresión de los errores que se han detectado.

La corrección de los errores así puestos de manifiesto se puede hacer gráfica o aritméticamente (DE WIEST, 1965). En el caso de error sistemático se corrige el valor anómalo al multiplicar por la relación de pendientes de ambos tramos de recta. Como tramo anómalo he considerado siempre el más antiguo (HERAS, 1970) o el que afecta a menor número de años. La corrección también se puede hacer gráficamente, mediante un giro de la recta anómala, con centro en la intersección de ambos tramos, hasta hacer coincidir a ambas.

La magnitud del error accidental es el desplazamiento horizontal de la recta. Dicho valor se suma o resta al año anómalo, según que el desplazamiento sea hacia la derecha o hacia la izquierda, respectivamente. Mediante el proceso descrito he detectado errores sistemáticos representativos en doce estaciones, y accidentales en otras diez. Los errores detectados no los he corregido posteriormente a nivel mensual, dada la incertidumbre que supondría atribuirlos a esta escala.

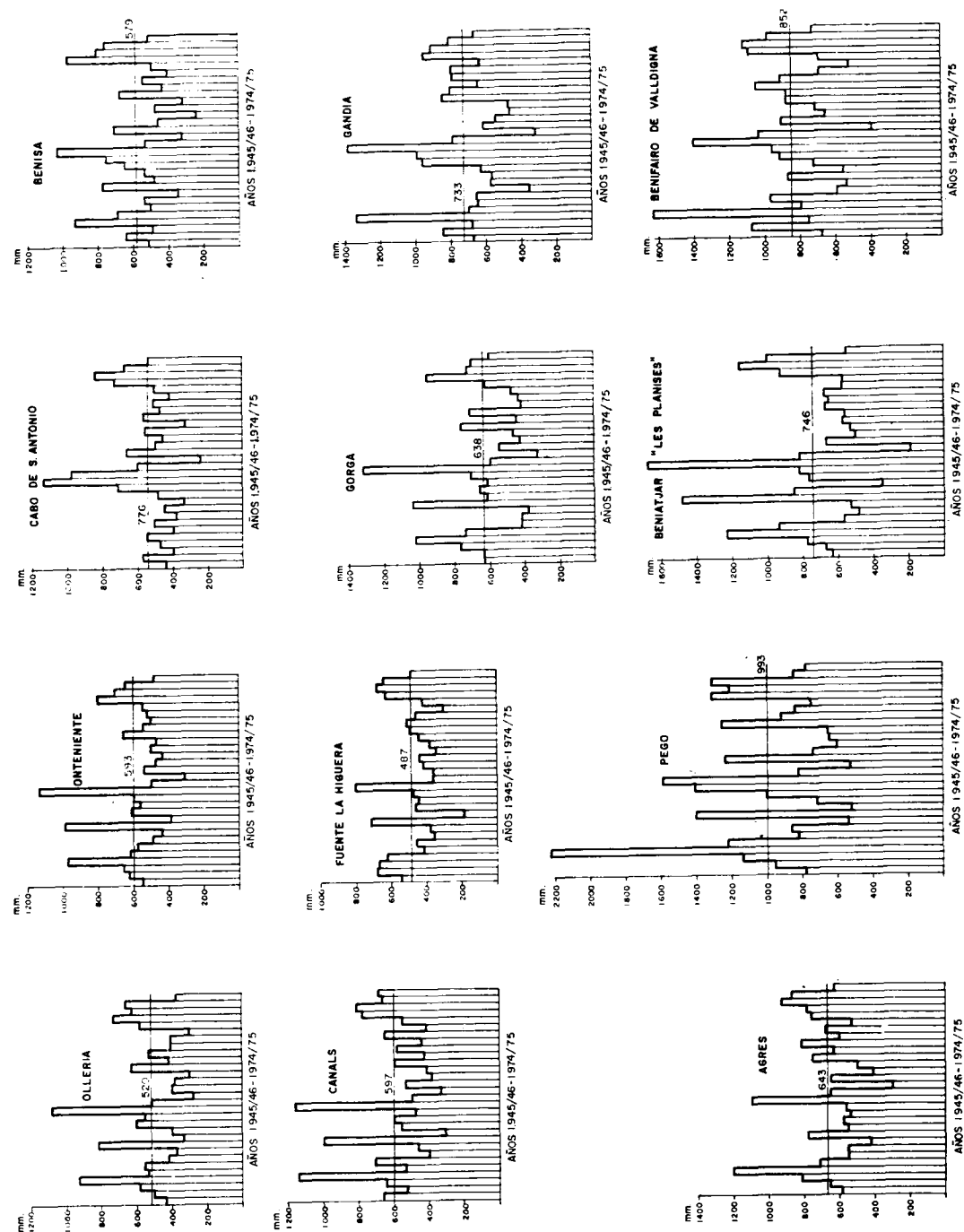


Figura 4 (a y b).—Precipitaciones anuales en doce estaciones.

2.1.3 Análisis de las precipitaciones

La distribución anual de las precipitaciones es muy variable en el área considerada, tanto en el tiempo como en el espacio, para el período estudiado, 1945-46 a 1974-75 (fig. 4). En la figura 5 se representan los hietogramas de 12 estaciones de las 34 estudiadas, que cubren los sectores más representativos de este área y sus bordes.

Con el fin de tener una visión espacial de la repartición de las precipitaciones he realizado tres planos de isoyetas: medias, año húmedo y año seco, a escala 1/100.000. Las isoyetas medias, aunque no tienen ningún significado real, dado que probablemente nunca se produzca esta distribución, permiten detectar aquellos sectores en que las precipitaciones adquieren valores más elevados o mínimos, interanuales.

Del plano de isoyetas medias (fig. 6) se deduce que las precipitaciones son menos intensas hacia el Oeste y hacia el Sur. Se observan tres máximos relativos: uno absoluto en las proximidades de Pegó (*), con más de 1.000 mm; otro en Bârig, con unos 900 mm, y otro en la Sierra de Benicadell, de más de 800 mm.

Estos máximos parecen responder a la superposición de dos fenómenos: barreras orográficas transversales al sentido dominante del desplazamiento de las masas nubosas (aproximadamente, NNE.), y proximidad al mar, que, como es sabido, en la mayoría de los casos lleva consigo un incremento de las precipitaciones. Los valores mínimos se registran en las vertientes meridionales de las alineaciones montañosas, en los valles interiores (valle del Albaida) y, hacia el Oeste (Fuente la Higuera, con 487 mm), en la Olla de Alcoy y al sur de Benisa.

El efecto «föen» (in REMENIERAS, 1960) se manifiesta de forma muy acusada en casi todo el área. Así, por ejemplo, Beniatjar registra 746 mm de precipitación media, y Pantano de Beniarrés, 609 mm, la primera situada en la vertiente norte de la Sierra de Benicadell y la otra en la vertiente meridional. Almudaina, con 765 mm, y Gorga, con 638 mm, presenta el mismo caso; ambas estaciones están separadas por la Sierra de Almudaina y se encuentran a cota muy similar.

El año húmedo (*) de la serie considerada corresponde al 1958-59. Las isoyetas presentan una disposición muy similar a la del año medio, pero con precipitaciones mucho más elevadas (fig. 7). Los valores máximos se

* El valor medio para el período estudiado es de 993 mm, pero si se tiene en cuenta que el observatorio se encuentra a 84 m.s.n.m. y dado el marcado carácter orográfico de las precipitaciones, he estimado que se pueden alcanzar 1.000 mm al Sur de dicha estación, cuyo relieve se encuentra a cota mucho más elevada.

**ISOYETAS DEL AÑO SECO, 1960-61
(Período 1945/46-1974/75)**

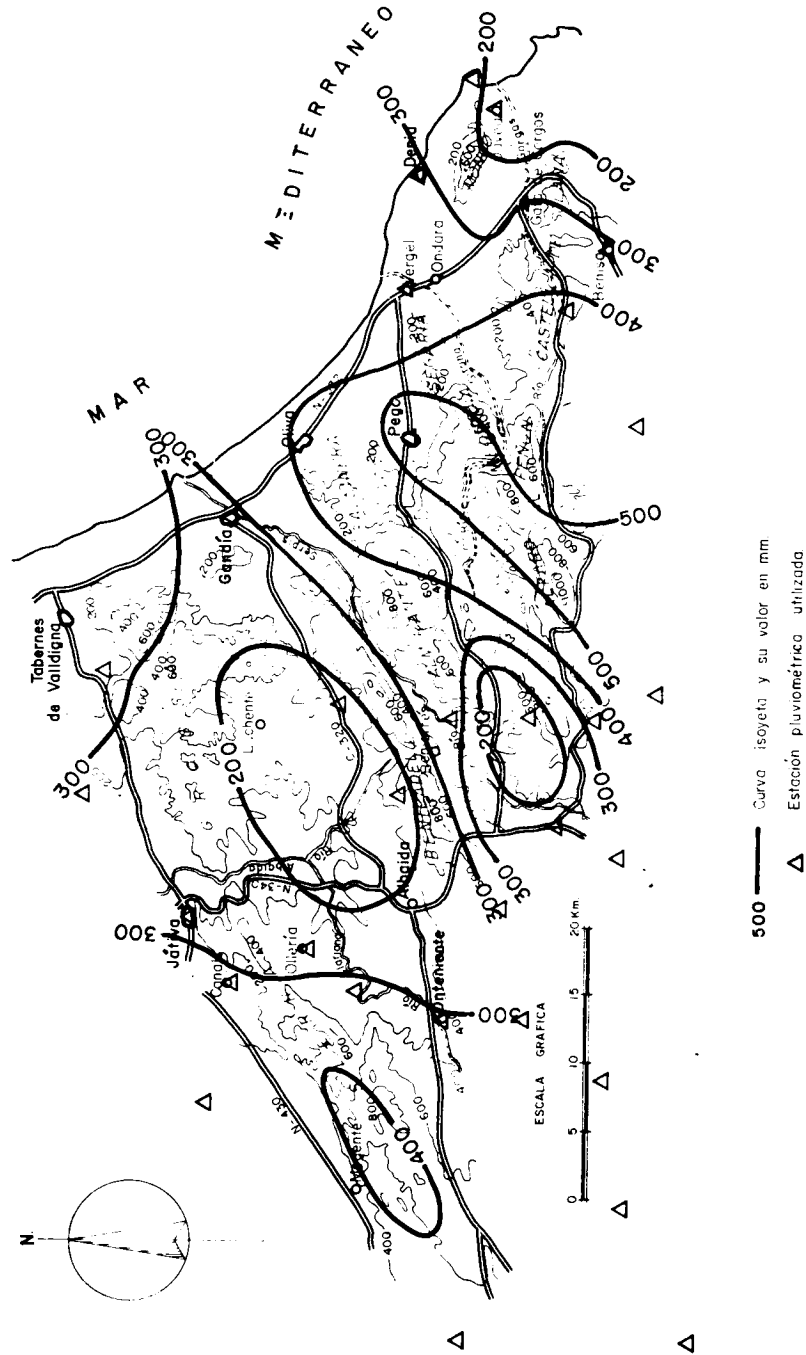


Figura 8

se puede decir que desde entonces ha habido un ligero cambio en el ritmo anual de las precipitaciones dentro del área estudiada. Este hecho también lo han puesto de manifiesto BERNABE y MATEU (1976), para las estaciones de Valencia, Alcoy y Alicante.

Los valores mínimos se registran en verano, con el mínimo absoluto en el mes de julio, cuyo valor medio rara vez supera 15 mm en los observatorios estudiados. Tanto junio como agosto registran precipitaciones de carácter tormentoso, algunas de las cuales son muy importantes (en el mes de junio de 1960 se registraron 391 mm en la estación de Jalón). El mes con mayor precipitación absoluta fue el de octubre de 1957, en que se midieron 1.278 mm en el observatorio de Jávea.

Hasta el momento he hablado de precipitaciones, sin concretar nada sobre su naturaleza. La inmensa mayoría de las precipitaciones tienen lugar en forma de lluvia, y tan sólo excepcionalmente, en forma de nieve. En la franja costera raramente se producen precipitaciones de nieve, y en estos casos la misma se mantiene muy poco tiempo en el suelo, dado que la temperatura media de todos los meses permanece por encima de cero (RIOS *et al.*, 1961, muestran fotografías del Montgó y proximidades de Gata de Gorgos, nevados).

Hacia el interior, y por encima de la cota 700, las nevadas son más frecuentes, especialmente durante los meses de diciembre a marzo, en los que la nieve puede permanecer algunos días (en las Sierras de Benicadell, Azafor, Almudaina y Alfaro se superan los 1.000 metros de altura). Los riesgos de granizada son también grandes, especialmente entre los meses de marzo a junio. Los efectos de estas granizadas y/o heladas suelen ser desastrosos para la sufrida agricultura del área (vid y frutal, principalmente).

3 TEMPERATURAS

Tan sólo 17 observatorios realizan control de temperaturas en todo el área estudiada y sus bordes, y esto de forma muy irregular y con numerosas lagunas. Controlan la temperatura máxima y mínima. Se considera como temperatura media la media aritmética de ambas, método usual, pero que no siempre es correcto. En la figura 9 se sitúan los 17 centros de control, y en el cuadro 2 se reflejan las estaciones con el período de control considerado y la temperatura media anual para dicho período. En dicha figura he dibujado, con carácter muy esquemático, las curvas isotermas, que sólo pueden tener valor orientativo, dado la desigualdad de períodos considerados, lo abrupto de la topografía (umbrías y solanas) y el método de medida.

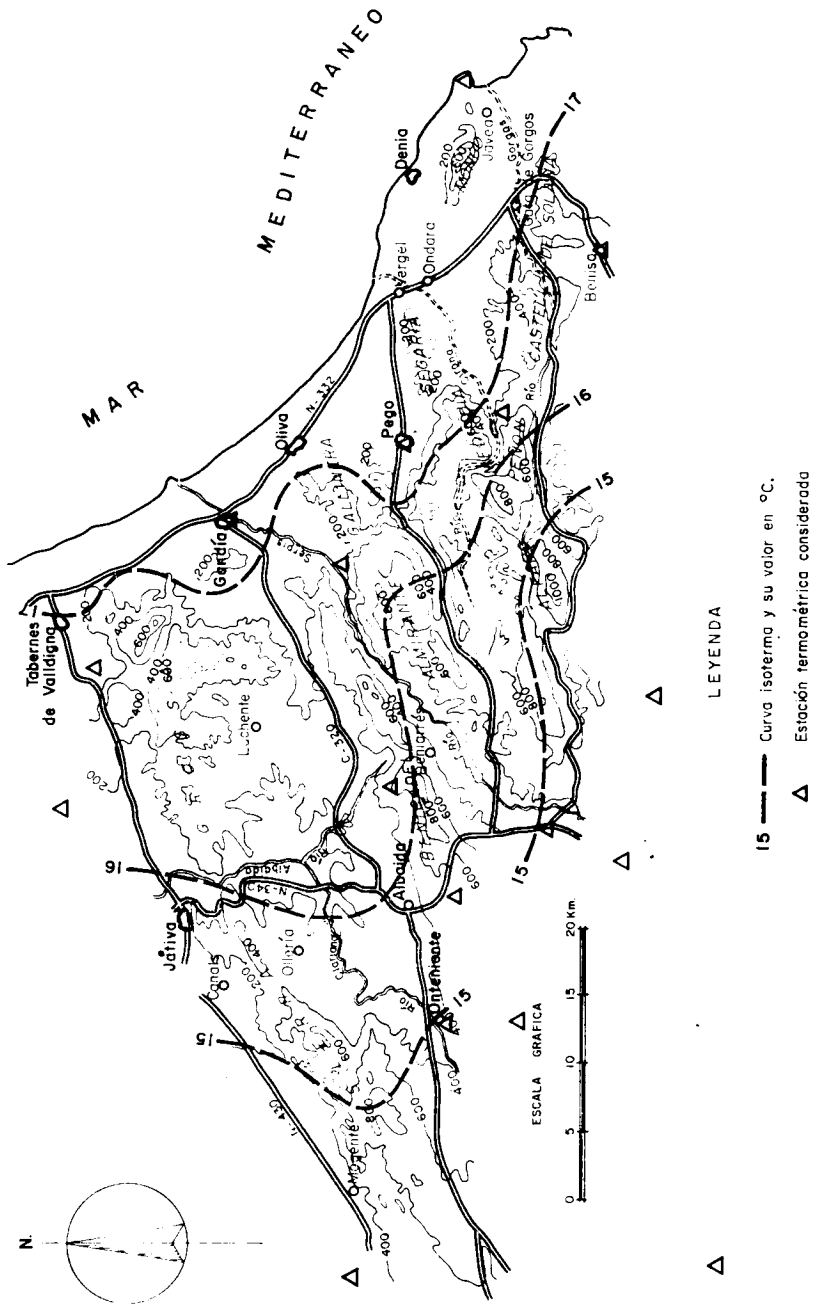


Figura 9

Estación	Período control	Ta med. °C	Estación	Período control	Ta med. °C
Enguera las Arenas*	1945/74	14,1	Concentaina	1953/64	15,5
Gandía	1954/73	17,4	Alcolecha*	1952/75	13,8
Játiva "Realengo"*	1955/75	17,5	Albalida "Clau"	1966/75	15,5
Villalonga	1968/75	16,3	Bocairente*	1954/68	13,1
Onteniente	1945/75	15,8	Fontilles	1961/75	16,8
Cabo San Antonio	1945/68	17,2	Pegó	1945/51 1962/75	17,3
Benisa	1945/75	16,2	Alcoy	1949/57 1964/74	14,7
Beniatjar "Planises"	1945/75	16,7	Villena*	1945/75	13,9
Benifairó Valldigna	1968/75	16,7			

* Estación situada fuera del área estudiada.

Cuadro 2. Estaciones termométricas en el área de estudio y sus bordes

No he intentado completar los datos que faltan por dos motivos: el dato que obtendría no es real, y los valores medios de las temperaturas no presentan oscilaciones tan grandes, como sucede con las precipitaciones.

Toda el área estudiada se encuentra comprendida entre las isotermas medias anuales de 18° C y 14° C, con temperaturas descendentes hacia el interior (fig. 9). La oscilación térmica también se hace más acusada hacia el interior, donde las temperaturas máximas son muy elevadas y las mínimas muy bajas. En la figura 10 represento las temperaturas mínimas, máximas y medias mensuales de las estaciones situadas en el área estudiada o muy próximas a sus bordes.

Las temperaturas máximas medias se registran en los meses de verano, con un máximo medio absoluto generalizado en el mes de agosto. El mínimo medio corresponde a los meses de invierno, con un mínimo medio absoluto generalizado en el mes de enero, excepción hecha de Benifairó de Valldigna, Albalida, Villalonga y Fontilles, que lo tienen en diciembre. Todas estas estaciones tienen un período de observación muy corto, pero mis observaciones coinciden con las de KUNOW (1966), que analizó el período de 1908-1927.

Las temperaturas máximas extremas excepcionalmente alcanzan 47° C (agosto 1971, en Játiva «Realengo»), y lo normal es que estén comprendidas entre 35° C y 42° C. En la franja litoral raramente se superan los 40° C, mientras que en el área interior y en la montaña se sobrepasa esta temperatura con cierta frecuencia. Las temperaturas extremas se registran durante los meses de verano, más frecuentemente durante el mes de julio.

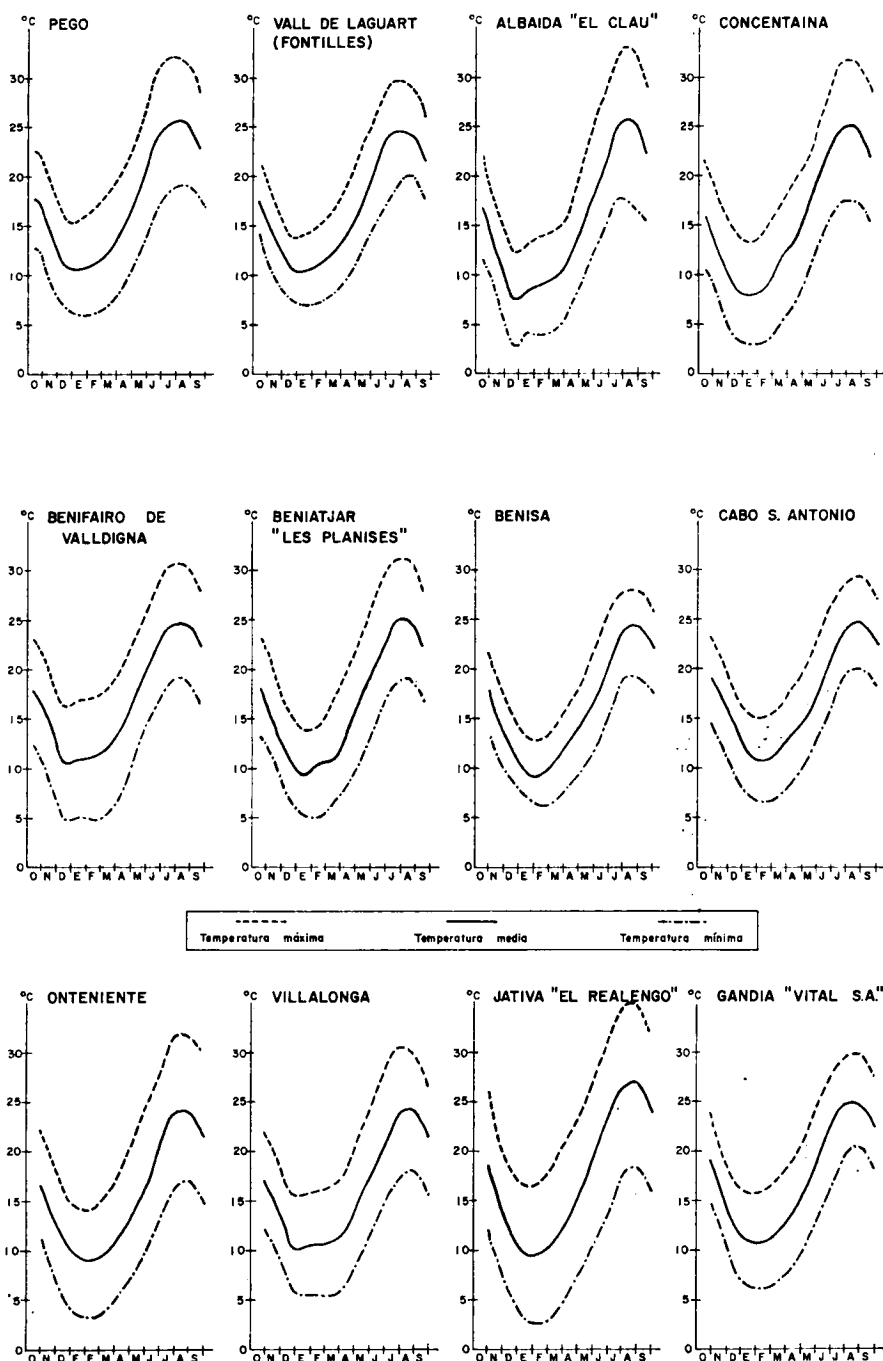


Figura 10.—Temperaturas máximas, medias y mínimas en doce estaciones.

Las temperaturas mínimas extremas alcanzan los valores más bajos en el interior durante los meses de invierno (enero de 1957 registró un valor mínimo extremo excepcional de -24°C en Villena).

Se registran con relativa frecuencia valores de -5°C . En la franja costera las mínimas extremas raramente bajan de -4°C , y más frecuentemente no descienden de 0°C .

4 CLASIFICACION CLIMATICA

KUNOW (1966; pp. 96-112) distingue tres zonas climáticas que afectan al área por mí estudiada: la zona costera mediterránea (a su vez considera tres subzonas: costera de Valencia, costera de Gandía y la Marina de Alicante), la zona de transición (sería el extremo occidental de la región estudiada) y la Serranía de Alcoy (incluye el resto, es decir, las proximidades de Alcoy y todo el Valle del Albaida). Las características que da para cada una de estas zonas no son válidas para el período por mí estudiado.

En mi opinión, se pueden considerar tres zonas climáticas, con límites poco definidos. Estas serían: *zona litoral*, *la zona de transición* y *la zona interior* (fig. 11). En la zona litoral se pueden distinguir, a su vez, dos subzonas similares a las que KUNOW (*op. cit.*) señala: *la subzona septentrional* y *la subzona meridional* (al sur de Denia). Ambas subzonas tienen en común el presentar una temperatura anual media superior a 17°C y una oscilación entre las máximas y mínimas medias no superior a los 15°C . Las mínimas absolutas raramente descienden por debajo de 0°C .

En *la subzona septentrional*, de elevada humedad relativa, las precipitaciones medias superan los 700 mm, con valores máximos próximos a 1.000 mm. En la subzona meridional se observa una disminución acusada en las precipitaciones, que nunca superan los 700 mm (Denia, 646 mm; Cabo San Antonio, 539 mm; Jávea, 614 mm, y Benisa, 579 mm). Esta subzona enlaza con el sector de Villajoyosa-Benidorm, donde las precipitaciones son del orden de 400 mm.

La zona de transición, de temperatura media anual comprendida entre $15,5$ y 17°C , incluye gran parte de los valles de Albaida y Serpis (Ollería-Ayelo-Concentaina-Alcolecha). Las temperaturas extremas tienen mayor amplitud que en la zona litoral y son relativamente frecuentes las precipitaciones en forma de nieve. La oscilación entre las temperaturas medias máximas y mínimas supera los 15°C .

Las precipitaciones tienen una distribución muy desigual. Se tienen sectores con precipitación superior a 500 mm (centro del valle del Albaida y Olla de Alcoy), y superiores a 700 mm en las vertientes septentrionales de las alineaciones montañosas.

La zona interior, de clara influencia continental, ocupa el extremo occidental del área estudiada (Mogente-Fuente la Higuera-Bocairente-Villena). La temperatura media anual oscila entre $15,5^{\circ}\text{C}$ y menos de 14°C . Se alcanzan valores mínimos extremos, inferiores a -10°C , con cierta frecuencia, y son numerosas las precipitaciones en forma de nieve durante el invierno. La oscilación de la temperatura media mensual supera los 16°C . Las precipitaciones medias generalmente no superan los 500 mm (Bañeres, 439 mm; Fuente la Higuera, 487 mm; Benejama, 473 mm; Villena, 407 mm...).

Son muchas las clasificaciones climáticas existentes, en cuya discusión no voy a entrar (al respecto, ver el trabajo de LOPEZ BERMUDEZ, 1973; pp. 65-80). Una de las más aceptadas es la de KOPPEN, que caracteriza los distintos climas mediante letras mayúsculas y/o minúsculas, correspondientes a datos meteorológicos concretos.

Los hermanos LOPEZ GOMEZ (1959) analizaron el clima de España, según la clasificación de KOPPEN, e incluyen todo el área estudiada dentro del grupo Csa, es decir, clima templado (C, mes más frío entre 18 y -3°C) con verano seco (s) y temperatura media del mes más frío superior a 22°C . Los mismos autores introducen algunas mo-

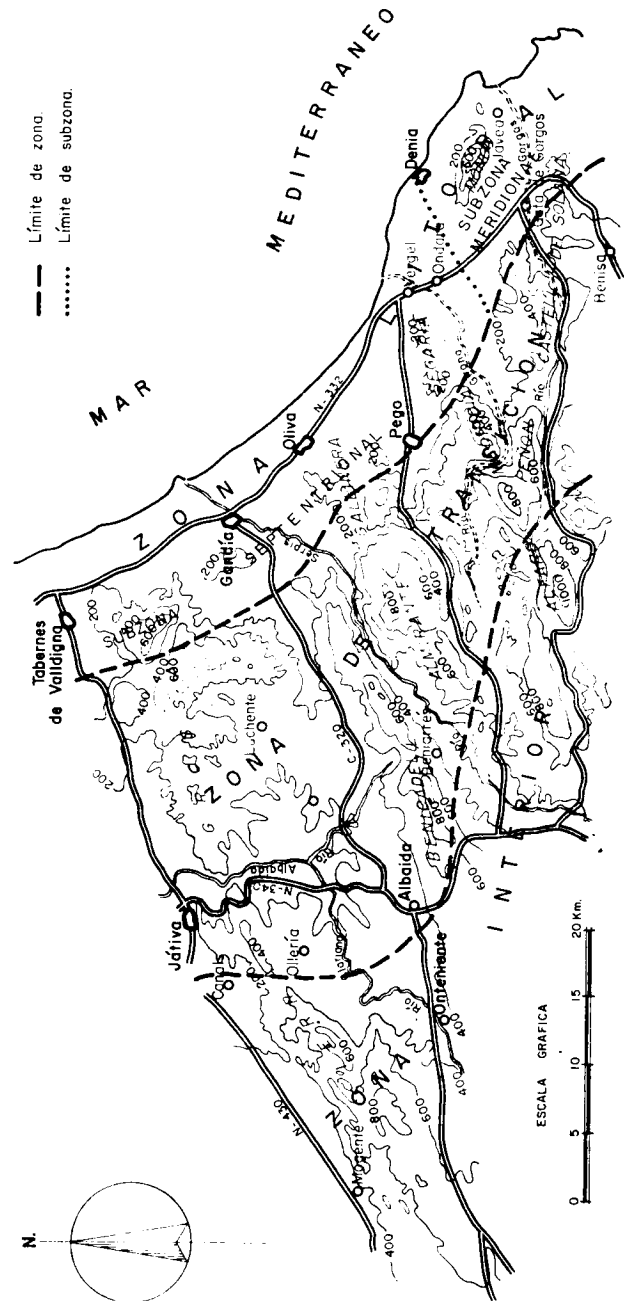


Figura 11.—Zonas climáticas diferenciadas.

dificaciones a dicha clasificación, para hacer resaltar más la variedad climática existente. De esta manera, el tercio occidental del área estudiada queda incluido dentro del grupo Csa₂ (clima mediterráneo en que la temperatura del mes más frío está comprendida entre 6 y 10° C), y el resto en el grupo Csa₁ (clima mediterráneo con ningún mes inferior a 10° C).

En el cuadro 3 se refleja el grupo a que pertenece cada una de las estaciones con datos termométricos, en el área estudiada y sus bordes, según la clasificación de KOPPEN, y de acuerdo con las modificaciones introducidas por LOPEZ GOMEZ (1959).

Estación	Clasificación climática
Enguera "Las Arenas"	Cs'' a ₂ x
Gandía	Cs'' a ₁ x
Játiva "Realengo"	Cs'' a ₂ x
Villalonga	Cs'' a ₁ x
Onteniente	Cs'' a ₂ x
Cabo San Antonio	Cs'' a ₁ x
Benisa	Cs'' a ₂ x
Beniatjar "Planises"	Cs'' a ₂ x
Benifairó de Valldigna	Cs'' a ₁ x
Cocentaina	Cs'' a ₂ x
Alcolecha	Cs'' a ₂ x
Albaida "Clau"	Cs'' a ₂ x
Bocairente	Cs a ₃ x
Fontilles	Cs'' a ₁ x
Pego	Cs'' a ₁ x
Alcoy	Cs'' a ₂ x
Villena	Cs'' a ₂ x

Cuadro 3.—Clasificación climática (KOPPEN, modificada por LOPEZ GOMEZ, 1959).

- s'' dos máximos pluviométricos, uno en otoño y otro en primavera;
- x es superior el máximo pluviométrico de otoño;
- 1 el mes más frío no baja de 10° C;
- 2 el mes más frío oscila entre 10° y 6° C;
- 3 el mes más frío baja de 6° C.

Se pone de manifiesto que toda el área estudiada tiene un clima mediterráneo (Cs), con dos máximos pluviométricos (muchas de las estaciones presentan realmente tres máximos, uno absoluto en octubre y dos relativos, diciembre y abril o marzo), uno otoñal

A) Método de THORNTHWAITE

El método de THORNTHWAITE parte de un balance hídrico del suelo (la expresión gráfica de este balance se refleja en la figura 13 para las estaciones de Pego, Benisa y Onteniente), en el que se estima la reserva de agua utilizable por las plantas, la precipitación caída (CUSTODIO y LLAMAS, 1976; p. 339) y la evapotranspiración potencial.

En el cuadro 4 se reflejan los valores obtenidos para reservas de agua utilizable de 10, 25 y 100 mm, respectivamente.

ESTACION	RESERVA DE AGUA UTILIZABLE (mm)		
	10	25	100
Alcoy	360	375	449
Pego	484	499	574
Bocairente	348	363	438
Alcolecha	380	395	470
Concentaina	373	388	463
Benifairó de Valldigna	463	478	553
Beniatjar "Les Planises"	424	439	514
Benisa	372	387	462
Cabo San Antonio	404	419	494
Onteniente	385	400	476
Játiva "realengo"	420	436	511
Gandía	470	485	560
Enguera "Las Arenas"	424	439	514

Cuadro 4.—Evapotranspiración real (mm). Método de THORNTHWAITE.

El motivo de emplear diversos valores para la reserva de agua del suelo obedece a la desigual naturaleza y distribución de los materiales que constituyen el área. Diez milímetros pueden ser representativos de la reserva de agua utilizable en los macizos calcáreos que carecen de suelo. Las calizas con «terra rossa» y margas (poljes, dolinas, etc.) pueden tener un valor medio para la reserva de 25 mm (LOPEZ-VERA *et al.*, 1976, utilizan este valor). Los valles ocupados por las margas *tap* y cultivados podrían alcanzar un valor máximo de la reserva de 100 mm.

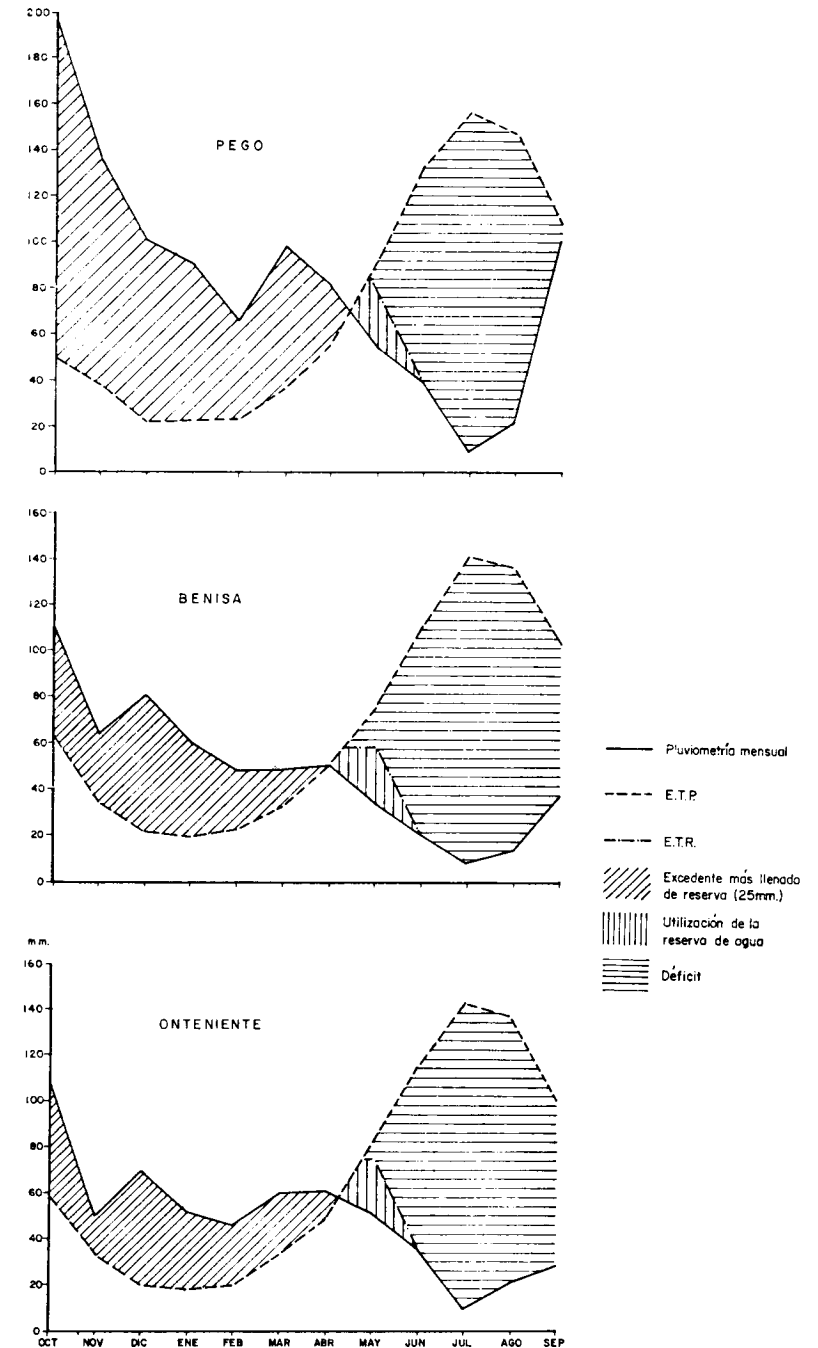


Figura 13.—Expresión gráfica del balance hídrico (THORNTHWAITE).

V. HIDROLOGIA DE SUPERFICIE

1 GENERALIDADES

Dos son los ríos principales en el área estudiada: el Albaida, afluente del río Júcar por su margen derecha, y el Serpis. Además de estos ríos y sus tributarios, existen otros de menor recorrido, tales como el Jaraco, Beniopá, Gallinera, Bullens-Vedat, Racóns, Girona y Gorgos o Jalón. De todos estos ríos, el Beniopá, Girona y Gorgos sólo llevan agua hasta su desembocadura en las épocas de grandes lluvias. En la figura 17 se reflejan todos los ríos con sus respectivas cuencas vertientes superficiales.

Por otro lado, tanto el río Albaida como el Serpis y Gorgos tienen una parte de su cuenca vertiente fuera del área estudiada. Este hecho, unido a la desigual existencia de datos foronómicos en los mismos, complica la realización de un análisis profundo de la hidrología superficial, que tampoco es el objetivo de este estudio.

Así pues, se va a realizar una descripción detallada de la hidrografía, y en aquellos ríos en que existen datos, un análisis de las aportaciones medias y la distribución de caudales a lo largo del año, con el ánimo de dar una somera idea sobre los recursos hídricos potenciales, en base a aguas de superficie.

2 RIO ALBAIDA

2.1 HIDROGRAFIA

Tiene una cuenca receptora superficial de 1.300,5 Km², de la cual unos 590 Km² están dentro del área estudiada. Su longitud total es de unos 50 Km.

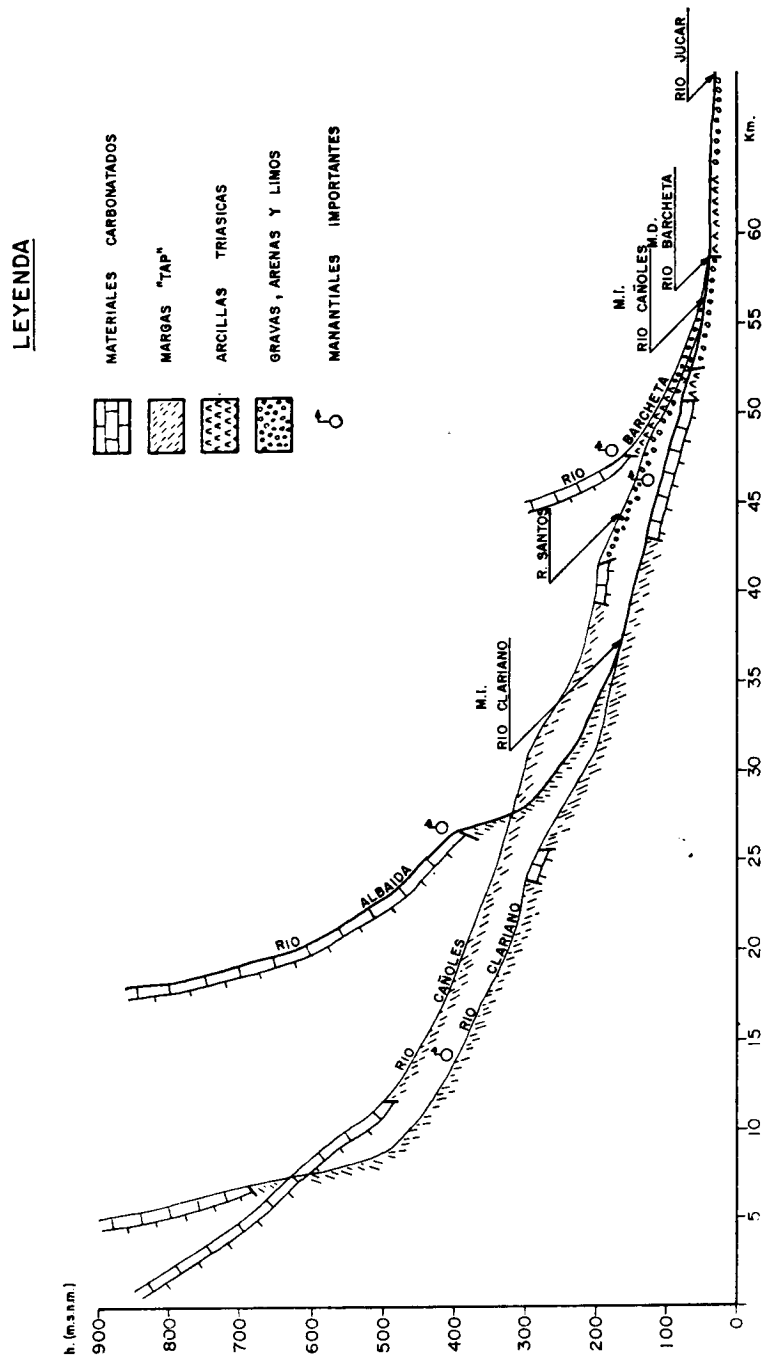


Figura 18.—Perfil longitudinal del río Albaida y sus afluentes Clariano, Cánoles y Barcheta.

sólo en la época lluviosa. Desemboca en el río Albaida, en las proximidades de Enova.

El río Albaida está sin encauzar prácticamente en todo su recorrido y no tiene ningún embalse de regulación ni de laminación de avenidas. Este hecho, unido al porcentaje tan elevado de materiales impermeables en su cuenca, y a la gran pendiente de su cauce, hace que las avenidas sean muy temidas por sus efectos catastróficos.

2.2 ESTUDIO DE LAS APORTACIONES

En la cuenca del río Albaida existen en la actualidad tan sólo dos estaciones de aforos, E-62 en el río de los Santos, y E-57 en el río Clariano, justo antes de su desembocadura en el río Albaida (Montaberner). Hasta hace unos años, existían 6 estaciones foronómicas, E-19 (río Albaida, en Montaberner), E-57 (río Clariano, en Montaberner), E-58 (río Albaida, en Bellús), E-62 (río Santos, en Canals), E-67 (río Cánoles, en Játiva) y E-59 (río Albaida, en Villanueva de Castellón). En el gráfico 19 se reflejan los años de control en cada una de las estaciones de aforos existentes en el área de Tesis. Todas estas estaciones se controlaron mediante una lectura diaria, de escala foronómica, situada en el lecho del río, sin acondicionamiento especial, y el caudal se obtuvo al entrar con estos valores en la curva de gastos $Q = f(h)$, establecida a partir de aforos directos. El error que lleva consigo este método es muy grande, especialmente en ríos con un carácter tan torrencial como son los aquí estudiados. La sección del cauce cambia continuamente tras cada crecida, y la lámina de agua no es constante a lo largo de las 24 horas del día. Sería necesario establecer continuamente curvas de gastos para las nuevas secciones, para lo cual se precisan frecuentes aforos directos, que por cuestión de personal y tiempo disponibles, no siempre es posible llevar a cabo.

Por todas estas razones, sería necesario corregir los datos disponibles, mediante métodos estadísticos y programas de ordenador (HERAS, 1973). Un procedimiento corrientemente utilizado es el que se ha empleado para corregir los datos pluviométricos tal y como aconsejan CUSTODIO y LLAMAS (1976, pp. 382-384).

Con el objeto de corregir los datos disponibles, he efectuado una serie de operaciones; en primer lugar se han comparado entre sí los datos originales de las aportaciones del periodo de 30 años (1918/19-1947/48), que figuran en los Anuarios de Aforos del Ministerio de Obras Públicas, por el método de las dobles masas (fig. 20, a-1). Estos gráficos ponen de manifiesto lo desiguales que son los datos disponibles y la imposibilidad práctica de corregirlos. La justificación a este hecho puede estar en las razones antes expuestas, a las que se pueden unir las alteraciones del régimen natural de los ríos, como consecuencia de las derivaciones existentes, muchas de las cuales fueron descritas con gran detalle por MUGA (1915).

Las principales derivaciones se efectúan en el río Albaida, a su paso por el Cañón de Bellús, para regar parte de la huerta de Játiva; en el río de los Santos (huerta de Canals), y en el río Clariano (Onteniente y Ayelo de Malferit).

ESTACION	E-19	E-57	E-58	E-59	E-67
E-19	1	0,76	0,35	0,2	0,31
E-57	0,76	1	0,58	0,33	0,46
E-19 + E-57 ...	—	—	0,59	0,42	—

Cuadro 6.—Coeficientes de correlación.

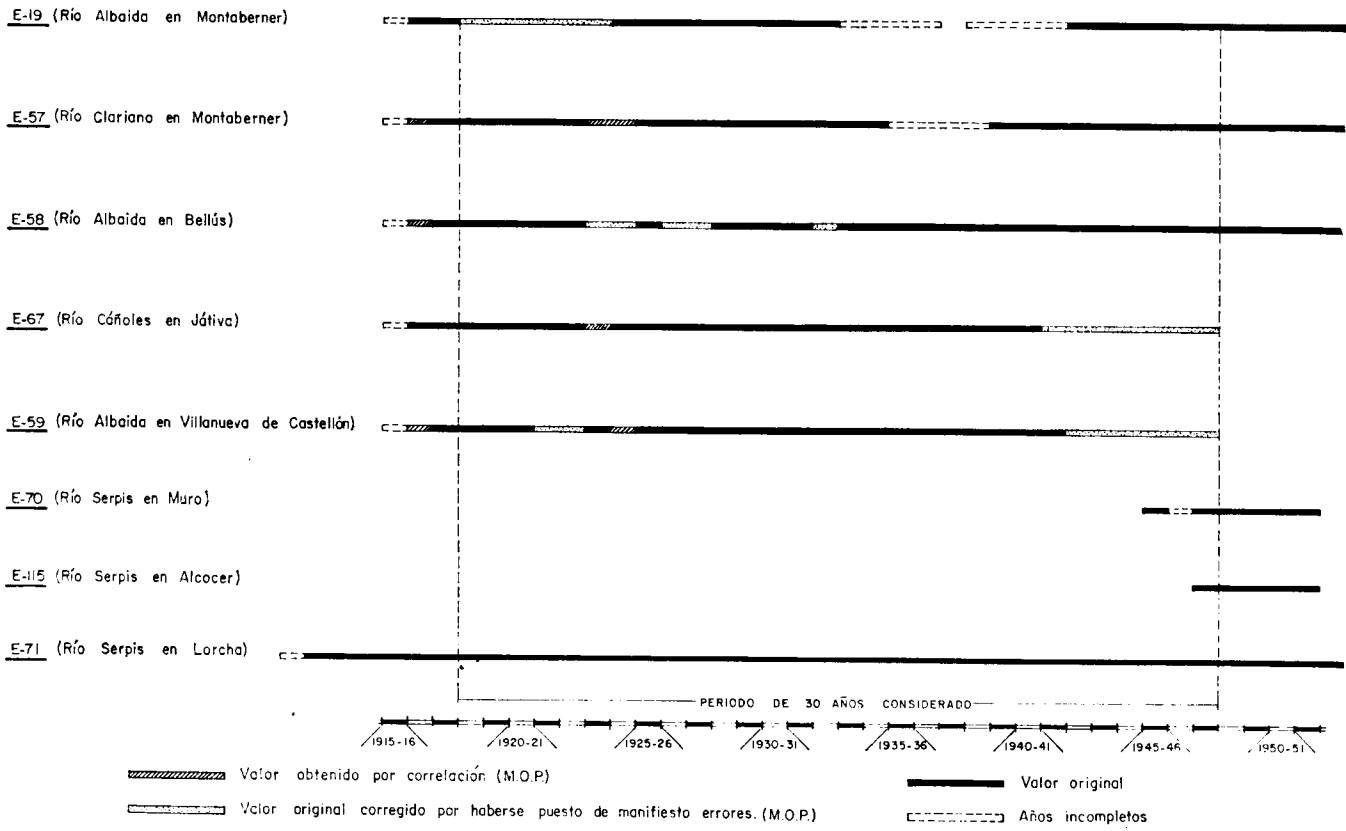
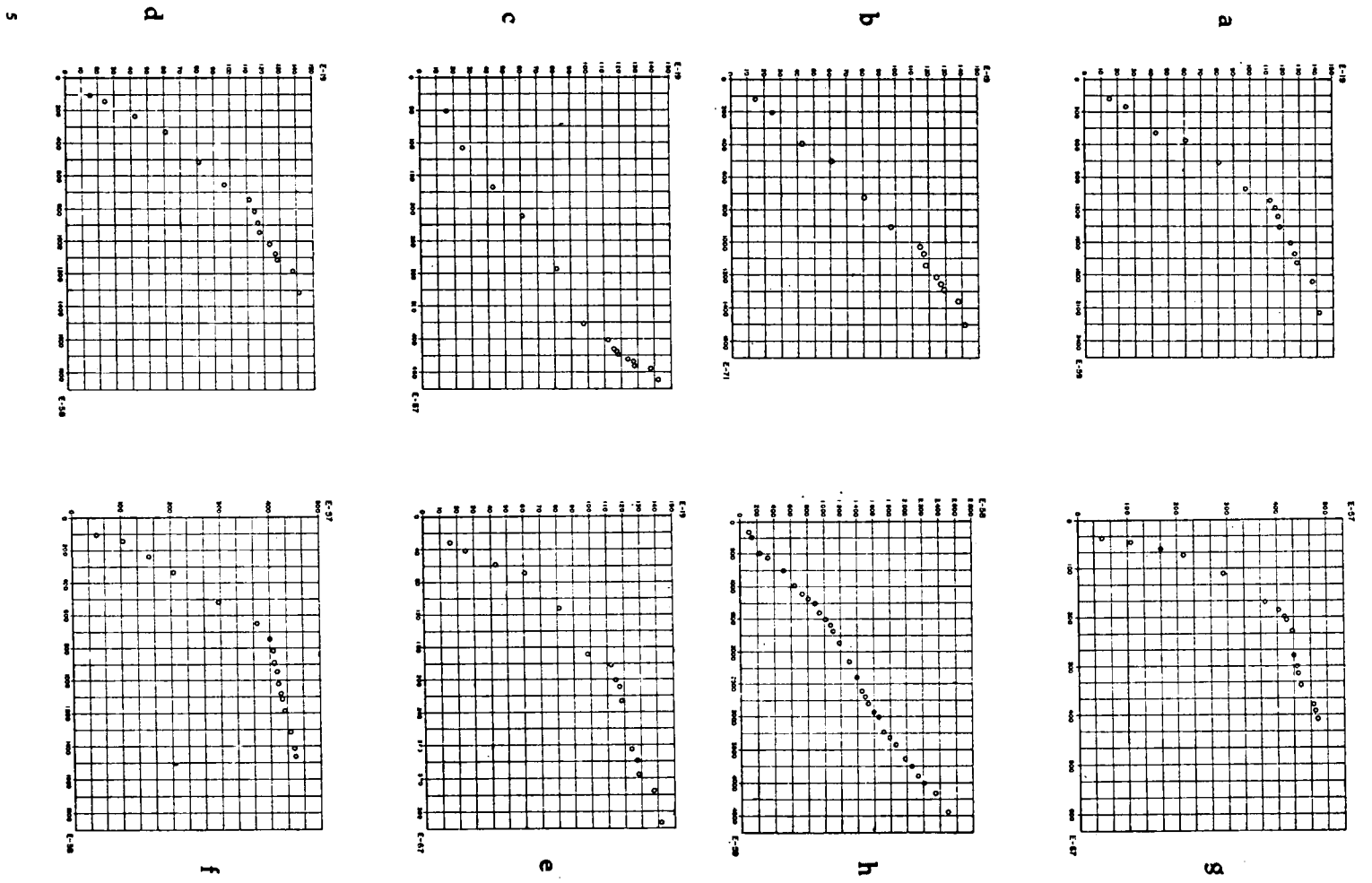


Figura 19



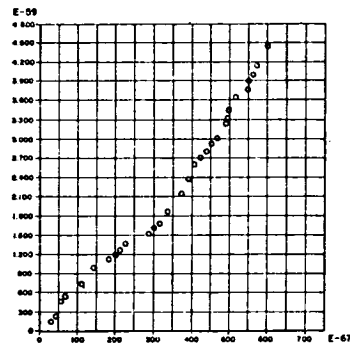
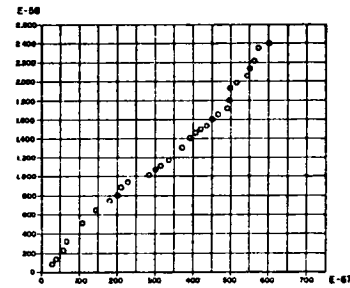
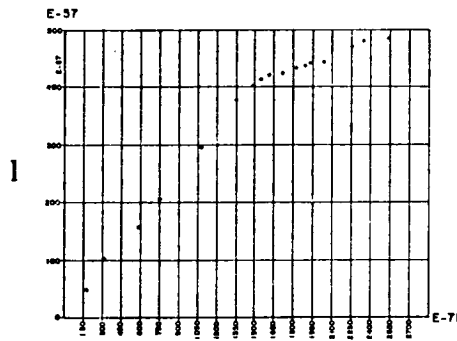
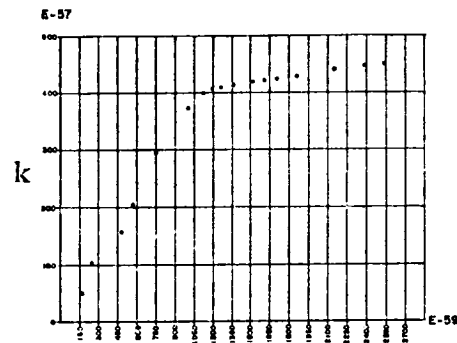


Figura 20 (a-l).—Contraste de los caudales por dobles masas.

He intentado completar las dos estaciones incompletas, E-19 y E-57, por correlación entre sí y con las otras existentes. En el cuadro 6 señalo los valores de los coeficientes de correlación obtenidos. Se puede observar que éstos son muy bajos, por lo que tan sólo se ha utilizado la E-57 para completar parcialmente la E-19. Han sido cinco los años completados; la recta de regresión responde a la ecuación $y = 1,24 + 0,21 x$, con un coeficiente de correlación de 0,76.

Queda, por tanto, puesta de manifiesto la poca fiabilidad de los datos existentes, pero esto no impide el que se utilicen; para tener una idea aproximada, entre otros parámetros, de cuáles son las aportaciones medias, para el período considerado, así como el caudal de base medio, o aportación mínima media de los acuíferos subterráneos a la escorrentía de los ríos.

Río Albaida, en Montaberner (E-19):

Dicha estación controla la escorrentía de una cuenca de 58 Km² de superficie. Tiene un registro irregular desde 1915/16 hasta 1952/53, con nueve años de datos incompletos. De la serie de años registrada llama la atención la diferencia brusca de las aportaciones anuales entre el primer período de registro y el segundo (cuadro 7). Las posibles derivaciones para regadíos en los términos de Albaida, Adzaneta y Palomar, unidas a los eventuales errores de medida, podrían explicar esta anomalía.

La aportación media para los años de registro o completados por correlación, es de 6,14 Hm³/año, que supone un caudal específico medio de 3,35 l/s/Km². El caudal de base medio (fig. 21 a), obtenido para este período, es de 98 l/s. Esta cifra supone una aproximación burda (por defecto en la mayoría de los casos), de la aportación de los embalses subterráneos a la escorrentía del río. SAHUQUILLO *et al.* (1971, p. 67) calcula un coeficiente de escorrentía para esta cuenca del 0,11, con respecto a la pluviometría, para el período 1943/44-1952/53.

Río Clariano, en Montaberner (E-57):

Esta estación se sitúa muy próxima a la desembocadura del río Clariano en el Albaida, y controla la escorrentía en una cuenca de 261 Km² de superficie. La aportación media obtenida para el período considerado (cuadro 7) es de 23,76 Hm³, que supone un caudal específico de 2,89 l/s/Km².

El caudal de base medio (fig. 21 b) es de 283 l/s. Si se tiene en cuenta las derivaciones para regadío que se efectúan de forma primordial en verano, esta cifra se podría ver incrementada. El coeficiente de escorrentía que encuentra SAHUQUILLO *et al.* (1971) para el período 1943/44 a 1952/53 es del 0,31.

Río Albaida, en Bellús (E-58):

Se situaba esta estación en el cañón del Albaida, entre Bellús y Alboy, con una cuenca de 521 Km². La aportación media medida para los 30 años es de 83,63 Hm³/año, que supone un caudal específico de 5,08 l/s/Km², el más elevado de toda la cuenca. Por otro lado, el caudal de base medio es de 1.557 l/s, también el más elevado de los registrados en las estaciones de aforos. Este hecho se puede explicar por la importante descarga de agua subterránea que se efectúa en dicho cañón, aguas arriba de las principales derivaciones que regarán la huerta de Játiva.

Río Cãñoles, en Játiva (E-67):

Dicho río tiene la mayor parte de su cuenca fuera del área estudiada (macizo de Caroch), y recibe la mayor parte de sus aguas del río de los Santos, pequeño afluente que recoge las aguas del manantial del mismo nombre (se controla en E-62), importante descarga del acuífero calizo-dolomítico del Caroch.

Las aguas del río de los Santos son aprovechadas tanto en abastecimiento urbano como en regadío. Por este motivo, las aportaciones medidas en esta estación no son naturales, y corresponden a los sobrantes de regadíos. La aportación media del período de 30 años estudiado asciende a 20,08 Hm³/año. El caudal específico medio es de 1,04 l/s/Km² y el caudal de base medio es de 285 l/s.

Río Albaida, en Villanueva de Castellón (E-59):

La estación de aforos se sitúa muy cerca de la desembocadura del río Albaida, en el Júcar, con una cuenca de 1.298 Km². De acuerdo con los datos de los Anuarios de Aforos, la aportación media, para el período de 30 años considerado (cuadro 7), es de 148,23 Hm³/año. El caudal específico es de 3,62 l/s/Km² y el caudal de base medio de 1.092 l/s, lo cual está en aparente contradicción con los datos obtenidos en la E-58. La explicación a esta disminución en el caudal de base hay que buscarla en las importantes derivaciones, para riego, que se efectúan entre Bellús y Villanueva de Castellón. Destacan las acequias de Murta, Puig, Benifurt, Torre Lloris y la más importante, Comuna de Enova.

Años	E-19 Río Albaida (Montaberner)	E-57 Río Clariano (Montaberner)	E-58 Río Albaida (Bellús)	E-67 Río Cañoles (Játiva)	E-59 Río Albaida (Villan. Cast.)	E-71 Río Serpis (Lorcha)
1918-19	15,70	50,6	107	32,9	.167	124,7
1919-20	9,80	56,6	34	8,9	82	78,7
1920-21	18,20	60,0	96	16,9	240	189,8
1921-22	17,47	45,0	184	10,0	70	108,7
1922-23	20,34	81,7	136	41,6	199	221,9
1923-24	16,17	84,5	94	59,4	234	182,2
1924-25	14,69	24,6	70	13,4	128	89,8
1925-26	3,28	11,2	57	17,4	73	37,4
1926-27	1,61	4,2	73	9,3	72	43,3
1927-28	1,67	5,1	57	17,2	95	63,6
1928-29	5,52	7,4	73	59,8	156	78,8
1929-30	3,47	3,9	58	13,3	93	50,5
1930-31	0,88	2,3	36	15,9	83	19,7
1931-32	9,23	6,6	72	21,4	180	79,3
1932-33	3,88	22,2	100	34,9	280	136,3
1933-34	(2,58)	6,4	47	15,2	219	27,7
1934-35	(2,16)	4,4	42	15,4	98	18,0
1935-36			34	14,5	93	14,4
1936-37			80	14,5	137	7,3
1937-38			49	16,6	78	44,2
1938-39		4,9	58	22,5	220	5,7
1939-40	(2,27)	2,8	78	6,1	80	20,7
1940-41	(1,83)	2,8	73	1,5	119	40,3
1941-42	(1,83)	16,6	116	18,1	207	129,2
1942-43	1,42	22,2	76	27,9	112	161,7
1943-44	3,10	7,0	73	5,7	143	44,1
1944-45	0,13	11,1	88	12,2	103	51,7
1945-46	0,16	28,0	123	9,7	161	214,0
1946-47	0,61	45,7	158	29,6	280	183,0
1947-48						
Aportación media	6,14	23,76	83,63	20,08	148,23	84,35

Cuadro 7.—Aportaciones, período 1918-19/1947-48 (cifras en Hm³).
(Valor obtenido por correlación en este estudio)

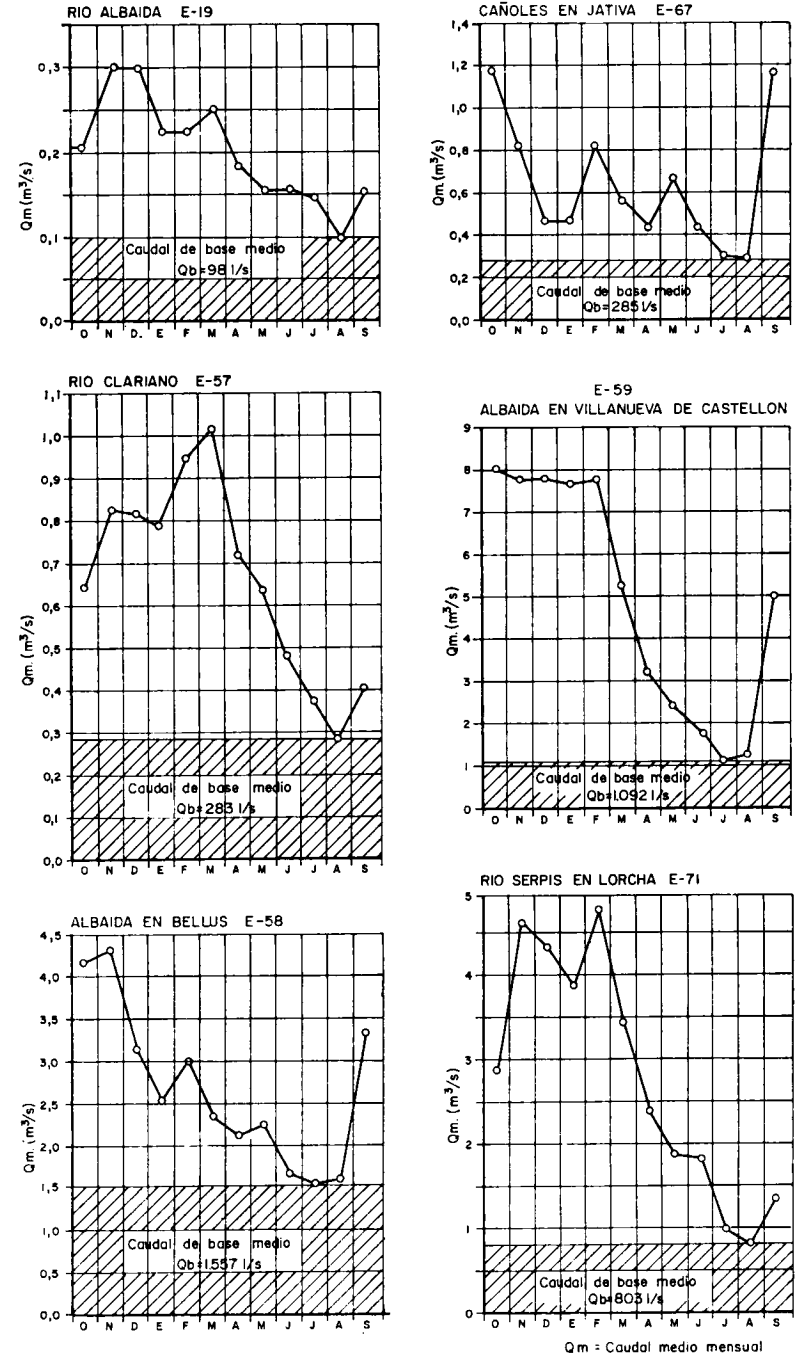


Figura 21.—Hidrogramas medios de los ríos en las estaciones de aforo.

SAHUQUILLO *et al.* (1971) encuentra un coeficiente de escorrentía del 0,22, sin considerar el régimen natural, y del 0,27, considerando el mismo, para el período 1943/44 a 1947/48.

Río	Estación	Cuenca vertiente (Km ²)	Aportación media (Hm ³ /año)	Caudal específico (l/s/Km ²)	Caudal base medio (l/s)
Albaida	E-19	58	6,14	3,35	98
Clariano	E-57	261	23,76	2,89	283
Albaida	E-58	521	83,63	5,08	1.557
Cáñoles	E-67	610	20,08	1,04	285
Albaida	E-59	1.298	148,23	3,62	1.092

Cuadro 8.—Resumen de las características deducidas en las estaciones de aforo.

2.3 REGULACION

De la observación de los hidrogramas medios del período considerado y los perfiles longitudinales del río y sus afluentes se puede deducir que el régimen es muy variable, y que el avance de la onda de crecida, en las grandes avenidas, se hace de forma rápida.

En la actualidad, no existe ningún embalse en toda la cuenca del río Albaida. VILANOVA (1893, p. 206) y MUGA (1915, p. 287) citan un embalse en el río Clariano, cerca de Onteniente, que quedó inutilizado en el año 1688. Las avenidas catastróficas son relativamente frecuentes; una de las más graves fue la del 15 de octubre de 1785, que cambió la configuración del cauce bajo del río (MUGA, 1915).

El Ministerio de Obras Públicas ha estudiado, desde hace mucho tiempo, la posibilidad de regulación del río Albaida mediante embalses (SAHUQUILLO *et al.*, 1971). Estos embalses son: Bellús (*op. cit.* y ZARAGOZA *et al.*, 1971), en el río Albaida, de 74,3 Hm³ de capacidad; Montesa, en el río Cáñoles, de 39 Hm³ de capacidad, y Onteniente, en el río Clariano, de 20 Hm³ de capacidad.

Los tres embalses serían utilizados para regadíos, y además permitirían laminar avenidas. Pienso que los tres son necesarios, si bien se pueden reconsiderar las capacidades de los mismos; incluso el de Onteniente, que actualmente no se considera viable, puede ser de gran utilidad, tanto para laminar avenidas como para efectuar recarga artificial, por lo que en este caso sería necesario emplazar la cerrada del embalse en el flanco septentrional del anticlinal de Ayelo.

3 RIO SERPIS

3.1 HIDROGRAFIA

El río Serpis, con 75 Km de longitud, es un río de transición a los ríos mayores (LOPEZ GOMEZ, *in* TERAN *et al.*, 1968; p. 237), aunque su cuenca, 752 Km², es mucho más pequeña que la del río Albaida. En la figura 22 *b* se representa el perfil longitudinal del río, junto con el de sus afluentes Valleseta y Bernisa; en ella se ha superpuesto la naturaleza de los materiales por los que transcurre el cauce.

El río Serpis se inicia en las estribaciones de la Sierra de Biscoy, en donde se denomina Barranco del Troncal y río Polop. Su cauce discurre principalmente sobre materiales margosos, y lleva agua tan sólo en la época lluviosa, hasta las proximidades de Alcoy, en que se le une, por la margen izquierda, el río Barchell, de corriente continua, que drena parte del acuífero de la Sierra de Mariola. Cruza la ciudad de Alcoy, profundamente encajado en las margas *tap*, y recoge los residuos líquidos urbanos e industriales y los sobrantes del río Molinar, por la margen derecha.

A su paso por Cocentaina, tras recoger las aguas del río Valleseta, por la margen derecha, su cauce se orienta S-N, para cambiar de nuevo a O-E en las proximidades de Muro de Alcoy, en donde recibe, por la margen izquierda, las aguas de su tributario, el río Agres. En Beniarrés se ubica el embalse del mismo nombre, con cerrada en las calizas de la Sierra de Albureca y vaso en margas *tap*. A partir de Lorcha el río se encaja en los materiales carbonatados por el denominado barranco del Infierno hasta Villalonga, en que forma algunos meandros en los materiales detríticos de la Plana de Gandía. En Real de Gandía, y por la margen izquierda, recibe las aguas del río Bernisa. La desembocadura actual del río Serpis se hace junto al Grao de Gandía. MUGA (1915) señala un cambio del cauce del río a consecuencia de unas crecidas; la desembocadura se desplazó hacia el Norte.

Los afluentes más importantes por su cuenca son el Valleseta (142 Km²) y el Bernisa (150 Km²). El río Valleseta, de 21 Km de longitud, recoge las escorrentías superficiales de parte de las sierras de Serrella (1.379 m. s. n. m.), Alfaro y Almudaina. Prácticamente todo su cauce se excava en las margas *tap*. Durante el estío permanece seco, al no recoger ninguna escorrentía subterránea.

El río Bernisa, de 29 Km de longitud, tiene la mayor parte de su cuenca receptora constituida por calizas y dolomías de alta permeabilidad, motivo por el cual excepcionalmente lleva agua en su curso alto y medio. Su cauce se inicia al norte de Pinet, en Sierra Grossa, y discurre sobre ma-

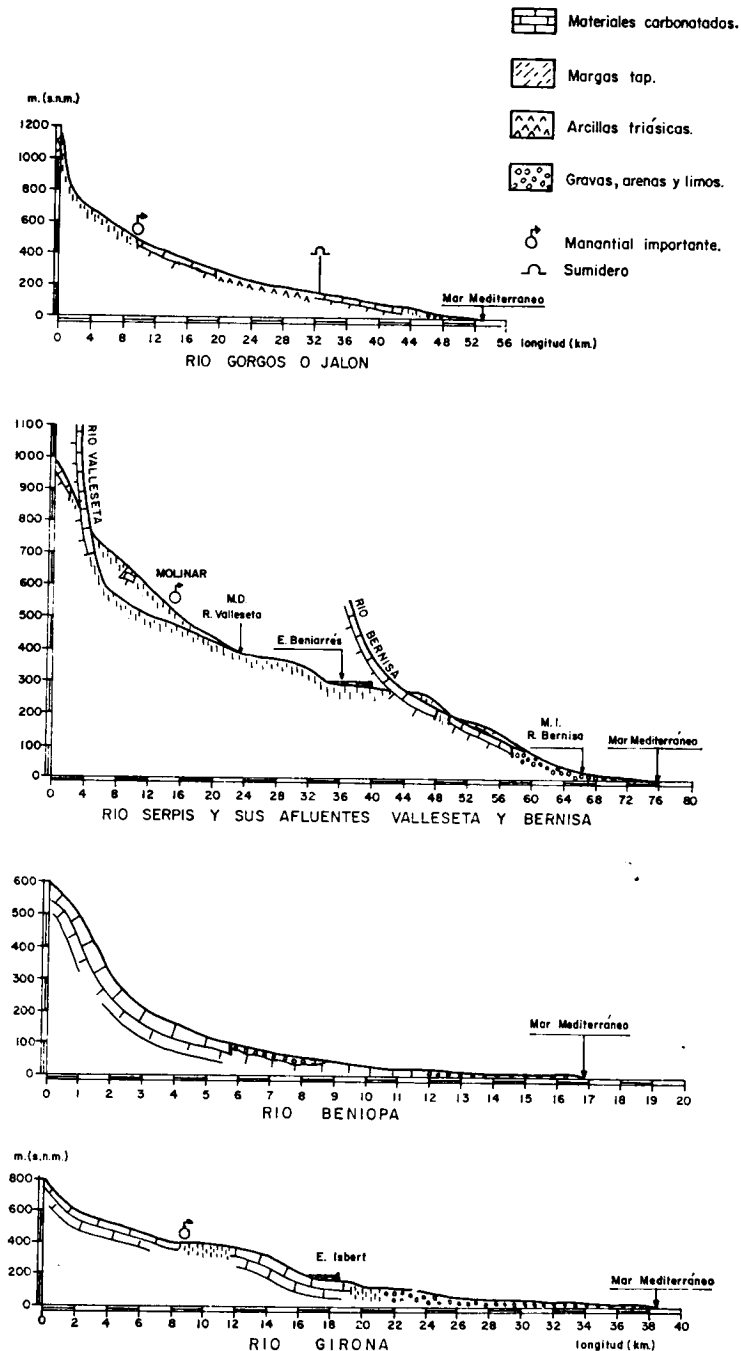


Figura 22

teriales carbonatados prácticamente hasta Rótova, a partir de donde excava su cauce en materiales detríticos, hasta su desembocadura en el río Serpis a la altura de Real de Gandía. A unos 4 Km de su desembocadura recibe parte de los sobrantes de regadío de la margen izquierda del río Serpis, más el caudal de pequeños manantiales que nacen en su cauce.

3.2 APORTACIONES Y REGULACION

De las tres estaciones que existieron en el río Serpis, E-70 (Muro de Alcoy, controlada de 1947 a 1951), E-115 (Alcocer de Planes, controlada a partir de 1947), y E-71 (Lorcha, controlada desde 1912 a 1952), tan sólo la última presenta un registro suficientemente largo; además, es la única estación que queda dentro del área estudiada.

Las aportaciones se han estudiado para un período de 30 años, el mismo que para el río Albaida. En el cuadro 7 se reflejan las aportaciones anuales en Lorcha, para el período considerado, así como la aportación media, que es de 84,35 Hm³/año, lo cual supone un caudal específico de 4,89 l/s/Km².

El caudal de base medio, del período de 30 años considerado, es de 803 l/s (fig. 21 f). Si se tiene en cuenta que existe una serie de derivaciones, aguas arriba de la estación de aforos, para uso urbano, agrícola e industrial, esta cifra se vería incrementada. SAHUQUILLO *et al.* (1971) encuentra un coeficiente de escorrentía para el período 1943/44 a 1952/53 del 0,34 (0,36, estimados los volúmenes derivados).

El río Serpis es el único actualmente regulado dentro del área de estudio. Dicha regulación se efectúa en el embalse de Beniarrés, de antigua construcción, con una capacidad de 7,9 Hm³, ampliada recientemente a 29,3 Hm³. La regulación obtenida con dicho embalse permite regar 4.250 hectáreas en la Plana de Gandía.

En la actualidad se realiza un estudio para determinar la viabilidad técnica de la construcción de un embalse en el río Polop, para garantizar el suministro de agua potable a la ciudad de Alcoy (com. oral del Ingeniero señor GARCIA BERRIO).

4 OTROS RIOS

Los ríos hasta ahora descritos son los más importantes del área. Existen además otra serie de ellos, de cuenca y recorrido menor, algunos de los cuales permanecen secos la mayor parte del año. En ninguno de éstos existe serie histórica de datos foronómicos. De Norte a Sur, son los siguientes: Jaraco, Beniopá, Gallinera, Bullens-Vedat, Racons, Girona y Gorgos. Las características resumidas de cada uno de ellos se describen a continuación.

4.1 RIO JARACO

Tiene una cuenca de 97 Km² y una longitud de cauce del orden de 15 Km. Nace en unos manantiales situados en el núcleo de Simat de Valldigna (Fuentes Mayor y Me-

nor), cuyo análisis detallado se realizará en el capítulo de Hidrogeología. Sus aguas son aprovechadas en regar los naranjales de la Valldigna (Simat, Benifairó y Tabernes). La cuenca baja se sitúa en un área semipantanosas, tradicionalmente dedicada al cultivo del arroz, pero que en la actualidad se encuentra en vías de transformación (PULIDO-BOSCH, 1976 a).

4.2 RIO BENIOPA

En realidad se trata de un barranco de unos 16 Km de recorrido, que rara vez lleva agua en su curso alto y medio, cuyo cauce se excava en calizas (fig. 22 c). En la parte baja, dentro de la Plana de Gandía, recoge algunos sobrantes de regadíos, junto con una parte de la descarga existente en las marjalerías costeras. Tiene 37 Km² de cuenca, toda ella constituida por materiales permeables.

4.3 RIO GALLINERA

Es en realidad un barranco o rambla de unos 28 Km de longitud, situado entre el río Serpis y el Bullens-Vedat. Tiene una cuenca de unos 50 Km², que recoge la escorrentía superficial del valle del mismo nombre (Vall de Gallinera) y de las Sierras de Albureca, Almirante y Aforadá. Su cauce raramente lleva agua, y cuando esto sucede pocas veces llega hasta el mar, pues se infiltra en los materiales detríticos de la franja litoral.

4.4 RIO BULLENS-VEDAT

Se origina este río en unos manantiales de elevado caudal, existentes en la Sierra de Mustalla, a muy pocos kilómetros del mar. Tiene un recorrido aproximado de 7 Km y una cuenca superficial de unos 35 Km². Parte de sus aguas se aprovechan en regar los arrozales de Pego.

4.5 RIO RACONS

Es un río similar al anteriormente descrito. Nace en el manantial denominado «Balsa Sineu», y tiene un recorrido no superior a los 7 Km. Su cuenca es de unos 40 Km². Este río, junto con el Bullens-Vedat y el Regalacho, afluente del Racons, drenan la marjalería de Pego, área deprimida dedicada al cultivo de arroz, periódica y parcialmente inundada. Ambos ríos tienen una apreciada fauna piscícola (anguilas, especialmente).

4.6 RIO GIRONA

Es un río de cuenca estrecha y alargada, de unos 38 Km de longitud (fig. 22) y 118 Km² de cuenca vertiente. Se inicia en las proximidades de la Sierra de Cireret, en que recibe el nombre de río Ebo. En el valle del mismo nombre recoge las aportaciones de pequeños manantiales antes de introducirse en las calizas de la Sierra del Mediodía, en las que excava un espectacular cañón, con anchura basal en algunos puntos del orden del metro. El poco agua que pueda llevar en estío, desaparece en el contacto con las calizas.

Próxima a la salida del cañón, denominado Barranc de l'Infern, se sitúa el embalse de Isbert, de algo más de 1 Hm³ de capacidad. Este área llamó mucho la atención a CAVANILLES (1795-97, T. II, p. 207), de la que dice «no he visto en el reyno sitio mas oportuno para hacer un pantano...». Dicho embalse, terminado de construir hacia 1950, se encuentra en la actualidad totalmente abandonado, debido a que no llega a retener el agua. De todas formas, la obra tiene su importancia como elemento de recarga artificial. Tras cruzar el valle de Orba, sobre los materiales detríticos, desemboca en el

mar Mediterráneo, en las proximidades de Setla y Mirafior. El cauce del río permanece seco la mayor parte del año.

4.7 RIO GORGOS

De 53 Km de recorrido y 147 Km² de cuenca, aproximadamente un tercio de la misma se sitúa fuera del área estudiada. Se inicia este río en las proximidades de Facheca, donde recoge la escorrentía de parte de las sierras de Serrella y Alfaro; en este punto recibe el nombre de barranco de Famorca, hasta las proximidades de Castells, donde varios manantiales vierten sus aguas en el cauce del río, que ya se denomina Castell. El cauce en este sector (fig. 22 a) discurre sobre margas *tap*. Desde este punto, y hasta Benichembla, el cauce se excava en calizas y margo-calizas. En Benichembla el caudal se incrementa con la aportación de pequeños manantiales. Hasta Lliber, el río discurre sobre las arcillas triásicas. Posteriormente, y hasta Gata de Gorgos, su cauce se encaja en las calizas y todas las aguas del río se infiltran en las mismas, salvo en las crecidas. Su último recorrido, en la Plana de Jávea, se hace sobre materiales detríticos. La desembocadura, en el puerto de Jávea, pocas veces al año lleva agua. Este río carece de embalses que regulen sus aportaciones o que laminen avenidas.

VI. GEOLOGIA

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 TERRENOS REPRESENTADOS

Dado el objetivo de este estudio, esencialmente hidrogeológico, mis observaciones sobre la Estratigrafía del área se presentan de forma resumida, y siempre con muchas referencias a otros autores, que han investigado con más detalle esta parcela de las ciencias geológicas.

El grueso de mis observaciones, efectuadas en campo, ha ido dirigido a delimitar conjuntos litoestratigráficos, en tanto en cuanto son los que van a condicionar el comportamiento hidrogeológico de los materiales. El aspecto cronoestratigráfico lo he resuelto, en la mayoría de los casos, en base a los estudios efectuados por otros autores. Los principales han sido: CHAMPETIER (1966 a 1972), DARDER PERICAS (1945) y las Hojas del IGME, antiguas y actualizadas, de diversos autores. Para más detalle sobre la Estratigrafía del área, remito al lector a la importante bibliografía existente.

La definición de las distintas unidades litoestratigráficas no la he podido hacer siempre con todas las características que les darían el rango de «formales» (Código de Nomenclatura Estratigráfica, 1961, *in* KRUMBEIN y SLOSS, 1969; HEDBERG, 1976), entre otras razones, por la abundancia de facies presentes en el área y sus numerosos cambios, tanto en la horizontal como en la vertical.

De forma resumida, los materiales aflorantes son de edad comprendida entre el Trías y el Cuaternario reciente, sin que todos los terrenos estén presentes en todo el área. Los terrenos representados en el área estu-

diada se pueden agrupar en dos grandes conjuntos separados por discordancias regionales:

- materiales preorogénicos; y
- materiales postorogénicos.

El adjetivo «postorogénico» lo empleo para los materiales depositados después de la orogenia principal, que dio origen a la cordillera alpina, lo cual no quiere decir que no puedan estar afectados por una actividad tectónica posterior (neotectónica).

Dentro del primer gran conjunto he diferenciado las unidades litoestratigráficas siguientes, cuya edad probable también se especifica:

MATERIALES PREOROGENICOS	Denominación	Edad probable
	Grupo Valencia	Triásico Superior
	Formación Infierno	Jurásico Superior
	Formación Oliva	Jur. Sup.-Cret. Inf.
	Formación Jaraco	Cret. Inf.-Albense
	Formación Creu	Cretáceo Superior
	Formación Mediodía	Paleoceno-Eoceno
	Formación Tollos	Oligoceno (?) - Mioceno
	Formación Benigánim	Mioceno
	Formación Bélgida	Mioceno

A su vez, dentro de este conjunto de unidades, algunas se depositan de forma discordante (o acordante) sobre las infrayacentes. Es el caso de las formaciones Tollos, Benigánim y Bélgida respecto a la formación Creu y Jaraco, y a las dos primeras entre sí.

Los materiales postorogénicos representan los depósitos de edad Plio-Cuaternario y/o Cuaternario especialmente, aunque también podría estar representado el Mioceno Superior.

1.2 MATERIALES PREOROGENICOS

1.2.1 Grupo Valencia (Triásico Superior)

1.2.1.1 Antecedentes

El grupo Valencia, denominado como tal, fue definido por ORTI CABO (1972, 73 y 74) en su Tesis Doctoral, para un área que abarca las provincias de Valencia, Castellón y parte de las de Albacete, Alicante y Teruel.

Este autor distingue cinco formaciones dentro del grupo, que de muro a techo son:

- «Arcillas y yesos de Jarafuel». Es una alternancia de arcillas y yesos, con capas ocasionales de areniscas, dolomías, calizas, costras limoníticas y masas ofíticas.
- «Areniscas de Manuel». Son areniscas de tonos rojos, con estratificaciones cruzadas, y algunas intercalaciones de arcillas rojas. Hacia la base pueden existir bancos calizo-margosos.
- «Arcillas de Cofrentes». Son arcillas rojas, con alternancias de tonos rojos, verdes claros y violáceos.
- «Arcillas yesíferas de Quesa». Es un conjunto arcilloso-yesífero de aspecto caótico. Contiene numerosos Jacintos de Compostela.
- «Yesos de Ayora». Conjunto yesífero con delgadas intercalaciones locales de arcillas y dolomías.

Materiales equivalentes a éstos han sido descritos por otros autores, tanto en el ámbito de las Cordilleras Béticas como fuera de ellas; los nombres asignados han sido muy diferentes: «Formación Peñuelas», al NO de Caravaca (VAN VEEN, 1969); «Formación Hornos-Siles», al NE de la provincia de Jaén (LOPEZ-GARRIDO, 1971), etc.

Prácticamente, todos los autores que han investigado en los límites del área por mí estudiada hacen alusiones de forma somera a las *arcillas abigarradas con yesos* (NIKLES, 1891; VILANOVA, 1893; JIMENEZ DE CISNEROS, 1907; NOVO, 1915; BRINKMANN, 1931; DARDER PERICAS, 1945; CHAMPETIER, 1972; etc.).

1.2.1.2 Litología y distribución de los afloramientos

La litología es similar a la que describe ORTI CABO (*op. cit.*). Por motivos prácticos no he diferenciado, en cartografía, las distintas formaciones. Las arcillas, de colores variados, constituyen el grueso de los materiales aflorantes. Los yesos y otras sales alcanzan localmente grandes espesores; a favor de los mismos se han desarrollado conductos y formas kársticas (Vallada: DONAT, 1966; PULIDO-BOSCH, 1976 *b*; y Castellón de Rugat). Las calizas y dolomías tableadas, carniolas y rocas subvolcánicas, también afloran localmente.

Esquemático la distribución de los afloramientos reconocidos en la figura 23. Es notable, por su extensión, el afloramiento de Barcheta, de probable continuidad con los afloramientos de Bárig-Jeresa, hacia el Este, y con los de Vallada, hacia el Oeste. Junto a las arcillas con yesos y algunos niveles margosos y margocalizos, afloran en él calizas y dolomías

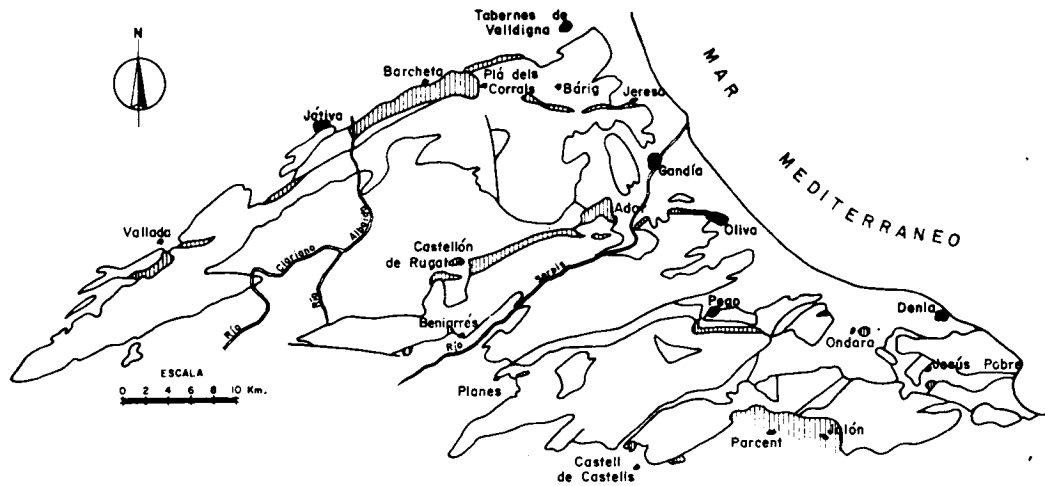


Figura 23.—Distribución de los afloramientos del Grupo Valencia (rayado vertical).

negras con carniolas, al sur de Barcheta y en las proximidades del Plá del Corrales. Igualmente, junto a la carretera Játiva-Barcheta, se encuentra el afloramiento de rocas subvolcánicas más importante existente en todo el área de estudio. Dichas rocas fueron objeto de un estudio de detalle realizado por MARTEL (1975).

Otros afloramientos de rocas subvolcánicas, de menor extensión, se localizan en las proximidades del Plá del Corrales y Parcent, que ya fueron señalados por NOVO (1915; el de Parcent) y DARDER PERICAS (1945; ambos).

El siguiente afloramiento, más extenso, del grupo Valencia es el de Jalón-Parcent, recorrido de Oeste a Este por el río Gorgos. Los afloramientos restantes son de menor envergadura. Generalmente jalonan fracturas de desigual desarrollo (Rafol-Ador; Pego-Sagra, etc.).

A veces los materiales del grupo Valencia constituyen «klippes» sin-sedimentarios tanto en los materiales cretácicos como miocénicos (ALME-LA *et al.*, 1975). Este hecho se puede explicar como debido a la naturaleza plástica de estos materiales, y como consecuencia de un diapirismo precoz. Fenómenos similares han sido puestos de manifiesto por otros autores (FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS, 1968; FOUCAULT, 1971; PULIDO-BOSCH, 1972; GARCIA-HERNANDEZ *et al.*, 1973; etc.) en el ámbito de las Cordilleras Béticas.

1.2.1.3 Edad

A los materiales descritos se les atribuye, de forma sistemática, edad Triásico Superior. Mantengo dicha edad para el conjunto del grupo sin que pueda aportar nuevos datos al respecto. La relación del grupo con los materiales infrayacentes se desconoce. Por otro lado, en todos los afloramientos existentes en el área de estudio los contactos de estos materiales con los circundantes son mecánicos; de ahí que nunca se observe la formación suprayacente.

1.2.2 Formación Infierno (Jurásico Superior)

Esta unidad litoestratigráfica, definida por primera vez en este estudio, está compuesta esencialmente por materiales carbonatados: calizas y calizas dolomíticas, margas y margocalizas, y calizas oolíticas y calcarenitas.

La denominación formación Infierno la he tomado del lugar en que he efectuado el corte tipo, Barranco del Infierno, angosta garganta excavada por el río Serpis entre Lorcha y Villalonga. Las coordenadas UTM del punto medio aproximado del corte son: X = 737.150 m; Y = 4.807.050 m.

El corte tipo se ha iniciado en el paraje denominado Racó de la Tardá, y terminado unos 300 metros al oeste de la Fuente de la Pagua, complementado con observaciones en el Plá del Pere. Se trata de un lugar de abruptas pendientes, por lo que resulta muy difícil hacer observaciones detalladas en parte del corte (fig. 24). Se accede al paraje tanto por Villalonga como por Lorcha, por el camino que une a ambas poblaciones, antiguo trazado del ferrocarril de vía estrecha.

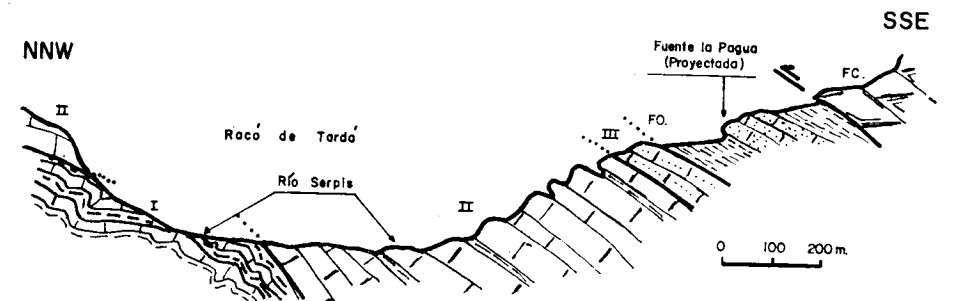


Figura 24.—Corte del barranco del Infierno. I, II y III, tramos diferenciados; FO, margas y calcarenitas de la formación Oliva; FC, dolomías trituradas de la formación Creu.

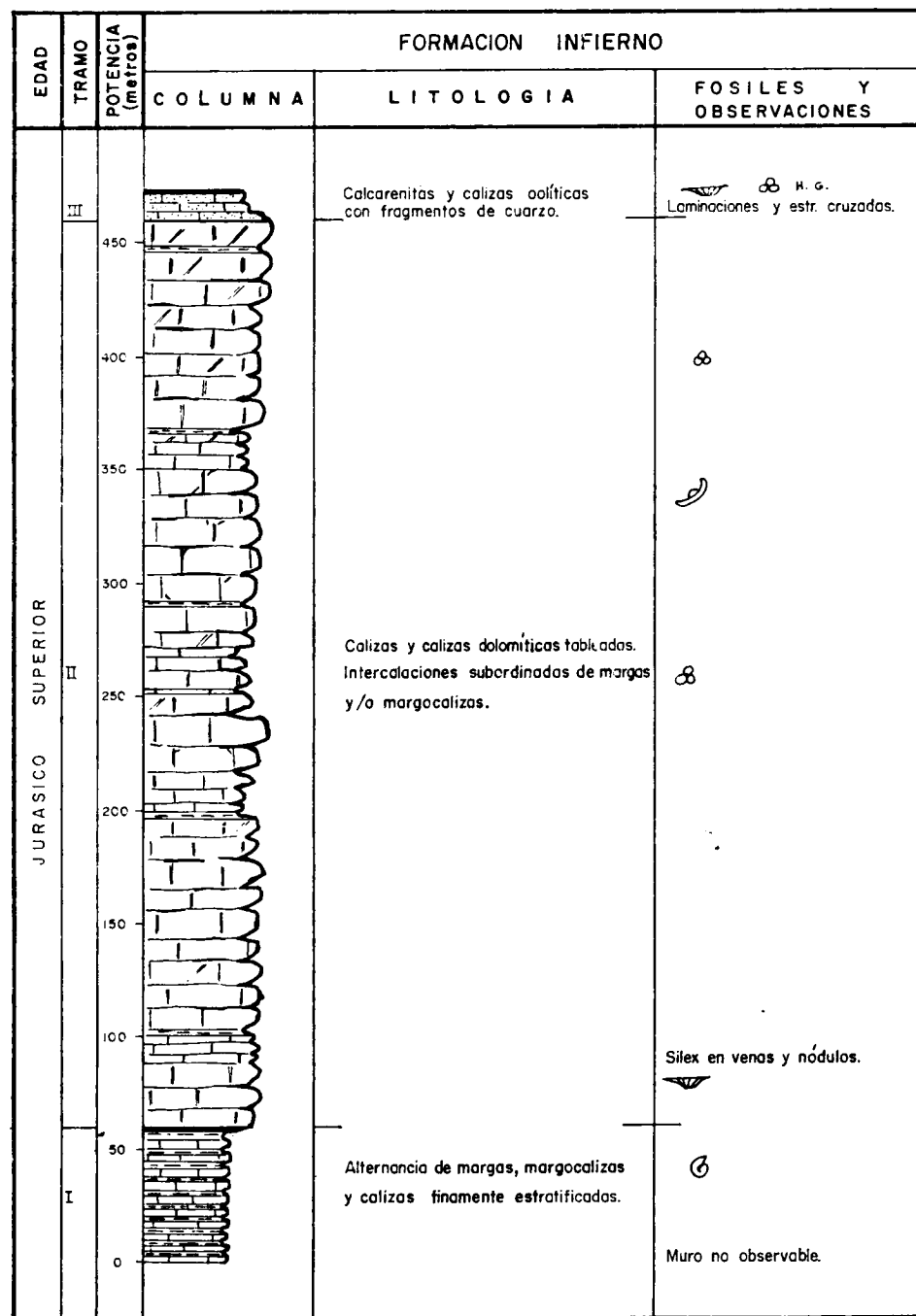


Figura 25.—Serie del Infierno.

1.2.2.1 Descripción del corte tipo (serie del Infierno)

He distinguido tres tramos (fig. 25), que de muro a techo son los siguientes:

1) 60-70 m observables de una alternancia de margas, margocalizas y calizas micríticas, de color amarillento en superficie, finamente estratificadas. Presentan numerosos pliegues. El muro del tramo no se observa.

2) Unos 400 m de calizas grises más o menos dolomíticas, bien estratificadas («calcaires en dalles» de CHAMPETIER, 1967 y 1972). Los bancos son de espesor variable (0,1 a 1 m). Los niveles basales presentan sílex, dispuesto en forma de venas o en pequeños nódulos, de bordes irregulares. Hay bancos finos margosos y/o margocalizos (0,02 a 0,1 m), intercalados de forma esporádica.

3) 12 m de calcarenitas y calizas oolíticas con restos de organismos. Algunos bancos incluyen abundantes fragmentos de cuarzo, si bien el cemento es calcáreo. Presentan numerosas laminaciones, estratificaciones cruzadas y graduadas. Tienen color amarillento-rojizo.

Sobre este tramo reposan 0,5 m de margas amarillas, 0,2 m de un estrato calizo, y una brecha (0,15 m) de fragmentos de organismos (*Gasterópodos*, entre otros). Estos bancos, y los superiores, reposan de forma concordante y constituyen la formación suprayacente (formación Oliva). Un kilómetro al Este existe una superficie limonitizada, posible «hard ground», en el contacto de las calizas grises con las calcarenitas y calizas oolíticas.

1.2.2.2 Edad

CALVO (1908) es el primer autor que asignó posible edad Jurásico a estos materiales. DARDER PERICAS (1945), sin argumentos paleontológicos, consideró (pp. 83-85) una edad comprendida entre Lías y Titónico para estos materiales; se basó en la similitud de facies con otros terrenos de esta edad en las islas Baleares. Describe, en la Sierra de Fontanells, fósiles rodados de edad Domerense, en materiales semejantes a los aquí descritos.

CHAMPETIER (1972), en un corte realizado en las proximidades del que aquí describo, encuentra fauna que le permite datar parte del tramo 1) como Kimmeridgiense, y asigna al resto del tramo y al tramo 2) edad Kimmeridgiense-Portlandés. El tramo 3), sin fauna concluyente, piensa que es de edad Portlandés. En la Sierra de Fontanells, este mismo autor (1967) discute la anterior asignación de DARDER PERICAS (1945) de parte de

los materiales al Lías y Dogger. Considera que ambos están ausentes y que los materiales basales son de edad Oxfordiense.

Posteriormente, VEGAS *et al.* (1975), sin argumentos paleontológicos, y por comparación de litologías, estiman que el Dogger está representado en la Sierra de Fontanells, constituido por dolomías, calcarenitas y calizas oolíticas y dolomías.

Sin poder aportar datos paleontológicos, asigno edad Jurásico Superior (Malm) a los materiales de esta formación.

1.2.2.3 Distribución de los afloramientos

La formación Infierno aflora, además de entre Villalonga y Lorcha (sierra de Cuta), y en la sierra de Gallinera (Fontanells), en las proximidades de Castellón de Rugat, núcleo anticlinal de Jaraco y proximidades de Benimeli (sierra de Segaria). Todos estos afloramientos (fig. 26) son des-

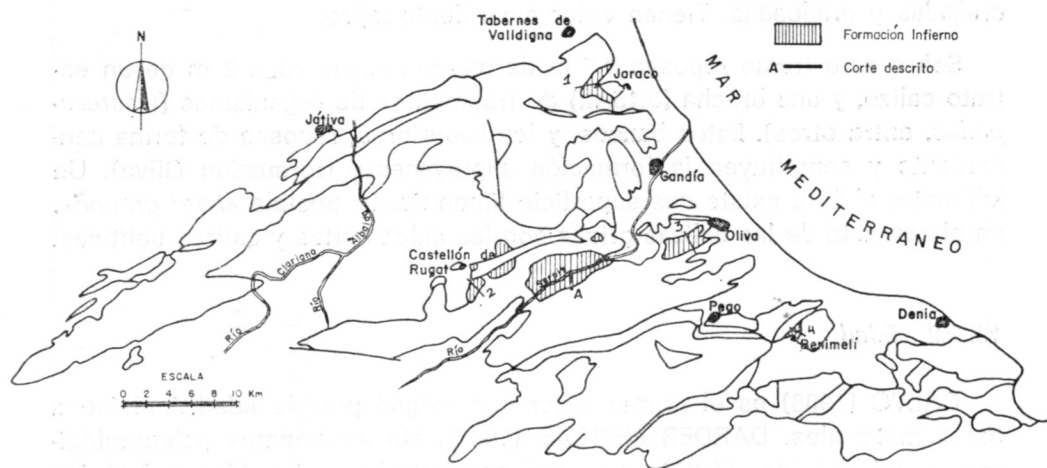


Figura 26.—Distribución de los afloramientos.

critos en detalle por CHAMPETIER (1972). Asimismo este autor lleva a cabo un análisis profundo del medio sedimentario y su evolución paleogeográfica y a él me remito (pp. 35-43).

En la figura 27 represento las series principales y la correlación entre las mismas, cuya posición en el contexto regional se señala en la figura 26.

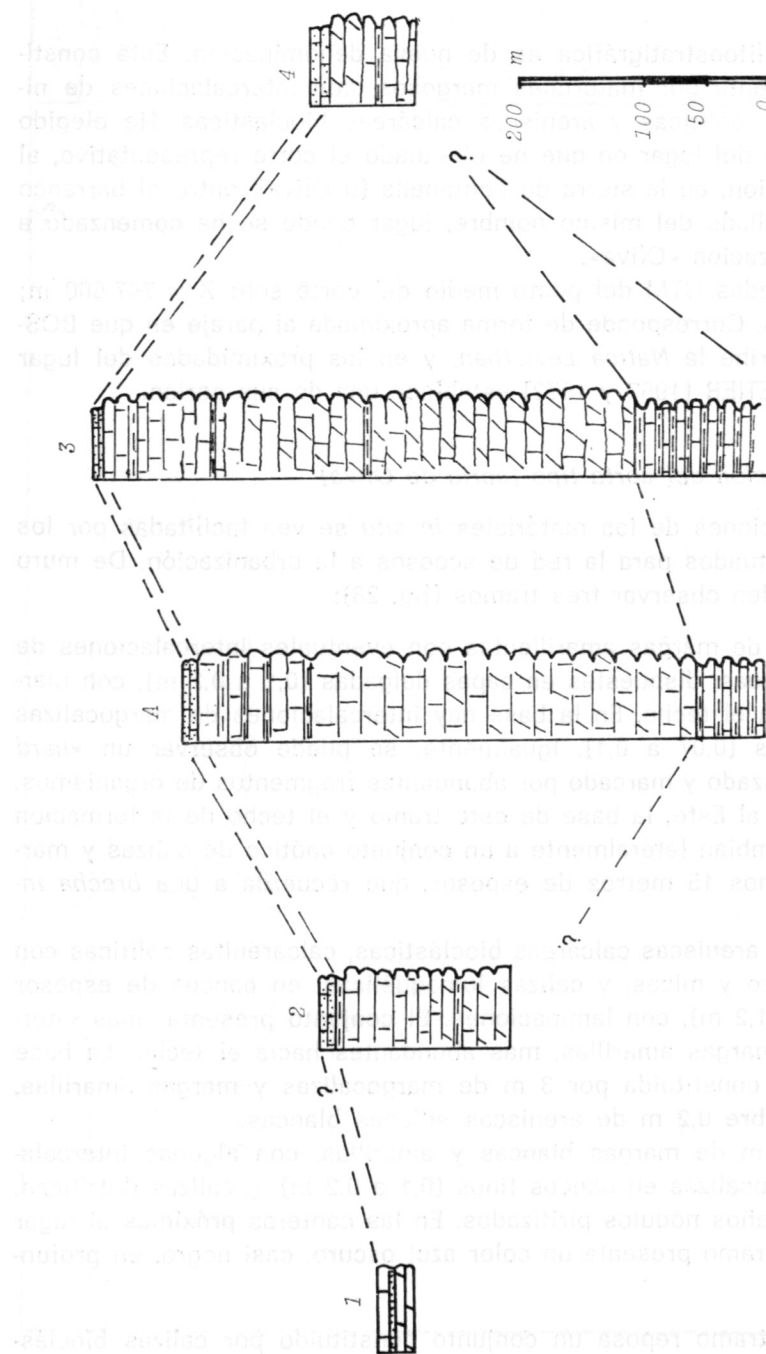


Figura 27.—Correlación entre series de la formación Infierno (1: Serie del anticlinal de Jaraco [CHAMPETIER, 1972]; 2: El Prelollo [CHAMPETIER, 1972]; A: Barranco del Infierno; 3: Sierra de Fontanells [CHAMPETIER, 1966 y 1972]; 4: Sierra de Segaria [CHAMPETIER, 1972]).



1.2.3 Formación Oliva (Jurásico Superior - Cretácico Inferior)

Esta unidad litoestratigráfica es de nueva denominación. Está constituida esencialmente por materiales margosos, con intercalaciones de niveles de calizas oolíticas y areniscas calcáreas bioclásticas. He elegido la denominación del lugar en que he efectuado el corte representativo, al SO de la población, en la sierra de Fontanells (u Oliva), entre el barranco de Elca y el Collado del mismo nombre, lugar donde se ha comenzado a ubicar la urbanización «Oliva».

Las coordenadas UTM del punto medio del corte son: X = 747.600 m; Y = 4.309.100 m. Corresponde de forma aproximada al paraje en que BOSCA (1922) describe la *Natica Leviathan*, y en las proximidades del lugar en que CHAMPETIER (1967 y 1972) establece una de sus series.

1.2.3.1 Descripción del corte tipo (serie de Oliva)

Las observaciones de los materiales *in situ* se ven facilitadas por los desmontes efectuados para la red de accesos a la urbanización. De muro a techo se pueden observar tres tramos (fig. 28):

1) 30-40 m de margas amarillentas con eventuales intercalaciones de areniscas calcáreas, dispuestas en capas delgadas (0,1 a 0,2 m), con margas verdosas en el techo. En la base hay intercalaciones de margocalizas en bancos finos (0,07 a 0,1). Igualmente, se puede observar un «*hard ground*» limonitizado y marcado por abundantes fragmentos de organismos.

Unos 300 m al Este, la base de este tramo y el techo de la formación infrayacente cambian lateralmente a un conjunto caótico de calizas y margocalizas, de unos 15 metros de espesor, que recuerda a una *brecha intraformacional*.

2) 45 m de areniscas calcáreas bioclásticas, calcarenitas oolíticas con cantos de cuarzo y micas, y calizas lumaquéllicas, en bancos de espesor variable (0,2 a 1,2 m), con laminaciones. El conjunto presenta finas intercalaciones de margas amarillas, más abundantes hacia el techo. La base del tramo está constituida por 3 m de margocalizas y margas amarillas, que reposan sobre 0,2 m de areniscas silíceas blancas.

3) 150-160 m de margas blancas y amarillas, con algunas intercalaciones de margocalizas en bancos finos (0,1 a 0,2 m), y calizas detríticas. Presentan pequeños nódulos piritizados. En las canteras próximas al lugar del corte este tramo presenta un color azul oscuro, casi negro, en profundidad.

Sobre este tramo reposa un conjunto constituido por calizas bioclásticas y calizas en gruesos bancos (algunos de más de 2 m), con niveles

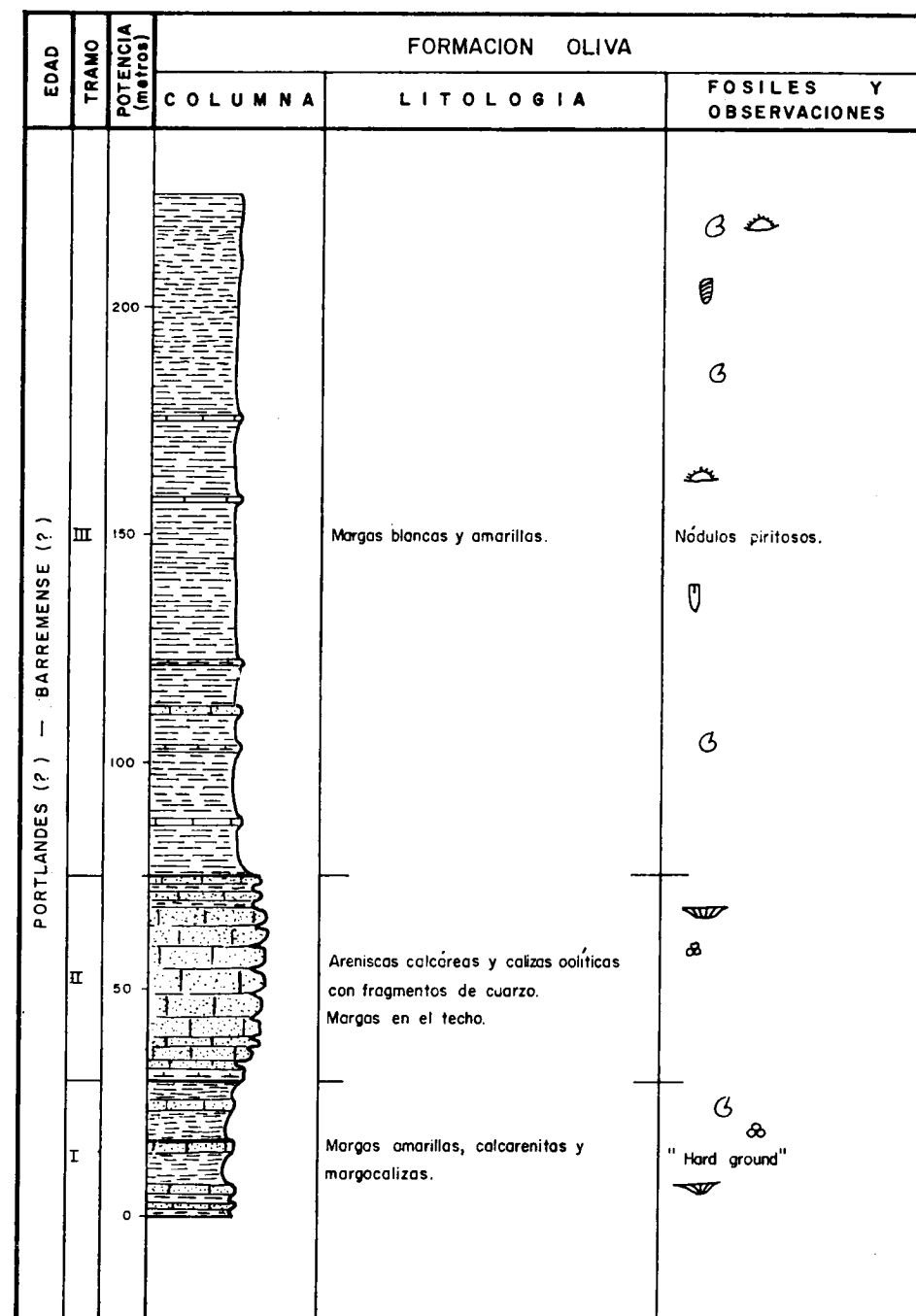


Figura 28.—Serie de Oliva.

finos de margas y margocalizas intercalados (0,05 m), que corresponden a la formación suprayacente (Jaraco).

La fauna de esta formación es muy rica (*Terebrátulas*, *Ammonites* y *Belemnites*).

La formación yace, concordantemente, sobre unos 5 m de areniscas silíceas blancas y areniscas calcáreas bioclásticas con laminaciones, que a su vez reposan sobre calizas grises en gruesos bancos. Se trata del techo de la formación Infierno. De igual manera, el contacto con la formación suprayacente (formación Jaraco) es normal.

1.2.3.2 Edad

CHAMPETIER (1967, 1972), en el corte efectuado entre las Casas de Elca y el Collado de Peapa, encuentra una asociación faunística que le permite datar el conjunto como Neocomiense. La base, de fauna menos precisa, la asigna al Malm Superior, y el techo, al Barremense.

Los materiales de esta formación, esencialmente de origen marino, presentan una marcada influencia continental hacia el Norte, donde se llegan a depositar sedimentos lacustres. El análisis detallado de la paleogeografía del área se puede consultar en los trabajos de CHAMPETIER (1967, 1972).

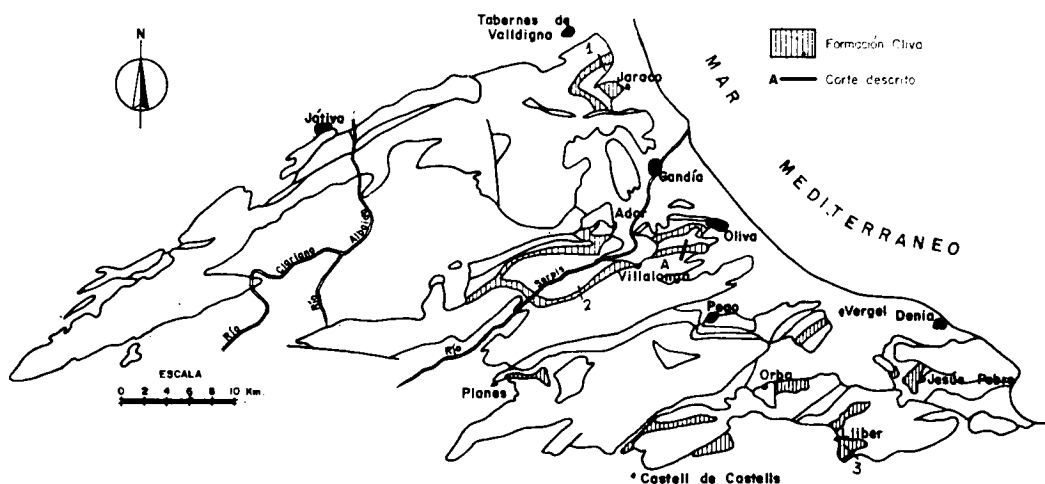


Figura 29.—Distribución de los afloramientos.

1.2.3.3 Distribución de los afloramientos

En la figura 29 se puede observar, de forma esquemática, la distribución de los afloramientos. La formación Oliva aflora: en el núcleo del anticlinal de Jaraco, con una potencia sensiblemente reducida; entre Castellón de Rugat y Ador (ya descritos en 1892 por NIKLES); entre las proximidades de Lorcha (Collado de la Umbrieta-desfiladero del río Serpis) y Villalonga, donde aparece cabalgada por materiales del Cretáceo Superior; de ahí que estén muy laminados; en las sierras de Cantalar y Segaria (también muy tectonizado); en las proximidades de Castell de Castells, Benichembla (FOURCADE, 1973, describe un corte en este sector), en los núcleos de los anticlinales de Jalón y Lliber, y proximidades de Jesús Pobre.

En la figura 30 presento, de forma esquemática, cuatro series cuya situación dentro del sector estudiado se señala en la figura 29.

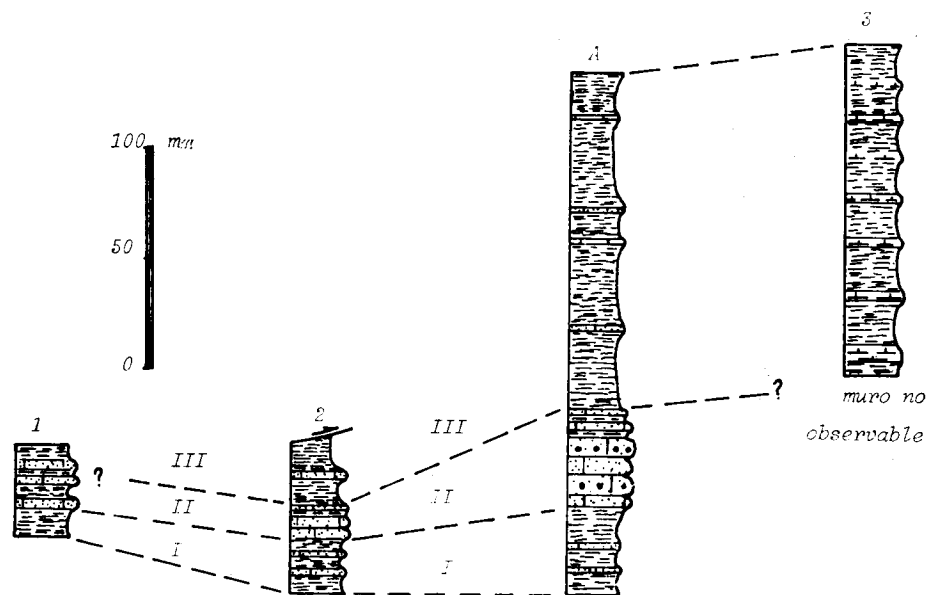


Figura 30.—Correlación entre series (1: Serie del anticlinal de Jaraco [CHAMPETIER, 1972]; 2: Fuente Pagua; A: Oliva; 3: Anticlinal de Lliber).

1.2.4 Formación Jaraco (Cretáceo Inferior - Albense)

Esta unidad litoestratigráfica, definida por primera vez para este estudio, está compuesta por materiales carbonatados y margosos con algu-

nos niveles detríticos intercalados. El corte tipo se ha realizado al NO de la población de Jaraco, de donde toma nombre la formación. La estructura en este lugar responde a un pliegue en domo (domo de Jaraco). Debido a la erosión, se observa una serie monoclinial. El corte se ha iniciado al sur del Peñón de Ferragut y terminado entre el Alto de la Miel y los Fondos. Localmente, estos lugares se denominan: el Teular (inicio del corte) y Les Viñoles (terminación). Las coordenadas UTM del punto medio del corte son: X = 739.800 m; Y = 4.325.550 m.

1.2.4.1 Descripción del corte tipo (serie de Jaraco)

Es una serie esencialmente dolomítico-caliza, con algunas intercalaciones margosas y detríticas. He distinguido cuatro tramos, que de muro a techo son (fig. 31):

1) 70-80 m de calizas organógenas (lumaquelas de *Gasterópodos* y *Lamelibranchios*) en bancos gruesos (0,4 a 1 m) con dolomías recristalizadas interestratificadas. Existen algunos niveles finos de margas amarillas intercaladas, más numerosas hacia la base. Este tramo reposa concordantemente sobre unos 30-40 m de margas verdes, amarillas y rojizas con niveles de calizas detríticas subordinados, pertenecientes a la formación Oliva. Presentan pliegues disarmónicos.

2) Es un tramo de gran variedad litológica: dolomías, calizas detríticas, margas... Tiene unos 70-80 m de potencia. Se han podido diferenciar los niveles siguientes:

- 20 m. Alternancia de calizas con abundantes organismos bivalvos, margas amarillentas y dolomías sacaroideas.
- 7-10 m. Dolomías de aspecto arenoso. En la base hay un nivel, de más de 1 m de espesor, que es una auténtica «microbrecha» de restos de organismos, con fragmentos angulosos de cuarzo.
- 12 m. Areniscas calcáreas rojas que alternan con margas amarillas. Las margas dominan en el techo (estrato de 2 m), y disminuyen hacia la base.
- 10 m. Calizas magnesianas grises y calizas detríticas rojo-amarillentas, en bancos de 0,5 m.
- 3 m. Margas amarillas, algo arenosas.
- 5-10 m. Dolomías recristalizadas.
- 10-15 m. Areniscas calcáreas rojo-vinosas y amarillentas, con fragmentos de organismos e intercalaciones de margas y margo-calizas amarillas.

3) Este tramo está constituido de forma exclusiva por dolomías grises y ocreas muy recristalizadas. Tienen tacto muy rugoso y localmente están trituradas. Estratos de 0,2 a 0,6 m de grosor. El tramo tiene una potencia de 90-100 m.

4) Unos 90 m de dolomías claras sacaroideas masivas y/o en finos bancos, con laminaciones. Presentan finas intercalaciones de margas ver-

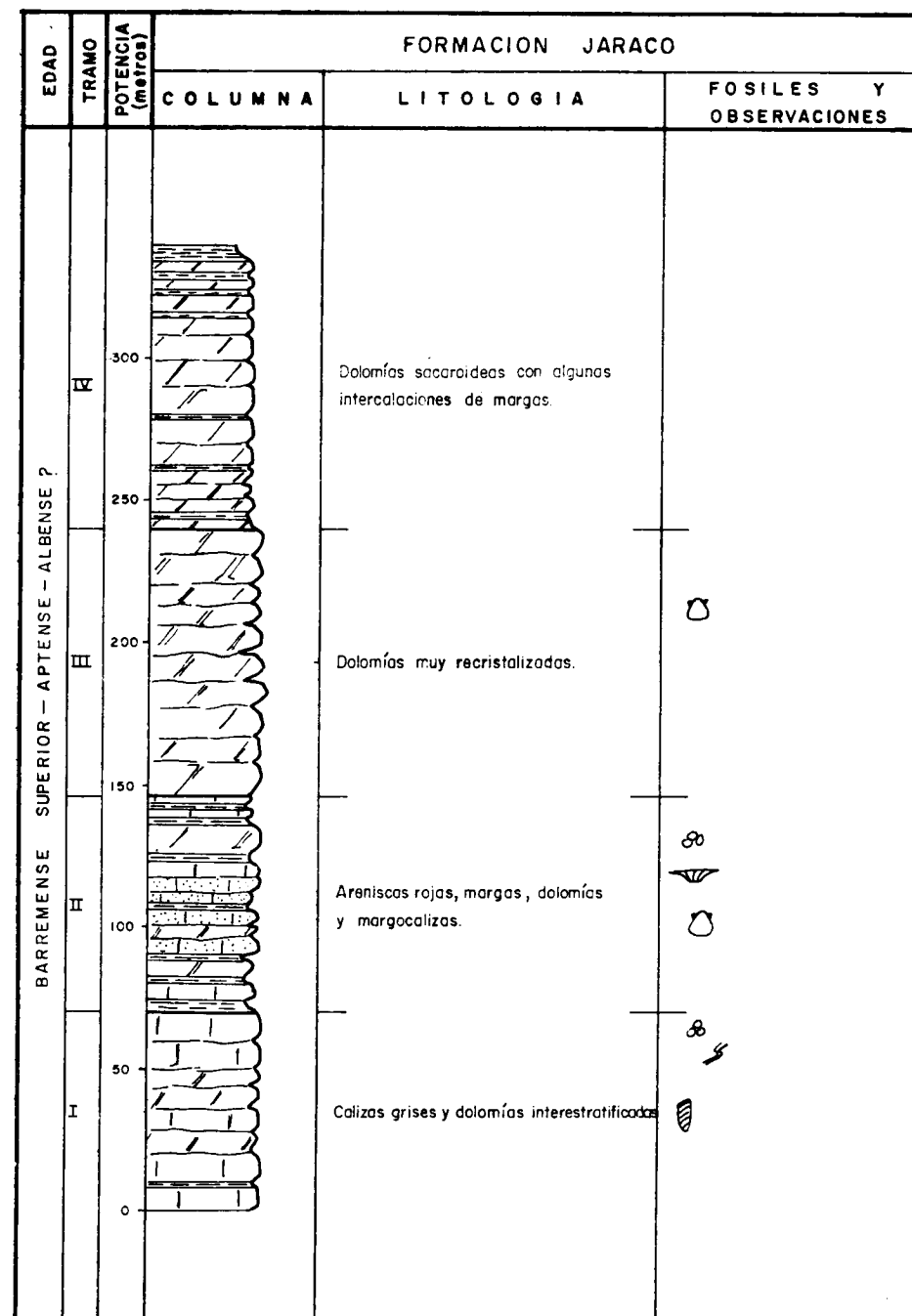


Figura 31.—Serie de Jaraco.

dosas. La segunda mitad del afloramiento está muy derrubada, por lo que las observaciones se dificultan. Los 5 m del techo corresponden a margas verdosas y amarillentas.

Sobre el nivel de margas reposa concordantemente un potente paquete dolomítico que da un importante resalte en el terreno y corresponde a la base de la formación Creu. Así pues, esta formación es concordante con los materiales infrayacentes (margas de la formación Oliva) y los suprayacentes (dolomías de la formación Creu).

1.2.4.2 Edad

ALMELA y MESEGUER (1957) realizan un corte que engloba el aquí descrito y datan, basados en fauna por ellos recogida y en otra citada por DARDER (1945), la base como Aptensè Inferior y el techo como Cretáceo Superior. El corte lo inician en la sierra de Barsella, pero no detallan la terminación del mismo. Asimismo, les pasa desapercibido el nivel margoso de la formación Oliva. CHAMPETIER (1972) efectúa un corte similar al de los autores antes citados. Considera el nivel margoso basal, azoico, como Barremense. En los niveles calcáreos encuentra fauna que le permite datar desde el Barremense Superior hasta el Gargasiense, y la base del tramo dolomítico, como Albense.

De acuerdo con los datos aportados por estos autores, estimo una edad Barremense Medio (?) - Superior - Albense al conjunto de la formación Jaraco. Bien entendido que tanto la base como el techo, en todo el área

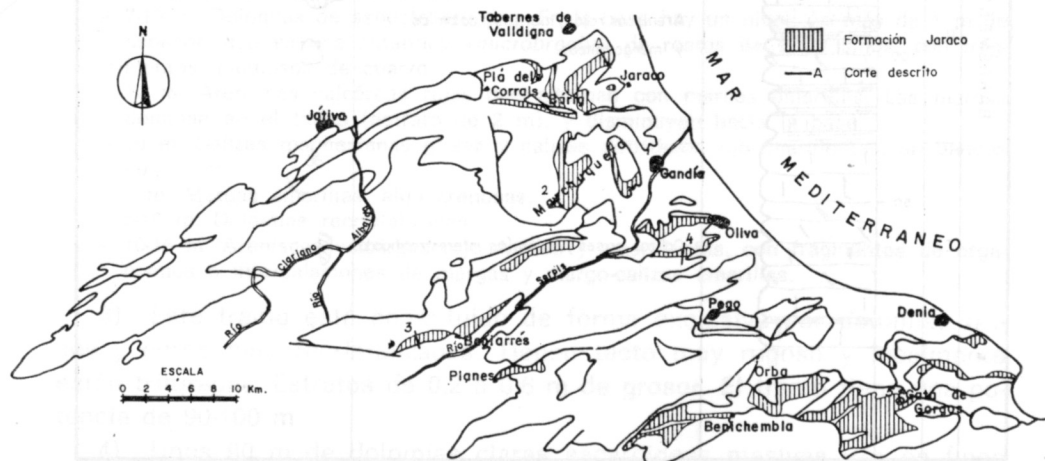


Figura 32.—Distribución de los afloramientos.

estudiada, no tienen por qué presentar la misma edad. El detalle del medio de sedimentación y la evolución paleográfica de los terrenos de la edad citada ha sido analizado en profundidad por CHAMPETIER (1972), y a él me remito.

1.2.4.3 Distribución de los afloramientos

En la figura 32 se esquematiza la distribución de los principales afloramientos. Además del área en que se ha descrito el corte, la formación Jaraco aflora en la Marchuquera, sierras de Falconera, Cuta-Ador, Benicadell, Fontanells y Cantalar. En las sierras de Marchuquera y Benicadell hay

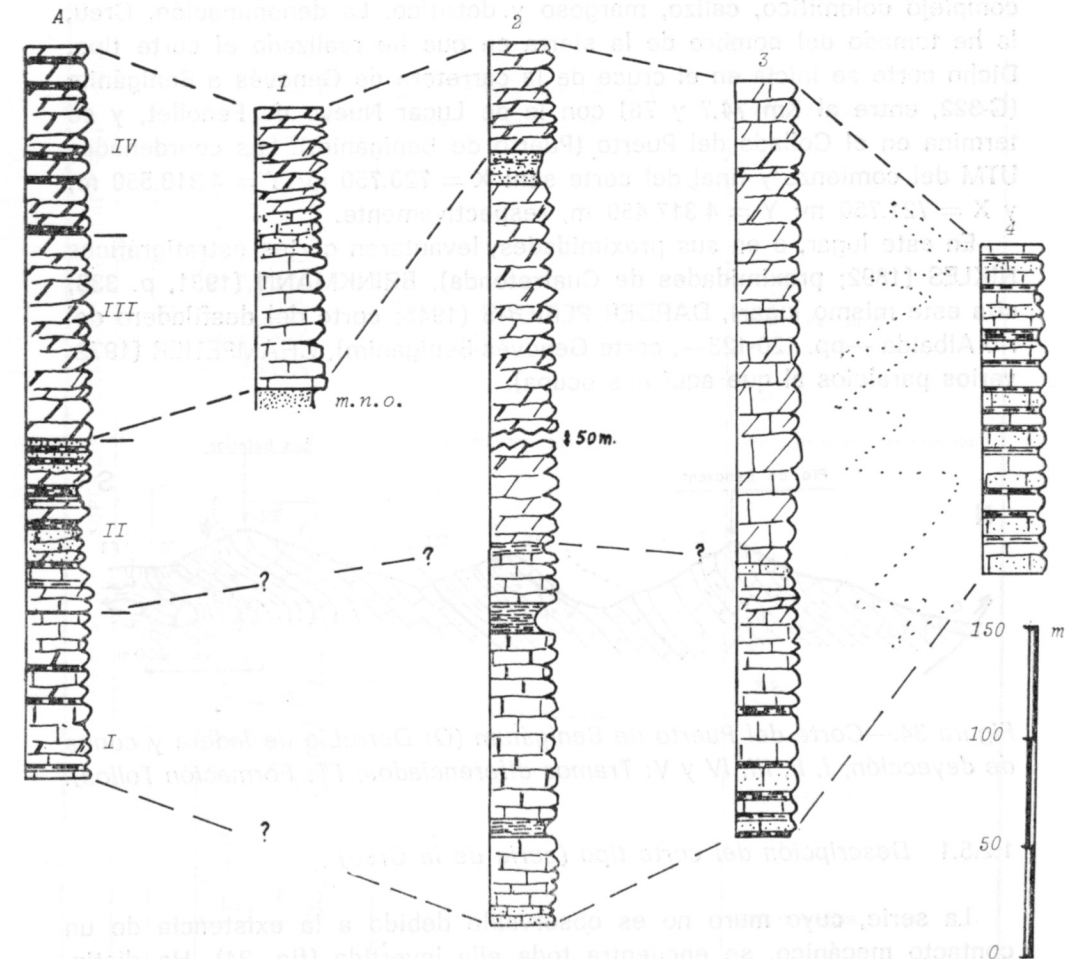


Figura 33.—Correlación entre series (A: Serie de Jaraco; 1, 2 y 3: Eretes de Marchuquera, Benicadell y sierra de Fontanells [CHAMPETIER, 1972]; 4: Sondeo 3032-4027, Gata de Gorgos; m.n.o.: Muro no observable).

un nivel intercalado de arenas rojizas y margas arenosas de una quincena de metros que recuerdan a la *Formación Utrillas*.

Entre Castell de Castells y Jávea (sierras del Peñón, Castell de la Solana y Montgó) aflora ampliamente esta formación, pero constituida por calizas detríticas con abundantes restos de organismos, en gruesos estratos, alternantes con margas y margocalizas amarillas. En la figura 33 represento cinco series cuya situación dentro del área de estudio se puede observar en el esquema de la figura 32.

1.2.5 Formación Creu (Cretáceo Superior)

Esta formación, definida para este estudio, está constituida por un complejo dolomítico, calizo, margoso y detrítico. La denominación, Creu, la he tomado del nombre de la sierra en que he realizado el corte tipo. Dicho corte se inicia en el cruce de la carretera de Genovés a Benigánim (C-322, entre el Km 74,7 y 76) con la de Lugar Nuevo de Fenollet, y se termina en el Collado del Puerto (Puerto de Benigánim). Las coordenadas UTM del comienzo y final del corte son: X = 720.750 m; Y = 4.318.550 m; y X = 721.750 m; Y = 4.317.450 m, respectivamente.

En este lugar, o en sus proximidades, levantaron cortes estratigráficos NIKLES (1892; proximidades de Cuatretonda), BRINKMANN (1931, p. 338; cita este mismo lugar), DARDER PERICAS (1945; corte del desfiladero del río Albaida —pp. 120-123—, corte Genovés-Benigánim), CHAMPETIER (1972; varios paralelos al que aquí nos ocupa).

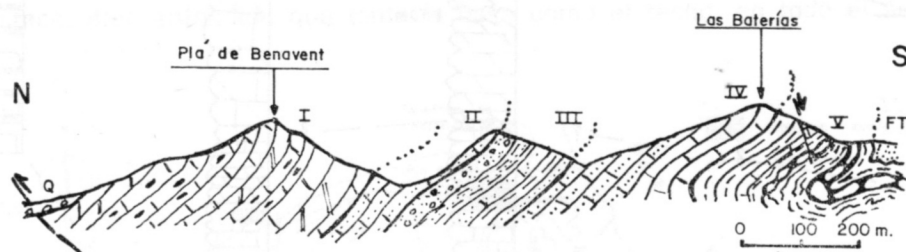


Figura 34.—Corte del Puerto de Benigánim (Q: Derrubio de ladera y conos de deyección; I, II, III, IV y V: Tramos diferenciados; FT: Formación Tollos).

1.2.5.1 Descripción del corte tipo (serie de la Creu)

La serie, cuyo muro no es observable debido a la existencia de un contacto mecánico, se encuentra toda ella invertida (fig. 34). He distinguido cinco tramos, que de muro a techo son (fig. 35):

EDAD	TRAMO	POTENCIA (metros)	FORMACION CREU		
			COLUMNA	LITOLOGIA	FOSILES Y OBSERVACIONES
CRETACEO SUPERIOR (CENOMANENSE - MAESTRICHTENSE?)	V	600		Margas y arcillas verdes con yesos. Calizas lumaquéllicas y de falsas brechas.	 Brechas intraformacionales.
	IV	550		Calizas blancas recristalizadas. Calcarenitas en la base.	 Cantos de cuarcitas de hasta 7cm.
	III	400		Margas arenosas, areniscas y conglomerados.	 Cantos de cuarzo.
	II	250		Calcarenitas areniscas y dolomías.	 Cantos de cuarzo, laminaciones.
	I	0		Calizas con sílex y dolomías.	 Localmente trituradas. Muro no visible.

Figura 35.—Serie de la Creu.

1) Unos 250 m de dolomías trituradas, calizas magnesianas y calizas con sílex, cuya descripción detallada es la siguiente:

- 40-60 m. Dolomías, calizas magnesianas y calizas de color beige grisáceo, localmente trituradas. El afloramiento está muy derrubiado.
- 18 m. Calizas con sílex en estratos de 1 a 3 m de grosor.
- 30 m. Dolomías grises oscuras, a veces trituradas, en gruesos paquetes (1,25 m).
- 57 m. Calizas magnesianas con sílex en nódulos e interestratificado, de distribución irregular. El sílex tiene color blanco y a veces rojizo. Recristalizaciones de calcita.
- 17 m. Calizas beiges, en gruesos bancos, localmente trituradas. Tienen niveles finos interestratificados de margas blanco-amarillentas.
- 3 m. Estrato calizo, con sílex distribuido de forma irregular.
- 1 m. Calizas.
- 5 m. Caliza «*trufada*» de cantos beige y matriz envolvente gris. Tiene sílex.
- 35 m. Calizas con sílex, en bancos gruesos, con dolomías interestratificadas hacia el techo. Presentan bancos finos (0,05 m) de margas blanco-amarillentas interestratificadas.
- 30 m. Calizas ocreas con laminaciones (bancos de 0,02 a 1 m), que alternan con dolomías de color crema y aspecto brechoide en bancos de más de un metro de grosor, más abundantes hacia el techo.

2) Este tramo es esencialmente arenoso, de colores amarillentos; tiene 76 m de potencia. He diferenciado los siguientes niveles:

- 30 m. Areniscas dolomíticas blancas y amarillas, con algunos lechos de conglomerados de cantos de cuarzo lechoso, de tamaños inferiores a 5 mm. Presentan laminaciones.
- 6 m. Calcarenitas amarillas.
- 5 m. Dolomías recristalizadas beiges.
- 5 m. Areniscas calcáreas amarillas.
- 10 m. Areniscas magnesianas, con un nivel de cantos de cuarzo de más de 7 mm de diámetro, en estratos de un metro de espesor.
- 5 m. Calcarenitas conglomeráticas de cantos de cuarzo muy redondeados y esfericidad muy variable.
- 10 m. Calizas con intercalaciones de areniscas con cantos de cuarzo.

3) Es un tramo esencialmente detrítico de 67 m de potencia, que presenta cierta ritmicidad. Los niveles diferenciados son:

- 55 m. Alternancia de margas arenosas (0,1 m), margocalizas (0,3 m), areniscas, conglomerados de cantos de cuarcitas de hasta 2 cm de diámetro (2 m), y arenas silíceas. Los conglomerados se distribuyen de forma muy irregular (lentiformes), dentro de los estratos arenosos y arenosos.
Los estratos más duros presentan estructuras almohadilladas. Hay laminaciones y estratificaciones cruzadas incipientes.
- 12 m. Areniscas amarillas algo margosas, con cantos de cuarzo menos abundantes. Están recubiertas por derrubios de ladera.

4) Se trata de un tramo calizo, de unos 190 m de potencia, con algunos bancos detríticos y cantos de cuarcitas distribuidos irregularmente. Se pueden diferenciar los niveles siguientes:

- 50 m. Areniscas amarillas (0,4 m), y calizas esparíticas beiges (0,5 a 0,8 m). Los niveles calizos presentan abundantes restos de organismos bivalvos.

- 10 m. Calizas grises esparíticas, algo detríticas. Presentan algunos bancos muy fosilíferos (*Lamelibranchios*).
- 20 m. Calizas de color blanco-rojizo, con *Foraminíferos* y *Algas*.
- 27 m. Calizas rojizas con laminaciones en *Foraminíferos*. Existen bancos, más abundantes hacia el techo, de conglomerados de cantos de cuarcitas; algunos de estos cantos alcanzan hasta 7 cm de diámetro mayor (son redondeados y muy poco esféricos; con colores blanco, rojo y veteados). La disposición de los lechos de cantos recuerda a paleocanales.
- 27 m. Calizas en gruesos bancos (0,4 a 0,8 m). Algunos bancos son lumaquelas de *Gasterópodos*, *Lamelibranchios* y *Espiculas*. Hay bancos margosos subordenados (0,01 a 0,02 m). Los cantos de cuarzo son numerosos hacia el techo.
- 1,35 m. Arenas blancas y amarillas con numerosos cantos de cuarzo incoloro.
- 15 m. Calizas blancas recristalizadas, con niveles de conglomerados de cuarzo de menos de 5 mm de diámetro.
- 40 m. Calizas blancas muy recristalizadas, masivas.

5) Este tramo es esencialmente margoso, con lumaquelas de *Gasterópodos*. Las margas tienen yeso. Tiene unos 80 m de potencia total. La descripción detallada es:

- 0,7 m. Margocaliza ocre, en láminas finas. Presenta pliegues disarmónicos (de arrastre?).
- 0,7 m. Marga verde con grumos de caliza blanca.
- 1,3 m. Lumaquela de *Gasterópodos*.
- 9 m. Caliza blanca (lumaquela de *Gasterópodos*). Algunos bancos recuerdan a las calizas de falsa brecha.
- 3 m. Margas verdes con yeso.
- 8 m. Calizas blancas organógenas.
- 2 m. Calizas de falsa brecha, lumaquela de *Gasterópodos*. Presenta conductos (kársticos?) perpendiculares a los estratos.
- 1,5 m. Margas negras con yesos.
- 2-4 m. Brecha intraformacional (?) en forma de cuña. Bolos margocalizos de color azulado y verdoso.
- 2 m. Caliza de falsa brecha (es una masa de *Gasterópodos*, esencialmente).
- 28 m. Margas y arcillas verdes con yeso, interestratificado y en tramas entrecruzadas. Colores negros en el muro, rojizos en la mitad y azulados en el techo.
- 1,3 m. Margocaliza amarilla y calizas detríticas (0,1 a 0,35 m).
- 1,5 m. Marga gris-azulada con un nivel de calizas de 0,25 m de espesor, a un tercio del techo.
- 1,35 m. Estrato de caliza bioclástica.
- 1,25 m. Caliza de falsa brecha, blanca algo margosa.
- 3 m. Margas y arcillas de color verde y caqui, con caliza de falsa brecha blanca (0,2 m).
- 2,75 m. Caliza bioesparítica, margosa blanca, de aspecto brechoide.
- 1,6 m. Calcarenitas y margas.
- 4,5 m. Calizas blancas, algo margosas en la base, de aspecto brechoide.
- 2 m. Margas blanco-amarillentas. Este nivel constituye el núcleo sinclinal en que presumiblemente termina la estructura.

Los materiales de la formación suprayacente (Tollos) se sitúan discordantemente sobre este tramo superior.

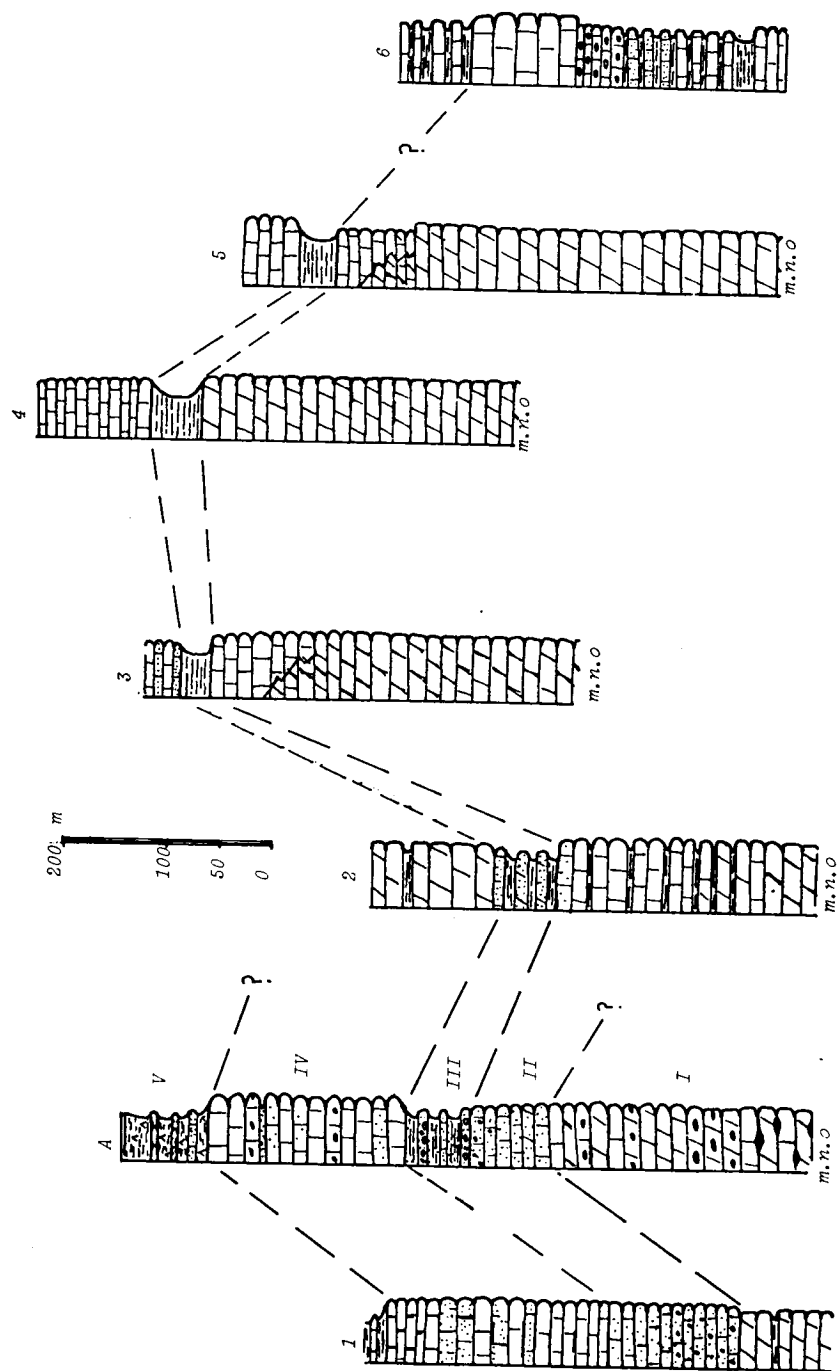


Figura 37.—Correlación entre series. (1: Serie del norte de Ayelo y Malferit [FOURCADE, 1970]; A: Serie de la Creu; 2: Puerto de Albaida; 3: Alto de la Sierra-cueva del Ermitaño; 4: Sierra de Mustalla [CHAMPETIER, 1972]; 5: Proximidades de Vall de Ebo; 6: Montgó [VEGA et al., 1975, completada con observaciones personales]; m.n.o.: Muro no observable.)

UTM X = 751.150 m; Y = 4.927.550 m. Se accede al lugar por el camino de tierra que parte de la carretera local Pego-Vall de Ebo, Llano del Mojón, y que conduce al paraje denominado las Jubeas del Medio.

1.2.6.1 Descripción del corte tipo

Se trata de un potente conjunto (cerca de 400 m) carbonatado, de origen lagunar o costero infralitoral, con un tramo margoso tanto en el techo como en el muro. A lo largo del camino de las Jubeas, entre las Jubeas del Medio y Vall de Laguart, que cruza el río Girona en el llamado Barranco del Infierno, se puede observar un corte completo del conjunto.

Sobre unas margas amarillento-verdosas que contienen algunos *Erizos*, que a su vez reposan sobre unas calizas grises, que proporcionan numerosos *Erizos* al sur del Alto de Manzaneda, y según una posible falla inversa se tiene un conjunto de calizas bien estratificadas, con algunos niveles más detríticos y fragmentos de organismos silicificados, con un espesor superior a 300 metros. En el techo de este conjunto existe un tramo margoso, cortado en bisel por las calizas bioclásticas de la formación Benigánim.

De todas formas, el corte más completo realizable en el sector es el descrito por CHAMPETIER (1967 y 1972, pp. 115-117), levantado entre el Praso de Manzaneda y el río Girona, «á partir de la cote 732 en direction de la cote 358 qui domine le barrage de Isber» (p. 115), que a continuación transcribo de forma resumida:

- Unos 200 m. Calizas arrecifales y bioclásticas, a menudo recrystalizadas. Los 30 primeros metros son bastante arcillosos.
- 50 m. Calizas criptocristalinas arcillosas.
- 10 a 15 m. Calizas «gravelosas».
- 15 m. Calizas sabulosas grises.
- 60 m. Calizas lacustres con *Charáceas*.
- 15 m. Calizas bioclásticas.
- 26 m. Calizas criptocristalinas grises lagunares con sílice. En la base, un banco de caliza arcillosa gris amarillenta, de aspecto grumoso, con placas silíceas en superficie (tubos silicificados de *Anélidos*).
- 1 m. Conglomerados calizos mal cementados, con cantos decimétricos.
- 10 a 15 m. Margas con *Charáceas*.

Sobre estas margas reposan, en discordancia, unas calizas bioclásticas, a las que este autor asigna edad Mioceno.

1.2.6.2 Edad

CHAMPETIER (1967, 1972) considera la base como de edad Danés. La fauna de las calizas bioclásticas datan el Ypreciense. Así pues, la edad

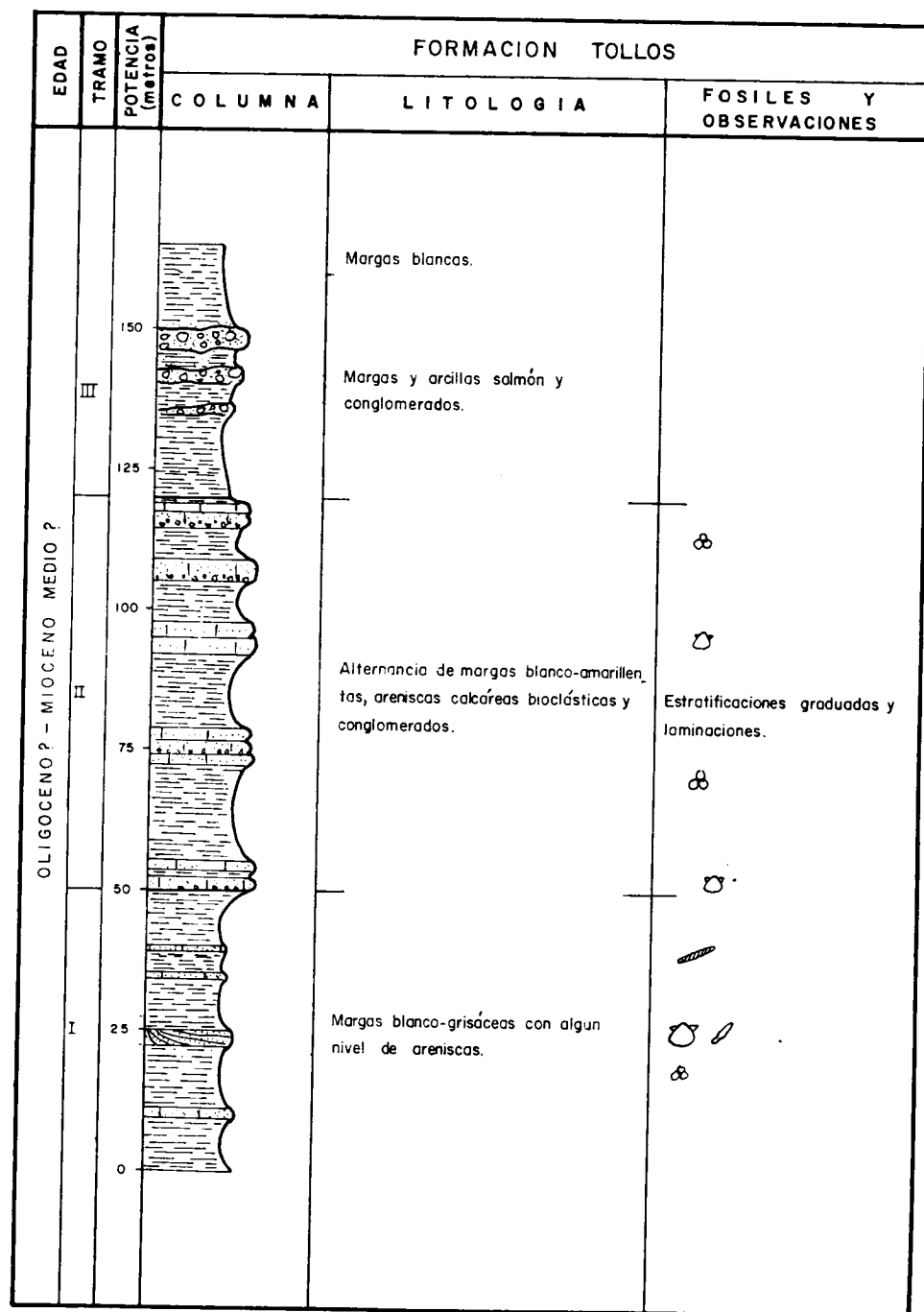


Figura 40.—Serie de Tollos.

deados y muy heterométricos (son visibles cantos de hasta 0,35 m de diámetro). Hay también algunos niveles de areniscas rojas.

En el techo hay unos cinco metros de margas blancas que soportan unos conglomerados, areniscas calcáreas y calizas, asignados a la formación Benigánim. Hay una pequeña falla normal que hace desaparecer las margas hacia el Oeste. La formación suprayacente —Benigánim— es discordante (discordancia erosiva).

1.2.7.2 Edad

BRINKMANN (1931) asigna una edad Oligoceno, sin criterios paleontológicos, a unos materiales similares a los descritos, situados al sur de Agullent y al este de Bellús. Dichos materiales estarían discordantes sobre los infra y suprayacentes («discordancia llana o muy llana»). DARDER (1945) no encuentra las discordancias señaladas por BRINKMANN. Considera los materiales similares a los descritos como de edad Aquitaniense, continental y sin fósiles (p. 401). DUPUY *et al.* (1957) engloban a las areniscas suprayacentes con las margas, arcillas y conglomerados y asignan una edad, al conjunto, Aquitaniense-Burdigaliense Inferior.

CHAMPETIER (1972) asigna una edad diferente según los afloramientos; en la base, posible Eoceno; en el sinclinal de Bellús (p. 118), y Mioceno, a unos conglomerados; Langhiense, como más antiguo, en casi todos los afloramientos, de acuerdo con la fauna que encuentra en la sierra de Gallinera. ALMELA *et al.* (1975) consideran que son de edad variable de unos puntos a otros, desde Oligoceno hasta Langhiense. Los afloramientos del flanco sur de la sierra de Benicadell y Vall de Margaridá-Jovada los cartografían como correspondientes a una edad Serravalliense.

Por lo que a mí respecta, y sin ningún argumento paleontológico, pienso que la edad de la formación debe ser variable de unos puntos a otros, desde Oligoceno hasta Mioceno Inferior-Medio.

1.2.7.3 Distribución de los afloramientos

La litología más característica de esta formación son los conglomerados, margas y arcillas salmón, cuyos afloramientos alcanzan gran desarrollo entre el puerto de Ollería y Cuatretonda.

Otra característica importante de esta formación es su carácter lenticular, con acuñamientos bruscos. Aflora asimismo (fig. 41) en la subida al puerto de Salem, en que predominan los conglomerados sobre las margas salmón, que también están presentes; en las proximidades de Agu-

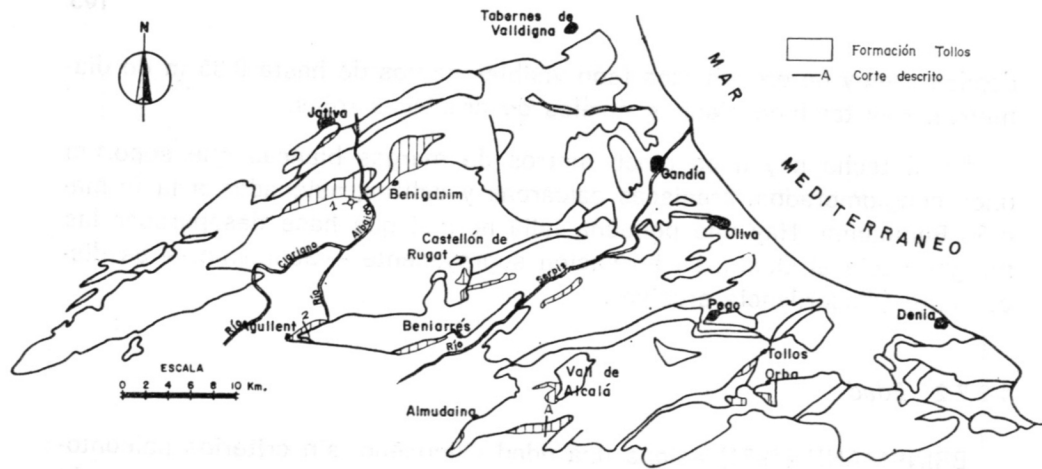


Figura 41.—Distribución de los afloramientos.

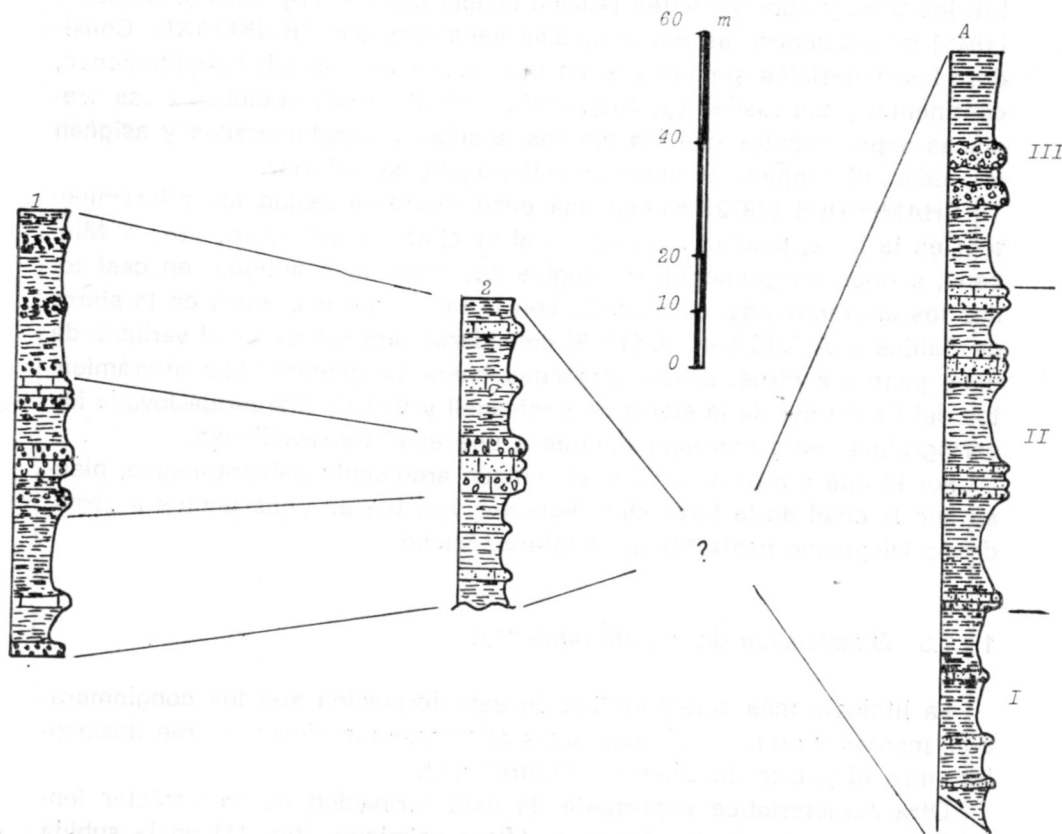


Figura 42.—Correlación entre series. (1: Sondeo La Foyeta, proximidades de Bellús; 2: Serie de Agullent; A: Serie de Tollos.)

llent, puerto de Albaida y flanco sur de la sierra de Benicadell; entre Lorcha y la fuente de Pagua, a lo largo de una gran fractura; en las proximidades de la Vall de Alcalá y Margaridá; en ambos flancos de la sierra de Almudaina; en las proximidades de Fontilles y flanco sur de la sierra del Mediodía; y al sur de Orba, cobijado entre las calizas de la formación Creu y el «tap». Este último afloramiento, esencialmente constituido por arcillas y margas rojizas, fue considerado por DARDER (1945) como de edad Pontiense. En la figura 42 represento, de forma esquemática, tres series cuya situación dentro del área estudiada puede verse en la figura 41.

1.2.8 Formación Beniganim (Mioceno)

Igualmente definida en este estudio y de nueva denominación, está constituida por areniscas calcáreas bioclásticas y, localmente, calizas más o menos detríticas. He establecido el corte tipo entre el pueblo de Beniganim, de donde he tomado el nombre, y el Calvario (norte de la población) (fig. 43). Las coordenadas UTM del punto medio aproximado del corte son: X = 721.500 m; Y = 4.314.500 m.

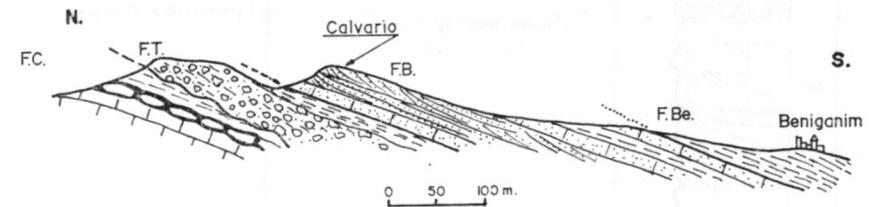


Figura 43.—Corte al norte de Beniganim. FC: Formación Creu; FT: Formación Tollos; FB: Formación Beniganim; FBe: Formación Bélgida.)

1.2.8.1 Descripción del corte tipo (serie de Beniganim)

Son areniscas calcáreas bioclásticas de forma dominante, con algunos granos silíceos y conglomerados calizos. Alcanzan 65-67 m de potencia. La descripción detallada del corte es la siguiente (fig. 44):

- 4 m. Areniscas calcáreas amarillas con algunos cantos de cuarzo y fragmentos de organismos, en bancos de 0,3 a 0,4 m de espesor. Reposan sobre 3 m de margas amarillas arenosas, que a su vez descansan sobre 1 m de arcillas rojas, bajo los cuales existen conglomerados de cantos muy heterométricos (hasta 0,5 m de diámetro) y cemento calizo y arcilloso. Estos niveles pertenecen a la formación Tollos.

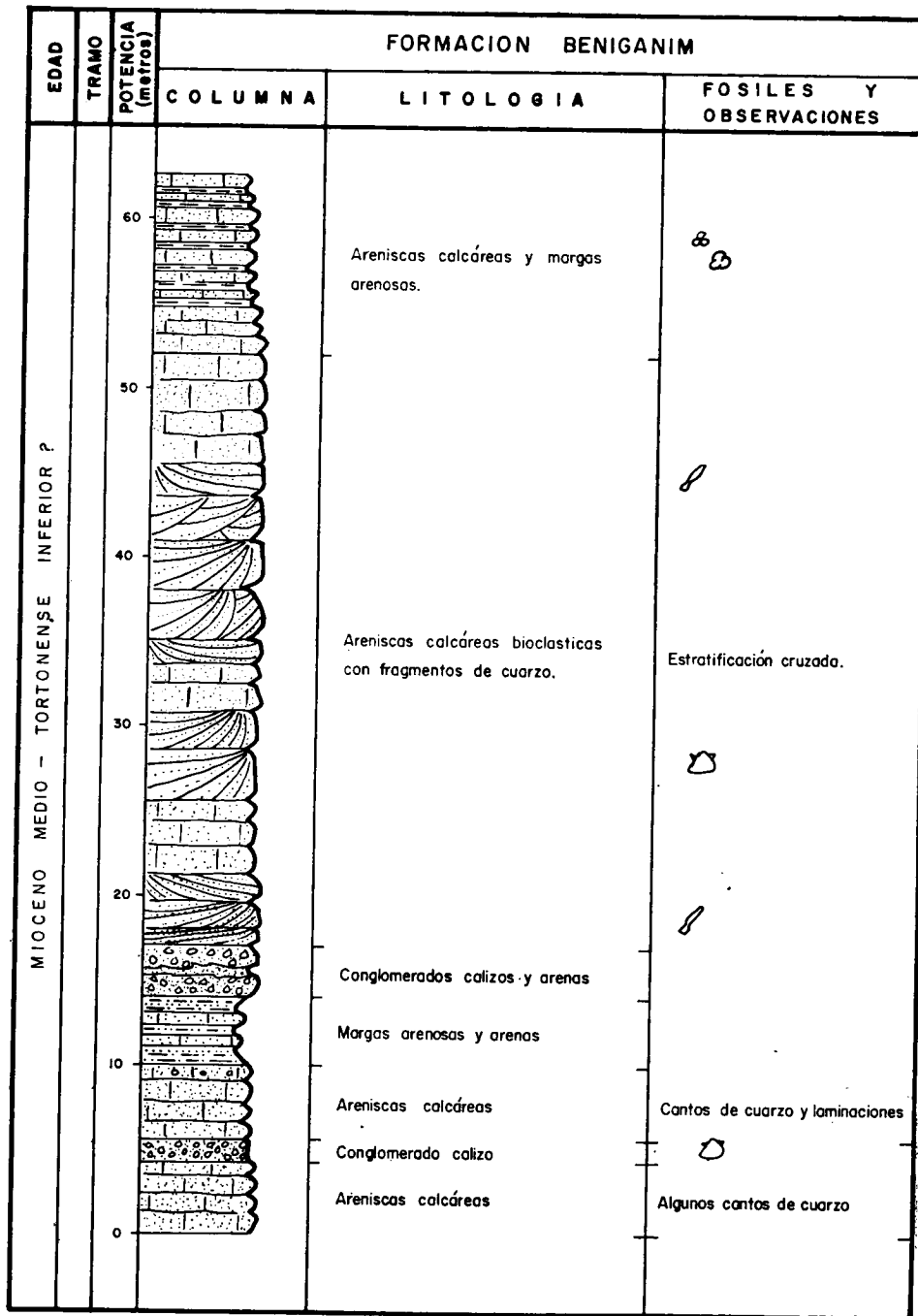


Figura 44.—Serie de Benigánim.

- 1,5 m. Conglomerados calizos heterométricos de cemento calizo detrítico, con pequeños cantos de cuarzo.
- 3 m. Areniscas silíceas de cemento calizo. Presentan fragmentos de organismos, laminaciones y «cross-bedding».
- 1,5 m. Areniscas calcáreas con cantos de cuarzo, algunos de los cuales superan un centímetro de diámetro. Incipientes «graded bedding».
- 4 m. Margas arenosas y areniscas margosas blancas.
- 3 m. Conglomerados calcáreos con fragmentos de *Pecten*, en gruesos bancos, con una intercalación arenosa de espesor variable.
- 35-40 m. Areniscas calcáreas bioclasticas, con cuarzoes transparentes y algunos niveles conglomeráticos. El conjunto presenta estratificaciones cruzadas.
- 15 m. Areniscas calcáreas, que alternan, hacia el techo, con margas arenosas. Los cantos de cuarzo desaparecen progresivamente. Bancos de 0,15 a 0,3 m de espesor. Existe un paso gradual a la formación suprayacente, constituida por margas blancas y azules.

1.2.8.2 Edad

CORTAZAR y PATO (1882) atribuyeron, por un error de determinación faunística, estas capas al Eoceno (entre Bellús y Luchente). VILANOVA (1893) denomina a unos materiales similares a los descritos, en las proximidades de Cuatretonda, «Greda Terciaria» (p. 40). BRINKMANN (1931) asigna edad Burdigaliense a unos materiales similares en la «trinchera del ferrocarril al este de Bellús». DARDER PERICAS (1945) también les atribuye edad Burdigaliense.

CHAMPETIER (1972) data materiales semejantes a los descritos en Vall de Gallinera, como pertenecientes al Helveciense Superior-Tortonense (páginas 127-128). MARTINEZ *et al.* (1975) asignan edad variable a los materiales similares que afloran en la Hoja de Canals, comprendida entre la base del Mioceno Medio y Tortonense Inferior, lo cual coincide sensiblemente con CHAMPETIER (1972). Me inclino, pues, por atribuirle la edad que estos últimos autores consideran.

1.2.8.3 Distribución espacial de los afloramientos

Esta formación, al igual que la anteriormente descrita, tiene carácter lenticular, por lo que a veces no aflora, sea por ausencia de depósito o bien por erosión posterior.

Los afloramientos bajo facies detrítica fina (fig. 45) bordean de forma discontinua a las sierras Grossa, Benicadell (flanco Norte) y extremo oriental de la de Soldetes. En cartografía, se han englobado dentro de esta formación los conglomerados de matriz arcillosa de Pinet y Plá de Corral, los conglomerados de cemento calcáreo del sur de Mogente y Sierra de Marchalets (sur de Beniatjar), y Mediodía, Castell de la Solana,

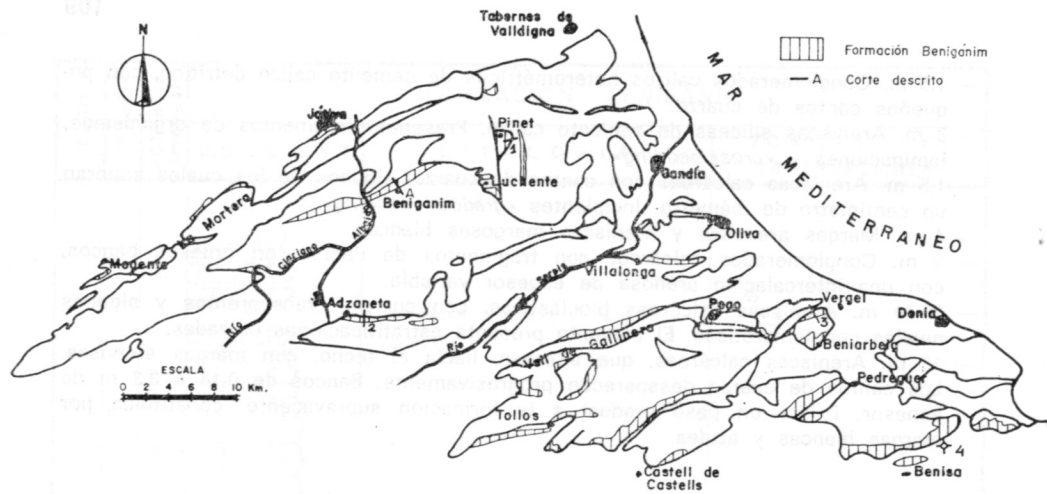


Figura 45.—Distribución de afloramientos.

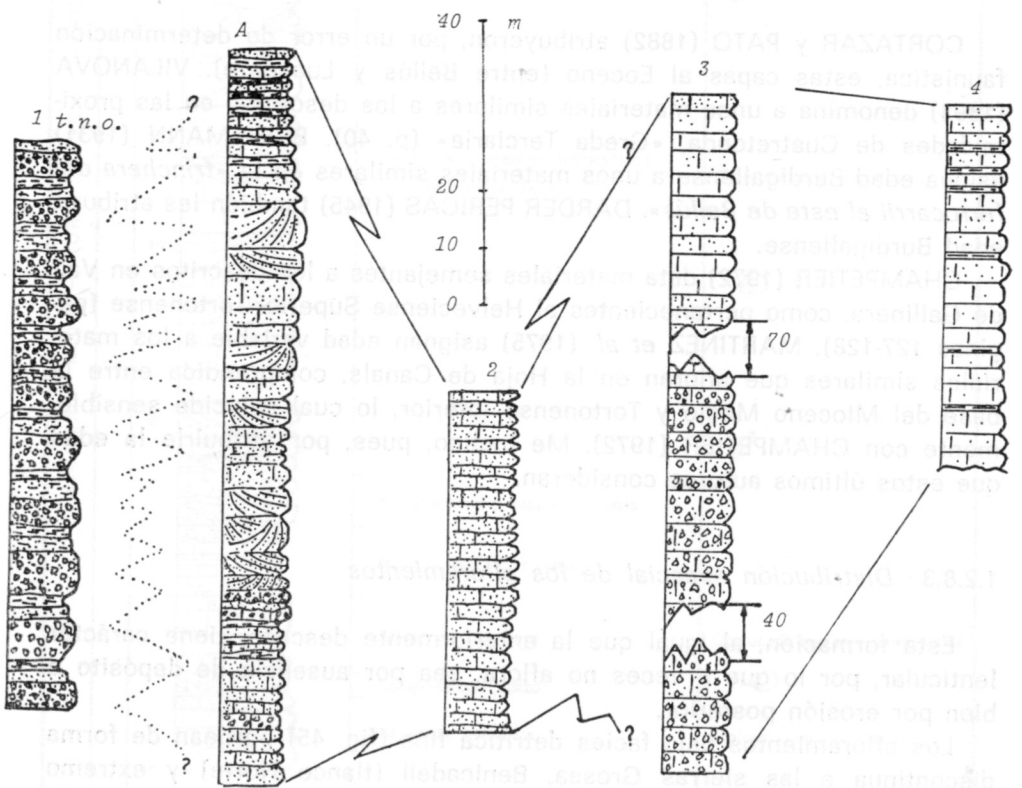


Figura 46.—Correlación entre series. (1: Serie de Pinet [CHAMPETIER, 1972]; A: Serie de Benigánim; 2: Sur de Carricola; 3: Sierra de Segaria, flanco Norte [CHAMPETIER, 1972]; 4: Sondeo 3032-8012 [Teulada]; t.n.o.: Techo no observable.)

Segaria, y proximidades de Senija. Según CHAMPETIER (1972), todos estos materiales serían de una edad similar.
 En la figura 46 represento cinco series de esta misma formación, cuya situación dentro del área estudiada se refleja en la figura 45.

1.2.9 Formación Bélgida (Mioceno)

Los materiales que constituyen esta formación son más conocidos en la literatura geológica como «tap», que es el nombre con que el agricultor local denomina a estos terrenos («tap blau» y «tap blanc»). La litología corresponde a margas blancas y azules, que constituyen los amplios núcleos sinclinales de los valles del Cánoles, Albaida, Gallinera, Laguart, Ebo y Margaridá (fig. 47). Debido a su naturaleza, se hace difícil el levantamiento de una serie suficientemente continua, sin que los afloramientos no se encuentren recubiertos y labrados. Por este motivo he considerado interesante establecer la formación a partir de la columna de un sondeo de investigación del IGME, realizado el año 1959-60, con una sonda del INC (actual IRYDA), dentro del término municipal de Bélgida, en el punto de coordenadas, Lambert:

- X: 880.000
- Y: 481.300
- Z: 205 ± 10 m

Dicho sondeo, denominado «Casablanca», responde al número del Inventario Nacional (IGME) 2930-5001 y fue orientado por DUPUY, MARIN y

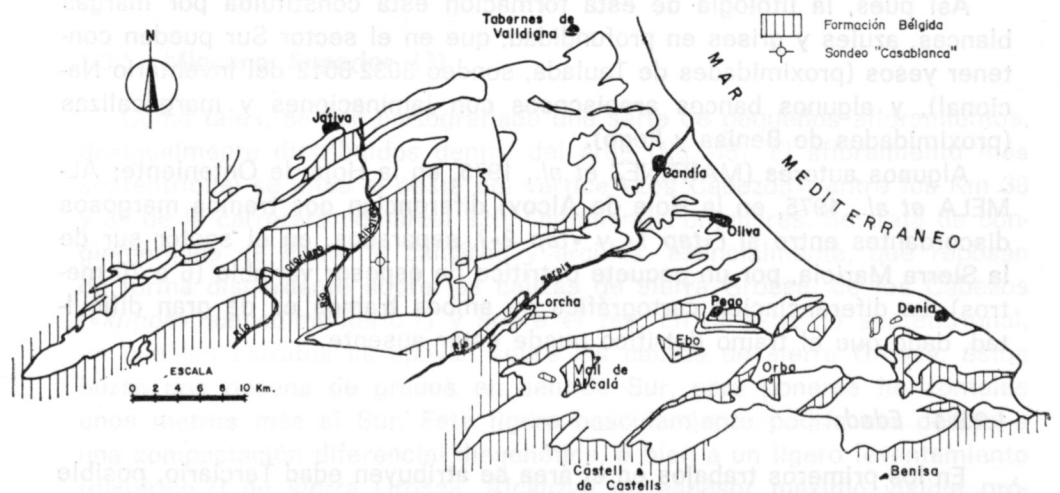


Figura 47.—Distribución de afloramientos.

MESEGUER (in «Memoria de la Hoja de Játiva», 1961, p. 100, en que dicen «nos cabe la satisfacción de haber promovido la perforación de este sondeo...»).

En el informe realizado por el personal del INC (redactado por A. HUERGA, 1971) se describe la siguiente columna litológica:

- 0-6 Gravas y arcillas con margas blancas.
- 6-11 Margas, arcillas y arenas.
- 11-893 Margas azules y grises.
- 893-902 Areniscas y calizas arenosas.
- 902-943 Calizas.

De estar los estratos horizontales se habría cortado un espesor real de margas azules y grises (formación Bélgida) de 882 metros. Los primeros 11 m corresponderían a depósitos cuaternarios o pliocuaternarios, donde las margas podrían ser realmente cantos de esta composición. Las areniscas y calizas arenosas infrayacentes constituyen la formación Benigánim, poco desarrollada en este lugar.

Pienso que éste puede ser el corte más completo que se puede obtener de esta formación. ALMELA *et al.* (1975) citan otro sondeo en las proximidades de Onteniente, de 1.350 metros de profundidad, todo él en margas de esta misma formación.

En las proximidades de Castellón de Rugat (coordenadas Lambert X = 886.550; Y = 481.200) recientemente (1975) el IRYDA perforó otro sondeo, cuya columna tuvo ocasión de reconocer. Se perforaron 750 metros, todos ellos en margas azul-oscuras y grises, con esporádicas intercalaciones de margocalizas y niveles calcareníticos hacia la base.

Así pues, la litología de esta formación está constituida por margas blancas, azules y grises en profundidad, que en el sector Sur pueden contener yesos (proximidades de Teulada, sondeo 3032-8012 del Inventario Nacional), y algunos bancos areniscosos con laminaciones y margocalizas (proximidades de Benisa y Pego).

Algunos autores (MARTINEZ *et al.*, 1975, en la Hoja de Onteniente; ALMELA *et al.*, 1975, en la Hoja de Alcoy) diferencian dos tramos margosos discordantes entre sí («*tap 1*» y «*tap 2*»), separados, en el sector sur de la Sierra Mariola, por un paquete detrítico de espesor variable (6 a 70 metros). La diferenciación cartográfica de ambos tramos es de gran dificultad, dado que el tramo detrítico puede estar ausente.

1.2.9.1 Edad

En los primeros trabajos en el área se atribuyen edad Terciario, posible Mioceno, a estos materiales. VILANOVA (1893, p. 27), BRINKMANN (1931),

DARDER PERICAS (1945), DUPUY *et al.* (1961), RIOS *et al.* (1961), entre otros, asignan edad Burdigaliense a estos terrenos. Posteriormente, USERA (1972 *a* y *b*, 1974), que estudia la Microbioestratigrafía del Neógeno marino de la provincia de Valencia, data la base de estos materiales como Helveciense Superior y el resto como Helveciense-Tortonense Inferior.

CHAMPETIER (1972, p. 127) data la base de las margas «*tap*» como pertenecientes al Tortonense Medio, en la Vall de Gallinera.

Los autores que recientemente han realizado las Hojas geológicas en el área (Plan MAGNA, Hojas de Gandía, Onteniente, Alcoy y Jávea) consideran edades diferentes para estos materiales: Langhiense en Vergel-Pego (VEGAS, 1975); Langhiense (*tap 1*) y Serravaliense-Tortonense Inferior (*tap 2*, ALMELA *et al.* 1975) en la Hoja de Alcoy (MARTINEZ *et al.*, 1975, consideran la misma edad para estos materiales en la Hoja de Onteniente); Burdigaliense-Langhiense, en la Hoja de Jávea (VEGAS *et al.*, 1975).

En efecto, la edad de estos materiales puede ser variable de unos puntos a otros, si se tiene en cuenta la desigual compartimentación de la cuenca miocénica. Asimismo, es posible que los materiales sean cada vez más antiguos hacia el Sur, al mismo tiempo que se hacen más detríticos. La distribución de los afloramientos se puede observar en la figura 47.

1.3 MATERIALES POSTOROGENICOS

Dentro de este epígrafe voy a describir una serie de materiales que, en mi opinión, son post-tectónicos, en el sentido de que no están afectados por el plegamiento principal.

1.3.1 Mioceno Superior (?)

Como tales, se han cartografiado una serie de pequeños afloramientos, desigualmente distribuidos dentro del área (fig. 48). El afloramiento más septentrional se sitúa al oeste del vértice «Los Cabezos», entre los Km 38 y 39 de la carretera comarcal 320, Onteniente-Fontaneres. Se trata de conglomerados de cemento calcáreo y arcillas, esencialmente, que reposan de forma discordante sobre las calizas de sierra Grossa, de los Cabezos («*klippe*» sinsedimentario?) y sobre el *tap*. En el extremo septentrional, en que los estratos se apoyan sobre las calizas de sierra Grossa, éstos buzan una decena de grados en sentido Sur, para ponerse horizontales unos metros más al Sur. Este ligero basculamiento podría ser debido a una compactación diferencial diagenética, o bien a un ligero levantamiento (diapírico?) de sierra Grossa. Alcanzan un espesor máximo visible próximo a 30 metros.

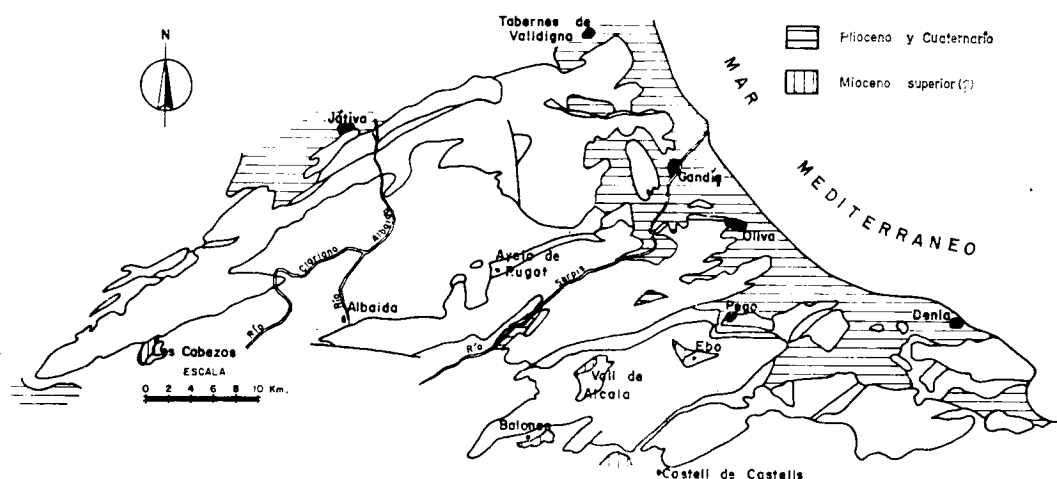


Figura 48.—Distribución de afloramientos de materiales postorogénicos.

En Vall de Ebo, sobre la formación Bélgida (*tap*), reposan, en discordancia manifiesta, conglomerados de cantos muy heterométricos (incluyen gruesos bloques) y matriz detrítico-arcillosa y, localmente, carbonatada. Los cantos son en general angulosos. Se encuentran basculados y afectados por una falla de borde. Alcanzan potencia máxima visible del orden de 60 metros. En la cartografía realizada por RIOS *et al.* (1961) se asigna a estos materiales una edad Helveciense (en la Memoria dicen: «... de conglomerados inclinados, cuya edad debe ser Vindoboniense o más reciente»; p. 63).

Entre Balones y Benimasot (Hoja de Alcoy) afloran, en clara discordancia con el resto de los materiales, conglomerados de matriz arcillosa y calizas detríticas, areniscas y margas arcillosas, cuyos buzamientos disminuyen progresivamente hacia el interior del valle, hasta permanecer prácticamente horizontales.

En la carretera local de Gorga a Benichembla, entre los Km 7 y 5 (Famorca-Castell de Castells) afloran margas, margocalizas y areniscas calcáreas, que recuerdan a los materiales de la formación Bélgida, pero discordantes sobre ella, en que se pueden observar espectaculares estratificaciones cruzadas, pliegues de *slumping* y *brechas intraformacionales*.

1.2.3 Pliocuaternalio y depósitos más modernos

En el extremo nororiental del área estudiada (oeste de Fontaneres) afloran arcillas rojas y conglomerados, prácticamente horizontales, dis-

puestos en discordancia sobre el «*tap*». MARTINEZ *et al.* (1975) interpretan estos materiales como depósitos de «*rim syncline*», ligados a la periferia del «*diapiro*» de sierra Grossa.

Al resto de los materiales aflorantes se les asigna una edad Cuaternario (fig. 48). Se han distinguido los siguientes sedimentos:

- Arenas de playa.
- Arenas y limos eólicos.
- Depósitos de albufera.
- Depósitos fluviales.
- Travertinos.
- «*Terra rossa*».

a) Arenas de playa

Los depósitos costeros han sido objeto de estudio detallado por algunos autores. Dado que estos materiales constituyen el límite oriental de este estudio, no serán analizados en detalle. Remito al lector a los trabajos más especializados de SOLE-SABARIS (1961), ROSELLO (1963, 1968, 1970), DUMAS (1969, 1971), VEGAS *et al.* (1975).

Estas arenas se extienden a lo largo de todo el litoral, interrumpidas tan sólo en los acantilados del Montgó. Presentan una gran selección. En Jávea los sedimentos de playa, junto con dunas fósiles, están cementados. Son areniscas conocidas localmente con el nombre de «*tosca*». Constituyen un cordón litoral, tan sólo interrumpido en la playa del Arenal (antigua desembocadura del río Gorgos?), formada por gruesos cantos muy redondeados y poco esféricos.

b) Arenas y limos eólicos

Estos sedimentos constituyen un cordón litoral que se extiende desde la playa de Tabernes de Valldigna hasta Denia, sin ninguna interrupción importante. Dan un pequeño resalte en el terreno, generalmente cultivado de cítricos. Hacia el interior, se indentan con los sedimentos de albufera, que corresponden con áreas deprimidas semipantanosas, empleadas de forma tradicional en el cultivo de arroz. En Jávea, este cordón adquiere menor desarrollo y se encuentra fosilizado («*tosca*»).

c) Depósitos de albufera

En la actualidad las antiguas albuferas se encuentran colmatadas, si bien conservan la peculiaridad de inundarse periódicamente, debido a que gran parte de las mismas se utilizan en el cultivo del arroz. Se sitúan inmediatamente al interior de los depósitos eólicos, que constituyeron el

cierre de las mismas con el mar. En la actualidad, gran parte de estos terrenos están en trance de transformación; para ello se han instalado potentes equipos de bombeo que drenan las aguas (PULIDO-BOSCH, 1976 c).

Los sedimentos están constituidos por limos, arcillas, arenas y, localmente, gruesos cantos calizos. Común a todos estos depósitos es la presencia de turba intercalada con los materiales detríticos. En la marjalería de Pegó se puede observar un nivel superficial, que llega a alcanzar más de un metro de espesor.

d) *Depósitos fluviales*

Constituyen el grueso de los sedimentos en la franja litoral y en la depresión de Canals, así como algunos retazos en los valles interiores; estos últimos no han sido representados en cartografía, dado su escaso desarrollo. Dentro de estos materiales se incluyen todos los depósitos comprendidos entre los de piedemonte y los de llanura de inundación (mantos aluviales, glacis, abanicos aluviales, terrazas antiguas, etc...).

El desarrollo mayor de estos terrenos se alcanza en las proximidades de la desembocadura de los ríos Serpis y Girona, de acuerdo con la interpretación de una campaña de prospección geofísica llevada a cabo en el marco del PIHCMBJ, del IGME (1974). Estos materiales están constituidos por gravas y bloques, arenas, limos y arcillas en proporciones variables, según los puntos. Localmente, la matriz es calcárea.

e) *Travertinos*

Como es sabido, son depósitos generalmente ligados a surgencias en macizos calcáreos. Estos materiales no alcanzan desarrollos espectaculares dentro del área estudiada. He localizado cinco afloramientos cartografiables. El más septentrional se localiza en el Cañón del Albaida, en las proximidades de la Cueva Negra; los travertinos tapizan las calizas del tramo 4) de la formación Creu.

Los afloramientos restantes se sitúan al sur de Ayelo de Rugat (en la actualidad existe un pequeño manantial), en el puerto de Albaida (los travertinos están a su vez karstificados; existen dos pequeños afloramientos) y en las proximidades de Fuente-Encarroz, al sur de Gandía.

f) «*Terra rossa*»

Las arcillas de decalcificación son muy abundantes sobre los macizos calcáreos y en sus bordes, en donde rellenan el lapiaz, dolinas y poljes, y forman la matriz arcillosa en muchos sedimentos detríticos.

En la mayor parte de los puntos coexisten con cantos angulosos de la

roca madre; de igual manera, en muchas dolinas y pequeños poljes y uvalas, junto con la «terra rossa», se observan cantos redondeados de cuarzo (poljes entre Plá dels Corralis y Bárig, polje de la Palma, al SE de Tabernes de Valldigna, etc...).

2 TECTONICA

2.1 CONSIDERACIONES GENERALES

El área estudiada se enmarca, desde el punto de vista tectónico, dentro de la Zona Prebética, que forma parte de la gran unidad estructural denominada Cordillera Bética, la cual es una *Cordillera Alpidica s. str.* (JULIVERT *et al.*, 1972). El sector septentrional del área limita con el extremo meridional de la Cordillera Ibérica, cordillera ésta de tipo intermedio que forma parte de la gran unidad estructural *Orla Oriental Mesozoica y Paleógena del Macizo Ibérico (op. cit.)*.

La estructura de la región se caracteriza por la existencia de pliegues de dirección ENE, en general de grandes dimensiones y de vergencia NNO, en las que destacan grandes alineaciones montañosas, que corresponden a relieves estructurales antiformes individualizados. Estos antiformes, sencillos en sus grandes rasgos, presentan una desigual complejidad en sus respectivas estructuras internas. Los flancos septentrionales de estas alineaciones estructurales cabalgan, de forma sistemática, sobre las áreas sinclinales que separan los antiformes.

De Norte a Sur las alineaciones estructurales consideradas son las siguientes:

- *Alineación sierra Grossa*, referida al macizo calizo-dolomítico que se extiende desde las proximidades de Fuente la Higuera hasta Jaraco-Gandía. El sector comprendido entre Pinet-Bárig-Simat-Jaraco-Gandía es lo que algunos autores denominan macizo Mont d'Uber-Marchuquera.
- *Alineación sierras de Benicadell - Almirante - Gallinera*. Se extiende desde Agullent hasta Ador, Oliva y Pegó. De orientación similar a la anterior, incluye además las sierras de Marjalets, Albureca, Ador, Azafor, Negra y Mustalla.
- *Alineación sierras de Alfaro-Mediodía-Segaria*. Se localiza desde las proximidades de Cocentaina hasta Sagra-Vergel. Engloba una serie de pequeñas sierras, tales como Almudaina, Cantalar, Aforadà, Círreret y Carrascal.
- *Alineación sierras del Peñón-Castell de la Solana-Montgó*. Se extienden desde Castell de Castells hasta Jávea.

tituye un pequeño isleo sobre las margas miocénicas. Las sierras de la Atalaya y del Castillo de Vallada también podrían serlo.

Entre Mogente (Casa de la Balsa) y Jeresa se extiende una importante fractura (*), jalonada por afloramientos discontinuos de las arcillas del grupo Valencia (Vallada, Fuente España, subida al puerto de Ollería, diapiro de Barcheta, Bárig y Jeresa). Al sur de Vallada, los materiales del grupo Valencia (Keuper) adquieren un notable desarrollo, esencialmente constituidos por yesos. La subida diapírica de estos materiales plásticos ha originado, entre otras cosas, el apretado sinclinal de El Peñón. En el Camp Redó, los materiales de la formación Bélgida (Mioceno) han quedado cobijados entre el grupo Valencia (Keuper) y la formación Creu (Cretáceo Superior).

Esta importante fractura recorre el núcleo de la alineación entre Fuente España y el puerto de Ollería. El flanco norte de la estructura, entre Vallada y el Racó de Pascual, está normal. En este sector, los materiales de la formación Creu definen un anticlinal asimétrico, con flanco septentrional vertical, como han puesto de manifiesto algunos sondeos.

La sierra de Bernisa o del Castillo de Játiva constituye un anticlinal complejo, afectado por fallas de dirección ENE. De igual manera, presenta vergencia Norte, y el flanco septentrional llega a invertirse.

Finalmente, entre Genovés y el puerto de Benigánim se sitúa el borde septentrional del diapiro de Barcheta. Los materiales de la formación Creu, en contacto con el diapiro, están invertidos entre los puertos de Ollería y Benigánim. Entre la gran fractura antes descrita y el diapiro de Barcheta afloran, cobijados, los niveles superiores de la formación Creu.

MARTINEZ *et al.* (1975) consideran la estructura de sierra Grossa como un pliegue en champiñón y la denominan «*anticlinal diapírico*» perteneciente a la unidad estructural «*Franja de los grandes Ejes*» (p. 32). En mi opinión, la incidencia del diapirismo de los materiales del grupo Valencia en la génesis del sector de alineación que nos ocupa es muy importante, pero no es el único elemento a considerar. Por otro lado, no creo que la estructura de este sector de sierra Grossa responda a un pliegue en champiñón, al menos en su totalidad, así como tampoco pienso que los sinclinales que la bordean sean en «*bolsa de tabaco*» (*op. cit.*, p. 35).

Considero que la estructura del sector es un pliegue antiforme (y/o una sucesión de pliegues) con una marcada vergencia Norte. Localmente, el diapirismo, en parte favorecido por el plegamiento principal, y ante-

* Parte del trazado de la misma coincide con la *gran falla valenciana meridional* descrita por BRINKMANN (1931), especialmente entre Barcheta y Jeresa; en el valle del Cárcoles, la supuesta falla iría por el interior de dicho valle, y estaría enmascarada por los materiales de la formación Bélgida.

rior y posteriormente a éste (Plioceno ?), ha condicionado la estructura. Es el caso de la inversión de parte de los materiales de la formación Creu entre el Cañón del Albaida y el puerto de Benigánim; del sinclinal de El Peñón (Vallada) y, posiblemente, de la inversión del flanco septentrional del sinclinal de Ayelo de Malferit; en este último caso, el desigual comportamiento de los niveles inferiores de la formación Creu, incompetentes, puede tener su importancia en la disposición final.

2.2.2 Sector oriental

2.2.2.1 Consideraciones previas

Comprende la porción restante, entre el puerto de Benigánim y la franja litoral (sierra del Buscarró, Mont d'Uber, Marchuquera y sierra de las Botas). La mayor parte de los autores que estudiaron el área coinciden en señalar la interferencia de las direcciones ibérica (NNW-NW) y prebética (ENE) de plegamiento.

DARDER (1945) considera el macizo de Mont d'Uber como perteneciente al «*autóctono de directriz ibérica*» (p. 679), y de forma hipotética, incluye dentro de esta unidad a la sierra del Montgó. DUPUY *et al.* (1961) enmarcan al macizo de Mont d'Uber, sierras de Falconera y Botas, como de «*traza ibérica*». En su esquema de la página 77, pintan un eje sinclinal de dirección ibérica (NNW) que se extiende desde Rótova, por el sur de Pinet, hasta las proximidades del Plá dels Corralis. Sin embargo, señalan un pliegue de dirección bética (ENE) al norte de estas sierras.

CHAMPETIER (1972) define al sector como una «*zona de interferencia entre Prebético e Ibérico*» (pp. 133 y 143-145), área sin claras alineaciones tectónicas. Como elemento característico de esta zona, describe el domo de Jaraco. La sierra de la Falconera y Marchuquera, en su opinión, constituyen los flancos de un anticlinal con bóveda hundida por fallas normales (polje de Marchuquera), de dirección ibérica, así como el sinclinal de Pinet, cuyo eje pasaría por Rótova y Pinet.

En mi opinión, la deformación principal que afectó a la Cordillera Ibérica, dando lugar a pliegues de dirección NO, anterior en el tiempo a la deformación en el ámbito prebético (ENE), ha debido afectar, de forma amortiguada, a gran parte del área estudiada, pero sus efectos quedaron muy enmascarados por el plegamiento posterior, mucho más violento.

El análisis de los efectos del primer plegamiento señalado, en relación con la paleogeografía, estratigrafía y posterior deformación de los materiales, es algo que sobrepasa los límites de este estudio. Creo que su análisis detallado, así como la delimitación precisa del área de influen-

cia, pueden constituir el objeto de una profunda investigación que aportaría mucha luz al conocimiento de este sector. Pienso que la falta de terrenos de edad Paleoceno-Oligoceno e incluso Mioceno Inferior, guarda una estrecha relación con este hecho, así como con el carácter lenticular de las formaciones Tollos (Oligoceno-Mioceno?) y Benigánim (Mioceno) y sus cambios de facies.

En el sector que nos ocupa, dominan los pliegues de dirección prebética (ENE), aunque se observan fenómenos que ponen de manifiesto la incidencia de la deformación, que afectó al ámbito de la Cordillera Ibérica.

2.2.2.2 La estructura del sector oriental

De Oeste a Este se encuentra, en primer lugar, el sinclinal de Torrella (DUPUY *et al.*, 1961). El núcleo de la estructura está ocupado por los materiales de la formación Tollos, y los flancos por los de la formación Creu. El flanco meridional del sinclinal es, a su vez, el flanco septentrional del anticlinal de la Loma de la Mallaeta, «digitación» de la estructura principal, cuyo eje se hunde en el sentido OSO. Ambos pliegues presentan vergencia Norte.

El sinclinal de Torrella, tras aparecer ligeramente desplazado por la importante falla normal de Pinet, se continúa hasta las proximidades de la Peña del Mirador. En las proximidades de Pinet ocupan el núcleo del sinclinal conglomerados de matriz arcillosa, asignados a la formación Benigánim (Mioceno). Dicho pliegue presenta una marcada asimetría, con el flanco septentrional más buzante.

En la Marchuquera y las sierras de Falconera y Botas, la dirección ibérica de los pliegues se hace más acusada, aunque la forma final corresponde más a un pliegue en domo alargado en la dirección ENE-OSO que a un anticlinal de dirección ibérica (NNO). No obstante, en la sierra de la Falconera, borde oriental del domo, son visibles suaves repliegues de dirección ibérica.

Entre estos macizos y el «anticlinal de Jeresa» se tiene la importante fractura antes mencionada, jalonada por arcillas abigarradas del grupo Valencia (Keuper), que origina un espectacular resalte en el terreno; esta fractura ha actuado como falla inversa, al menos en su etapa final. La sierra del Toro responde a un anticlinal algo abombado, de dirección prebética dominante. Finalmente, la alineación, en el sector nororiental, se resuelve en un amplio pliegue en forma de domo, tal y como describe CHAMPETIER (1972).

En las figuras 50 a) y b) esquematizo las principales fallas normales e inversas observadas. En el sector occidental, las fallas normales que alcanzan mayor desarrollo son sensiblemente paralelas a los ejes de los pliegues (NE a ENE); otro lote presenta dirección N a N 340° E.

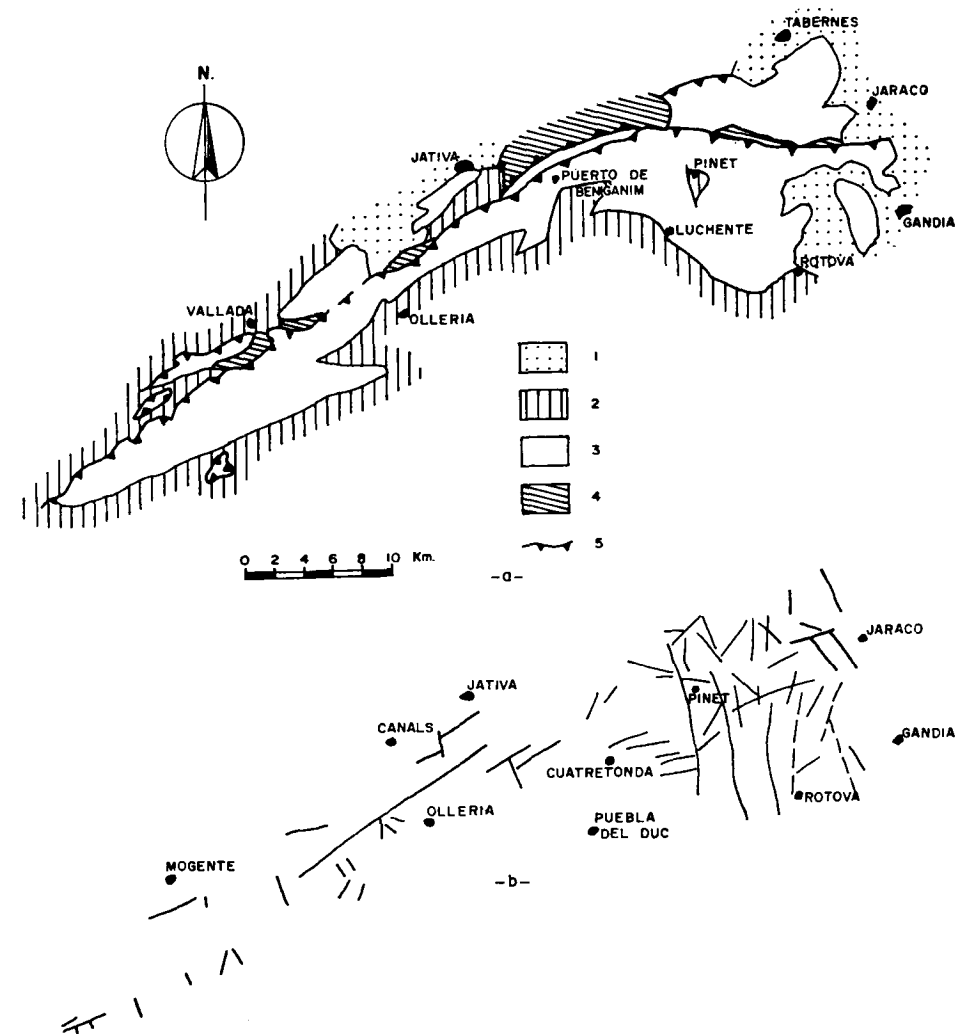


Figura 50.—Distribución espacial de las fallas inversas (a) y normales (b) de sierra Grossa. (1: Cuaternario. 2: Formación Bélgida y/o Tollos y/o Benigánim. 3: Formación Creu y/o Jaraco y/o Oliva y/o Infierno. 4: Grupo Valencia. 5: Falla inversa.)

2.3 ESTRUCTURA DE LA ALINEACION SIERRAS DE BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

2.3.1 Consideraciones generales

Esta alineación forma parte de otra más amplia, que se extiende desde Villena (sierra de la Solana) hasta las proximidades del mar. Como separación entre ambas partes he tomado, de forma arbitraria, el sector de fracturas del puerto de Albaida.

Entre la alineación de sierra Grossa y la que describo, se aloja el valle de Albaida, área sinclinal con algunas complicaciones internas. Las observaciones se hacen difíciles, debido a la naturaleza de los materiales que ocupan el núcleo. De acuerdo con mis observaciones, la estructura es un sinclinal asimétrico con flanco meridional invertido, al menos por sectores (oeste de Albaida, Beniatjar-Rótova, etc.). La prolongación del anticlinal de Ayelo de Malferit en profundidad puede hacerse durante algunos kilómetros hasta amortiguación total.

La estructura interna de esta alineación montañosa es más compleja que la de sierra Grossa. Además del nivel de despegue que constituyen los materiales del grupo Valencia (Keuper), base plástica de la cobertera plegada, la parte inferior de la formación Infierno (Malm), y especialmente la formación Oliva (Neocomiense, esencialmente), se comportan como niveles disarmónicos y de despegue. Este hecho, unido a la intensidad del plegamiento, han dado lugar a la formación de numerosas escamas tectónicas de gran continuidad lateral, jalonadas por los materiales del grupo Valencia, de la formación Oliva, o de ambas.

La interrelación de ambos materiales puede ser un hecho casual o bien, al menos localmente, haberse producido en la cuenca cretácica, por salida diapírica de los materiales del grupo Valencia (Keuper), según un esquema similar al descrito por GARCIA-HERNANDEZ *et al.* (1973) en el sector de Nerpio.

2.3.2 Estructura interna de la alineación

La estructura en el borde occidental corresponde a un anticlinal ligeramente vergente hacia el Norte. Hacia el Sur existe un sinclinal cobijado y roto por el cabalgamiento de los materiales de la formación Creu (sierra de Filosa), ya fuera del área estudiada. Todo el flanco meridional del anti-

clinal está afectado por una serie de fallas normales, de gran salto y plano próximo a la vertical (70°-80°). La asimetría del pliegue se hace más acusada hacia el Este, donde los estratos del flanco septentrional están verticales, e incluso se invierten y cabalgan a partir de las proximidades de Beniatjar.

La estructura en el pico de Benicadell y proximidades es muy compleja, con inversiones de los estratos, escamas tectónicas afectadas por fallas normales, etc. El flanco sur se encuentra parcialmente laminado por una falla normal (que podría ser la continuación de la falla de borde oriental de la Mariola), a lo largo de la cual afloran retazos de arcillas del grupo Valencia, que ya fueron observadas por JIMENEZ DE CISNEROS (1907). Esta misma fractura, afectada por fallas transversales, se prolonga hasta las proximidades de Lorcha, donde se amortigua.

El flanco norte de la alineación, entre Beniatjar y Ador, se caracteriza por la superposición de escamas tectónicas (fig. 51), donde los niveles lubricantes y de despegue corresponden al grupo Valencia y a la formación Oliva, y localmente, a la base de la formación Infierno (sierra de Cuta). Entre Castellonet y Ador, posiblemente a favor de la intersección de dos grupos de fracturas ortogonales importantes, se encuentra un afloramiento diapírico de arcillas con yesos del grupo Valencia. Distribuidas de forma más o menos caótica, afloran dolomías (Muschelkalk y Suprakeuper en opinión de DUPUY *et al.*, 1961, aunque considero que se trata de los tramos dolomíticos de la base de la formación Creu).

Los materiales de la formación Infierno (Malm), en el barranco del mismo nombre, constituyen el núcleo de un anticlinal que se prolonga en la sierra de Gallinera (Fontanells). El flanco meridional de este anticlinal

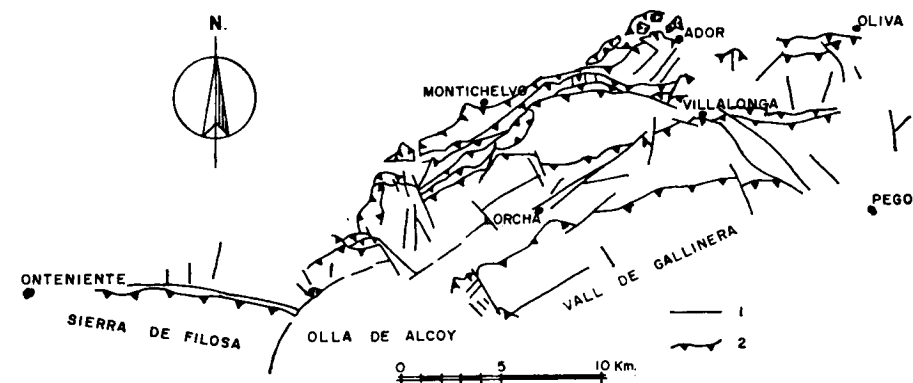


Figura 51.—Fracturas principales de la alineación Benicadell-Almirante-Gallinera. (1: Falla normal; 2: Falla inversa.)

está cabalgado por los materiales de la formación Creu (dolomías trituradas del Cretáceo Superior) y el techo de la formación Jaraco (Barremense-Albense); los materiales margosos de la formación Oliva (Neocomiense) jalonan esta falla inversa, cuyo trazado es sensiblemente paralelo al río Serpis.

En el pequeño valle de Lorcha afloran los materiales de la formación Bélgida (Mioceno), que constituyen el núcleo de un sinclinal de flanco meridional invertido y cobijado, bajo los materiales de la formación Creu (Cretáceo Superior) de la sierra de Albureca-Almirante. Esta fractura se prolonga hasta la pequeña fosa de Forna, aunque es posible que no sea inversa a lo largo de todo su trazado, y que incluso haya actuado como normal hacia el Este.

Las Sierras de Mustalla y Negra presentan estructura anticlinal, con flanco septentrional fallado. Entre ambas sierras queda pellizcado, por dos fallas inversas, un pequeño paquete de conglomerados de la formación Benigánim (Mioceno). Las dolomías de la formación Creu (Cretáceo Superior) están también totalmente trituradas.

El flanco norte del anticlinal de la sierra de Fontanells, entre Potries y Oliva, está afectado por una falla inversa jalonada por materiales arcillosos del grupo Valencia (Keuper). Al SO de Oliva existe un pequeño afloramiento de materiales del grupo Valencia, posible «*klippe*» sinsedimentario.

En la figura 51 presento, de forma esquemática, la distribución de las principales fracturas (fallas inversas y normales) que afectan a los materiales de esta alineación. Las fallas inversas, muy numerosas a partir de la mitad septentrional del antiforme, son de dirección sensiblemente paralela a la de los ejes de los pliegues.

Las fallas normales se agrupan en tres sistemas principales, uno de dirección aproximadamente paralela a los ejes de los pliegues, y los dos restantes transversales (N 10° E-N 30° E y N 315° E-N 350° E).

En resumen, los pliegues que constituyen esta estructura antiforme presentan una dirección típicamente bética (ENE) y vergencia NNO; a gran escala se observa un ligero arqueamiento de los ejes de los pliegues hacia el Este, que pasan de una dirección N 70° E hasta casi EO en el borde oriental.

2.4 ESTRUCTURA DE LA ALINEACION SIERRAS DE ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

Entre esta unidad y la precedente existe un apretado sinclinal, con núcleo en materiales de la formación Bélgida (la Vall de Gallinera). El

flanco meridional de este sinclinal está invertido, como consecuencia de los empujes de los materiales competentes situados inmediatamente al Sur (formación Creu), que cabalgan sobre las margas miocénicas.

La Sierra de Cantalar (fig. 52), formada por materiales de la formación Oliva (Neocomiense) y Jaraco (Barremiense-Albense), con pequeños afloramientos del grupo Valencia (Keuper) y formación Tollos (Oligo-Mioceno), se pone en contacto con la sierra de Albureca mediante una falla inversa. En este sector faltan materiales de la formación Creu (Cretáceo Superior), sea por no haberse depositado o por erosión posterior. Posiblemente este hecho esté en relación con fenómenos de halocinesis y diapirismo precoz en la cuenca cretácica.

En el borde occidental de esta alineación existen dos anticlinales, que hunden sus ejes hacia el Oeste: el anticlinal de Almudaina, de flanco norte cabalgante sobre la formación Bélgida (Mioceno), y flanco meridional afectado por fallas normales, y el anticlinal de la sierra de Alfaro, cuyo flanco septentrional cabalga y está afectado por fallas normales. El flanco sur de este último anticlinal, entre Facheca y Famorca, llega a estar vertical; puede tratarse de un pliegue en champiñón, de flanco septentrional cabalgante, y meridional afectado por fallas normales.

En el flanco meridional de la estructura, entre Famorca y Castell de Castells, afloran margas atribuidas al Mioceno Superior, postectónicas, que presentan *brechas intraformacionales* y estructuras de *slumping*. Entre Millena y Benimasot afloran materiales atribuidos a esta misma edad, basculados. Estos hechos se pueden explicar como debidos a un levantamiento diferencial dentro de la cuenca, a consecuencia de la halocinesis de los materiales del grupo Valencia (Keuper), que habría continuado después de la etapa principal de deformación.

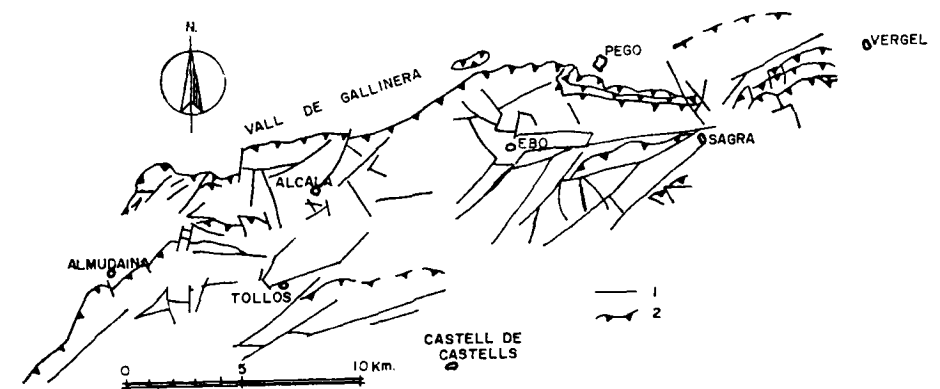


Figura 52.—Fracturas principales de la alineación Alfaro-Mediodia-Segaria. (1: Falla normal; 2: Falla inversa.)

Los valles de Alcalá y Ebo corresponden a unos sinclinales afectados por numerosas fallas de distensión. El flanco norte de la alineación, entre Margaridá y el puerto de Sagra, cabalga sobre los materiales miocénicos de la Vall de Gallinera. Entre Benirrama y Pego (castillo de Gallinera) hay una serie de bloques deslizados sobre las margas de la formación Bélgida (Mioceno).

Entre Pego y el puerto de Sagra afloran los materiales del grupo Valencia (Keuper), a lo largo de una importante fractura que, al menos en la etapa final de su historia, ha actuado como falla inversa. Esta fractura aísla una franja de calizas que a su vez cabalgan sobre las margas «tap».

El flanco meridional de la alineación, entre Castell de Castells y Sagra, buza normalmente hacia el Sur. Localmente, los materiales de las formaciones Oliva y Jaraco de la sierra del Peñón cabalgan sobre los de la formación Benigánim.

La estructura de la sierra del Mediodía *s. str.* es un anticlinal complicado por numerosas fallas normales e inversas, en el que los materiales de la formación Mediodía (Eoceno) cabalgan a los de la formación Creu (Cretáceo Superior); como nivel de despegue actúa el tramo de margas del techo de esta última formación. Aproximadamente en Sagra la alineación presenta un cierre periclinal que separa la sierra del Mediodía de la de Segaria, de estructura muy compleja. De forma resumida, la estructura de la sierra de Segaria es un sinclinal volcado hacia el Norte, cuyo núcleo está ocupado por las margas de la formación Bélgida (Mioceno). Se pueden distinguir una serie de escamas afectadas por fallas de distensión, a lo largo de alguna de las cuales afloran las arcillas del grupo Valencia (Keuper).

De Sur a Norte se tiene en primer lugar una falla inversa según la cual los materiales de las formaciones Bélgida, Benigánim y Creu cabalgan a los materiales de la formación Oliva, los cuales constituyen el núcleo de un anticlinal laminado, en el que llegan a aflorar materiales de la formación Infierno (puerto de Benimeli); estos materiales, a su vez, cabalgan a los de la formación Creu, que constituyen el flanco invertido del sinclinal, e igualmente cabalgan sobre las calizas organógenas de la formación Benigánim.

Estas calizas constituyen un sinclinal volcado, de vergencia Norte, cuyo flanco normal cabalga a su vez sobre las margas de la formación Bélgida, que ocupan el núcleo de la estructura. Finalmente, afloran las dolomías, localmente trituradas, de la formación Creu. El contacto de las margas de la formación Bélgida con las dolomías está afectado por fallas normales. Es posible que a su vez estas dolomías cabalguen sobre margas de la formación Bélgida que ocupan el Valle de Pego, si bien los depósitos re-

cientes que recubren los afloramientos impiden comprobar esta suposición.

En la figura 52 represento, de forma esquemática, la distribución de las principales fracturas. Las fallas normales que adquieren mayor desarrollo presentan direcciones paralelas a los ejes de los pliegues. Además, existe otro juego muy numeroso de fallas de dirección NO a NNO.

2.5 ESTRUCTURA DE LA ALINEACION SIERRAS DEL PEÑÓN-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

2.5.1 Consideraciones previas. Antecedentes

La complejidad creciente de las alineaciones de Norte a Sur alcanza su máximo en esta alineación más meridional. Las direcciones de los pliegues resultan algo anómalas (fig. 53). Ello indujo a DARDER (1945) a incluir, con algunas reservas, al Montgó en un elemento estructural que denominó «*autóctono de directriz ibérica*» (p. 679), que comprendía, además, el macizo del Caroch y la sierra de Corberá. Los ejes de los pliegues se arquean considerablemente y presentan direcciones desde N-S (sinclinal del Peñón) hasta ONO (Montgó).

El aparente caos existente es una consecuencia directa de la incidencia, en la arquitectura de la alineación, de los fenómenos halocinéticos y diapíricos. Como prueba inequívoca de ello se tiene el diapíro de Jalón, entre Benichembla y esta última localidad.

RIOS *et al.* (1961) llegan a la conclusión de que la región ha sufrido una fase pirenaica de plegamiento, y añaden: «*casi la única estructura típica pirenaica que se conserva en la actualidad es el sinclinal del Montgó*» (p. 81). La definen como una orogenia suave, de empujes orientados E-O, cuyos pliegues son deformados posteriormente por la tectónica miocénica, plegamiento principal. Deducen la orogenia pirenaica del hecho que los materiales de la formación Benigánim (de edad Oligoceno en este área, según los autores citados) se han depositado sobre un relieve ya plegado; así, en el anticlinal de Castellar-Soldetes reposan hacia el Oeste sobre materiales cada vez más antiguos.

Para estos autores, la actividad diapírica mayor tiene lugar tras la fase de plegamiento principal, y podría continuarse en la actualidad. Consideran a los «*diapíros*» de Ondara y Jesús Pobre como «*gastados*» con el grueso de su actividad posiblemente «*a principios del Oligoceno, donde se desgastaron antes de la fase stairica*» (p. 85).

2.5.2 Estructura de las sierras de Castell de Castells y del Peñón

La estructura de la sierra de Castell de Castells es un anticlinal asimétrico, con flanco meridional fuertemente buzante, afectado por fallas normales, jalonadas por las arcillas abigarradas del grupo Valencia («*klippes*» sinsedimentarios o subida diapírica?). El flanco septentrional de la estructura, invertido, cabalga sobre los materiales de la formación Bélgida y sobre la alineación situada inmediatamente al Norte. En el núcleo del anticlinal afloran las margas de la formación Oliva (Neocomiense, esencialmente).

El flanco septentrional de la estructura, entre Vall de Laguart y Orba, cabalga a las margas de la formación Bélgida (Mioceno). A lo largo de este contacto se observan algunas repeticiones de las series, como consecuencia de fallas inversas. La estructura de la sierra del Peñón es un sinclinal volcado, de dirección N-S y vergencia Oeste.

La distribución de las fallas, tanto normales como inversas, se representa de forma esquemática en la figura 53.

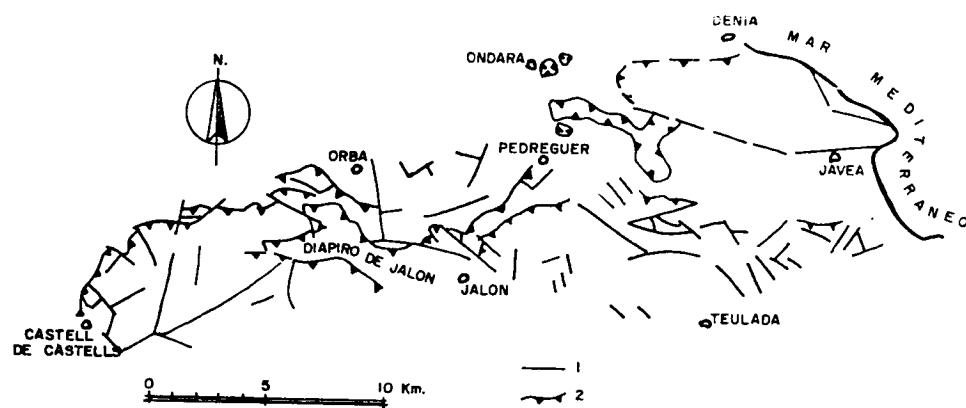


Figura 53.—Fracturas principales de la alineación Peñón-Castell de la Solana-Montgó. (1: Falla normal; 2: Falla inversa.)

2.5.3 El diapiro de Jalón

Las arcillas del grupo Valencia (Keuper) ocupan el interior de la línea poligonal que une los núcleos Beninchembla-Murla-Alcalalí-Lliber (se supone que se encuentra bajo el recubrimiento cuaternario)-Jalón-Parcent-Benichembla. Parcent se sitúa sobre las areniscas de la formación Benigánim (Mioceno) que yacen bajo el «*tap*», en el borde meridional del diapiro.

La estructura interna de los materiales que constituyen el diapiro es extremadamente compleja. Las mejores observaciones se pueden efectuar a ambos lados del cauce del río Jalón, que lo cruza entre Parcent y Benichembla. Los estratos están verticales, o bien describen apretados pliegues disarmónicos. En los demás lugares del afloramiento diapírico las observaciones se ven dificultadas por el recubrimiento de materiales cuaternarios o por los cultivos.

La dirección anómala (N-S) del sinclinal volcado de la sierra del Peñón debe ser consecuencia del diapirismo.

2.5.4 Estructura de la Solana de la Llosa y Tosalet

La estructura tectónica de la sierra de la Solana de la Llosa es un anticlinal desmantelado por la erosión, con núcleo en las margas de la formación Oliva (Neocomiense), cuyo flanco septentrional queda enmascarado bajo los depósitos cuaternarios. Entre Alcalalí y Pedreguer la estructura es un sinclinal, anejo al anticlinal de la Solana de la Llosa, cabalgado por el flanco septentrional del anticlinal del Castell de la Solana, pliegue falla con núcleo en margas de la formación Oliva. Estos mismos materiales constituyen el núcleo del anticlinal asimétrico de Lliber, cuyo eje describe un arco convexo hacia el Norte; dicho eje tiene dirección N 70° E y adquiere, hacia el Este, dirección aproximada E-O en las proximidades del cierre periclinal.

Interpreto la estructura del Tosalet como continuación del anticlinal de la Solana de la Llosa, que resurge tras una ensilladura; en este lugar, el anticlinal está fallado aproximadamente por la charnela.

Las principales fallas normales e inversas que afectan al sector se reflejan, de forma esquemática, en la figura 53.

2.5.5 La sierra del Montgó y alrededores

2.5.5.1 Estructura

Los afloramientos de la Mirabella, Tosal dels Molins y la sierra del Montgó los interpreto como alóctonos. La discontinuidad lateral de los afloramientos, dirección y forma de las estructuras, son indicios que apoyan esta hipótesis, a los que se unen los datos de un sondeo efectuado en el flanco septentrional de la estructura. Los afloramientos citados carecen de continuidad lateral con las sierras colindantes. El Montgó tiene estructura sinclinal en la mitad septentrional, mientras que hacia el Norte

(punta de Benigaquia-Racó del Bou) es un anticlinal asimétrico de flanco septentrional vertical.

El sondeo 36 (plano 11) atraviesa un importante paquete de margas azules, a pesar de emboquillar en las calizas y calcarenitas de la formación Jaraco (Barremense-Albense); algo similar sucede con los sondeos existentes en los afloramientos de la Mirabella. Aunque no he podido observar personalmente las muestras, podrían tratarse de las margas de la formación Bélgida (Mioceno), por lo que la sierra del Montgó «flotaría» sobre las margas «tap».

2.5.5.2 Sentido y génesis del corrimiento

Interpreto la vergencia Norte del anticlinal del borde septentrional de la sierra del Montgó como indicativo de que el sentido de traslación sería S-N o SO-NE.

Relaciono la génesis de esta estructura con el diapiro de Jalón; el levantamiento diapírico de este área, posiblemente acelerado durante el plegamiento principal, creó la inestabilidad necesaria para que un gran bloque del «cap-rock» del diapiro, e incluso del flanco septentrional, deslizase por gravedad sobre una suela de arcillas con sales, triásicas, hasta ocupar la posición actual (fig. 54). Los afloramientos de materiales del grupo Valencia (Keuper) de Gata de Gorgos y Jesús Pobre, y menos probablemente el de Ondara, serían retazos de esta suela. Este mecanismo puede explicar las direcciones anómalas que se observan en los pliegues del Montgó (ESE-ONO a E-O), pues al mismo tiempo que la traslación se pudo producir una ligera rotación.

Aunque no estudiadas con gran detalle, las series del Montgó y de la

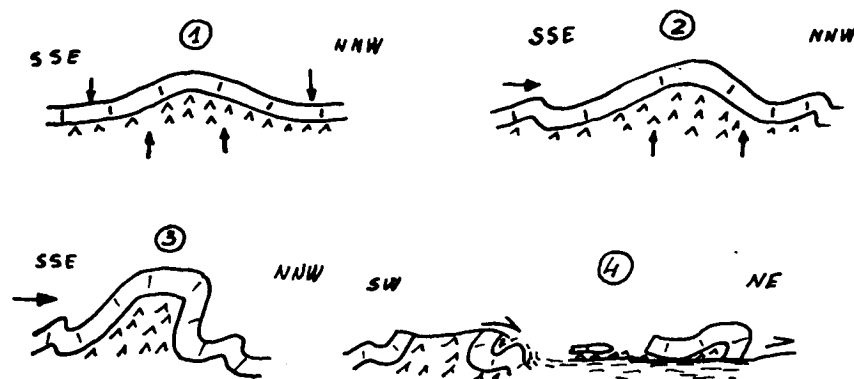


Figura 54.—Hipótesis para explicar la aloctonía de la sierra de Montgó. (1: Halocinesis; 2 y 3: Halocinesis y plegamiento; 4: Deslizamiento gravitacional de parte del «cap-rock» del diapiro de Jalón.)

sierra del Peñón presentan muchas similitudes (C'_1 y C'_{2-3}). La comprobación de este último indicio precisa de estudios de detalle (Estratigrafía: estudio de series y comparaciones; Paleontología, micro y macro, para determinar asociaciones faunísticas similares, etc.).

2.5.6 Las estructuras resultantes y el diapirismo

Algunas de las anomalías observadas en las estructuras de la alineación se pueden explicar por medio de la halocinesis y el diapirismo. El sinclinal del Peñón, de dirección N-S, es una consecuencia inequívoca de los efectos del diapirismo.

Además, la halocinesis precoz del Trías (quizá favorecida por fenómenos de estructuración del zócalo) pudo provocar el abombamiento de los terrenos suprayacentes, previamente al depósito de los materiales de la formación Benigánim. Parte de los materiales pudo incluso emerger y ser arrasada, para posteriormente depositarse materiales más modernos, ya en una cuenta compartimentada y con fondo en terrenos de edad diferente.

El desigual espesor de la cobertera añadió una anisotropía más durante la etapa de plegamiento, que podría explicar la existencia de pliegues cuyos ejes presentan direcciones variables en el espacio. La halocinesis y diapirismo de los materiales del grupo Valencia, a pesar de ser un fenómeno más o menos continuo en el tiempo, habría tenido unos máximos de actividad bien definidos.

2.6 CRONOLOGIA RELATIVA DE LOS ACCIDENTES

Los accidentes tectónicos que afectan al área estudiada no corresponden a una sola etapa de deformación, como se deduce de lo expuesto. Por otro lado, no se tienen elementos de juicio suficientes como para poder establecer las edades precisas de estas deformaciones, pero sí se puede hacer un intento de ordenar, de forma relativa, en el tiempo y en el espacio, las principales manifestaciones tectónicas.

Sin bajar al detalle de la configuración de la cuenca en las diferentes épocas, los principales fenómenos que afectaron el área estudiada se pueden resumir en: a) halocinesis precoz y diapirismo del Trías, continuado a todo lo largo de la historia geológica de los materiales descritos; b) plegamiento «ibérico» sucedido entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior, y c) plegamiento «prebético», que llamaremos principal, acaecido entre el Mioceno Medio y Superior.

La halocinesis y diapirismo de los materiales del grupo Valencia (Keu-

per) debieron contribuir grandemente a conformar la cuenca sedimentaria, junto con hipotéticos movimientos de estructuración del zócalo. Los cambios de potencia y de facies de los materiales mesozoicos tendrían su origen en estos hechos.

CHAMPETIER (1966) pone de manifiesto la existencia de una fractura sinsedimentaria en la cuenca Neocomiense, en la sierra de Fontanells.

Asimismo, a título hipotético, se pudo producir extrusión de materiales triásicos en la cuenca cretácica, hecho que podría explicar algunos afloramientos interestratificados y la estrecha relación en que a menudo se encuentran los materiales del grupo Valencia y los de la formación Oliva.

La falta de materiales de la formación Mediodía (Eoceno) en gran parte del área, y la desigual distribución y morfología de las formaciones Tollos y Benigánim, se pueden explicar como consecuencia del plegamiento que dio origen a la Cordillera Ibérica, que provocaría la emersión de gran parte del área, plegamiento suave, compartimentación de la cuenca y una etapa erosiva que dismantelaría gran parte de estos materiales. Los mayores espesores de estas formaciones se conservarían en las áreas de estructura sinclinal. Hacia el Sur, donde esta deformación no afectó o lo hizo de forma muy amortiguada, están mejor representados los materiales de esta edad.

En el sector de Jalón-Pedreguer-Benichembla se pudo producir en esta época una importante pulsación en la formación del diapiro, ya en estado embrionario, que provocaría el abombamiento de la cobertera mesozoica, con posible erosión de parte de los materiales.

En la fase inicial del plegamiento principal, algunas fracturas fueron aprovechadas para la extrusión de los materiales más plásticos. El diapiro de Barcheta se pudo haber formado en esta época, así como el de Jalón. En los momentos de mayor empuje, las fracturas, a lo largo de las cuales aflorarían los materiales del grupo Valencia, actuarían como fallas inversas.

Ligado a la deformación principal, se debieron producir los cabalgamientos de los flancos septentrionales de las estructuras sobre los materiales de la formación Bélgida (Mioceno), que ocuparían los núcleos de los sinclinales. En esta etapa se pudo producir la traslación de los materiales que constituyen el Montgó.

Durante la etapa de distensión actuaron las fallas normales. El diapirismo siguió de forma más o menos continua, como pone de manifiesto la existencia de materiales postorogénicos basculados en los bordes de las principales alineaciones, especialmente en la parte occidental de sierra Grossa, donde los materiales, de posible edad Plioceno, están basculados, así como los materiales del Mioceno Superior (?) de las proximidades de Balones y Castell de Castells.

VII. GEOMORFOLOGIA KARSTICA

1 GENERALIDADES

De forma clara y concisa FONTBOTE (1956) define el marco morfológico aplicable al área: *«El relieve de las Cordilleras béticas está preponderantemente regido por factores litológicos y estructurales. En las zonas subbética y prebética la erosión diferencial hace resaltar los crestones calizos y dolomíticos entre amplias depresiones margosas.»* Los factores climáticos, como también añade este autor, han contribuido de manera notable al modelado de los terrenos.

En efecto, el aspecto geomorfológico más característico del área es la sucesión de crestones calizo-dolomíticos, separados por depresiones margosas. Por su parte, las cubetas margosas, que separan las alineaciones montañosas reseñadas, presentan redes de drenaje muy densas y encajadas.

Otro hecho notable es el desigual resalte de las vertientes. Así, las septentrionales suelen ser muy abruptas, mientras que las meridionales se inclinan suavemente, y a menudo constituyen típicas cuestas. Este hecho es consecuencia de la estructura de las alineaciones, ya que los flancos meridionales aparecen en posición normal, mientras que los septentrionales corresponden generalmente con fallas inversas.

A su vez, las fallas inversas que rompen las estructuras internas de las alineaciones se marcan igualmente por pronunciados resaltes; tal es el caso de la fractura que se extiende desde el Plá de Corral hasta Jeresa, la del puerto de Albaida o la de Villalonga-Lorcha. Asimismo, las intercalaciones margosas, dentro de las series calcáreas, definen casi siempre áreas deprimidas.

Pero no voy a entrar en el detalle de la geomorfología general del área, sino que me voy a ceñir a las formas kársticas, dado que guardan una estrecha relación con la hidrogeología del sector, que es el objeto del presente estudio.

La karstología, término utilizado por diversos autores (GEZE, 1965; PALOC, 1975; etc.) integra el estudio de los fenómenos kársticos. En principio, el término karst se aplicó exclusivamente a las regiones carbonatadas. Posteriormente, éste se aplica tanto a rocas carbonatadas como a todo tipo de rocas solubles, en las que se pueden generar formas similares a las de macizos calcáreos, aunque algunos autores prefieren utilizar en este caso el término de pseudokarst.

El estudio de los factores y de los procesos que intervienen en el modelado del karst, de gran importancia, y aún desigualmente conocidos, ha constituido y constituye la labor de investigadores procedentes de diferentes ramas de las ciencias: CVIJIC (1918, 1960), MARTEL (1894, 1921), DAVIS (1930), TROMBE (1950), GEZE (1965), RENAULT (1967), LLOPIS (1970), etcétera.

A su vez, son muchas las reuniones y congresos que se han celebrado en los últimos años, y que han tenido como tema específico el karst (LAMOREAUX *et al.*, 1975), entre los cuales marcó un hito el de DUBROVNIK (1965). Los trabajos de HERNANZ (1970 *a* y *b*), MANGIN (1975), BURGER Y DUBERTRET (edit., 1975), ERASO (1975), y muchos otros, ponen al día determinados aspectos de las investigaciones en el karst. No entraré en aspectos de detalle, relativos a los factores y procesos que inciden en la karstificación, y para los cuales remito al lector a los trabajos que he citado, que a su vez incluyen un amplio repertorio bibliográfico.

LLOPIS (1970), en su intento de sistematización del karst en España (páginas 262-265), incluye el área estudiada dentro de la *región Bético-Murciana*, cuya precipitación desconoce. Las características de esta región, según el citado autor, son:

Características	Zona	
	Pluvio-nival	Mediterránea
Alimentación	autóctona	autóctona y mixta
Estado	karst muerto	karst juvenil
Circulación	Forzada	

Según la clasificación de KOMATINA (1975), el área estudiada se podría englobar dentro del apartado de «*karst de plataformas*», en la subdi-

visión de «*karst de zonas plegadas*» (1 B - Karst of folding zones, p. 27).

Por su parte, PEZZI (1975) incluye la mayor parte de la región dentro de un *sistema morfoclimático semiárido*, salvo las proximidades de Onteniente, en que, según él, y basado en unos datos erróneos, se instala un *sistema templado-húmedo* (considera una precipitación media de 1.273,8 milímetros en Onteniente, cuando en realidad no llega a 600 mm).

Un hecho general en la región es la poca espectacularidad del modelado kárstico, a gran escala. El paisaje kárstico no responde a una sucesión de grandes formas, cuencas endorreicas, valles ciegos, etc. Sin embargo, las formas kársticas no están ausentes, a pesar de no ser muy numerosas. La descripción de las formas kársticas no se va a hacer según el esquema de LLOPIS (1970), que las divide en formas de *absorción, conducción y emisión*, dado que puede inducir a error, sino según la clasificación más extendida (HERNANZ, 1970), de *formas exokársticas o superficiales y endokársticas o subterráneas*.

Los datos de cuevas y simas los he tomado del trabajo de DONAT ZOPO (1966), PLA (1955), de las Memorias de las Jornadas Espeleológicas de Vallada (1970), Villalonga (1971) y Pinet (1975), facilitadas por el Comité Regional de Espeleología; de los datos recogidos en diversos centros espeleológicos (CEV y la Senyera) y de mis observaciones de campo, a veces acompañado por espeleólogos locales.

Con el fin de sistematizar la exposición de las principales formas kársticas existentes, seguiré el orden empleado para hacer la descripción tectónica del área, es decir, según las alineaciones ya descritas y con igual orden.

2 ALINEACION SIERRA GROSSA

Sierra Grossa tuvo una importante cobertera forestal, al igual que gran parte del área estudiada, que se ha visto sensiblemente reducida en los cuatro últimos años a consecuencia de los incendios. A pesar de ello, gran parte del borde occidental permanece densamente cubierto de pinares.

Los materiales karstificados en esta alineación son tanto las calizas y dolomías como los yesos, arenas y areniscas. El karst en yesos, a pesar de su poca extensión, es un ejemplo muy interesante por su gran riqueza de formas (PULIDO-BOSCH, 1976 *b*).

A) FORMAS EXOKARSTICAS

Un hecho general en todas las formas superficiales existentes es el marcado control estructural de las mismas. En las proximidades del cierre

periclinal (Barranco de la Bastida, Plá de Mallaura y Rincón del Covellar) existe una serie de poljes «abiertos» (CVIJIC, 1960, p. 123) y algunas dolinas (fig. 55). Estos poljes tienen drenaje superficial, si bien es posible que a lo largo de su historia hayan podido ser formas cerradas. Están cubiertos de *terra rossa* con abundantes cantos calizos. Todos ellos están cultivados. Se orientan al ENE, según la dirección de una fractura, y pueden alcanzar 800×300 m. En el interior de los mismos, y en los bordes, hay dolinas de algunos metros de diámetro.

Más al Este, en la sierra del Castillo de Vallada, son muy numerosas las dolinas, las acumulaciones de *terra rossa* y los campos de lapiaz de acanaladuras de dimensiones muy variables. La dolina más grande de todas, de forma elíptica, se sitúa entre la Peña de Bellús y el Alto del Pino. Tiene unos 400×150 m. La mayor parte de ellas se cultivaron hasta fechas recientes.

Entre esta sierra y la alineación principal se sitúa el afloramiento de yesos más importante de todo el área de estudio. En ellos se han desarrollado importantes formas kársticas, desde lapiaz de agudas crestas y escala centimétrica hasta una uvala y una cuenca cerrada (polje) con una cuenca superficial del orden de un kilómetro cuadrado (DONAT ZOPO, 1966; PULIDO-BOSCH, 1976 b). La uvala resulta de la unión de dos dolinas circulares de unos quince metros de diámetro.

Al SE de estas formas se sitúa un gran polje abierto, cultivado, de bordes muy irregulares. La longitud mayor del mismo supera los dos kilómetros. En este lugar se produce el cruce de varias fracturas, una de las cuales tiene más de 10 Km de trazado deducible. En su interior y en los bordes existen igualmente pequeñas dolinas colmatadas de *terra rossa*.

Cuatro poljes de características similares a los descritos, es decir, con drenaje superficial actual, se sitúan en los parajes Peña Larga, Umbría del Pastor y Moyo Roig. Todos ellos presentan dolinas (Balsas Rotjas), algunas de las cuales superan los 20 metros de diámetro. Tienen suelo relleno de *terra rossa* y en épocas de lluvia llegan a inundarse (de ahí el nombre que los agricultores les dan). En todo este sector hay un lapiaz muy importante, tanto de formas muy regulares (generalmente en calizas) como de aspecto anguloso y ruiniforme (dolomías y calizas arenosas).

El sur de la sierra de Bernisa existen importantes acumulaciones de *terra rossa* sobre las calizas y dolomías. Los cantos de cuarzo son muy numerosos en estas arcillas, debido a que formaban parte de la roca disuelta. Hay algunas pequeñas dolinas, muchas de las cuales han desaparecido a consecuencia del abanalamiento a que ha sido sometido el terreno.

Entre el puerto de Ollería y el Plá de Corral-Luchente no existen grandes formas kársticas superficiales. El cañón del Albaida, único drenaje

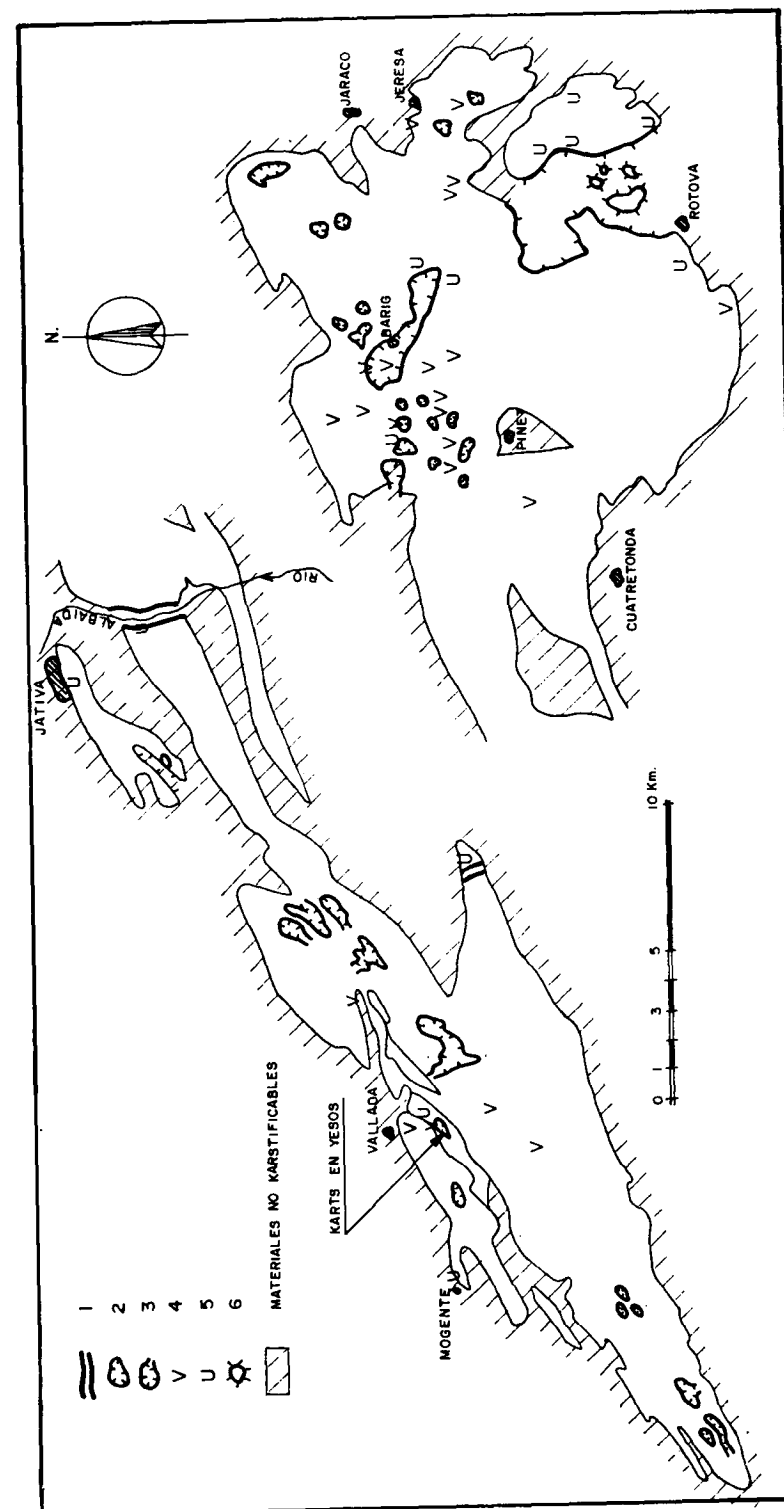


Figura 55.—Principales formas kársticas en la alineación Sierra Grossa. (1: Cañón; 2: Polje, dolina o uvala; 3: Polje abierto; 4: Avenc; 5: Cueva; 6: Hum.)

del valle de Albaida, es consecuencia casi exclusiva de la erosión lineal, en favor de una hipotética falla de trazado NNO-SSE; igual explicación se da al cañón del anticlinal de Ayelo, en el río Clariano. Al oeste de esta línea es donde se presentan las formas más espectaculares y mejor desarrolladas.

Por su desarrollo, es notable el polje abierto de Marchuquera, de unos 6 × 3 Km, drenado en la actualidad por el río Beniopá y el barranco de Marchuquera. Corresponde a una bóveda anticlinal, de posible directriz «ibérica», hundida por dos fallas normales. En su interior, además de abundantes cantos de los conos de deyección que terminan en él, se pueden observar una serie de «hums». Los arrastres de arenas y cantos pequeños que tienen los numerosos pozos situados en su parte central pueden corresponder al cuarzo residual, tras la disolución de las calizas, o a las arenas de la «formación Utrillas».

Entre el Plá de Corral y la Drova, y según el trazado de la gran fractura, jalonada de materiales triásicos, que se extiende desde Jeresa hasta el extremo occidental de sierra Grossa, se sitúa una serie de poljes, de los que el más importante es el de Bárig (o Barx). Dicho polje llamó la atención de cuantos investigadores recorrieron el área. CAVANILLES (1795-97) dice del polje: «... de modo que se vería convertido en laguna si la Providencia no hubiera dexado varios sumideros, a que se da el nombre de Avencs, por donde las aguas se introducen... En las entrañas de los montes debe haber cavernas considerables y gran número de dilatados tubos y canales...» (p. 213). Describe el sumidero de la Doncella, «que empieza por un barranco, en cuyo fondo se descubre una gran peña casi en arco y debaxo de ésta una roca de 12 piés de diámetro, por donde entraban y desaparecían las aguas» (p. 214). Relaciona el polje con los manantiales de Simat, al igual que VILANOVA (1893, p. 181) y CALVO (1908). Este último efectúa un balance, previo aforo de los manantiales, y deduce que la cuenca cerrada de Bárig no es suficiente para suministrar el caudal que registran las surgencias. Piensa que el aporte del polje «contribuirá... a los turbiones y desbordamientos tan frecuentes como efímeros de la fuente de Simat, pero no pasará de ser una parte relativamente insignificante en su marcha habitual» (p. 243).

BRINKMANN (1931) cita el polje, y, al igual que los otros autores, lo relaciona con las fuentes de Simat. Piensa que el Keuper ocupa el fondo del polje. DARDER (1945) duda si el borde del polje está constituido por materiales de facies Weald o Keuper, y señala que el interior del mismo está ocupado por aluviones. ROSSELLO (1968), además de estudiar el polje, hace un análisis detallado de todas las formas existentes en el sector.

En esta alineación de poljes, el más occidental es el del Plá de Corral, cuyo fondo está ocupado por conglomerados y arcillas de la formación

Benigánim, y calizas y arenas de la formación Creu. En la actualidad, es abierto, y drena por el barranco de la Pedrera, nacimiento del río Barcheta. Este mismo barranco drena al polje de la Loma de Ballester, de unos 500 m² de superficie. El borde occidental del polje está constituido por una fractura de dirección NNO; su fondo está ocupado por las arenas del tramo 3) de la formación Creu y arcillas de decalcificación.

Siguen dos pequeños poljes o dolinas, casi circulares, de unos 300 y 150 metros de diámetro, de bordes inclinados y cubiertos de grandes pinos. Tras el Tosal, y junto a los manantiales de la Puigmolá, donde el Triás es visible, hay una dolina de borde irregular.

Inmediatamente, se tienen los poljes de Bárig y La Drova, separados por un estrangulamiento en la ladera del Alto de la Drova, que ROSSELLO (1968) califica como «hum», sin estar realmente rodeado de «terra rossa». El borde meridional de ambos poljes lo constituyen las arcillas del grupo Valencia, recubiertas y derrubias, pero observables en muchos puntos. El interior del polje de Bárig, de forma ovoidal, orientado NO-SE, está relleno de gravas, aluviones y arcillas de decalcificación, que dan lugar a un pequeño acuífero colgado. Todo él se encuentra cultivado de naranjos y productos hortícolas. En el borde septentrional, fallado, se observan margas y margocalizas sabulosas, que deben constituir parte del fondo, junto con las arcillas triásicas.

De igual manera, en los bordes occidental y oriental se pueden observar sendas fallas, de dirección aproximada N-S. El polje de Bárig y los adyacentes son receptores de la escorrentía superficial de la cuenca de unos 15 Km² de superficie. El polje de La Drova drena superficialmente hacia el de Bárig, por el barranco de La Drova; al final del mismo se sitúa el avenc de la Doncella, ponor principal. En el borde septentrional, en un área más deprimida que el resto del polje, hay otro ponor muy colmatado, sin que se pueda observar el sumidero principal.

En el Collado de las Foyas, al NE de Bárig, existen también tres poljes y algunas dolinas. El más importante de todos, el de la fuente Nueva, es el enclave de una pequeña urbanización. Presenta forma alargada en sentido NO, con un estrangulamiento central. Tiene drenaje superficial, por su extremo NO.

En el Llano de Cucóns hay dos poljes, aproximadamente circulares, de unos 400 m de diámetro, uno de ellos situado sobre la formación Jaraco (Barremense-Albense) y el otro sobre la formación Creu (Cretáceo Superior). Igualmente hay numerosas dolinas, algunas acondicionadas para el cultivo, mediante bancales concéntricos (ROSSELLO, 1968).

El polje cerrado más septentrional de esta alineación, que denomino de la Palma, se sitúa entre Jaraco y Tabernes. Su difícil acceso ha contribuido a que se abandonen los cultivos que en él existían (olivos, princi-

palmente). Tiene forma alargada en sentido N-S, con unos 700×100 m. De forma irregular y cubierto de *terra rossa* con numerosos cantos de cuarzo (procedentes de la decalcificación de los materiales de la formación Creu), no he encontrado el poner que es posible que exista.

Entre Jeresa y Beniopá hay igualmente numerosas dolinas, algunas de hasta 100 m de diámetro. De este sector, CALVO (1908) escribe: «... se repite con frecuencia el fenómeno de las torcas o depresiones circulares... Las dimensiones son reducidas; las que pudieran pasar por gigantes medirán apenas una hectárea. Si tienen el conducto obstruido son aprovechadas para cultivo; las no terraplenadas sorprenden con su garganta silenciosa al distraído paseante» (p. 232).

B) FORMAS ENDOKARSTICAS

En cartografía se han representado 115 formas, cuevas y simas de un desarrollo muy desigual. Gran parte de ellas y algunas más, que no he podido localizar, se encuentran catalogadas por DONAT ZOPO (1960 y 1966). Algunas cuevas son de gran interés arqueológico, y han aportado restos, pinturas y utensilios de gran valor en la reconstrucción de las costumbres y formas de vida del hombre prehistórico (cuevas de Mogente, Cova Negra de Bellús, Parpalló, Covas del Barranc Blanc en Rótova, etc...), estudiadas desde principios de siglo por los especialistas del Servicio de Investigaciones Prehistóricas de la Diputación de Valencia.

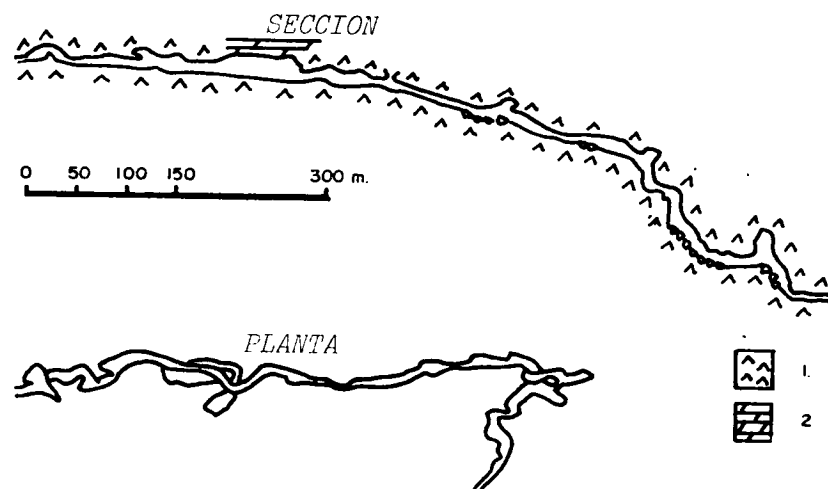


Figura 56.—El túnel del Sumidor. Esquema cartográfico. (1: Yesos; 2: Dolomías.)

Una de las formas más espectaculares es el «Túnel del Sumidor», al sur de Vallada (DONAT, 1966; PULIDO-BOSCH, 1976 b), excavado en los yesos del grupo Valencia, de más de un kilómetro de recorrido (fig. 56). Dicho conducto se encuentra relacionado, sin ninguna duda, con el poner de la cuenca endorreica, denominado Els Brollaors, aunque un sifón (en el sentido de los karstólogos; PALOC, 1975) impide el paso de un conducto a otro. Por su interior circula un caudal en estiaje de unos 5 l/s.

La sima más profunda conocida es la denominada «Avenc de Cuatretonda», situada en la solana del Avenc (PLA, 1953), de unos 200 metros de profundidad explorada (fig. 57), aunque las medidas recientemente efectuadas (P. GARAY, comunicación oral) reducen ésta a 185 metros.

En las proximidades de Pinet y Bárig son muy numerosas las simas conocidas (Jornadas Espeleológicas de 1975; DONAT, 1966; ROSSELLO, 1968). Son notables el Avenc d'Aldaia, de unos 100 metros de desnivel, con entrada en forma de embudo, que da acceso a una sala de unos 100 metros de ancha; el Avenc de la Vinya Vella, que en realidad es una pequeña fractura abierta, con unos 300 metros de recorrido y 50 de desnivel; el Avenc de l'Hedra, con unos 120 metros de desnivel y 80 de recorrido

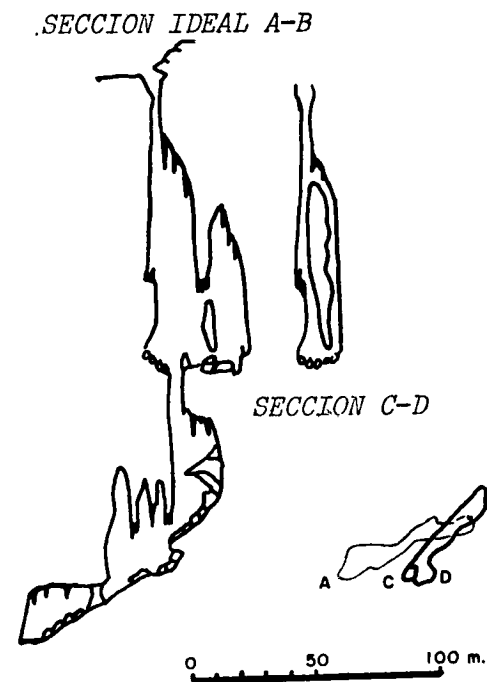


Figura 57.—Esquema topográfico del Avenc de Cuatretonda (según G. PLA, 1953).

(se sitúa en el Alt de l'Hedra; hay una serie de simas que se comunican entre sí); Cova del Agua; Cova de l'Ullal; Cova de Morteret; Avenc del Simarró, etc. (DONAT, 1966, cita unas cincuenta formas en el sector).

Los ponors del polje de Bárig se encuentran parcialmente colmatados, especialmente el situado a cota inferior; el de la Doncella, muy a menudo inundado, no ha sido explorado hasta la fecha.

Las areniscas, conglomerados, arenas y margas sabulosas —tramo 3) de la formación Creu— presentan algunas cavidades, generalmente de poco recorrido; algunas de ellas son visibles a lo largo de la carretera de Genovés a Benigánim y alcanzan hasta ocho metros de recorrido. La génesis de estas formas parece estar ligada a fenómenos de disolución de los cantos calcáreos, que dejan libres los cantos de cuarzo, insolubles; asimismo, la escorrentía superficial puede jugar un papel importante en la formación de estas cavidades, al arrastrar los granos de los estratos arenosos intercalados entre otros estratos más duros. Entre el Plá de Corrals y Bárig se observan también pequeñas cavidades en arenas. La de mayor desarrollo es la Cova del Suro, descrita por DONAT (1960 y 1966).

Prácticamente, desde ninguna de las cavidades que he reconocido se llega a observar el nivel piezométrico general del área, salvo en la pequeña cueva del manantial del que se abastece en la actualidad Játiva, en el Cañón del Albaida. Algunas de las cavidades tienen agua en su interior (avenc de Cuatretonda, cuevas de Puigmolá, etc.), pero corresponden generalmente a niveles colgados o a drenajes retardados.

En este sentido, se puede decir que las formas endokársticas conocidas de sierra Grossa son fósiles, probablemente generadas en épocas en que el nivel piezométrico se encontraba bastante más alto. La mayor parte de las formas conocidas presentan fenómenos reconstructivos (estalactitas, estalagmitas, gours, etc.). Sin embargo, todas las formas, y especialmente las de desarrollo vertical (avencs) situadas en áreas deprimidas, juegan un importante papel en la hidrogeología del macizo, ya que actúan como colectores de la posible escorrentía existente en sus proximidades.

Las formas kársticas colgadas ponen de manifiesto la existencia de un descenso del nivel de base del karst, o un cambio en el régimen de las precipitaciones, anteriormente más importantes. En el primer caso ha podido incidir una retirada progresiva del mar. Por otro lado, con una disolución constante de los materiales calizos, el volumen de huecos se incrementa con el tiempo, lo que a igual cantidad de agua lleva consigo un descenso del nivel del agua.

El que las formas kársticas actuales sean fósiles o actúen tan sólo de forma temporal, en la época de lluvias, como colectores, no quiere decir que en la actualidad no se generen conductos y formas endokársticas,

sino que éstos se forman a un nivel inferior. De la sola observación de la composición química de las aguas de las surgencias se puede deducir que el volumen anual de roca caliza disuelta es muy importante. Sin entrar en el detalle de la polémica sobre la génesis de las cavernas dentro de la zonación del karst (CVIJIC, 1918; DAVIS, 1930), pienso que la corrosión de las calizas se puede efectuar en cualesquiera de las tres zonas más universalmente aceptadas (no saturada, de fluctuación y saturación), de acuerdo con las características físico-químicas del agua y de la roca, en cada momento. A este respecto, en el sondeo Cuatretonda (núm. 53) se cortó una caverna a más de 200 metros bajo el nivel piezométrico; son muchos más los ejemplos conocidos en el área, de cavidades bajo el nivel piezométrico atravesadas en perforaciones.

3 ALINEACION BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

A) FORMAS EXOKARSTICAS

La forma superficial más importante de esta alineación es el polje denominado Plá de la Llacuna, de nombre muy expresivo, situado al sur de Villalonga, entre las sierras de Azafor, Gallinera y Almirante. Tiene unos 3 Km de largo por 1,5 de anchura máxima, orientado sensiblemente E-O (figura 58).

Este polje ha sido comentado por muchos de los autores que estudiaron el área. CAVANILLES (1795-97) dice: «... Plá de la Llacuna, llamado así por las muchas aguas que allí acuden quando llueve, las que en breve se

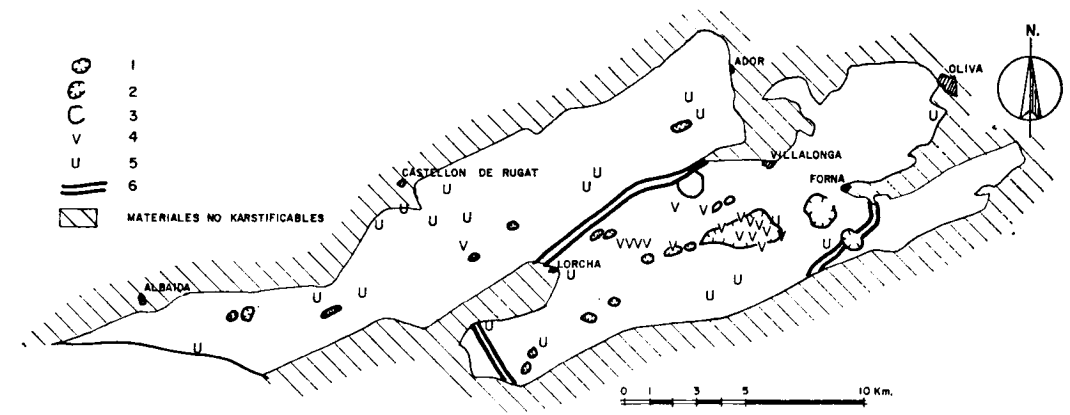


Figura 58.—Principales formas kársticas en la unidad Benicadell-Almirante-Gallinera. (1: Polje, dolina o uvala; 2: Polje abierto; 3: Circo; 4: Avenc; 5: Cueva; 6: Cañón.)

introducen en las entrañas de la tierra por varios sumideros» (p. 146). CALVO (1908, p. 205) dice: «se halla interrumpido este llano por frecuentes depresiones circulares o hundimientos del terreno en forma de embudo... que no pasan de ser antiguas simas hoy casi terraplenadas». DARDER (1945, p. 438) señala la presencia de margas «tap» en el fondo del polje; en realidad, se trata del tramo 3) de la formación Creu.

Es un polje de fondo irregular, en el que afloran las dolomías y calizas de la formación Creu, recubiertas de *terra rossa* que rellena multitud de pequeñas dolinas, la mayor parte de ellas cultivadas según bancales concéntricos. El borde meridional de esta forma exokárstica está constituido por una gran fractura, la cual se inicia en Lorcha y se amortigua en el *graben* de Forná. En su inicio, esta falla es inversa. En el borde septentrional hay también algunas fallas de menor importancia. La cuenca endorreica, drenada por el polje, tiene una superficie del orden de 10 Km².

En la sierra de Benicadell, entre Albaida y Beniarrés, existen algunas dolinas de poca envergadura, así como entre Salem y el Collado de la Umbrieta. Algo similar se puede decir de la sierra de Albureca.

Entre Lorcha y el Plá de la Llacuna hay numerosas dolinas. Las de las proximidades de Lorcha tienen desarrollo pequeño; la más importante es elíptica, con un flanco en las margas arenosas de la formación Creu. Las existentes al sur del vértice Azafor pueden alcanzar hasta 300 × 50 m y están generalmente ligadas a la misma fractura del borde sur del Plá de la Llacuna. La dolina situada al norte del Tossalet del Lamp tiene unos 50 × 20 m, toda ella cultivada de manzanos. El ponor, situado en la mitad septentrional, está cegado; su presencia se detecta por la existencia de una densa mancha de vegetación herbácea.

Al este del Plá de la Llacuna se sitúan los poljes de Forná y Adsubia. Ambos se encuentran en un pequeño *graben*; en la actualidad tienen drenaje superficial. El polje de Adsubia es de forma irregular y tiene unos 500 m de anchura máxima. Es cruzado longitudinalmente por el río Gallinera. El polje de Forná tiene del orden de 1,5 × 1 Km, y está relleno de derrubios de ladera y abundante *terra rossa*. El drenaje actual se lleva a cabo por su borde oriental, aunque en su interior quedan sectores a cota más baja que la del barranco. Ambos poljes tienen un suelo fértil y se encuentran cultivados de cítricos.

En esta alineación existen, asimismo, dos formas de gran espectacularidad: el Cañón del Serpis (Barranco del Infierno, excavado en los materiales de la formación del mismo nombre) y el Circo del Azafor. La génesis del Cañón parece responder a la erosión lineal realizada por el río Serpis. Otro cañón importante es el excavado por el río Gallinera, entre las proximidades de Benirrama y Forná.

El Circo del Azafor, situado en la sierra del mismo nombre, es un gran

anfiteatro, casi semicircular, que tiene unos 2 × 2,5 Km, con un desnivel de 800 metros. Hay un manantial en el punto más bajo. El circo se ha generado en las dolomías trituradas de la formación Creu (Cretáceo Superior), que en este lugar cabalgan a las margas de la formación Oliva (Neocomiense, esencialmente), las cuales a su vez reposan normalmente sobre las calizas de la formación Infierno. Esta forma debe responder a una serie de fenómenos y procesos conjugados. De no ser dolomías la roca se podría pensar en un deslizamiento masivo, en favor de las margas infra-yacentes. Por otro lado, el río Serpis discurre por el borde septentrional, por lo que ha podido tener una incidencia en la génesis. Esta forma se puede considerar como resultado de los efectos conjugados de la erosión lineal y la karstificación, en materiales fuertemente triturados y a su vez fracturados, que reposan sobre materiales plásticos. La inestabilidad creada como consecuencia de la erosión del río Serpis y la karstificación importante de los materiales han podido dar lugar a un gran desplome. La trituración de los materiales caídos facilitaría la erosión y arrastre por el río; de ahí que no existan restos de la masa desprendida.

B) FORMAS ENDOKARSTICAS

He representado en cartografía 55 formas, entre cuevas y simas, unas ya señaladas por DONAT (1966), la mayor parte de ellas descritas en la Memoria de las V Jornadas Espeleológicas, organizadas por el Centro Excursionista de Alcoy en 1971, y otras localizadas por mí sobre el terreno.

Todas estas formas se abren en calizas y/o dolomías, salvo una pequeña sima situada al SE de Salem, que se excava en los yesos del grupo Valencia. Consiste esta última en un pozo vertical de unos ocho metros de profundidad, que interrumpe una galería por la que se oye circular el agua, y cuyo recorrido desconozco; otra excepción la constituyen unas cuevas, de pequeño recorrido, excavadas en los travertinos del puerto de Albaida, que se sitúan a unos quince metros sobre el fondo del barranco.

De todas estas manifestaciones señaladas, unas 35 se encuentran en el Plá de la Llacuna y sus proximidades. La mayor parte de estas simas actúan como sumideros, al encontrarse en el fondo de dolinas, uvalas, o en el cauce de un barranco. Ninguna de ellas permite observar el nivel piezométrico, sino que terminan generalmente en un gran cono de derrubios procedentes de los arrastres y desplomes; muchas de estas cavidades son ricas en formaciones reconstructivas (estalactitas, estalagmitas, columnas, gours, etc.).

Las formas exploradas tienen desarrollo esencialmente vertical, con profundidades comprendidas entre 10 y 80 metros, y recorridos no supe-

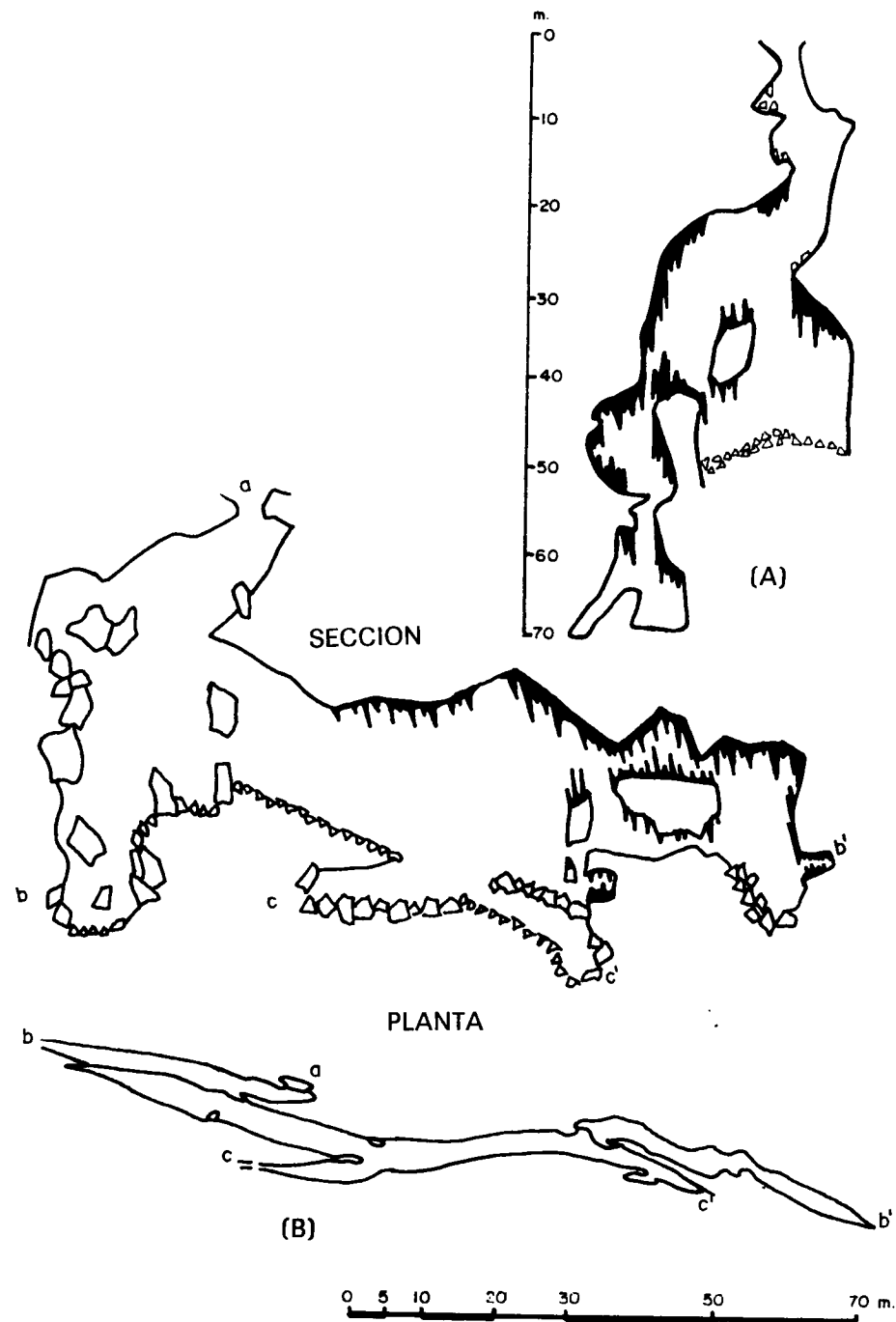


Figura 59.—Esquema topográfico de las simas l'Asmolaora (A) y Bouet (B) (según R. PLA, C. E. Alcoy).

riores a los 200 metros. Hay que tener en cuenta que los conos de derrubios, en la mayor parte de los casos, han contribuido a colmatar los posibles conductos profundos. Las dos formas más notables son la Sima de l'Asmolaora, con unos 120 m de recorrido y 70 m de profundidad, y la sima de Bouet, de características similares (figs. 59 a y b).

Otras cavidades de desigual recorrido se sitúan al sur de Castellón de Rugat, de desarrollo esencialmente horizontal (cuevas del Alyebesón, Ermitaño, del Oro; en esta última se llevan a cabo en la actualidad excavaciones que aportan gran cantidad de restos arqueológicos).

4 ALINEACION SIERRAS DE ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

A) FORMAS EXOKARSTICAS

Un hecho peculiar en esta alineación, con respecto a las dos alineaciones que se acaban de describir, es la ausencia de grandes poljes en la misma. Sin embargo, los campos de lapiaz y dolinas son notables. Los abruptos cañones, de cortadas paredes, son numerosos. El más importante, por su desarrollo y recorrido (del orden de 10 Km), es el cañón del Infierno, en el río Girona, entre Vall de Ebo y norte de Campell (fig. 60). Este cañón tiene en algunos puntos 300 m de profundidad y una separación entre las paredes, en la base, de unos 5 m.

En el estrecho de Isber (cañón del Infierno), CAVANILLES (1795-97, página 207) recomendó la realización de un embalse, y dice: «no he visto en el reino sitio más oportuno para hacer un pantano...». Dicha garganta es también analizada por CALVO (1908), el cual señala la necesidad de

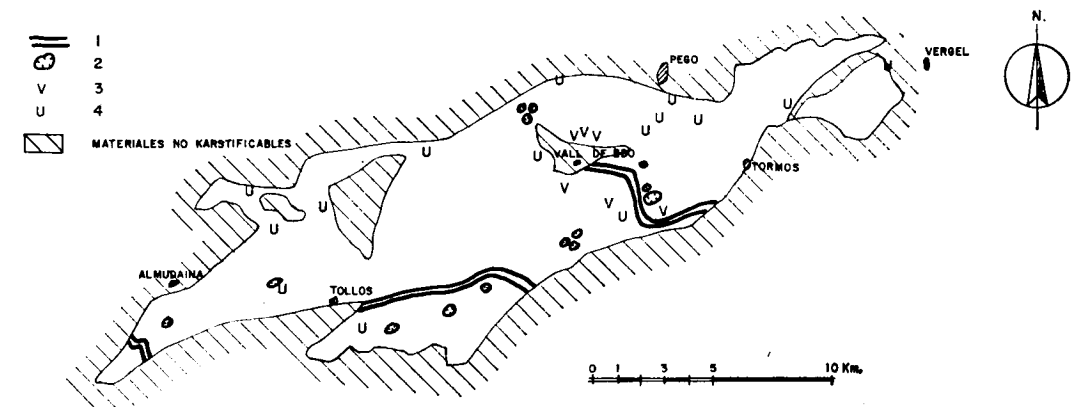


Figura 60.—Principales formas kársticas en la unidad de Alfaro-Mediodia-Segaria (1: Cañón. 2: Dolina o polje. 3: Avenc. 4: Cueva).

hacer un estudio de la permeabilidad del vaso, antes de iniciar las posibles obras. Dicho embalse, como ya se dijo, se realizó, si bien en la actualidad se encuentra abandonado.

Existen dolinas tanto en la sierra de Almudaina como en la de Alfaro, pero el mayor desarrollo de estas formas se hace en las proximidades de Vall de Ebo. La mayor dolina se sitúa al norte de las Jubeas del Medio, cultivada de almendros, como la mayor parte de las existentes. Tiene unos 200×50 m, con fondo plano cubierto de fértil *terra rossa*; no tiene poner observable, aunque en el extremo occidental hay pequeñas oquedades sin continuidad visible, algunas por encima de la cota del fondo. En los alrededores hay otras dolinas de mucho menor desarrollo (7×5 m).

Al norte de El Castelló, a unos 100 metros de la carretera que conduce a Vall de Ebo, también hay pequeñas dolinas de fondo desprovisto de *terra rossa*. A lo largo del camino que conduce al vértice de la Almisera, al NO de Ebo, hay asimismo un campo de dolinas, generalmente circulares y pequeñas (de 3 a 20 m de diámetro), en medio de un lapiaz muy desarrollado.

B) FORMAS ENDOKARSTICAS

No son muchas las formas investigadas en esta alineación, aunque esto no quiere decir que no existan. En Planes se tiene la cueva de la Encantada (CAVANILLES, 1795-7; PUIG, 1896) en torno a la cual existe una pintoresca leyenda; se sitúa bajo el Tosalet de la Dona.

En las proximidades de Ebo son numerosas las cuevas y avencs, algunos con más de 100 metros de profundidad. Las principales fueron descritas de forma somera por PLA (1954). Junto al Barranco de Sergues (2 Km al oeste de Vall de Ebo) existe una cueva de unos 100 metros de recorrido, abierta al turismo en la época estival, generada en las brechas calcáreas y calizas del techo de la formación Creu, en el contacto con las margas del tramo intermedio. Existen numerosas formas constructivas de siluetas caprichosas.

Dentro de las formas de desarrollo vertical son notables los avencs Avenco y la sima del Estret. L'Avenco se sitúa al SE de Ebo, en la vertiente oriental de la Sierra de la Carrasca, con unos 120 metros de desnivel (fig. 61 a). Presenta tres bocas de acceso y, en su interior, hay grandes salas con numerosas estalactitas y estalagmitas. Se encuentra ligada a una gran fractura de varios kilómetros de longitud.

Al NE de Vall de Ebo, entre el Tosal Gran y la Umbría de Bodoj, se pueden observar numerosas cuevas, así como simas. L'avenc Ampla es un espectacular tubo de unos 50 m de diámetro y 70 m de profundidad,

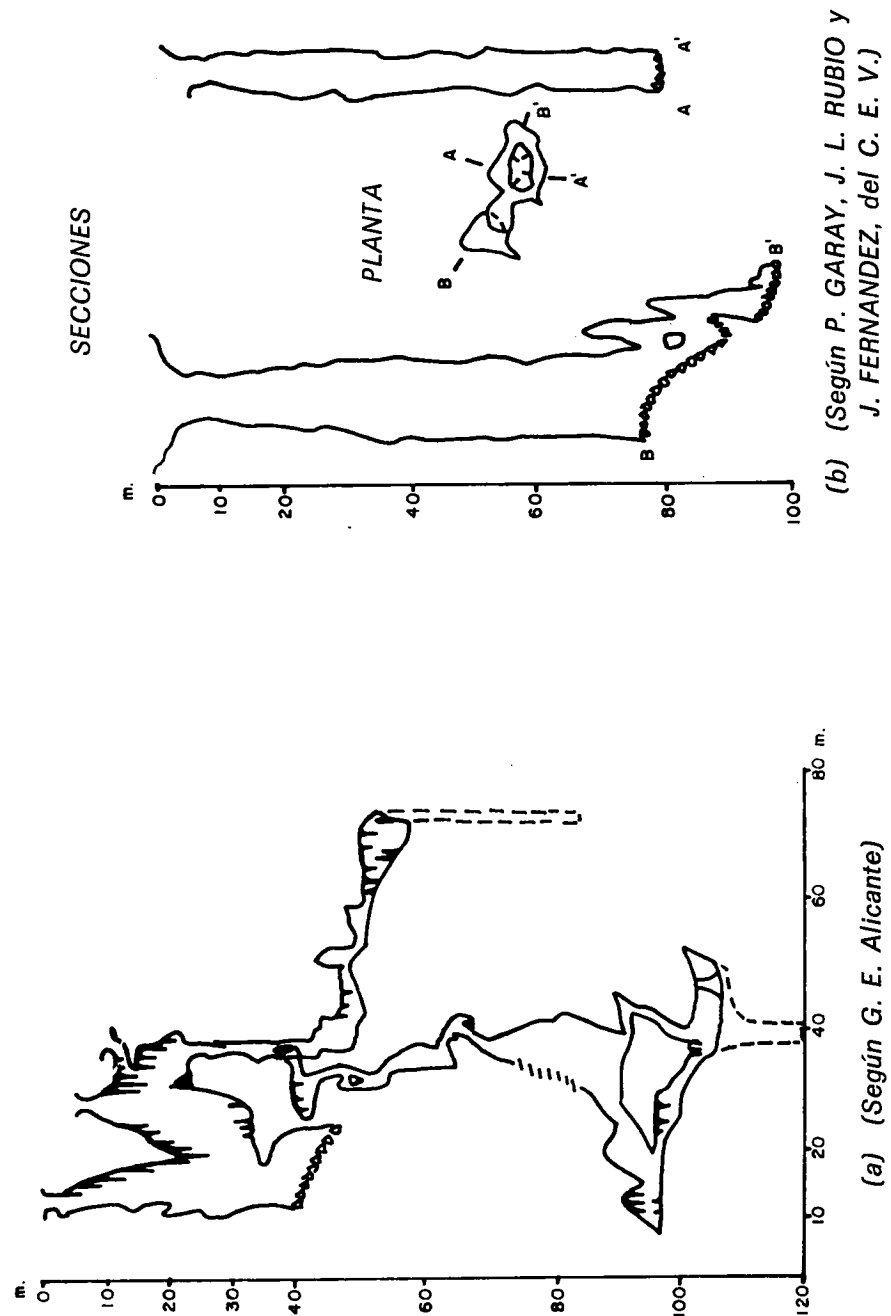


Figura 61.—Simas l'Avenco (a) y Mig (b).

con un amplio cono de derrubios en su base. A unos 20 m de éste, se sitúa el avenc del Mig (fig. 61 b) que es otro tubo vertical de más de 90 m de profundidad y fondo cubierto de derrubios. Unos 300 m al sur de esta sima, se encuentra la sima de Estret, de profundidad superior a los 140 m, casi circular. Cerca del fondo, ocupado por un gran cono de derrubios, hay una pequeña salita con numerosas concreciones, según datos del C. E. Alcoy.

En el importante resalte que esta alineación da en la Vall de Gallinera, se pueden observar numerosas grutas de gran dificultad de acceso y de desarrollo desconocido. Otra cavidad se sitúa en las dolomías del norte de Rafol de Almunia, de desarrollo esencialmente horizontal y de longitud total desconocida.

5 ALINEACION SIERRAS DEL PEÑÓN-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

B) FORMAS EXOKARSTICAS

Esta alineación está muy compartimentada por la presencia de numerosas escamas; en ella los materiales presentan un dominio margoso-arcilloso, con algunos niveles calcáreos puros. Este hecho ha condicionado un karst poco rico en formas, salvo en los niveles más calcáreos.

Al NE de Castell de Castells, se sitúa la forma cerrada más desarrollada. Se trata del Polje de la Laguna, de borde casi circular y unos 250 m de diámetro. Tiene fondo cubierto de *terra rossa*, abancalado y con el ponor cegado. En su interior hay un pequeño pozo de agua. En sus proximidades existe un lapiaz muy desarrollado. Este polje se ha generado en las calizas de la formación Creu (Cretaceo Inferior), cerca del contacto con las calizas bioclásticas y calizas margosas de la formación Jaraco (Cretaceo Medio). Existen otras dolinas menores al norte de Alcalalí, en la Solana de la Llosa (fig. 62).

El río Gorgos, a su paso entre Lliber y Gata, trayecto en que se infiltran todas sus aguas, salvo en las grandes crecidas, excava algunos cañones de paredes verticales en los niveles más consolidados de la formación Jaraco. Asimismo, el barranco de Teulada discurre muy encajado en las calizas de la formación Creu, en la sierra de Soldetes; esta garganta tiene unos 4 Km de longitud.

Pero es en la sierra del Montgó, en la Plana del Cabo de San Antonio, en donde se ha desarrollado el polje mayor, en las calizas bioclásticas, con algunos niveles margosos de la formación Creu. Este polje presenta drenaje superficial, aunque en su interior existen algunas áreas por debajo de la cota de este drenaje. Tiene unos $2 \times 0,4$ Km, orientado Oeste-Este.

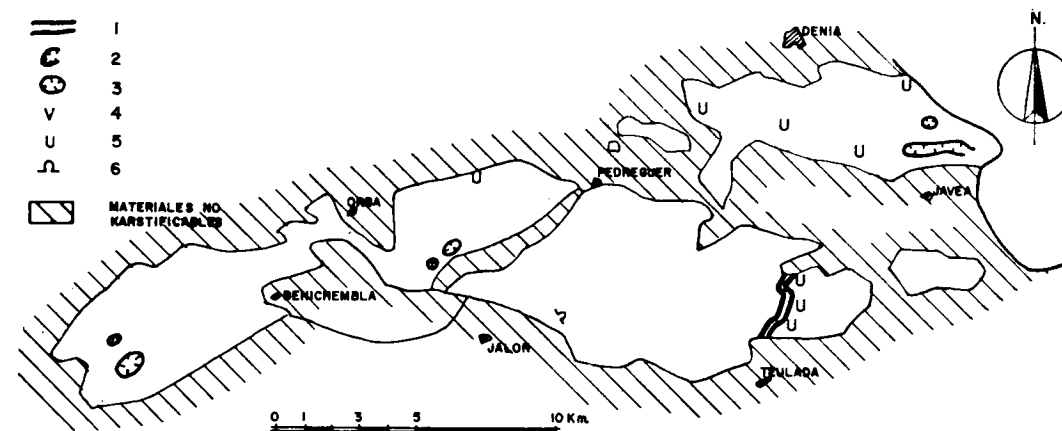


Figura 62.—Principales formas kársticas en la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó (1: Cañón. 2: Polje abierto. 3: Dolina, polje o uvala. 4: Avenc. 5: Cueva. 6: Pérdida en el río Gorgos).

La Plana del Cabo de San Antonio se termina hacia el Este en un acantilado de paredes subverticales, con más de 100 m de desnivel en algunos puntos.

Unas formas superficiales curiosas son las desarrolladas en las areniscas («tosca») de las dunas consolidadas del litoral de Jávea. Se trata de un lapiaz muy anguloso, de aristas cortantes. La acción abrasiva de las olas podría explicar estas formas, unido a otros procesos como los que señala DERRUAU (1965).

B) FORMAS ENDOKARSTICAS

La forma más conocida de todas es la denominada cueva de las Calaveras, en la actualidad abierta al turismo, bar y discoteca del vecino pueblo de Benidoleig. Es, además, la única cavidad activa en calizas conocida en toda el área de estudio (fig. 63).

CAVANILLES (1795-97, p. 210) cita a esta cueva y su «*rio subterráneo*» y dice que fue explorada en 1768, con el fin de aprovechar sus aguas. Se sabe que los intentos de aprovechamiento de sus aguas se remontan, como mínimo, a la época de la dominación árabe. En su interior se encontraron numerosos restos humanos y animales.

CALVO (1908) se hace eco de los trabajos de captación del «*rio subterráneo*», y es pesimista respecto a los resultados. JIMENEZ DE CISNE-

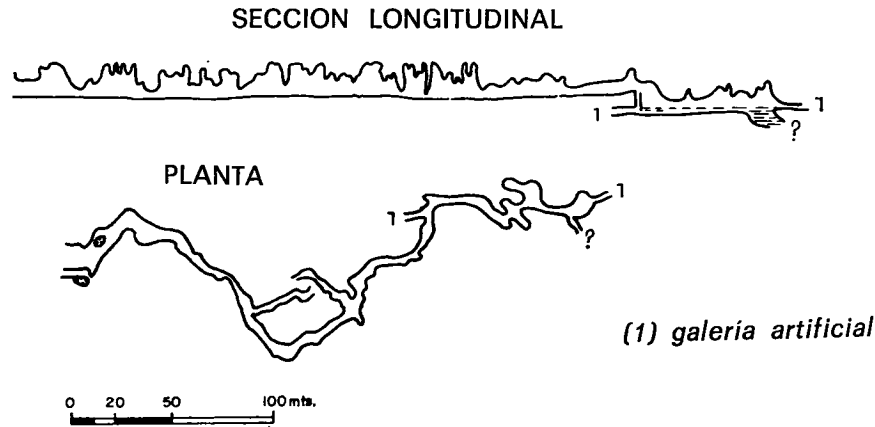


Figura 63.—Esquema topográfico de la cova de les Calaveres. (Según P. IBAÑEZ, P. GARAY y J. GONZALEZ, 1976.)

ROS (1932) describe la cavidad y data las calizas encajantes, en base a *Orbitolinas* rodadas, como Aptense. Cuando efectuó su visita, ya se captaba el «río». La obra realizada consiste en una galería de unos 600 m de recorrido. Las aguas captadas se emplean en agricultura.

Esta cavidad sorprende notablemente, pues en muchos puntos parece un conducto generado a presión, a pesar de tener más de 10 m de alto por 8 a 10 de ancho. En las condiciones climáticas actuales resulta prácticamente imposible inundar todo el conducto.

Otras cuevas y pequeños abrigos se pueden observar en la cortada del Cañón del barranco de Teulada, sin que alcancen un gran desarrollo, así como en el crestón calcáreo, entre Alcalalí y Pedreguer, en las proximidades de Llosa de Camacho.

En el Montgó y sus proximidades hay numerosas cuevas, siete de las cuales fueron recogidas por PUIG (1896) en su catálogo. Algunas de ellas son en realidad grandes abrigos sin gran continuidad. Estas cavidades y algunas más son catalogadas por PLA (1953, 1954 y 1955).

6 CONCLUSIONES

Las principales formas kársticas existentes en el área están controladas de manera preferencial por factores litológicos, estructurales y climatológicos, como sucede en la mayoría de los casos (CVIJIC, 1918 y 1960; LLOPIS, 1970; HERNANZ, 1970). Los materiales que presentan un mayor desarrollo de formas son las calizas y dolomías de espesores potentes

(principalmente, formación Creu, y menos, formación Jaraco). En algunos sectores, la potencia aparente o real del conjunto calcáreo puede superar el millar de metros. En los poljes principales (Barx, Marchuquera, Plá de la Llacuna, SE de Vallada) hay materiales impermeables o no karstificables en su interior (tramos margosos de la formación Creu y grupo Valencia).

Existen poljes relacionados con fallas inversas (poljes entre Plá de Corral y La Drova, polje del Plá de la Llacuna?) y otros relacionados con *grabens* (poljes abiertos de Marchuquera y Forna). Otros poljes más pequeños no parecen relacionados con grandes fracturas (La Laguna, Jubeas del Medio); son más bien grandes dolinas y su génesis parece ligada al progresivo crecimiento de una forma única primaria. Otros, por el contrario, parecen generados por el solape de multitud de pequeñas dolinas (polje del Plá de la Llacuna).

Las formas kársticas presentes en el área estudiada se han generado tanto en calizas y dolomías (sobre todo), como en yesos (Vallada y Castellón de Rugat), areniscas, arenas y conglomerados de matriz detrítica (sierra Grossa), travertinos (puerto de Albaida) y brecha caliza (NO del Vall de Ebo).

Si se compara la distribución de las formas kársticas cartografiadas con la actual repartición de las alturas de lluvias, se puede observar que éstas son más numerosas en las áreas más húmedas. En las proximidades de las áreas con máximos pluviométricos existen grandes formas kársticas (mitad oriental de sierra Grossa, complejo de simas del Plá de la Llacuna, poljes de Forna, etc...). Hay pues una interrelación entre ambas distribuciones, aunque soy consciente que un período de treinta años de observación de las precipitaciones es muy corto, frente al tiempo de generación de las formas kársticas.

No he encontrado —lo cual no quiere decir que no existan— criterios que permitan deducir, de forma inequívoca, la presencia de un paleokarst. De acuerdo con la historia geológica del área, entre el final del Cretáceo Superior (o Paleoceno?) y el Oligoceno terminal (?), parte del área permaneció emergida, como parece demostrar la ausencia de materiales de esta edad o su origen continental. Este intervalo de tiempo es más que suficiente como para que se pudiera generar un karst, siempre y cuando las condiciones climáticas, geomorfológicas y estructurales fueran favorables.

VIII. HIDROGEOLOGIA

1 CONSIDERACIONES GENERALES

1.1 SOBRE LA ZONACION HIDRODINAMICA DEL KARST

La zonación de un macizo calcáreo, en la vertical, ha sido objeto de estudio y clasificación por diversos autores. Ya en 1893, CVIJIC señala la posible existencia de masas calcáreas saturadas de agua, hipótesis compartida por otros autores (GRUND, 1903, habla de *mantos kársticos*, pero como aguas estancadas), y rechazada por algunos (MARTEL, 1911). Más adelante, CVIJIC (1918) distingue tres zonas dentro del karst, en sentido vertical:

- *Zona superior, seca.*
- *Zona intermedia*, temporalmente inundada; en ella estarían los ríos subterráneos.
- *Zona inferior*, saturada de agua.

La clasificación en *holokarst*, *merokarst* y transición entre ambos (CVIJIC, 1968, p. 142), aunque fue dada con un carácter morfológico, se asocia a una determinada zonación hidrológica dentro del karst, en el sentido de que el *holokarst* lleva generalmente implícita la presencia de una *zona saturada*.

Posteriormente, distintos autores diferencian zonas dentro del karst, que son similares a las de CVIJIC. CASTANY (1963) distingue tan sólo dos zonas: *anegada* y *no anegada*. SOKOLOV (1965) considera cuatro zonas hidrodinámicas:

- *Zona de aireación*, área por la que discurren las aguas de infiltración. En ella se pueden encontrar aguas kársticas *colgadas* (*suspended karst waters*).
- *Zona de fluctuación estacional*.
- *Zona de saturación completa*.
- *Zona de circulación profunda*, de características poco conocidas, en opinión de este autor.

HERNANZ (1970) considera, además de las cuatro zonas señaladas por SOKOLOV (1965), una *zona subaérea*, que sería el sector superficial, en que se engendra el lapiaz, dolinas, etc... MANGIN (1975) introduce la noción de *acuifero epikárstico*, como sector superficial dentro del karst, alterado y fisurado, del que dice: «*il assure le plus souvent la liaison entre les facteurs géodynamiques externes et l'aquifère karstique proprement dit*», y para el que propone el nombre de *acuifero eukárstico*. Según este autor, el *acuifero epikárstico* puede estar ausente.

Prácticamente todos los investigadores de la hidrogeología del karst están de acuerdo en la gran anisotropía y heterogeneidad de estos acuíferos. Las investigaciones más recientes (KIRALY, 1975) parten de un modelo conceptual, para determinar el campo de los caracteres físicos de las rocas kársticas (permeabilidad, porosidad, coeficiente de almacenamiento), consistente en considerar el acuifero kárstico constituido por una serie de *bloques* que ocupan un volumen muy grande, de porosidad y permeabilidad bajas, que son drenados por una red kárstica de permeabilidad muy elevada, pero de poco volumen.

Para los macizos calcáreos, objeto de este estudio, emplearé el término *manto acuifero*, así como el concepto de nivel piezométrico y superficie piezométrica, aunque soy consciente de la gran heterogeneidad en el espacio de los parámetros hidráulicos, y de que existe un marcado control estructural de la circulación.

1.2 LAS UNIDADES HIDROGEOLOGICAS

El conocimiento expuesto del marco litoestratigráfico, estructural y morfológico nos permite definir las diferentes unidades hidrogeológicas. He considerado cuatro unidades, que corresponden con las cuatro grandes alineaciones presentes en el área. Estas unidades están constituidas por un conjunto de materiales carbonatados, en su mayor parte permeables, separadas entre sí por materiales impermeables, salvo en determinados casos en los que se intentará poner de manifiesto las condiciones hidráulicas de los bordes.

Las unidades hidrogeológicas consideradas son, de Norte a Sur:

- Unidad Sierra Grossa.
- Unidad Benicadell-Almirante-Gallinera.
- Unidad Alfaro-Mediodía-Segaria.
- Unidad Peñón-Castell de Solana-Montgó.

Estas unidades hidrogeológicas no pueden ser consideradas como sistemas kársticos, en el sentido de MANGIN (1975), ya que cada una de ellas se podría dividir en varios sistemas.

Las características resumidas de estas unidades las dimos a conocer recientemente (PULIDO-BOSCH, 1976 a), así como la síntesis de los primeros conocimientos adquiridos sobre la unidad de sierra Grossa, y la descripción de los manantiales termosalinos de la sierra de Mustalla (1975 b).

La mayor parte de los materiales acuíferos están constituidos por calizas y dolomías; menos importancia tienen las areniscas, que, por otro lado, son generalmente calcáreas, y los sedimentos detríticos, que localmente se encuentran en estrecha relación con los afloramientos carbonatados.

De excepcional importancia, para llegar a conocer la hidrogeología de las unidades definidas, ha sido el inventario de puntos acuíferos y los sondeos de investigación. En este área he contado con los datos del Inventario Nacional (IGME), y los sondeos de investigación realizados en el marco de PIHCMBJ (IGME-IRYDA, 1972-75). Los puntos acuíferos del Inventario Nacional, en este área, sobrepasan el millar. Dado que algunos puntos no son representativos, o tienen características similares a otros próximos, he reducido sensiblemente el número; para ello he seleccionado los más representativos y completos (anexo 1).

Para la cartografía de las diferentes unidades hidrogeológicas y los símbolos empleados he intentado ceñirme a las recomendaciones de la Leyenda Internacional para Mapas Hidrogeológicos (UNESCO, 1970), y a los símbolos empleados por PALOC (1967, 1972, 1975) en áreas kársticas, con las limitaciones impuestas por el uso de reproducciones en blanco y negro, y la simplificación de la delineación.

2 UNIDAD SIERRA GROSSA

2.1 PUNTOS ACUIFEROS INVENTARIADOS

El estudio de los puntos de agua es la herramienta básica, que permite deducir y definir las principales características de los acuíferos, y de

SIMBOLOS BIOESTRATIGRAFICOS UTILIZADOS EN LAS COLUMNAS

	Fósiles indiferenciados		Ostrácodos
	Ammonites		Espículas de esponjas
	Belemnites		Filamentos
	Braquiópodos		Foraminíferos
	Lamelibránquios		Globigerinas
	Gasterópodos		Globotruncanas
	Equinodermos		Globorotarias
	Radiolas de equínidos		Nummulites
	Crinoides		Alveolinas
	Corales		Miliólidos
	Algas		Radiolarios
	Briozoos		Huellas de gusanos

ahí la gran importancia de un buen inventario, más que en cantidad, en calidad. Sin embargo, la precisión de los datos es muy variable por múltiples razones, que van desde la ignorancia del propietario con respecto a las características de la obra hasta la antigüedad de la construcción, la no realización de las mínimas pruebas de producción e incluso la negativa de los propietarios a facilitar datos o falsearlos.

El Inventario Nacional de puntos acuíferos del IGME registra la presencia de unos 250 puntos acuíferos dentro de esta unidad hidrogeológica, entre manantiales, pozos, pozo-sondeos, sondeos, etc. De estos puntos acuíferos he seleccionado 115 como más representativos. No he considerado aquellos que son pequeños manantiales sin importancia, pozos poco profundos, puntos con pocos datos conocidos, etc.; cuando existía un grupo de puntos acuíferos muy próximos entre sí he seleccionado el más representativo de todos.

Los 115 puntos acuíferos considerados se desglosan de la forma siguiente: 17 manantiales, cinco pozos, 37 pozo-sondeos y 56 sondeos; 28 de los sondeos fueron perforados por el INC o actual IRYDA, cuatro de ellos dentro del marco del PIHCMBJ (IGME-IRYDA), como sondeos de investigación, de cuyo control hidrogeológico estuve encargado. Un punto supera los 600 m de profundidad (648, núm. 19); cinco, los 400; 21 están comprendidos entre 200 y 400 m, y tan sólo doce no superan los 50 m.

2.2 COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LAS FORMACIONES

2.2.1 Grupo Valencia (Keuper)

De forma general, considero que los materiales del grupo Valencia constituyen sustrato y/o barreras impermeables, por lo que los estimo como un acuícludo, de especial trascendencia hidrogeológica, tanto por la incidencia que tiene en la conformación de la geometría de la unidad como en la calidad química de las aguas, en determinados casos.

A esta regla general hay que poner una excepción, que es el afloramiento del sur de Vallada, donde se ha desarrollado un aparato kárstico en los yesos de este grupo (PULIDO-BOSCH, 1976 b). La surgencia principal, de elevado contenido en sales disueltas, arroja un caudal de unos 5 l/s. A pesar de su poca porosidad, los yesos pueden llegar a constituir auténticos acuíferos fisurados y karstificados, uno de cuyos ejemplos más espectaculares es el de los yesos de Jezireh (NE de Siria; MORTIER y SAFADI, 1965).

2.2.2 Formación Infierno (Malm, esencialmente)

La formación Infierno aflora tan sólo en el extremo oriental de esta unidad, en el núcleo del domo de Jaraco, formada por calizas y dolomías del tramo superior. Constituye un acuífero fisurado y karstificado, al menos en el área aflorante.

Se desconoce la posibilidad de que esté saturado en toda la unidad, al no existir sondeos profundos que lo corten, pero puede asegurarse que está saturado en los sectores en que aflora. Se han inventariado, en ellos, cuatro puntos acuíferos, que suministran caudales comprendidos entre 10 y 30 l/s.

2.2.3 Formación Oliva (Neocomiense, esencialmente)

Aflora, al igual que la formación Infierno, en el domo de Jaraco, con un espesor comprendido entre 20 y 50 metros. Según dije anteriormente, está constituida por margas amarillentas, con algunos niveles intercalados de areniscas, calcarenitas y calizas.

Se puede comportar como acuícludo, o como acuitardo, de acuerdo con su posición. Cuando aflora a cota elevada, sobre el nivel de saturación, puede dar lugar a pequeños manantiales en su periferia, pero en el conjunto regional actúa como nivel semiconfinante, que permite una alimentación retardada a la formación permeable infrayacente (recarga por goteo).

2.2.4 Formación Jaraco (Barremiense - Albense)

Esta formación aflora más ampliamente dentro de la unidad, tanto en el domo de Jaraco (lugar en que se ha establecido la formación) como en las sierras de Marchuquera y Falconera, y proximidades de Bárig. Es un conjunto predominantemente calcáreo, con dolomías y algunos niveles finos de margas intercaladas.

En esta formación es importante la fisuración y karstificación, por lo que la considero como acuífero de permeabilidad elevada, en el que las intercalaciones margosas constituyen tramos de permeabilidad más baja, pero que no interrumpen la conexión hidráulica entre los diferentes tramos.

El número de obras de captación inventariadas en este acuífero es de catorce, de las cuales siete tienen parte perforada en los materiales detríticos cuaternarios. Los caudales que producen estas captaciones varían entre 7 y 90 l/s, con un caudal medio superior a 50 l/s. Esta formación

puede estar saturada a todo lo largo de la unidad, siempre que se encuentre fisurada y karstificada.

2.2.5 Formación Creu (Cretáceo Superior)

Los materiales de esta formación constituyen la mayor parte de la unidad hidrogeológica. En muchos puntos, de acuerdo con la litología, se pueden diferenciar cuatro tramos desde el punto de vista de su comportamiento hidrogeológico. El tramo superior (C_1), constituido por margas con yesos y algunos niveles de calizas de falsas brechas, se considera como acuícludo, de permeabilidad muy baja, que localmente, donde la potencia es pequeña, puede actuar como acuitardo y permitir una alimentación retardada.

El tramo infrayacente (C_3), constituido por calizas tableadas con algunos cantos de cuarzo y areniscas, es un buen acuífero, fisurado y karstificado, con cierta porosidad primaria. SCHOELLER (1962, p. 39) cita valores de porosidad total en calizas, comprendidos entre 9,26 por 100 y más de 36 por 100, con valores medios entre 4,5 y 10,6 por 100. CASTANY (1963, página 122) cita valores muy variables (0,5-17 por 100). En algunos tipos de calizas, la porosidad de intersticios puede ser importante (calizas oolíticas, calcarenitas, etc.), si bien la porosidad eficaz debida a los intersticios es generalmente muy baja. Los valores de permeabilidad por porosidad primaria suelen estar comprendidos entre 10 mm/día y 0,5 m/día (DAVIS y DE WIEST, 1966, p. 427).

El tramo inmediatamente inferior (C_2) está formado por areniscas, margas arenosas, margocalizas y lechos de conglomerados de cantos de cuarzo y cuarcitas. Considero a este conjunto como un acuitardo, de pocas posibilidades acuíferas. Su comportamiento hidráulico es algo similar al de la formación Oliva; cuando aflora a cotas elevadas puede dar lugar a pequeños manantiales y rezumes, especialmente en la época de lluvias, mientras que cuando se encuentra bajo el nivel de saturación actúa como tramo semiconfinante, que no impide la conexión hidráulica. El paso del agua a través de este tramo es función de su factor de drenaje, variable de unos puntos a otros, de acuerdo con la composición litológica, espesor y permeabilidad vertical.

En la figura 64 se esquematizan tres posibilidades de comportamiento de este tramo, dentro del embalse subterráneo. En el caso A se muestra cómo puede dar lugar a la presencia de un nivel *colgado*, con dos posibilidades de drenaje: mediante pequeños manantiales que bordean el afloramiento (pero cuyas aguas vuelven a infiltrarse en el tramo infrayacente) o por alimentación retardada (goteo).

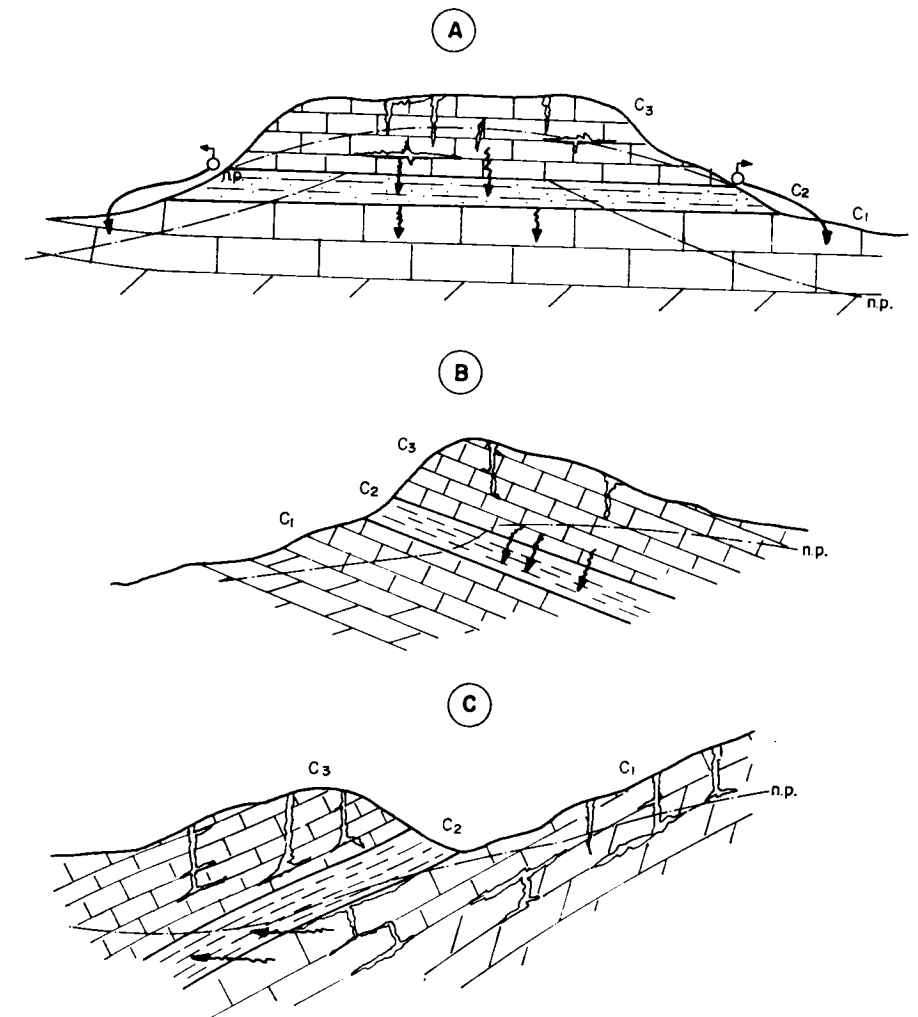


Figura 64.—Comportamientos posibles de las margas arenosas dentro del acuífero. (A: Nivel colgado con alimentación retardada e indirecta; B y C: Salto en el gradiente al ser un tramo menos permeable.)

Las posibilidades B y C muestran la presencia de un nivel piezométrico único, con salto brusco en el gradiente hidráulico, debido a la menor permeabilidad de este tramo. Estos esquemas gráficos sirven para explicar los saltos bruscos de nivel piezométrico en las perforaciones, cuando se atraviesa este tramo (en el caso B, para bajar, y en el C, para subir). Este mismo esquema conceptual es aplicable al comportamiento de la forma-

ción Oliva, así como a otros niveles menos permeables dentro del embalse.

El tramo inferior constituye el acuífero más importante de la unidad, por su espesor (que puede superar los 600 metros), homogeneidad litológica a gran escala (calizas y dolomías) y elevado grado de fisuración y karstificación. En él se han inventariado el mayor número de formas endokársticas de desarrollo vertical.

En todo el sector occidental de esta unidad no he podido diferenciar los cuatro tramos, debido a que el tramo margoso-detrítico o está ausente o no supera los 20 m de espesor. A este conjunto (C₁₋₃) lo estimo como un buen acuífero, con elevado potencial de infiltración.

Los caudales que se extraen de las captaciones existentes en esta formación presentan gran variedad, lo cual pone de manifiesto una gran heterogeneidad a pequeña escala. Los caudales puntuales oscilan entre apenas algunos litros hasta más de 100 l/s, función de la profundidad, terminación y desarrollo de la obra, así como del emplazamiento y método de perforación. Los sondeos perforados a rotación, con lodos normales, suelen obtener rendimientos muy bajos, debido a la colmatación de las fisuras y conductos por la bentonita.

2.2.6 Formación Tollos (Oligoceno - Mioceno?)

Constituida por arcillas y margas salmón y rojas, con niveles intercalados de arenas y conglomerados de matriz arcillosa, aflora tan sólo entre las proximidades de Ollería y Cuatretonda, y al sur del Castillo de Játiva.

En los puntos en que adquiere mayor desarrollo se comporta como acuicludo, confinante del acuífero infrayacente, aunque los niveles conglomeráticos pueden suministrar un pequeño caudal. Debido a que su distribución espacial es lenticular, puede actuar como nivel semiconfinante y proporcionar una alimentación retardada, cuando su espesor es pequeño. Los niveles de conglomerados que afloran en superficie, dan lugar a pequeños manantiales (carretera de Cuatretonda a Játiva, junto a la Loma de la Mallaeta, y número 47, que abastece parcialmente a Benigánim), cuyos caudales no sobrepasan la decena de litros/seg. El hecho de que surjan estos manantiales pone de manifiesto la impermeabilidad de los tramos infrayacentes.

2.2.7 Formación Benigánim (Mioceno)

Constituida por areniscas calcáreas, con granos de cuarzo, y algún nivel de arenas sin cementar y/o conglomerados, constituye un acuífero de

permeabilidad intergranular primaria, incrementada por los procesos de ataque químico y por la disolución de la caliza del cemento y granos.

Al igual que la formación anteriormente descrita, tiene carácter lenticular, y se dispone tanto sobre la formación Tollos como sobre cualquiera de los tramos de la formación Creu. Este acuífero adquiere mayor desarrollo entre Ollería y Benigánim, donde existen algunas captaciones, sondeos y manantiales. Los manantiales, situados junto al río Albaida, presentan la peculiaridad de ser termales. Los caudales obtenidos por las captaciones son en general bajos (7 l/s en el sondeo número 52, efectuado a rotación).

2.2.8 Formación Bélgica (Mioceno)

Constituye un acuicludo muy importante, que individualiza parte de los bordes de esta unidad hidrogeológica. Está formado por margas azules y blancas (*tap*) de gran espesor, que integran la mayor parte de los materiales de los valles de Albaida y Cãñoles.

La parte superficial de estas margas, alterada, puede almacenar parte de la lluvia caída, y ceder un pequeño porcentaje de ella, sea a los ríos, como escorrentía retardada (en el conjunto del valle del Albaida la suma de estos caudales puede ser importante), o a pozos poco profundos, de escaso caudal (inferior a 1 l/s).

2.2.9 Otros materiales acuíferos

El pequeño afloramiento de los Cabezos, en el flanco sur de sierra Grossa, entre Fontaneres y Onteniente, compuesto por conglomerados y arcillas (Mioceno Superior?), es permeable. Se encuentra estrechamente ligado al isleo de calizas de la formación Creu. Ambos materiales conforman un pequeño acuífero colgado, sobre la formación Bélgica impermeable, que drena al barranco de Golgorrubio. Dada la poca extensión del acuífero ($\approx 3 \text{ Km}^2$) no insistiré sobre él.

Los materiales cuaternarios, aluviones, mantos encostrados, arenas dunares y de playa, etc., cuya litología es gravas, arenas, limos y arcillas, en proporciones variables, pueden constituir acuíferos de permeabilidad variable, según la composición litológica y situación. El mayor desarrollo de estos materiales, según ya indiqué, tiene lugar en la franja litoral, entre Tabernes de Valldigna y Denia. Esta superficie, con límite occidental en los afloramientos carbonatados, y oriental en el mar, constituye la proyección de un acuífero detrítico, denominado Plana de Gandía-Denia, que

ha sido objeto de un estudio detallado en el marco de PIHCMBJ (IGME-IRYDA, 1972-1975), culminado por la realización de un modelo matemático de simulación en régimen transitorio, dado a conocer recientemente, de forma resumida (BODEGA, PULIDO-BOSCH y TRAC, 1976). Este acuífero no va a ser objeto de nuestro estudio, por lo que sólo se tendrá en cuenta en cuanto que constituye el límite oriental de esta unidad, y de parte de las tres restantes.

Hay otros afloramientos de materiales detríticos cuaternarios, que quedan dentro de esta unidad hidrogeológica. El más importante de todos es el de Marchuquera, que constituye un acuífero de permeabilidad intergranular, cuyo espesor se desconoce en detalle, y en el que existe gran número de captaciones. Otro afloramiento de características hidrogeológicas muy peculiares es el de Bárig, que rellena el polje del mismo nombre. Constituido por gravas, arenas, limos y arcillas, da lugar a un pequeño acuífero colgado, en el que existen algunas captaciones que obtienen caudales de hasta 20 y 30 l/s. El mecanismo por el cual se encuentra este acuífero colgado, a cota tan elevada, será objeto de discusión en el epígrafe 2.3.

2.2.10 Relación entre las formaciones acuíferas

La formación Infierno se encuentra separada de la formación Jaraco por la formación Oliva, que, como quedó dicho, actúa dentro de la zona de saturación como acuitardo. Quedan, pues, ambas formaciones acuíferas interconectadas, al menos en el sector de Jaraco, que es donde afloran. Otro elemento indirecto de interconexión hidráulica entre ambos acuíferos es el acuífero detrítico, que se pone en contacto indistintamente con las tres formaciones antes citadas.

Fuera del sector de Jaraco, en el interior de la unidad, se carece de puntos acuíferos que permitan conocer la interrelación que pueda existir. Asimismo, se desconoce el espesor de la formación semipermeable, y el comportamiento hidráulico de la formación Infierno.

Las formaciones Jaraco y Creu se encuentran en continuidad hidráulica, tan sólo separadas por un fino nivel de margas de unos 5 m de espesor, despreciable frente al espesor total de ambas formaciones.

La formación Creu se pone en contacto tanto con los materiales del grupo Valencia como con los de la formación Tollos, Benigánim o Bélgida. De estas formaciones, tan sólo podemos considerar como acuífero a la formación Benigánim. La interrelación entre ambas formaciones acuíferas, Creu y Benigánim, es variable en el espacio. Los afloramientos entre Be-

nicolet y Cuatretonda se encuentran en continuidad hidráulica, así como los de Pinet, Plá de Corral y sur de Montesa.

Entre Ollería y Benigánim, las formaciones Creu y Benigánim se encuentran separadas por la formación Tollos, de muy baja permeabilidad, salvo en las proximidades del Balneario de Bellús, en que se encuentran en contacto. En este sector, ambas formaciones tienen una cota de drenaje similar, impuesta por el lecho del río Albaida, pero las cotas de la superficie de saturación no coinciden, de forma general. En el epígrafe 2.3 se discutirá la posible interconexión hidráulica de ambas formaciones acuíferas, entre el cierre periclinal del anticlinal del Ayelo y el Balneario de Bellús, como hipótesis para explicar el termalismo de las aguas de la formación Benigánim y los recursos hídricos.

2.3 GEOMETRIA DEL EMBALSE SUBTERRANEO

La unidad hidrogeológica de sierra Grossa presenta forma alargada, en dirección OSO-ENE, y se extiende desde las proximidades de Fuente la Higuera hasta Simat de Valldigna-Jaraco-Gandía. Tiene 60 Km de longitud; anchura máxima de 15 Km (Lugar Nuevo de Fenollet-Simat de Valldigna),

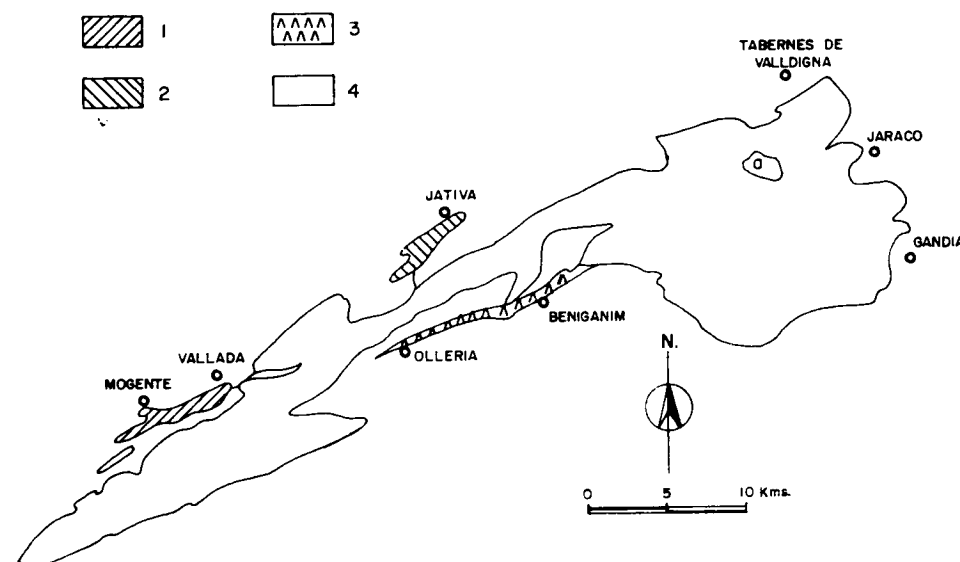


Figura 65.—Unidad sierra Grossa. Subunidades diferenciadas. (1: Sierra de la Atalaya; 2: Sierra de Bernisa; 3: Ollería-Benigánim; 4: Sierra Grossa s. str.; a: Acuífero colgado de Bárig.)

y anchura mínima de 2 Km (Puerto de Ollería). Ocupa una superficie de 370 Km².

Dentro de esta gran unidad se pueden considerar cuatro subunidades, bien diferenciadas, que son (fig. 65):

- Sierra de la Atalaya.
- Sierra de Bernisa.
- Ollería-Benigánim.
- Sierra Grossa *s. str.*

A) Subunidad sierra de la Atalaya

Se localiza en el flanco norte de la unidad, y se extiende desde la sierra de la Atalaya hasta el castillo de Vallada. Tiene forma alargada, en el mismo sentido general de la unidad, con 8,5 Km de longitud y 1,5 Km de anchura máxima; la superficie total es de 8,5 Km².

Esta subunidad acuífera está bien individualizada por las margas de la formación Bélgida, en todos sus límites, salvo en la mitad oriental del borde meridional, donde son las arcillas con yesos del grupo Valencia las que la aíslan. Los materiales acuíferos son las calizas y dolomías de la formación Creu y, en mucha menor proporción, los conglomerados de la formación Benigánim, que constituyen un acuífero libre, el cual puede pasar a confinado en los bordes bajo las margas de la formación Bélgida. Es posible una eventual alimentación de esta subunidad al karst generado en los yesos del grupo Valencia, pero, lógicamente, en un caudal inferior a 5 l/s, que viene a ser el caudal de la surgencia por la que se drena el conjunto yesífero.

La estructura del embalse corresponde a un anticlinal complejo, de flanco septentrional cabalgante sobre las margas de la formación Bélgida. En sentido vertical, los pocos datos que existen apoyan la clasificación de esta subunidad como un holokarst, con zona anegada (CASTANY, 1963), y nivel de base condicionado por la cota más baja del pequeño macizo, en la que surgen los manantiales de Mogente. Esta cota es de unos 340 metros sobre el nivel del mar.

B) Subunidad sierra de Bernisa

Tiene también forma alargada en el sentido general de la unidad, con 6,5 Km de longitud y poco más de 2 Km de anchura máxima; la superficie total es de 8 Km². Está rodeada por materiales detríticos cuaternarios de la depresión de Canals, permeables, que dan lugar a un acuífero local,

excepto en el borde meridional, donde las margas de la formación Bélgida constituyen un límite impermeable. Los materiales acuíferos son las calizas y dolomías de la formación Creu y las areniscas calcáreas de la formación Benigánim, que afloran en la parte oriental del flanco septentrional; constituyen un acuífero libre, salvo en el borde meridional, donde la formación Bélgida confina la capa. La estructura del embalse corresponde a un anticlinal asimétrico, cuyo flanco septentrional llega a invertirse (ver cortes hidrogeológicos).

Al igual que en la subunidad que acabo de describir, los datos de las captaciones existentes ponen de manifiesto la presencia de una zona anegada, a cota del orden de 100 m.s.n.m. No existe ningún manantial importante, de lo que se intuye que la descarga de la subunidad se efectúa de forma oculta al acuífero detrítico, además de por bombeos en captaciones artificiales. Por otra parte, resulta problemática la conexión hidráulica directa con el acuífero de sierra Grossa *s. str.*, aunque no se descarta de forma indirecta a través del acuífero detrítico.

C) Subunidad Ollería-Benigánim

Se sitúa en el flanco sur de la unidad, entre las proximidades de Ollería y el norte de Cuatretonda, y se acuña tanto hacia el Oeste como hacia el Este. El material acuífero está constituido por las areniscas calcáreas de la formación Benigánim, que afloran a lo largo de 15 Km, con una anchura máxima de 0,5 Km.

Se desconoce el desarrollo y continuidad de la formación acuífera en profundidad, y sabido el carácter lenticular que presenta, cualquier suposición es arriesgada. Se puede sospechar que la formación se continúa bajo todo el sinclinal de Albaida. En este sentido parece confirmarlo el sondeo Casablanca (núm. 16 de la unidad Benicadell-Almirante-Gallinera), que atravesó unos metros de areniscas a los 893 m de profundidad, aproximadamente en el núcleo del sinclinal de Albaida. En este punto, las areniscas reposan directamente sobre las calizas de la formación Creu. La formación Bélgida actúa como techo impermeable, que confina al acuífero en profundidad.

La formación Tollos constituye el muro impermeable del acuífero, aunque en determinados sectores (Loma de la Mallaeta, proximidades de Bellús y, posiblemente, en profundidad) puede estar ausente por acuíñamiento; en estos casos, la formación Benigánim reposa directamente sobre la formación Creu. En los lugares en que el nivel piezométrico de la formación Creu se encuentra más bajo que el de esta subunidad, hay una ali-

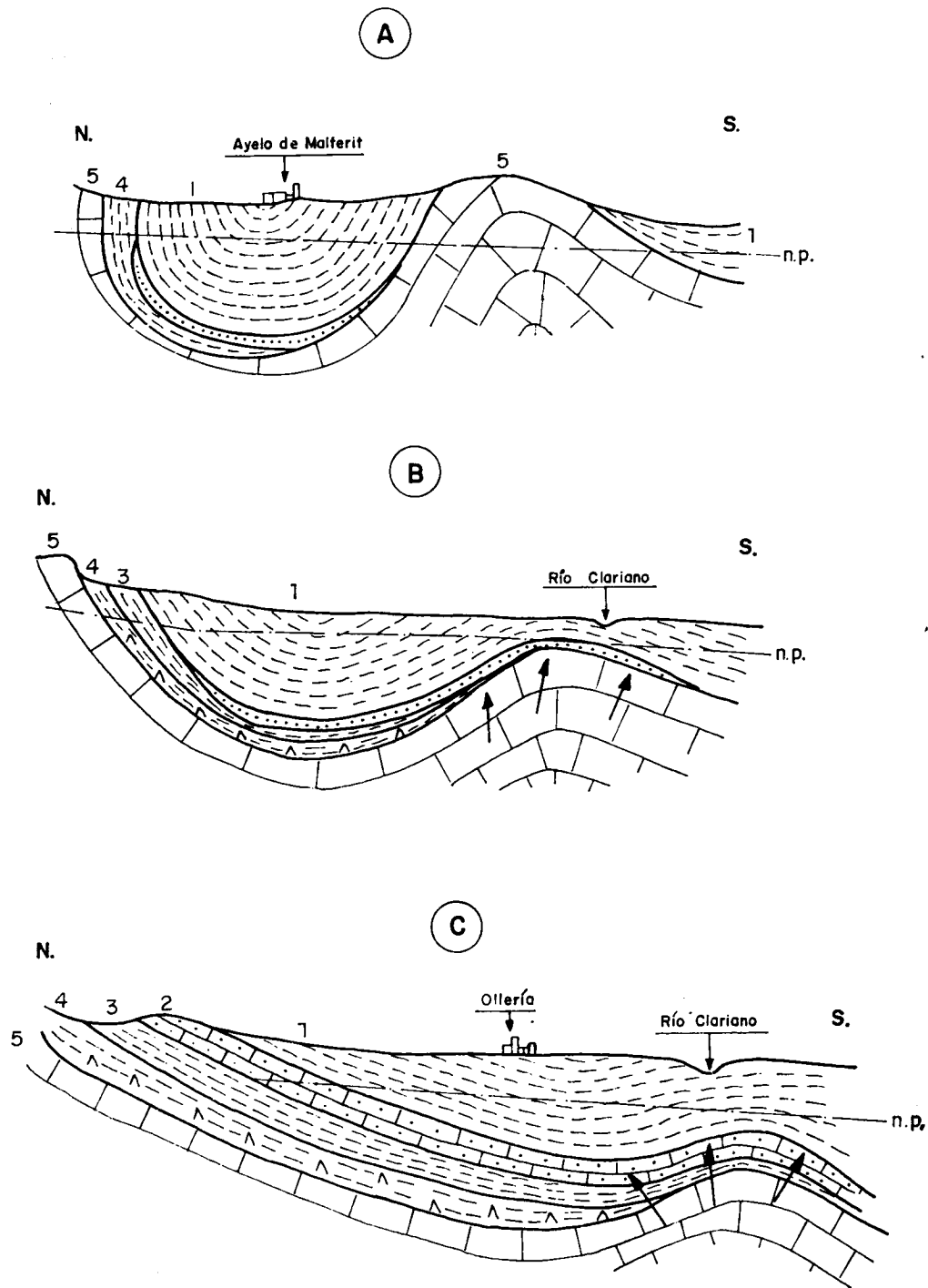


Figura 66.—Cortes esquemáticos para explicar la interconexión hidráulica entre las subunidades Ollería-Benigánim y sierra Grossa s. str. (1: Formación Bélgida; 2: Formación Benigánim; 3: Formación Tollos; 4 y 5: Formación Creu.)

mentación de ella a la sierra Grossa s. str., y al contrario, cuando varía la relación piezométrica.

Existe una posible interconexión entre la subunidad sierra Grossa s. str. y Ollería-Benigánim a través del anticlinal de Ayelo; la primera alimentaría a la segunda, incluso a través de la formación Tollos, que estaría muy acuñada. Esta interconexión se puede efectuar incluso a gran profundidad (más de 200 m), fenómeno que justificaría el termalismo de las aguas de la subunidad Ollería-Benigánim en el área de descarga. En la figura 66 se esquematiza esta hipótesis, a lo largo de tres cortes paralelos.

D) Subunidad sierra Grossa s. str.

Es la más importante de todas y la que da nombre a la unidad. Tiene forma alargada, en sentido OSO-ENE, y se extiende desde las proximidades de Fuente la Higuera hasta Simat-Jeresa-Gandía. Los afloramientos permeables ocupan una superficie de 350 Km².

Los materiales acuíferos más importantes son las calizas y dolomías de la formación Creu, fisuradas y karstificadas, cuyos afloramientos ocupan 310 Km². La formación Jaraco aflora en el extremo oriental (domo de Jaraco y Marchuquera) a lo largo de una superficie de 22 Km², así como la formación Infierno (domo de Jaraco), que ocupa 1 Km². Los materiales detríticos cuaternarios alcanzan sus mayores desarrollos en los poljes de Marchuquera (10 Km²) y Bárig (2 Km²). En el polje de Marchuquera los materiales detríticos son permeables, y se encuentran en conexión hidráulica con las formaciones Jaraco y Creu. No sucede lo mismo en el polje de Bárig, donde los materiales detríticos conforman un acuífero colgado sobre los materiales de la formación Creu.

La desconexión hidráulica de ambos materiales acuíferos tiene que estar motivada por la presencia de una base de muy baja permeabilidad, que puede corresponder a los materiales del grupo Valencia, y/o el tramo 3) (margas arenosas) de la formación Creu, y/o a un lecho arcilloso cuaternario que tapice parte del fondo. Los dos primeros materiales invocados afloran: el grupo Valencia, a lo largo del borde meridional; y el tramo 3), en el borde septentrional. Por otro lado, el ponor principal del polje, en la actualidad casi anegado, se sitúa en una depresión en el borde septentrional del polje, rodeado de margas arenosas. En la figura 67 se muestra la posible constitución del polje y su fondo a lo largo de dos cortes esquemáticos paralelos, uno de los cuales se hace pasar por el ponor.

Según este esquema, el agua desaparece por el ponor tan sólo cuando el pequeño acuífero está saturado. La recarga del mismo se efectúa a partir del agua de lluvia y de la escorrentía superficial, procedente de la

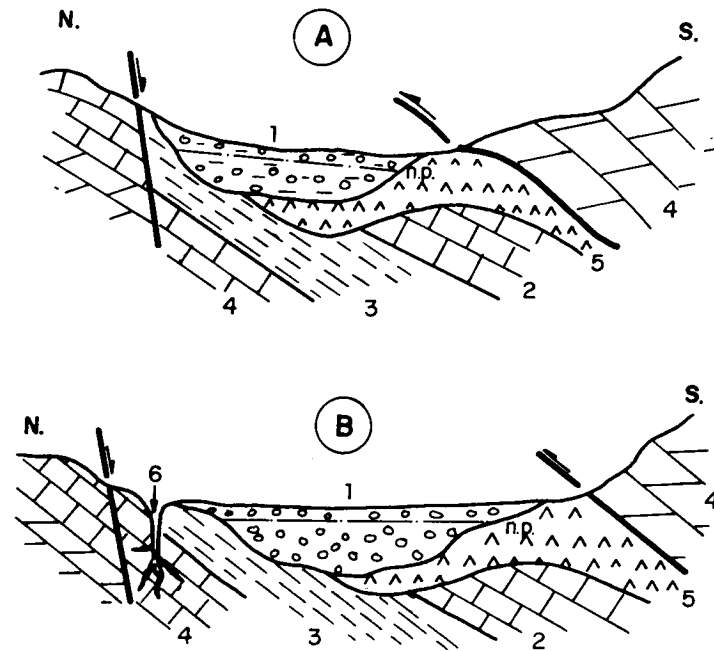


Figura 67.—Cortes esquemáticos del acuífero colgado de Bárig. (1: Gravas, arenas, limos y arcillas; 2 y 3 (margas arenosas) y 4: Formación Creu; 5: Arcillas del grupo Valencia; 6: Sumidero del polje.)

cuenca vertiente del polje. Existen, además, una serie de pequeños manantiales, que surgen en el contacto de la formación Creu con el grupo Valencia (manantiales de la Puigmolá, Fuente del Olivo, etc.), cuyas aguas se infiltran en las gravas. Por su parte, la infiltración de los regadíos (todo el polje está cultivado de cítricos y productos hortícolas) es otro elemento a considerar en el balance de entradas.

Las salidas se efectúan por el ponor del polje y por bombeos, principalmente en dos pozos (núms. 75 y 74), que extraen más de 300.000 m³/año. El nivel piezométrico de este pequeño acuífero se sitúa a unos 300 m sobre el nivel del mar. Finalmente, tan sólo resta añadir que la creencia de que este nivel era el del acuífero principal ha dado lugar a la realización de más de un sondeo negativo. Dada la poca extensión de este acuífero colgado, no volveré sobre él.

La estructura del embalse subterráneo quedó esbozada en el epígrafe de tectónica, en el que se definían los rasgos principales. Los cortes hidrogeológicos pueden complementar lo ya expuesto.

El muro del acuífero es algo difícil de definir, al no existir sondeos profundos que permitan reconocer la base del embalse. En el dominio de las hipótesis lógicas, se puede pensar que el muro está constituido por algunas de las formaciones de baja permeabilidad, o por el límite de la fisuración abierta y karstificación, dentro de las formaciones carbonatadas. En principio, los materiales del grupo Valencia deben constituir el sustrato (y a veces, barreras) impermeable. De igual manera, las margas de la formación Oliva y los tramos alternantes de la formación Jaraco pueden, localmente, actuar como muro impermeable del acuífero. El embalse puede superar 1.000 m de espesor, que pueden estar saturados (formación Creu, más Jaraco e Infierno).

Los límites del acuífero, y su naturaleza hidrodinámica, están bien definidos (fig. 68). El borde meridional, entre las proximidades de Fuente la Higuera y Rótova, constituido por las margas de la formación Bélgida, es impermeable. Sin embargo, se desconoce el límite del acuífero bajo la formación Bélgida que actúa de nivel confinante; éste puede estar determinado por la ausencia de fisuración abierta en las formaciones permeables, como consecuencia de la importante carga litostática, o ser una zona de circulación profunda (SOKOLOV, 1965), hasta cierto punto desconectada

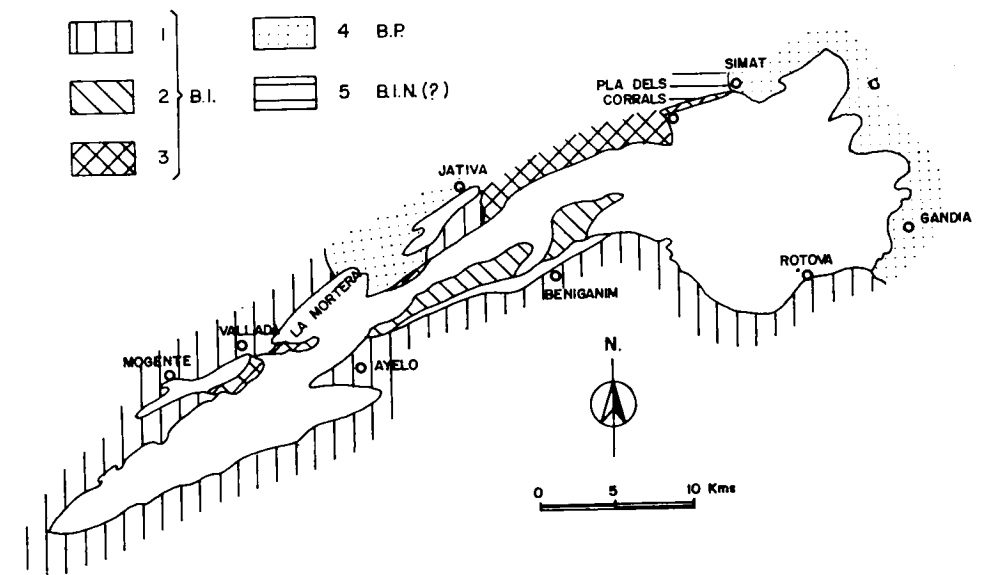


Figura 68.—Naturaleza hidrodinámica de los límites de la unidad sierra Grossa. (B.I.: Borde impermeable; 1: Formación Bélgida; 2: Formación Tollós; 3: Grupo Valencia; B.P.: Borde permeable; 4: Acuíferos detríticos; 5: Borde de intercambio nulo?)

del embalse principal. En este sentido, el sondeo profundo (núm. 16 de la unidad Benicadell-Almirante-Gallinera), situado en las proximidades de Bélgida, captó aguas con elevado contenido salino (comunicación oral del señor GUIJARRO, del IRYDA, encargado de las pruebas de bombeo en el sondeo) y alta temperatura.

Entre Ayelo de Malferit y el río Albaida, como ya señalé, es posible una interconexión con la subunidad Ollería-Benigánim. Entre ambas subunidades afloran, en superficie, las margas con yeso del techo de la formación Creu y la formación Tollos. Igual sucede entre Benigánim y la Loma de la Mallaeta. El borde oriental es permeable, de potencial variable, y a través de él se produce la descarga al acuífero detrítico litoral. Este esquema se continúa a lo largo del valle de Simat.

Entre Simat y el Plá de Corral he tomado como límite de la subunidad una importante fractura, posible falla inversa, que está jalonada por materiales margosos asimilados al grupo Valencia, con ciertas reservas. De acuerdo con la columna de sondeo del INC, existente en el área (núm. 70), estos materiales se cortan en profundidad, sin ninguna duda. Estimo que este borde está desconectado, hidráulicamente, del acuífero situado inmediatamente al Norte (Sierra de Manuel-Agujas), por la presencia de esta barrera. Sin embargo, cabe la posibilidad de que no sea una barrera continua; a pesar de ello, pienso que no existiría intercambio de recursos hídricos, ya que el sentido de la escorrentía sería paralelo al borde, es decir, el límite coincidiría con una línea de flujo. Las medidas de niveles del agua, a ambos lados de la fractura, son bastante similares.

La realización de curvas isopiezas, con precisión, y las experiencias con trazadores pueden aportar pruebas definitivas con respecto a este borde; al no disponer de estos datos, he trabajado con las hipótesis antes expuestas, es decir, con la no existencia de intercambio hídrico a lo largo de este borde, sea por la existencia de una barrera impermeable, sea porque el flujo discurre paralelo al borde.

Entre el Plá de Corral y el río Albaida el borde es impermeable, al estar constituido por las arcillas del grupo Valencia. Por otra parte, desde el río Albaida a la subida al puerto de Ollería, afloran las margas de la formación Bélgida, las arcillas del grupo Valencia y materiales detríticos cuaternarios. No se descarta una interconexión entre la subunidad y el acuífero detrítico de la depresión de Canals, así como entre el Puerto de Ollería y la Mortera; las observaciones efectuadas por SAHUQUILLO *et al.* (1971) apoyan esta idea.

Entre la Mortera y Vallada el borde es impermeable (formación Bélgida), así como entre este punto y el sur de Mogente (grupo Valencia). Finalmente, entre el sur de Mogente y el límite occidental, el borde queda impermeabilizado por las margas de la formación Bélgida.

En resumen, la subunidad sierra Grossa *s. str.* es un gran embalse subterráneo, considerado como un holokarst, en que se desconoce de forma precisa el espesor saturado (localmente puede superar los 1.000 m), y, por tanto, el muro impermeable, así como la continuidad lateral del borde meridional bajo la formación Bélgida, que confina al acuífero.

Desde el punto de vista hidrogeológico considero esta subunidad como un gran acuífero, libre en su mayor parte, de gran heterogeneidad y anisotropía tanto en la horizontal como en la vertical, en el que existen tramos muy permeables, fisurados y karstificados, separados por otros de permeabilidad menor (margas arenosas y/o calizas y dolomías menos karstificadas).

2.4 CARACTERISTICAS HIDRAULICAS

2.4.1 La superficie piezométrica y el régimen del acuífero

El establecimiento de la superficie piezométrica de un acuífero, en una época determinada, precisa de la existencia de una red suficientemente densa de puntos acuíferos, su posterior nivelación con la mayor precisión posible y las medidas de los niveles de agua en un corto intervalo de tiempo. La diferente penetración de los puntos acuíferos considerados, la mala construcción de las captaciones y otra serie de factores pueden afectar al rigor del trazado de la superficie piezométrica.

En esta unidad existe una distribución muy irregular de las captaciones, las cuales se ubican de forma mayoritaria en las proximidades de la franja litoral, que es el área de mayor demanda, tanto urbana como agrícola.

Tampoco he podido contar con una red de puntos acuíferos nivelados con precisión, ya que sólo lo ha sido un total de 28, de los cuales 17 lo están con altímetro de precisión (± 1 m en condiciones muy favorables), y los restantes, situados en el borde litoral, con precisión centimétrica (figura 69). Estos datos son insuficientes para el trazado de unas curvas isopiezas precisas, pero permiten realizar unas isopiezas medias aproximadas, de valor exclusivamente orientativo, que servirán de base para intentar deducir conclusiones relativas a la forma de la superficie piezométrica.

He de señalar, también, que el desigual número de datos, dentro de cada una de las subunidades consideradas, no permite un tratamiento idéntico para cada una de ellas. En la subunidad sierra de la Atalaya se conoce la cota del drenaje principal, que se sitúa aproximadamente a 340 m. Existe además un sondeo (núm. 4) en el que la cota del agua está

Entre el punto acuífero más occidental (núm. 1) y el área de descarga en Bellús hay una distancia de 36 Km y una diferencia de niveles (núm. 1 a 400 m y manantiales del río Albaida a 120-130 m) de unos 270 m. Si se supone que esta distancia coincide con el recorrido del agua subterránea, el gradiente medio sería del 0,75 por 100. Esta cifra varía, al considerar algunos puntos acuíferos intermedios. Así, es del 0,72 por 100 entre el número 1 y el 9; y del 0,96 por 100 entre el 1 y el 13. Este último valor se comprende que sea más elevado, debido a que el agua encuentra una posible barrera constituida por las arcillas del grupo Valencia.

En todo este sector el sentido de la escorrentía es de Oeste a Este, paralelo a la directriz de la alineación, con algunas complicaciones locales, que la poca precisión de las isopiezas trazadas no ponen de manifiesto. En el anticlinal de Ayelo, digitación de la estructura principal, se plantea la duda de si el sentido de la circulación es Oeste a Este o bien el cierre periclinal actúa de barrera. Parece más lógica la primera hipótesis, que además se ha invocado para explicar una interconexión con la subunidad Ollería-Benigánim.

Las arcillas del grupo Valencia, que afloran al este de Vallada y jalonan la importante fractura que termina en Jeresa, a pesar de que puedan estar próximas a la superficie, entre Vallada y el Puerto de Ollería, no deben actuar de barrera en todo su recorrido, sino que parece más lógico que permitan el paso del agua. Dichas aguas se enriquecen sensiblemente en sales, como se verá al describir la calidad química de las aguas, y como pusimos de manifiesto en un trabajo anterior (PULIDO-BOSCH, 1976 b).

Al este de los manantiales del río Albaida, en lo concerniente a la superficie piezométrica, destaca la presencia de una divisoria subterránea de aguas. Al oeste de dicha línea, las aguas circulan en sentido Este-Oeste (hacia el río Albaida), mientras que al este de la misma lo hacen en sentido contrario. La cota de la divisoria se sitúa a unos 170-180 m, y puede ser variable en el tiempo. El trazado de la divisoria, sensiblemente N-S, coincide de forma aproximada con la traza de las fallas de Pinet. La presencia de esta divisoria es posible que se deba a este fenómeno tectónico, aunque puede también ser respuesta a una elevación del sustrato impermeable, ya que en este sector comienza a aflorar la formación Jacaraco, que incluye tramos menos permeables. Asimismo, y es algo muy importante, al este de Pinet la estructura responde a un pliegue en domo.

La coincidencia de niveles a ambos lados de la fractura jalonada por materiales del grupo Valencia induce a pensar que no actúa de barrera, al menos en todo su recorrido. Sin embargo, origina algunos acuíferos colgados, drenados por pequeños manantiales (Fuentes de Plá de Corral, Puignolá, Olmo, del Molino, etc...). En el esquema adjunto (fig. 70) se refleja la explicación sobre el origen de estos manantiales.

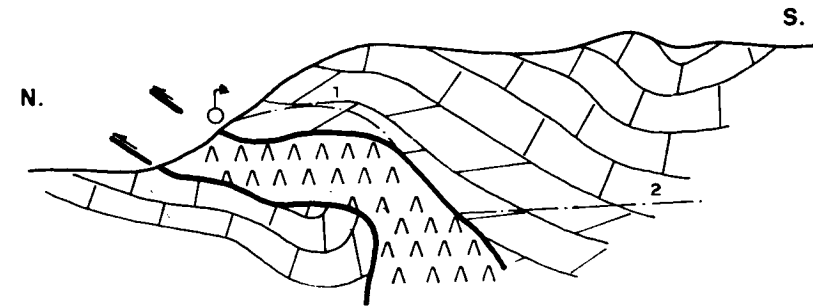


Figura 70.—Esquema que explica la existencia de pequeños manantiales a lo largo de la fractura jalonada por materiales del grupo Valencia, entre Plá de Corral y Jeresa. (1: Nivel local; 2: Nivel del acuífero principal.)

El gradiente medio, al oeste de la divisoria, es del 0,25 por 100. Hacia el Este, el gradiente es mucho mayor (entre algo menos de 1 y 2,5 por 100), lo cual puede reflejar una menor permeabilidad en este sector.

Con el fin de conocer la fluctuación de los niveles en el acuífero, seleccioné un total de once pozos de observación (fig. 69), todos ellos en la subunidad sierra Grossa s. str., tres de los cuales se sitúan al oeste del área de drenaje de Bellús (núms. 1, 9 y 13), cuatro entre ésta y la divisoria hidrogeológica de Pinet (núms. 42, 46, 61, 64) y los restantes entre ésta y el límite con los materiales detríticos.

Las medidas (*), con periodicidad mensual al principio y bimensual posteriormente, se iniciaron, en la mayor parte de los pozos, a finales del año 1974, salvo en los números 80, 103 y 105, comenzadas a principio del año 1973. El pozo número 103 fue destruido por el trazado de la autopista del Mediterráneo; de ahí que se interrumpen las medidas en él a partir de mayo de 1975.

En la figura 69 represento los gráficos de evolución del nivel, a los que he superpuesto la pluviometría de una estación próxima. A pesar del gran intervalo de tiempo entre las medidas, que puede hacer pasar desapercibidos determinados aspectos del régimen del acuífero, pienso que son datos interpretables, con ciertas reservas, y que dan una idea sobre la tendencia y evolución temporal de los niveles. Los valores mínimos corresponden, de forma generalizada, al mes de octubre, y eventualmente, noviembre, y los máximos, entre los meses de diciembre y junio, sobre

* Efectuadas por el Ingeniero Técnico Industrial D. BUENO, de EPTISA, dentro del marco de las investigaciones del IGME.

todo enero-febrero, es decir, durante la época lluviosa y cuando las extracciones por bombeo son menos importantes.

La respuesta del acuífero a las precipitaciones se hace de forma casi inmediata, a lo sumo con un mes de desfase. Las precipitaciones pequeñas no afectan de forma apreciable a la evolución de los niveles, e igual ocurre con las tormentas veraniegas.

Hay que hacer notar que en los pozos testigo números 9, 13, 61, 65, 80, 103 y 105 se bombea, y que los cuatro últimos están situados en áreas de fuerte extracción, por lo que las medidas pueden estar afectadas por los bombeos, si bien todas ellas se han efectuado como mínimo diez horas después de dejar de bombear.

En el cuadro 9 se resumen los valores de las fluctuaciones máximas de nivel en la red piezométrica, por años hidrológicos (octubre-septiembre). De forma general, se deduce que la fluctuación del nivel piezométrico es más importante en las áreas de recarga, como es lógico, mientras aparece muy amortiguada en las áreas de descarga natural (núms. 42 y 103). Las áreas de bombeos importantes pueden incidir de forma notable en la amplitud de la fluctuación, como son los casos de los números 80 y 105, en que a pesar de estar en áreas de descarga (de potencial muy variable) la fluctuación alcanza valores comprendidos entre 4,6 y 19 m.

Pozo testigo	Año		
	1973/74	1974/75	1975/76
1	S. D.	7,2	9,1
9	S. D.	12,4	5,8
13	S. D.	3,6	8,4
42	S. D.	2,2	3,8
46	S. D.	3,3	4
61	S. D.	14,5	7,6
64	S. D.	6	9,8
65	S. D.	4,8	4,2
80	19	11,2	5,5
103	1,6	1,4	A. I.
105	3,1	4,6	6,8

Cuadro 9. — Fluctuación máxima anual de los niveles piezométricos (m) en la red piezométrica. (S.D.: Sin datos; A.I.: Año incompleto.)

Como se puede observar, en el pozo número 105 el nivel piezométrico llega a situarse bajo la cota del mar durante el estiaje. Los riesgos de intrusión marina son bajos, ya que se encuentra a más de 4 Km del mar y separado de éste por los materiales detríticos, que tendrían que salinizarse previamente.

Dado que no se dispone de tres pozos testigo próximos entre sí, y dispuestos según el sentido de la escorrentía subterránea, no se puede calcular la difusividad hidráulica según el método propuesto por DEGALLIER (1969). Por otro lado, la gran heterogeneidad del acuífero haría poco representativo el valor así obtenido.

En resumen, se puede decir que la amplitud de la fluctuación del nivel piezométrico es muy importante; en régimen natural (sin bombeos) está regida de forma primordial por las precipitaciones (cantidad y distribución de las mismas). Los bombeos pueden afectar de forma notable a la fluctuación, como pone de manifiesto, de forma especial, el pozo número 80. Las variaciones de la presión atmosférica, mareas, etc. (CUSTODIO y LLAMAS, 1976, pp. 516-532) no pueden ser detectadas con la periodicidad de las medidas efectuadas, pero se pueden estimar como despreciables frente a los otros dos fenómenos señalados (precipitaciones y bombeos).

El período de observación es insuficiente como para poner de manifiesto la tendencia general de los niveles, aunque la impresión de conjunto es una tendencia a mantenerse; hay que hacer notar que los volúmenes bombeados, si bien llegan a ser localmente importantes, suponen un porcentaje bajo con respecto a las entradas totales de la unidad.

2.4.2 Caudales y parámetros hidráulicos

2.4.2.1 Caudales

Como ya se ha dicho, el total de puntos acuíferos inventariados, en esta unidad, asciende a 115, que sólo son parte de los existentes en el Inventario Nacional de puntos acuíferos (IGME). Dejados de lado los 17 manantiales, se tienen 14 sondeos que fueron negativos, sea porque no llegaron hasta la superficie piezométrica o por estar perforados en materiales impermeables (cuatro se perforaron en materiales impermeables, formaciones Bélgida y/o Tollos). De los 84 restantes, en cuatro se desconocen los caudales y depresiones.

Se tienen, pues, 80 puntos acuíferos, cuyos caudales son conocidos. He de hacer la salvedad de que los caudales indicados en el inventario son generalmente fidedignos, cosa que no ocurre siempre con las depresiones para ese caudal, pues en muchos casos el propietario de la obra nunca lo ha comprobado, además de que es algo que no le preocupa mucho, con tal de obtener el caudal que necesita. De todas formas, la media del conjunto pienso que es fiable.

En la subunidad sierra de la Atalaya, el único sondeo positivo existente (núm. 4) registra un caudal de 35 l/s, con una depresión para el

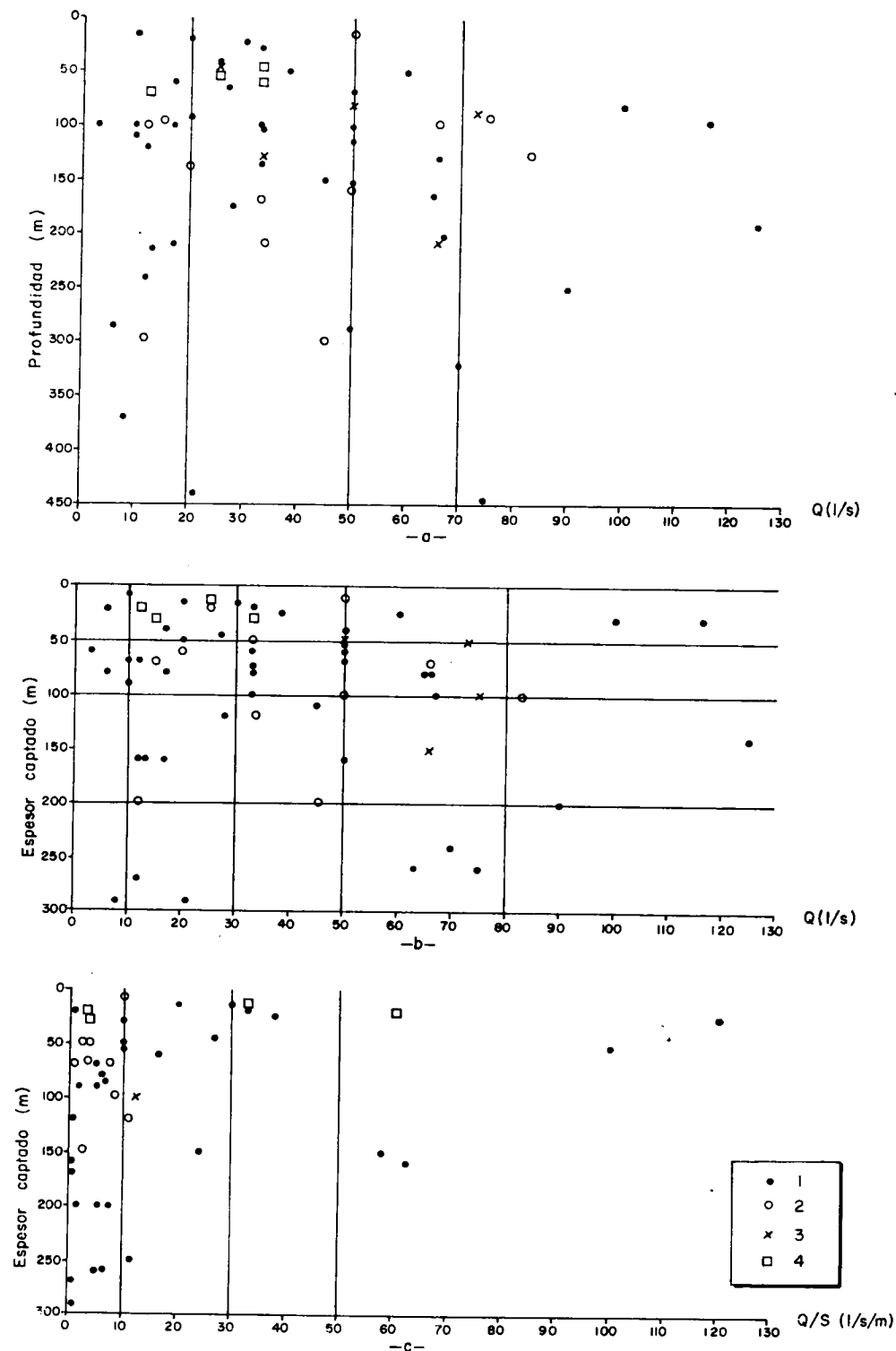


Figura 71.—El caudal en función de la profundidad de la obra (a) y el espesor captado (b); caudal específico en función del espesor captado (c). (1: Formación Creu. 2: Formación Jaraco. 3: Formación Jaraco más Cuaternario. 4: Formación Infierno.)

mismo de 130 m, lo cual arroja un valor del caudal específico de 0,27 l/s/m.

En la subunidad sierra de Bernisa, las tres obras inventariadas, pozo-sondeos (núms. 24, 26, 27) registran 58, 95, 75 l/s respectivamente, con 0,4, 6 y 3 m de depresión, lo cual supone 145, 16 y 25 l/s/m de caudal específico, valores sensiblemente elevados. El caudal medio es 76 l/s, con un caudal específico de 62 l/s/m que, evidentemente, no se puede considerar como valor medio para toda la unidad.

En la subunidad Ollería-Benigánim, de las tres captaciones existentes (núms. 115, 48, 52 y 30) con caudales conocidos, se obtienen 20, 17, 7 y 30 l/s con depresiones desconocidas para el primero, y 45, 22 y 20 m respectivamente para los otros tres, lo cual arroja unos valores del caudal específico de 0,37, 0,32 y 1,5 l/s/m. Estos valores son muy fiables, pues corresponden a pruebas efectuadas por el IRYDA en sondeos propios. Estos valores hasta cierto punto representativos de las posibilidades acuíferas de la formación Benigánim, los considero por defecto, ya que los sondeos fueron perforados a rotación, con circulación directa.

El número de captaciones existentes en la subunidad sierra Grossa s. str., es mucho mayor, al igual que la superficie. En la figura 71 a se han representado los caudales en función de la profundidad total de la obra. En 65 puntos se conocen de forma precisa ambas características. Se puede observar que existe una gran dispersión y por tanto ausencia de relación. Cualquier caudal se obtiene a no importa qué profundidad. De los puntos representados, el 32,3 por 100 tienen caudales comprendidos entre 3 y 20 l/s, 43 por 100 entre 20 y 50 l/s, 12,3 por 100 entre 50 y 70 l/s e igual porcentaje para los de más de 70 l/s.

Pero más lógica que esta relación, debería ser la representación del caudal en función del espesor de material acuífero captado. Los resultados se reflejan en la figura 71 b. La dispersión es igualmente muy grande, y se encuentra cualquier valor del caudal en no importa qué espesor de acuífero captado (cuadro 10). Estos valores ponen de manifiesto la gran heterogeneidad del acuífero.

Finalmente (figura 71 c) se han representado los caudales específicos en función del espesor del acuífero captado, en un total de 45 puntos. Se pone de manifiesto la no existencia de una clara relación entre el caudal específico y el espesor captado. El 15,7 por 100 tienen caudales específicos inferiores a 1 l/s/m, 24,4 por 100, entre 1 y 5 l/s/m, 24,4 por 100 entre 5 y 10 l/s/m (el 64,5 por 100 de las captaciones tienen caudal específico inferior a 10 l/s/m), 17,7 por 100 entre 10 y 30 l/s/m, 6,6 por 100 entre 30 y 50 l/s/m y el 11,1 por 100 superior a 50 l/s/m.

Aunque los caudales específicos en un macizo calcáreo se pueden considerar como «variables regionalizadas» (MATHERON, 1965), estimo que en este caso particular el número de datos es insuficiente como para

Espesor captado (m)	caudal (l/s)					Total						
	< 10		10-30		30-50			50-80		>80		
	n°	%	n°	%	n°	%	n°	%	n°	%		
0 - 50	1	1,5	9	14,3	5	7,9	6	9,5	2	3,2	23	36,5
50 - 100	2	3,2	6	9,5	4	6,4	9	14,3	1	1,5	22	34,9
100 - 200	0	0	5	7,9	3	4,7	2	3,2	2	3,2	12	19,1
200 - 300	1	1,5	2	3,2	0	0	3	4,7	0	0	6	9,5
Total	4	6,3	22	34,9	12	19,1	20	31,7	5	7,9	63	100

Cuadro 10.—Porcentaje de pozos en función del caudal y del espesor de acuífero captado.

intentar trazar curvas de igual caudal específico. Aun en captaciones situadas muy próximas entre sí, como es el caso de los sondeos 46 y 53 (están separados algo más de 1 Km y cortaron materiales similares) se obtuvieron caudales específicos muy dispares (0,3 y 5,5 l/s/m, respectivamente).

2.4.2.2 Acidificación y rendimiento de las captaciones

En dos de los cinco sondeos de investigación efectuados por el IRYDA, dentro del marco del PIHCMBJ (IGME-IRYDA, 1972-75), se efectuaron desarrollos por acidificación (núms. 9 y 53).

El sondeo núm. 9 atravesó entre 0 y 219 m calizas y dolomías, y desde esta profundidad hasta el final, a 301 m, una alternancia de dolomías, areniscas y margas, en que dominaban estas últimas. El conjunto pertenece a la formación Creu. El caudal específico, antes de la acidificación, era inferior a 0,12 l/s/m (con 8 l/s el nivel descendía por debajo de la aspiración de la bomba, es decir, más de 60 m). En vista de los resultados, se propuso una acidificación*. Se introdujeron un total de 13.000 Kg de CIH, de una concentración algo superior al 15 por 100 en volumen. Tras la limpieza del sondeo, se pudo efectuar una prueba de bombeo de 24 horas de duración, con un caudal de 12 l/s y una depresión total de 35,12 m. El caudal específico pasó a ser de 0,37 l/s/m, es

* Este desarrollo fue propuesto por el autor, y supervisado por el Geólogo E. CASTILLO y el autor.

decir, que se produjo un incremento en el rendimiento del sondeo superior al 200 por 100.

El otro desarrollo por acidificación se efectuó en el sondeo núm. 53, el cual está totalmente perforado en materiales de la formación Creu. Se atravesó la siguiente columna litológica:

- 0- 6 m calizas y margocalizas (C₄).
- 6- 78 m calizas blancas (C₃).
- 78-136 m calcarenitas con cantos de cuarzo (C₃).
- 136-236 m calizas esparíticas y calcarenitas (C₃).
- 236-282 m conglomerados, arenas y margas arenosas (C₂).
- 282-287 m dolomías karstificadas (C₁).

Antes de la acidificación, el caudal específico era de 4,8 l/s/m (45 l/s con 9,42 m de depresión). Después de introducir unos 13.000 Kg. de CIH a una concentración similar a la del caso anterior (dicha prueba fue propuesta y supervisada por el autor), el caudal específico pasó a ser de 5,6 l/s/m (50 l/s, con 8,88 de depresión), por lo que hubo una mejora en el rendimiento del 16,6 por 100.

Como puede verse, las acidificaciones aumentaron el rendimiento de ambos sondeos, aunque en muy distinto porcentaje. A pesar de ser tan sólo dos muestras, se corrobora la constatación de KOENIG (1960, *in* DAVIS y DE WIEST, 1966, p. 431), de que «el mayor éxito en el desarrollo de pozos se obtiene en el caso de pozos de caudales iniciales más bien bajos», en este tipo de materiales.

2.4.2.3 Transmisividad, permeabilidad y coeficientes de almacenamiento

A) Generalidades

El concepto de transmisividad, aplicado a los acuíferos kársticos, y los métodos para su cálculo es algo sobre lo que los distintos autores que han estudiado el tema no coinciden totalmente.

La asimilación de un acuífero kárstico a un medio homogéneo, similar a un acuífero de permeabilidad intergranular, y por tanto, la aplicación de los métodos de cálculo empleados en ellos, es aceptado por muchos autores, cuando se cumplen determinadas condiciones de homogeneidad en el acuífero (CUSTODIO y LLAMAS, 1976, p. 882). Es el caso de determinadas formaciones calcáreas en Túnez (SCHOELLER, 1962, p. 151), de las calizas y dolomías de Illinois (CSALLANY, 1975), de las calizas acuíferas cenomanense-turonenses de Israel (BEAR y SCHWARZ, 1966), del acuífero kárstico de la unidad Estremera en Mallorca (FUSTER, 1971), etc.

MANGIN (1975) se muestra contrario al intento de calcular la transmisividad en acuíferos kársticos, y es partidario del uso generalizado de las curvas características de los pozos, obtenidas a partir de las pruebas de bombeo, como elemento de comparación entre los diferentes acuíferos kársticos.

A pesar de todas las inexactitudes que lleva consigo aplicar las fórmu-

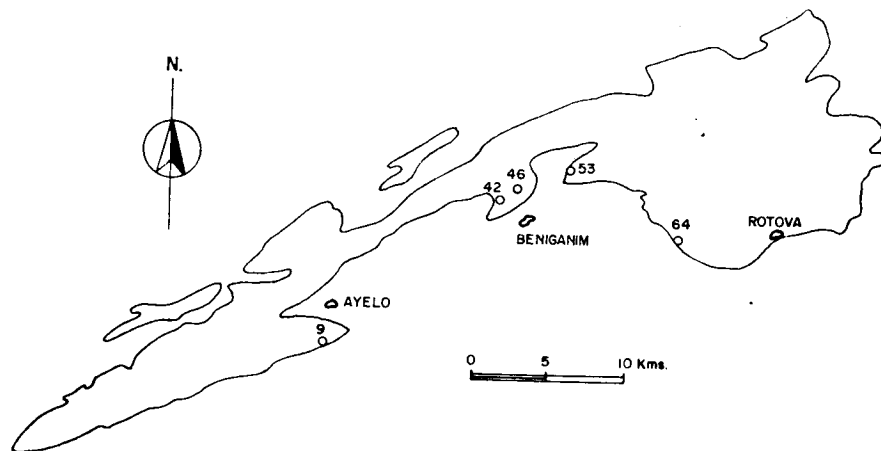
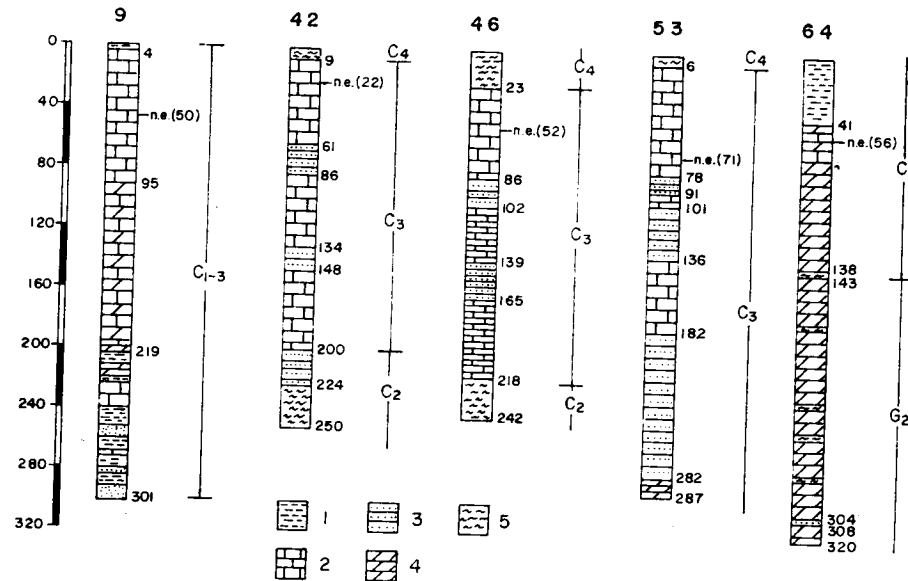


Figura 72.—Situación y columna litológica de los sondeos con pruebas de bombeo (1: Arcilla. 2: Caliza. 3: Calcarenitas. 4: Dolomias. 5: Margas.)

las deducidas para los acuíferos detríticos, homogéneos e isotrópicos, en los acuíferos kársticos pienso que los resultados que se pueden obtener son, en muchos casos, aceptablemente válidos.

B) Valores obtenidos

En los cinco sondeos de investigación realizados dentro de esta unidad, se han efectuado pruebas de bombeo que he interpretado según el método de JACOB (1946). Las columnas litológicas de los sondeos se reflejan en la figura 72. En todos ellos, el acuífero captado es libre.

En el cuadro 11 se resumen las principales características de las captaciones, así como los valores obtenidos. Cabe señalar que las medidas de nivel * hubieron de hacerse en el propio pozo de bombeo, al no disponer de tubo piezométrico, ni de piezómetros en los alrededores. Por este motivo no he podido calcular el coeficiente de almacenamiento, en ninguna de las pruebas.

Nº de orden	9	42	46	53	64
Prof. (m)	301	250	242	287	320
Cot. terreno (m)	300	140	170	210	215
Material captado	C ₁ -3	C ₃	C ₃	C ₃	C ₁ -G ₂
Prof. agua (m)	50	22	52	71	56
Espesor captado (m)	212	200	166	216	264
Caudal (l/s)	12	90	12	50	76
Tiempo bombeo (h)	24	12	20	36,5	24
Depresión final (m)	35,1	12,2	41,5	9,4	6,9
Transm. descenso (m ² /día)	(*)	(*)	(*)	860	2150
Tiempo recup (h)	14	14	4	54	24
Transm. remonte (m ² /día)	140	8300	310	1260	1970
Permeabilidad	0,7	41,5	2	5,8-4,2	8,3-7,5

* Curva no interpretable.

Cuadro 11.—Características de los sondeos en que se han realizado pruebas de bombeo y resultados obtenidos.

* Para este menester se contó con la colaboración del personal técnico del IRYDA y de EPTISA. Todas las pruebas fueron supervisadas por el autor, salvo la del sondeo número 46, en la que intervino el Geólogo E. CASTILLO.

Los valores de transmisividad obtenidos oscilan entre 140 (núm. 9) y 8.300 m²/día (núm. 42), con un valor medio de unos 2.400 m²/día (este valor medio no tiene en realidad ningún significado). Al igual que sucedía con los valores de caudal, se pone de manifiesto la gran heterogeneidad del acuífero, especialmente marcada entre los sondeos 42 y 46, que a pesar de la proximidad y la similitud de la columna captada, ofrecen valores tan desproporcionados como son 8.350 y 310 m²/día, respectivamente.

Para el cálculo de la permeabilidad he tenido en cuenta el espesor captado y la transmisividad ($T : K \cdot e$). Se obtienen valores algo diferentes si se parte de la curva de descensos o de recuperación, lo cual tiene su explicación si se considera que durante el bombeo entra en juego prácticamente sólo la columna captada, cosa que no sucede en las recuperaciones, en que puede actuar el espesor total del acuífero. Los valores así obtenidos oscilan entre 0,7 (núm. 9) y 41,5 m/día (núm. 42) con un valor medio de 10 m/día. Este parámetro apoya igualmente la heterogeneidad del acuífero, al menos a escala puntual.

La ausencia de piezómetros en la realización de las pruebas de bombeo, el desconocimiento del radio de influencia y la forma del cono de depresión, impiden el cálculo del coeficiente de almacenamiento.

En la figura 73 se han representado las «curvas características» (CASTANY, 1963) de los sondeos núms. 42, 53 y 64. En los otros dos sondeos no se pudieron efectuar ensayos a caudal creciente por no disponer del equipo de aforos conveniente; en todas ellas se pone de manifiesto la apa-

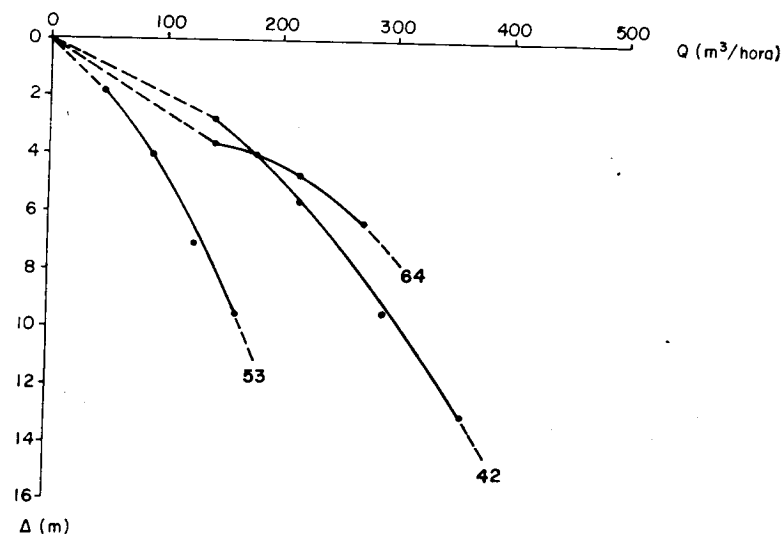


Figura 73.—Curvas características de los sondeos números 42, 53 y 64.

rición de pérdidas de carga cuadráticas incluso para valores bajos de caudal (régimen turbulento). La curva del sondeo número 64 es algo anómala; el trazado de la misma se puede interpretar como debido a la presencia de importantes pérdidas de carga en el pozo (quizá debido a la mala terminación y desarrollo), y al desarrollo de la obra a medida que se bombeaba (CUSTODIO y LLAMAS, 1976, pp. 842-845).

C) Conclusiones

La principal conclusión es la concerniente a la gran heterogeneidad, a pequeña escala, de la unidad acuífera. Los caudales que se pueden obtener oscilan dentro de una gran gama de valores, sin existir una clara relación entre la profundidad de la obra y la productividad de la misma.

Los valores de la transmisividad, obtenidos en cinco puntos de bombeo, muestran también la heterogeneidad del acuífero, al menos al nivel de captación. Los valores calculados oscilan entre 140 y 8.300 m²/día, para T, y entre 0,7 y 41,5 m/día para la permeabilidad.

La previsión del caudal posible de extracción, en cualquier nueva captación, se revela como un fenómeno aleatorio de muy difícil predicción. A pesar de ello, pienso que es relativamente fácil obtener caudales del orden de 50 l/s e incluso superiores.

Los desarrollos por acidificación incrementan de forma notable la productividad de las captaciones.

2.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS

2.5.1 Generalidades

El número de puntos acuíferos analizados * ha sido de 41, con un total de 63 análisis, de los cuales 18 corresponden al mismo punto, con el fin de determinar la evolución de la calidad del agua en el tiempo (Anejo 2). Las muestras se tomaron por el equipo del PIHCMBJ (en el cual me incluyo), a medida que se efectuaba el inventario, en botellas de plástico de 1 l ó 0,25 l de capacidad, previo enjuague del recipiente con agua del

* La mayor parte de los análisis se realizaron en el Laboratorio del Instituto de Hidrología y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia, en el marco del PIHCMBJ (IGME, 1972-75). Otros siete se efectuaron por el Farmacéutico P. MARTI y el Ingeniero Agrónomo J. GARCIA (del citado Instituto), específicamente para esta Tesis, colaboración que agradezco.

punto muestreado. El tiempo transcurrido entre la toma de la muestra y el análisis en el laboratorio ha sido del orden de una semana, y excepcionalmente un mes.

Los parámetros analizados y la metodología empleada son los siguientes:

- pH: medido con un pH-metro CRISON, generalmente a 18° C.
- Conductividad: con un conductivímetro y referida a 25° C.
- Residuo seco a 110° C: obtenido de la fórmula aproximada: $\Sigma \text{aniones} + \Sigma \text{cationes} - 1/2 \text{CO}_3\text{H}^-$, expresado en mgr/l.
- Materia orgánica: oxidación con MnO_4K , en medio ácido, y valoración del MnO_4K residual.
- Amoníaco: colorimetría (HACH).
- Ión nítrico: colorimetría (HACH).
- Ión cloruro: valoración con NO_3Ag , con CrO_4K_2 como indicador.
- Ión bicarbonato: valoración con SO_4H_2 , con TAC como indicador.
- Ión sulfato: colorimetría (en HACH), en medio ácido.
- Ión nitrato: espectrofotometría de rayos ultravioletas, en medio ácido.
- Iones sodio y potasio: emisión atómica.
- Ión calcio: valoración con EDTA.
- Ión magnesio: por diferencia entre la dureza total y el contenido en Ca^{++} .
- Iones cromo, cinc, cobre, plomo, hierro y níquel: absorción atómica con espectrógrafo PYE UNICAM.

En una serie de puntos se midió la temperatura del agua *in situ*.

2.5.2 Características físicas

A) Temperatura

La temperatura de las aguas ha podido ser medida en 67 ocasiones, cuatro de ellas en un mismo punto acuífero (núm. 77). Los valores medios oscilan entre 16° C (núm. 9, en fecha 15/11/76) y 26° C (núm. 26 en fecha 23/05/73), con valores más frecuentes comprendidos entre 17 y 18° C. Se han encontrado algunos valores inferiores que no corresponden a la unidad propiamente dicha; es el caso de las aguas del Túnel del Sumidor (karst en yesos de Vallada), donde la temperatura de las aguas es muy variable (10° C en febrero de 1976), y del acuífero colgado de Bárig, donde la temperatura medida fue de 14 y 14,5° (núms. 73 y 74, en 31/01/73). Estas aguas corresponden a la *zona de heterotermia*.

La temperatura media anual ambiental es variable de unos puntos a

otros, y creciente de Oeste a Este. Los valores medios alcanzados (ver capítulo de Climatología) oscilan entre 14,1° C (Enguera «Las Arenas») fuera del área, en el macizo del Caroch, y 17,4° C (Gandía y Játiva «Rea-lengo»), con valores intermedios de 15,7° C (Onteniente) y 16,7° C (Benifairó de Valldigna). Se puede concluir, sin cometer un error importante, que la temperatura media, en el ámbito de la unidad, queda comprendida entre 16 y 17° C (temperatura teórica de la *zona de homotermia*).

El análisis de la temperatura de las aguas subterráneas de la unidad nos lleva ineludiblemente hacia el tema de las «aguas termales». El termalismo en el sur de España ha sido objeto de investigación por CRUZ-SANJULIAN y GARCIA-ROSSELL (1975), los cuales señalan, en el ámbito de esta unidad, la presencia de tres puntos acuíferos, uno de ellos con 29° C de temperatura, y los dos restantes de temperatura desconocida. Están representados en un plano a gran escala, por lo que no podría precisar de qué puntos acuíferos se trata.

La temperatura «normal» del agua del acuífero sería de 18° C, con una oscilación interestacional o interanual, del orden de 1-2° C. Con esta premisa, resulta evidente la presencia de un termalismo, al menos localizado, dentro de las aguas de la unidad acuífera.

Este termalismo se muestra de forma especial en el área de descarga de Bellús, en la margen izquierda del río Albaida. Las temperaturas más elevadas corresponden a las aguas de la subunidad Ollería-Benigánim, que llegan a alcanzar valores medios de 26-29° C (núm. 36, Balneario de Bellús y otro manantial próximo, cuyas aguas son embotelladas y comercializadas bajo el nombre de «Bal Bellús»; datos facilitados por el director técnico de la planta). Posiblemente se trate del punto acuífero señalado por CRUZ-SANJULIAN y GARCIA-ROSSELL (1975), ya que coincide también la facies de las aguas (bicarbonatada cálcica).

El termalismo de estas fuentes no pasó desapercibido para VILANOVA (1893, p. 221), ya que midió en ellos una temperatura de 21° R (26,3° C), y las clasificó como aguas «templadas y salinas».

Otros puntos acuíferos que captan la misma subunidad, registran temperaturas muy diferentes, desde «normales» (núm. 52, en la margen derecha del río Albaida, con 17° C), hasta 22° C (sondeo de reconocimiento geotécnico de la cerrada del embalse de Bellús, en la margen izquierda del río Albaida, bajo el puente de la carretera Bellús-Cuatretonda). El punto acuífero núm. 114, en esta misma subunidad (alrededores de Ollería), registró una temperatura de 20° C (tomada el mes de julio de 1973), posiblemente afectada por la temperatura ambiente, al encontrarse el agua a muy poca profundidad.

En la subunidad sierra Grossa *s. str.* se registran, asimismo, temperaturas más elevadas que las normales, en el área de descarga. En los

manantiales inventariados (existe una descarga continua al lecho del río Albaida, y son visibles tan sólo algunos manantiales), la temperatura media osciló entre 19,5° C (núm. 38, manantial de Alboy) y 20,5° C (núm. 35). La diferencia de temperatura entre los manantiales del flanco sur del embalse (núm. 35) y del flanco norte (núm. 38), se puede deber, entre otras causas, a la mayor insolación de los flancos meridionales (SCHOELLER, 1962, p. 249).

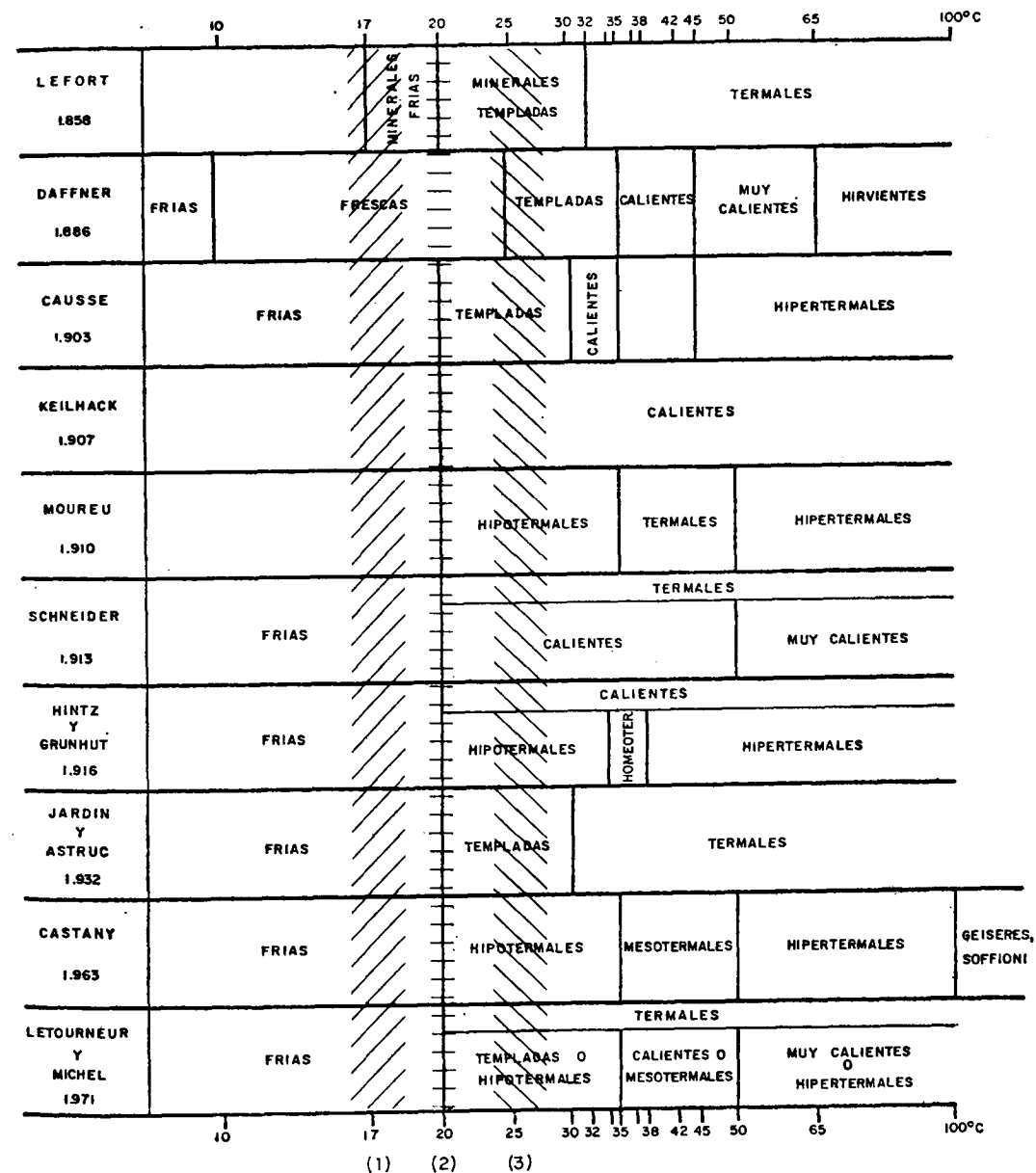
Algunos sondeos, próximos al área de descarga de esta subunidad, han registrado valores elevados de la temperatura (núm. 31, 20° C), e igual ocurre con otros puntos acuíferos fuera de este sector; es el caso del manantial Clot de la Font, en Tabernes, donde la temperatura media el 19/09/76 fue de 20° C (18,5° C, el 19/02/72).

ZARAGOZA y FERNANDEZ (1971), en los estudios de la cerrada del embalse de Bellús, observaron la anomalía térmica de las aguas que surgían en la margen izquierda del río Albaida, en las «*molinas*» (formación Benigánim). La temperatura medida por estos autores, en manantiales y sondeos de investigación geotécnica, osciló entre 29,5 (manantial más meridional) y 23° C, al tiempo que la temperatura de las aguas de los sondeos de la margen derecha son «normales» (16 a 21° C). Explican este fenómeno como debido a la presencia de una gran falla en «*las calizas cretácicas*» (formación Creu), «*que afecta de algún modo a las molinas terciarias*». Los manantiales de la subunidad sierra Grossa s. str. los consideran «normales».

Según la clasificación de las aguas termales de SCHOELLER (1962, página 254), todas las aguas serían ortotermales, salvo las del área de Bellús, que serían *epitermales* (o termales), en especial las del manantial núm. 36 (temperatura del agua superior en más de 4° C a la temperatura media anual del área). En la clasificación de CASTANY (1963, p. 633), la mayor parte de las aguas serían frías (< 20° C), salvo las del área de descarga de Bellús, que quedarían incluidas como *hipotermales* (20 a 35° C).

El cuadro 12 (tomado de RAMOS, 1975, ligeramente modificado) representa la situación de las aguas de la descarga en Bellús, de acuerdo con las principales clasificaciones térmicas de las aguas.

En lo concerniente al origen de estas aguas, pienso que es exclusivamente meteórico, como pone de manifiesto la composición química de las mismas, similar a la composición de las aguas de la unidad «no termales». La invocación de fallas profundas con la intervención de los materiales triásicos, como piensan DUPUY *et al.* (1961, pp. 29 y 106: «*es indudable que el agua mineralizada proviene del Keuper, que debe existir en el substratum de la zona...*»), pienso que no tiene sentido, dado que las aguas no presentan una composición anómala con respecto a las



Cuadro 12.—Clasificación térmica de las aguas (cuadro base, modificado, de RAMOS, 1975).

- (1): Manantiales de Bellús (Ollería-Benigánim).
- (2): Manantiales de Bellús (sierra Grossa, s. str.).
- (3): Resto de las aguas de la unidad.

demás; además, en principio, los materiales del grupo Valencia son impermeables.

Para la explicación del termalismo de las aguas de la subunidad sierra Grossa s. str. —termalismo, por otro lado, muy poco acusado— no creo necesario invocar mecanismos espectaculares, tales como ascensión rápida a lo largo de fracturas profundas, anomalías geotérmicas, etc., sino tan sólo un mecanismo normal de circulación. En la figura 74 (tomada de DAVIS y DE WIEST, 1966) se representa la circulación del agua subterránea en un medio homogéneo e isótropo con recarga uniforme. Ya se ha dicho que no es éste el caso de la circulación en esta unidad, pero puede ser tomado como base de discusión.

Las líneas de flujo, ortogonales a las líneas equipotenciales, describen profundos arcos, para ir a condensarse en las áreas de surgencia. Si se tiene en cuenta que la equipotencial 400 se sitúa en el borde occidental de la subunidad (fig. 69), y que la cota del área de descarga es de unos 120-130 m, se comprende que el agua surja a una temperatura algo elevada (la separación entre ambos puntos es de unos 36 Km). Este mecanismo explica igualmente que el termalismo se ciña exclusivamente al área de descarga.

Ya adelanté una hipótesis para la explicación del termalismo en la subunidad Ollería-Benigánim (fig. 66). Invocaba una alimentación en profundidad de la subunidad sierra Grossa s. str. a través del anticlinal de Ayelo. Si se tiene en cuenta que la temperatura «normal» de las aguas es de

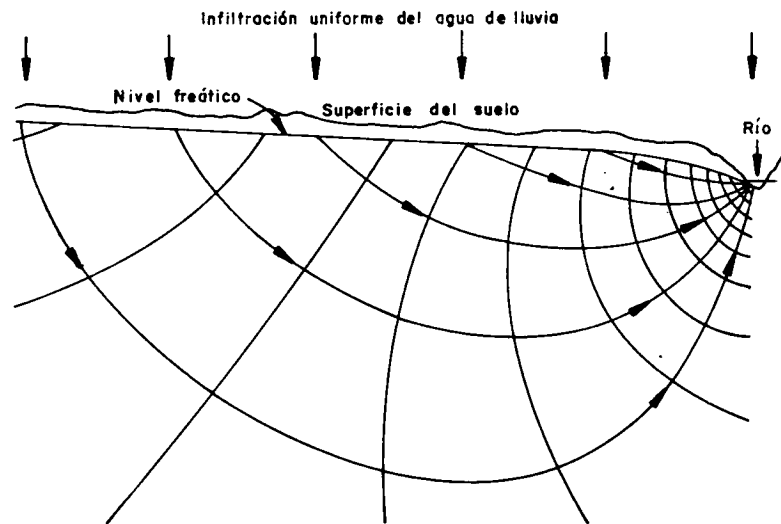


Figura 74.—Circulación hipotética del agua en un medio homogéneo e isótropo con recarga uniforme (tomado de DAVIS y DE WIEST, 1966).

unos 18° C, el exceso de temperatura de las surgencias de esta subunidad (23 a 29° C) sería de unos 5-11° C, que con un gradiente térmico normal (1° C cada 33 m) exigiría una profundidad de la alimentación superior a 165-360 m (habría que tener en cuenta la disminución de la temperatura por la mezcla de aguas y por pérdida de calor en la ascensión).

Esta explicación no es incompatible con la invocación de una interconexión, a través de las areniscas de la formación Benigánim, entre esta subunidad y la unidad situada inmediatamente al Sur (Benicadell-Almirante-Gallinera). En esta última afloran, en el flanco septentrional, las areniscas calcáreas, que tienen un potencial del orden de 400 m. En el sondeo Casablanca (núm. 16) las aguas son igualmente termales, con temperatura probablemente superior a 40° C, aunque no me ha sido posible medirla al encontrarse cerrado el sondeo; dicho sondeo tiene 984 m de profundidad, y atravesó las areniscas calcáreas a 893 m de profundidad. El nivel estático del agua en la obra se sitúa aproximadamente a la cota 160 m, congruente, por tanto, con la interconexión supuesta.

Los 22° C medidos en el punto acuífero núm. 48 se explican, igualmente, por un gradiente geotérmico normal, ya que dicha captación tiene 470 m de profundidad.

B) Conductividad

La conductividad eléctrica mide la capacidad del agua para conducir la electricidad. Dicho parámetro es función del contenido total en sales de las aguas y aumenta con éste. Los valores medidos en la unidad oscilan entre algo más de 2.800 (núm. 15) y 357 micromhos/cm (núm. 96), a 25° C, excepción hecha de las aguas del Túnel de Sumidor, en la surgencia, que superan los 48.000 micromhos/cm (karst en yesos). La mayor parte de las muestras no superan los 600 micromhos/cm.

La relación entre la conductividad y el residuo seco a 110° C (mgr/l), se refleja de forma gráfica en la figura 75. Se puede observar que los puntos se alinean bastante bien, según una recta que viene dada por la ecuación: $\text{conductividad} = 1,5 R \cdot S + 62,8$. (Los valores vienen dados en micromhos/cm y en mgr/l, respectivamente.) El coeficiente de correlación obtenido es 0,996.

La variación de la resistividad, en el espacio, no es muy acusada, salvo en el flanco septentrional de la unidad (La Mortera), donde la conductividad es mucho más elevada que en el resto, como consecuencia de un mayor contenido en sales de las aguas (PULIDO-BOSCH, 1975 a y 1976 b). La evolución de la conductividad, en el tiempo, se ha seguido tan sólo en la Fuente Mayor de Simat (núm. 77). Los valores medidos oscilan

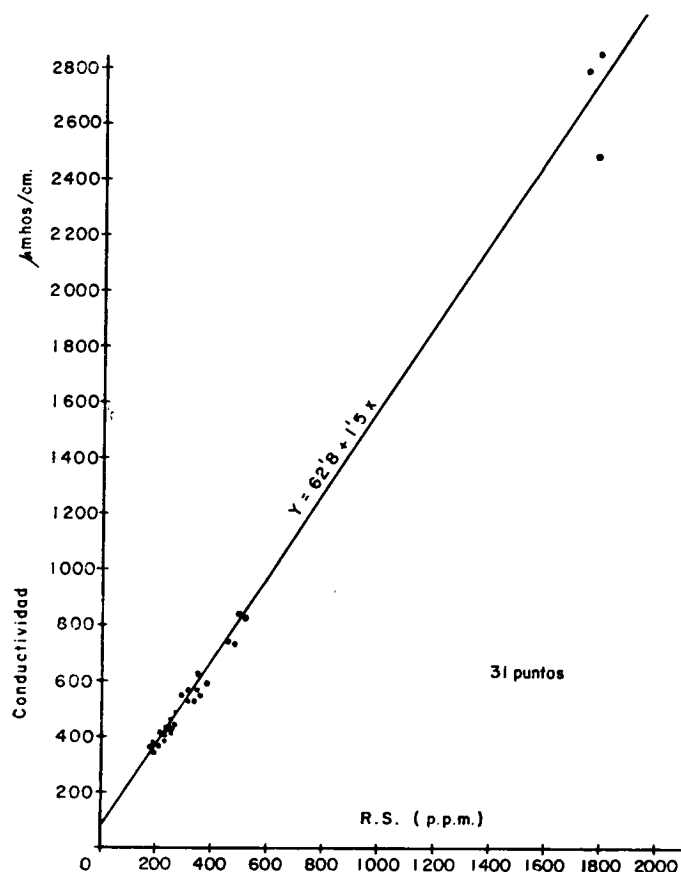


Figura 75.—Relación entre la conductividad y el residuo seco de las aguas de sierra Grossa.

entre 671 (06/12/73) y 364 micromhos/cm (11/12/75), para un total de 17 medidas efectuadas, en su mayoría, entre los años 1974 y 76. El valor medio de la serie es 482 micromhos/cm.

2.5.3 Características químicas

A) pH

Como ya dije, la determinación del valor del pH no se efectuó en el campo, en el momento de recoger las muestras, por lo que el resultado

obtenido en el laboratorio puede tener variaciones más o menos importantes con el pH real de las aguas de la unidad (HEM, 1970, p. 95). Los valores así obtenidos se sitúan todos sobre 7 (salvo las aguas del Túnel del Sumidor, núm. 7: 6, 9), generalmente superiores a 7,5 y siempre inferiores a 8,6 (valor máximo, 8,5 en el núm. 8). Los valores en un mismo punto (núm. 77) oscilan entre 7,5 y 8,05, con un valor medio de 7,8.

B) Residuo seco a 110° C

El valor más elevado del residuo seco se ha obtenido en las aguas del manantial de la Saraella (Vallada), emergencia de la red kárstica en yesos, con algo más de 43 gr/l. La explicación a este hecho, así como la descripción de las características de este aparato kárstico, fue recientemente dada a conocer (PULIDO-BOSCH, 1976 b). En la subunidad sierra de Bernisa se dispone de un solo análisis químico de agua, que arrojó un valor para el residuo seco de 265 mgr/l (núm. 27). Se carece de análisis químicos en la subunidad sierra de la Atalaya.

Son tres los análisis químicos efectuados en muestras tomadas en la subunidad Ollería-Benigánim. Los valores obtenidos para el residuo seco oscilan entre 748 (núm. 114) y 199 mgr/l (núm. 52), con 340 mgr/l en la surgencia principal (núm. 36). Tal divergencia en los resultados se puede interpretar como consecuencia de la heterogeneidad del acuífero. El valor más elevado se registra en el extremo occidental, donde las areniscas son algo margosas, e incluso pueden existir yesos, especialmente en el techo impermeable (formación Bélgida). La menor permeabilidad del conjunto lleva consigo un mayor tiempo de contacto agua-roca acuífera, con el consiguiente aumento de la salinidad.

En las aguas de la emergencia se ha invocado la presencia de mezclas de agua de diferentes temperaturas y profundidades, de ahí que la concentración total de sales disueltas sea mayor que en el punto acuífero número 52, cuyas aguas serían exclusivamente de infiltración directa.

Los valores del residuo seco, en relación con la conductividad de las aguas, en muestras de la subunidad sierra Grossa *s. str.*, se indicaron en la figura 75. En ella se puede observar que de 31 puntos representados, tan sólo 7 superan los 400 mgr/l y 3 superan 1.700 mgr/l. Son, pues, aguas de baja concentración salina.

La explicación a la concentración anómala de las aguas en los tres puntos acuíferos citados (núms. 13, 15 y 17), que se sitúan en el sector de la Mortera (flanco septentrional, al este de Vallada) fue recientemente expuesta (PULIDO-BOSCH, 1975 a y 1976 b). Se atribuye este fenómeno a la incidencia de los yesos y otras sales, existentes en materiales del

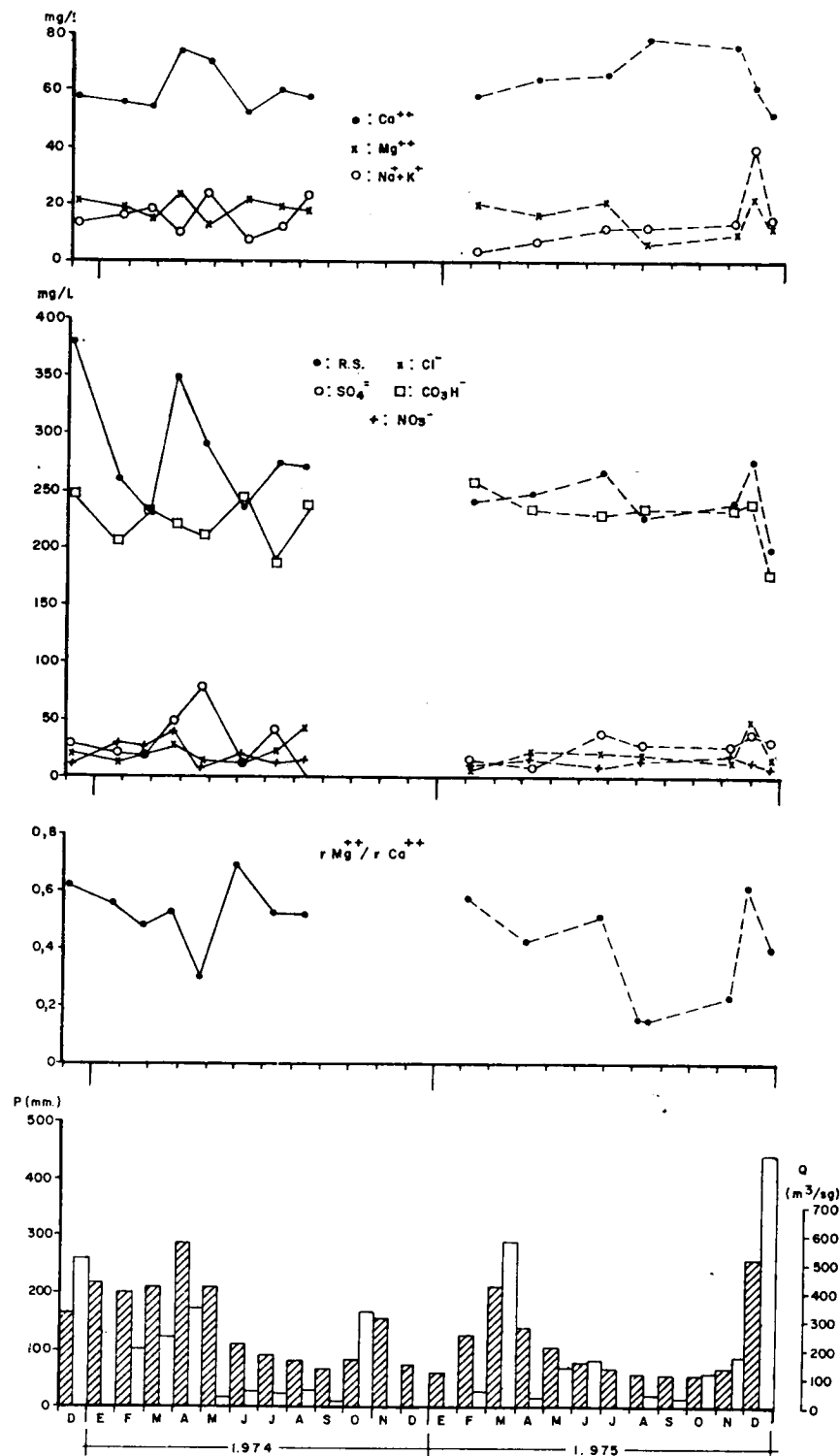


Figura 76.—Evolución en el tiempo de las características físico-químicas de las aguas de la Fuente Mayor.

grupo Valencia, que afloran inmediatamente al oeste y sur del lugar, y que deben prolongarse en profundidad.

El valor del residuo seco varía tanto en el espacio como en el tiempo. Los valores medidos en el punto acuífero núm. 77, a lo largo de más de dos años (de forma muy irregular), se representan en la figura 76. Estos oscilan entre 197 y 381 mgr/l. En la misma figura se ha representado la precipitación caída en la estación de Simat de Valldigna para este período y por meses, así como los caudales medidos. Aunque no de forma muy clara, y con excepciones, se observa una disminución del residuo seco después de los períodos de lluvia, interpretable como debido a que el agua circula de forma rápida en el acuífero tras las crecidas.

C) Cationes

Antes de iniciar la discusión sobre los distintos iones presentes en las aguas, es necesario tener en cuenta la representatividad de una muestra recogida de un lugar determinado y en una fecha. La cantidad de factores que afectan a la composición química de las aguas —infiltración (cantidad y calidad), naturaleza litológica del material acuífero, parámetros hidráulicos, tiempo de contacto, fenómenos modificadores, intervención humana, etc.— hacen que la misma varíe tanto en el tiempo como en el espacio, amén de las imprecisiones y errores analíticos.

La variación en el tiempo de la composición para el punto acuífero número 77 queda reflejada en las figuras 76 y 77 (diagrama de SCHOELLER BERKALOFF), para un total de 17 muestras analizadas. Se observa que la concentración (en mgr/l) en la mayor parte de los iones, puede llegar a duplicarse (salvo para el ión bicarbonato, en el que la variación es menos importante), e incluso multiplicarse por diez. A pesar de todo ello, la facies química de las aguas se mantiene. Hecha esta salvedad, y teniendo en cuenta de que los análisis químicos efectuados no corresponden a muestras tomadas en la misma fecha, voy a comentar a continuación el contenido catiónico de las aguas de la unidad.

Con el fin de tener una idea de conjunto de la composición de las aguas y su evolución espacial, he representado los resultados obtenidos en diagramas de STIFF (1951) modificados (figura 78) y en diagramas columnares de SCHOELLER-BERKALOFF; de estos últimos, he representado por separado los puntos acuíferos correspondientes a las subunidades sierra de Bernisa, Ollería-Benigánim, acuífero colgado de Bárig, aguas del karst en yesos de Vallada (las aguas menos concentradas proceden del interior del Túnel, y la otra, de la surgencia), y aguas de una surgencia ligada a la presencia del grupo Valencia (fig. 79); y los correspondientes

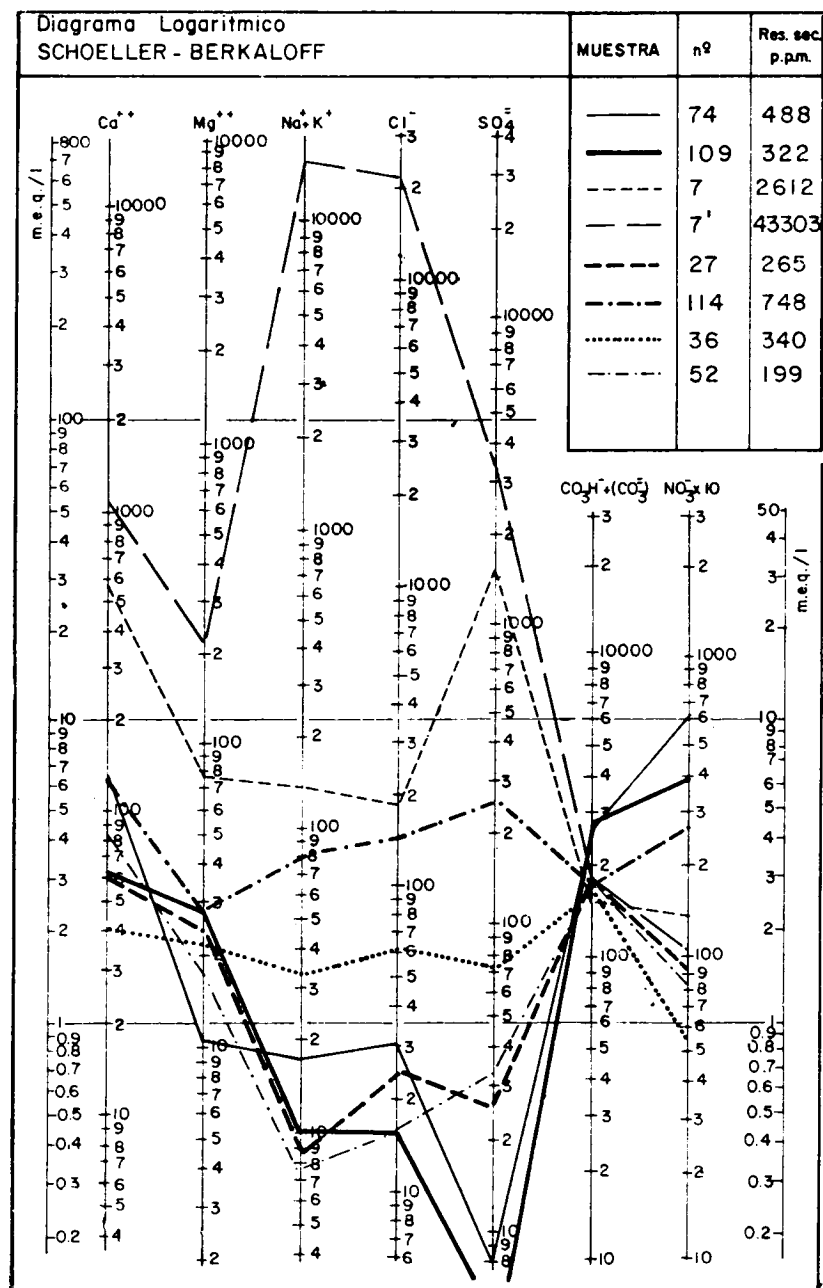


Figura 79.—Diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF de las aguas de los acuíferos más pequeños y colgados.

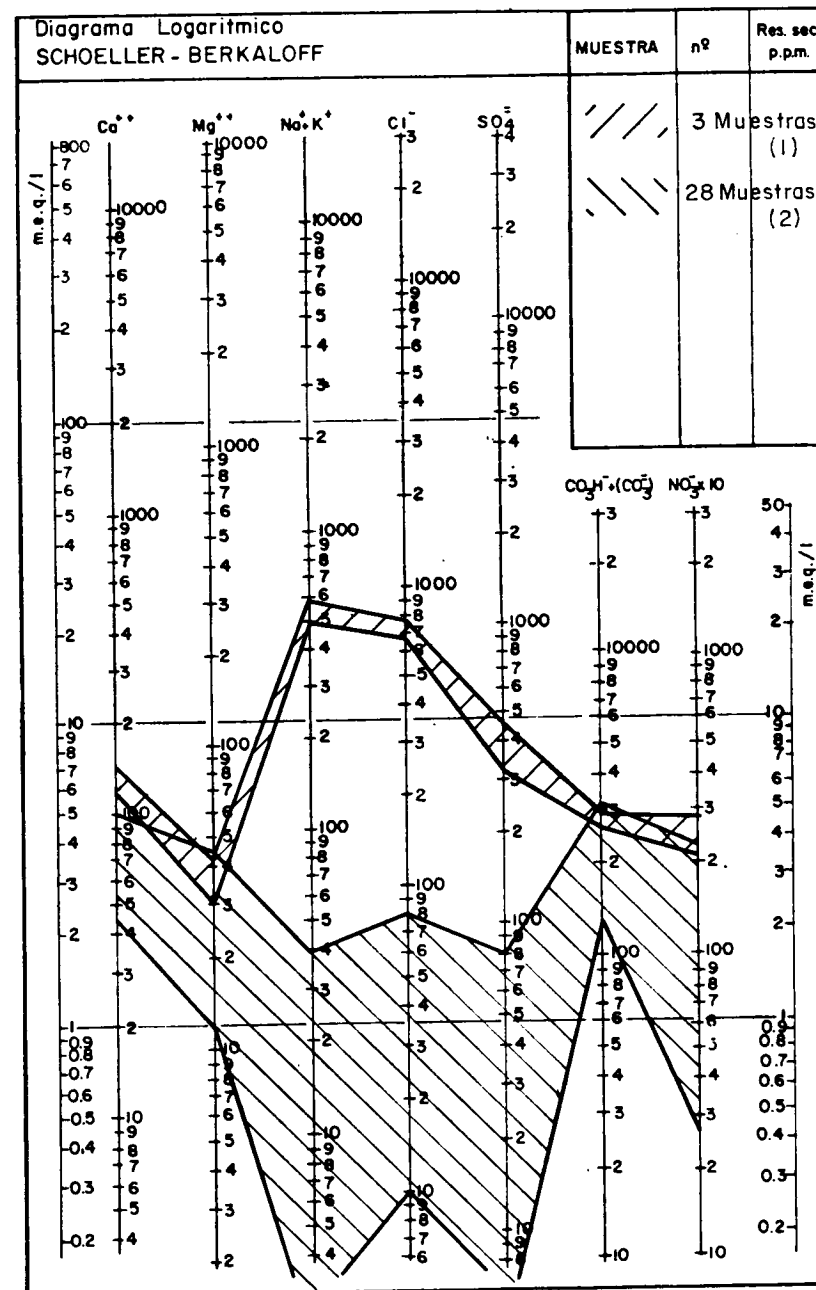


Figura 80.—Diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF de las aguas de sierra Grossa s. str. (1: Sector de la Mortera; 2: Resto de la subunidad).

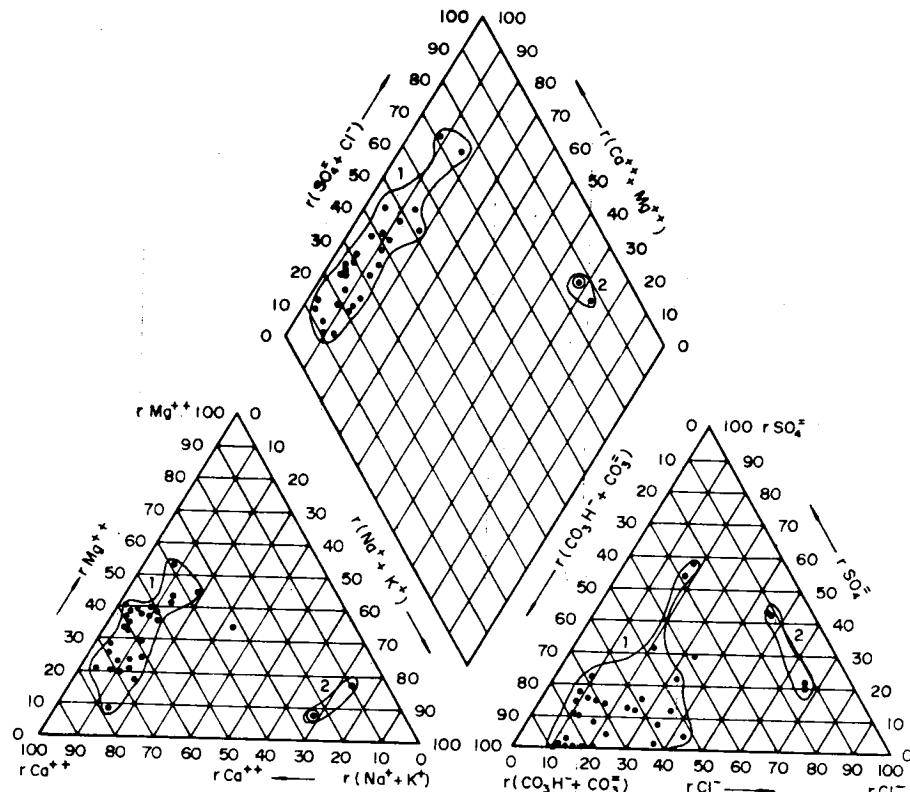


Figura 81.—Representación en diagrama de PIPER de las aguas de sierra Grossa s. str. (1: 28 puntos acuíferos; 2: Sector de la Mortera).

a la subunidad sierra Grossa s. str. De esta subunidad he representado un total de 31 muestras. Estos diagramas permiten observar los campos de variación de los iones principales presentes en las aguas subterráneas. Asimismo, he representado los mismos puntos en un diagrama de PIPER (1944) (fig. 81).

El Ca^{++} es el ión más abundante, seguido de Mg^{++} , salvo en las proximidades de Vallada y sector de la Mortera, donde el catión dominante es el Na^+ , a consecuencia de la presencia de sales en profundidad (grupo Valencia).

La concentración de Ca^{++} varía entre 591 y 1.066 mgr/l en el karst de Vallada, y su procedencia hay que buscarla en la disolución por las aguas de los yesos karstificados. En la subunidad Ollería-Benigánim el contenido es mucho menor, y alcanza un valor máximo de 130 mgr/l (número 114) y mínimo de 42 mgr/l (número 36). En la subunidad sierra de Ber-

nisa, el único análisis existente arrojó un contenido de 60 mgr/l (número 27). En estas tres subunidades el Ca^{++} proviene del ataque químico y posterior disolución de las calizas; en la subunidad Ollería-Benigánim es posible que exista Ca^{++} procedente de los yesos del tramo superior de la formación Creu.

En la subunidad sierra Grossa s. str. el contenido en Ca^{++} queda comprendido entre 26 y 100 mgr/l, con un valor medio próximo a 70 mgr/l. Sin embargo, existe un sector que registra valores anómalos altos; es el área de la Mortera, donde la concentración media queda comprendida entre 120 y 140 mgr/l.

El Ca^{++} proviene, de forma mayoritaria, de las calizas y dolomías que constituyen el grueso del material acuífero; no obstante, hay que tener en cuenta la posible participación de los yesos, tanto del grupo Valencia (en el sector de la Mortera pueden aportar la mayor parte del Ca^{++} disuelto), como del techo de la formación Creu. Asimismo, las calizas pueden contener $\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$, aunque en muy pequeñas cantidades.

El ión magnesio sigue en importancia al Ca^{++} , con valores comprendidos entre 77 y 214 mgr/l en las aguas del Túnel del Sumidor; 24 mgr/l en la subunidad sierra de Bernisa; 18 y 28 mgr/l en la subunidad Ollería-Benigánim; y 11 mgr/l en el acuífero de Bárig. Los valores medidos en la subunidad sierra Grossa s. str. son muy variables de unos puntos a otros. El valor máximo medido ha sido de 46 mgr/l (número 105) y mínimo de 6,1 (número 43); la mayor parte de los valores se sitúan alrededor de 20 mgr/l.

El origen de Mg^{++} disuelto en las aguas procede del ataque químico y posterior disolución de las calizas dolomíticas y dolomías que constituyen gran parte de los materiales acuíferos. Especialmente en el sector de Vallada, y también en la Mortera, debe existir una importante aportación de las rocas evaporíticas magnesianas (carnalita, entre otras) existentes entre los yesos y otras sales del grupo Valencia.

La relación $r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$ da una idea del mayor o menor tiempo de contacto agua-roca, por lo que los valores más elevados deben corresponder a las áreas de descarga (CUSTODIO y LLAMAS, 1976, p. 1017). Los valores obtenidos para dicha relación se reflejan en el cuadro 13.

Se observa que lo dicho se cumple, a grandes rasgos, con ligeras excepciones. En efecto, los valores más altos se registran en las áreas de descarga (Bellús, principalmente, con valores comprendidos entre 0,7 y 1,18). No obstante, hay algunos valores anómalos (número 96, con 1,38). La heterogeneidad litológica es un elemento a tener en cuenta, pues puede hacer variar la relación; de esta manera, las aguas ligadas a dolomías deben tener una mayor concentración relativa (meq/l) en Mg^{++} , que en muchos casos puede ser también absoluta (mgr/l).

La evolución de la relación $r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$ en la Fuente Mayor de Simat

N°	r Mg ⁺⁺ / r Ca ⁺⁺	N°	r Mg ⁺⁺ / r Ca ⁺⁺	N°	r Mg ⁺⁺ / r Ca ⁺⁺
8	0,77	41	0,33	67	0,66
9	0,28	42	0,61	75	0,37
13	0,59	43	0,11	77	0,31
14	1,1	46	0,69	80	0,28
15	0,36	52**	0,6	82 °	0,49
17	0,38	53	0,29	92	0,35
27*	0,67	54	0,28	95	0,52
31	0,78	55	0,43	96	1,38
34 °	1,18	60	0,67	100	0,58
35 °	0,72	62 °	0,9	105	0,88
36 °	0,9	64	0,36	111	0,43
38 °	0,7	65	0,71	114**	0,36

Cuadro 23.—Relación $r \text{Mg}^{++}/r \text{Ca}^{++}$ en la unidad sierra Grossa (°: Manantial; *: Subunidad sierra Bernisa; **: Subunidad Ollería-Benigánim).

(núm. 77) se representa en la figura 76. El valor de dicha relación oscila entre 0,15 y 0,69, sin quedar puesto de manifiesto, de forma clara, la relación del valor con las precipitaciones, quizá debido a los desiguales intervalos de tiempo transcurridos entre la toma de las diferentes muestras; hubiese sido necesario mayor número de muestras y con menor intervalo de tiempo entre cada recogida.

Los contenidos en iones Na^+ y K^+ son igualmente muy variables, y siempre mucho más elevado el Na^+ . Ambos son muy solubles y fácilmente intercambiables por las arcillas (cambio de bases), de forma especial el K^+ , cuya fijación suele ser irreversible. Al margen de los elevados valores registrados en las aguas de los yesos de Vallada (15.360 mgr/l de Na^+ y 298 de K^+) el resto de los valores medidos no suelen pasar de 20 mgr/l (Na^+) y 4 mgr/l (K^+). Al igual que en los otros cationes, el área de la Mortera presenta valores anómalamente elevados por las razones ya expuestas anteriormente. Se han medido hasta 529 mgr/l (núm. 13) de Na^+ y 16 mgr/l de K^+ . Ambos iones, cuando alcanzan valores significativos, se debe en gran parte a la puesta en disolución de sales ligadas al grupo Valencia. Los cambios de base pueden hacer incrementar o reducir sus concentraciones.

Además de los cationes comentados, se han analizado algunos elementos metálicos en 7 muestras de agua, entre las que se encuentran

las principales surgencias (núms. 35, 38, 77 y 82) y pozos (núms. 9, 13 y 54). Estos elementos han sido: Cr, Zn, Ni, Cu, Pb y Fe. Se ha detectado la presencia del ión Zn^{++} en 3 puntos acuíferos (núms. 9, 13 y 54) y el ión Fe en el punto acuífero núm. 8. Los iones restantes, de encontrarse, lo están en concentraciones indetectables por el método empleado (absorción atómica).

El origen del cinc, según CATALAN (1969, p. 26), se debe al ataque químico de canalizaciones y depósitos, así como a consecuencia de la contaminación de origen industrial. Según HEM (1970, p. 203), el Zn es un ión generalmente presente en las rocas carbonatadas. Sin embargo, en este caso, y dado que dichos iones están tan sólo presentes en sondeos, y no en manantiales, parece lógico que el origen sea debido al ataque del entubado de los sondeos, que es galvanizado. En el sondeo número 9 cabe la posibilidad de que parte del Zn sea consecuencia de una contaminación de origen industrial, a partir del río Clariano, fuertemente contaminado con los residuos industriales y urbanos de la ciudad de Onteniente.

La concentración de hierro medida fue de 1,1 mgr/l; el ión Zn alcanzó valores comprendidos entre 0,23 mgr/l en el sondeo número 54 y 4,5 mgr/l en el número 9, con 0,71 mgr/l en el número 13.

D) Aniones

El anión más abundante, salvo algunas excepciones, es el CO_3H^- , que proviene del ataque químico y disolución de la roca acuífera mayoritaria. Los valores medidos oscilan entre 129 (núm. 8) y 329 mgr/l (núm. 9), con un valor medio próximo a 230 mgr/l (fig. 80) para la subunidad sierra Grossa s. str. La evolución en el contenido en CO_3H^- en el punto acuífero número 77 se puede observar en la figura 76.

En la subunidad sierra de Bernisa el valor medido es de 244 mgr/l, y en la de Ollería-Benigánim, no se alcanzan los 200 mgr/l (160-183 mgr/l). Los valores medidos en el Túnel del Sumidor no superan los 160 mgr/l, mientras que en el acuífero colgado de Bárig sobrepasan los 275 mgr/l.

El contenido en ión sulfato es igualmente muy variable (figs. 79 y 80), con valores máximos excepcionales de 3.000 mgr/l en la surgencia del Túnel del Sumidor, y superiores a 400 mgr/l en el área de Mortera (número 13). Los valores normales suelen ser inferiores a 50 mgr/l. El origen de este ión está de forma general ligado a la disolución de los yesos, sobre todo del grupo Valencia (Sumidor y Mortera), y algo menos de las formaciones Creu (techo), Tollos, y posiblemente, Bélgida. Las mismas calizas pueden contener un pequeño porcentaje de yesos.

La oxidación de la piritita, presente en algunos puntos en pequeñas proporciones, puede eventualmente aportar algunas cantidades de SO_4^{2-} . También pueden aportar SO_4^{2-} las aguas recicladas, tras su uso en regadío, especialmente en el extremo oriental. Las grandes oscilaciones en el contenido se pueden deber a procesos de reducción. Finalmente, las aguas de lluvia pueden aportar pequeñas cantidades de este ión.

El ión cloruro es generalmente poco abundante, salvo en contadas ocasiones; es el caso de las aguas del Sumidor, en que se alcanzan hasta más de 23 gr/l, y del sector de la Mortera (más de 700 mgr/l). En la subunidad sierra de Bernisa se han medido 26 mgr/l (núm. 27); entre 24 y 145 mgr/l en la subunidad Ollería-Benigánim, y 31 mgr/l en el acuífero de Bárig. Los valores medidos en la subunidad sierra Grossa *s. str.*, al margen del sector de la Mortera, oscilan entre 88 y 7 mgr/l (núm. 77, figuras 76 y 80), aunque generalmente no se sobrepasan los 30 mgr/l.

El origen del Cl^- en el caso del Sumidor y sector de la Mortera, hay que buscarlo de forma clara en la disolución de sales cloruradas, presentes en el grupo Valencia. Estos mismos materiales deben contribuir en el aporte de sales al resto de la unidad, así como —aunque en menor porcentaje— los materiales de las formaciones Creu (techo), Tollos y Bélgida. No obstante, pienso que fuera de estas áreas, de contenido anómalamente elevado, el principal aporte de Cl^- deben proceder de las aguas de lluvia, dada la cercanía al mar y el sentido dominante de los vientos portadores de lluvia, que es aproximadamente NE-SO. Asimismo, el lavado de las sales concentradas en el suelo, como consecuencia de los fenómenos de capilaridad y evaporación, puede aportar ión Cl^- , especialmente en las primeras lluvias tras el estiaje.

El contenido en ión nitrato de las aguas de esta unidad se relaciona claramente con los procesos de contaminación de las mismas. Los valores medidos oscilan entre 190 (núm. 105) y 2 mgr/l (núm. 96). De los 63 análisis químicos efectuados 9 no superan 5 mgr/l, 14 obtienen valores comprendidos entre 5 y 10 mgr/l, 16 entre 10 y 20 mgr/l, 11 entre 20 y 30 mgr/l y tan sólo 13 superan esta última cifra. Los valores más elevados se han medido en el borde oriental (núms. 95, 100 y 105, con más de 100 mgr/l), que coincide con el área donde los regadíos son más importantes (Marchuquera y Plana de Gandía-Denia).

La lluvia puede asimismo aportar una cierta cantidad de este ión. Otras fuentes de nitratos pueden ser los animales muertos, arrojados sobre las calizas o en simas, los excrementos de animales que viven en cuevas —murcielaguina— (HEM, 1970), las aguas residuales sin depurar de las poblaciones y los productos de lixiviados de las granjas. Salvo en el caso del agua de lluvia, en los demás se trata de fenómenos de contaminación, que serán tratados en capítulo aparte.

En lo que concierne a la facies química de las aguas, el grueso de las mismas quedan comprendidas dentro del grupo de bicarbonatadas cálcicas y/o calco-magnésicas, excepción hecha en las aguas del Túnel del Sumidor (sulfatadas cálcicas las del interior, y cloruradas sódicas en la surgencia) y del sector de la Mortera (cloruradas sódicas). También existen algunos puntos que presentan facies bicarbonatadas magnesianas (números 34 y 96), aunque poco numerosos.

Existe una relación entre la facies de las aguas y el residuo seco; éstas pasan de ser bicarbonatadas a sulfatadas y posteriormente a cloruradas, al aumentar la concentración en sales.

E) Concentración en las aguas de lluvia

Ya he señalado la posible incidencia de las aguas de lluvia en la presencia de determinados iones en las aguas de la unidad. Con el fin de determinar las características de las aguas de lluvia, recogí tres muestras de la misma los días 05/12/75 (en Cuatretonda, *a*), 10/02/76 (junto al sondeo núm. 53, *b*) y el 25/02/76 (junto al sondeo núm. 9, *c*) a distancias crecientes del mar. El sentido del movimiento del frente lluvioso era NE-SO, en los tres casos.

Ninguna de las muestras fue tomada en recipiente totalmente limpio, y en especial la primera, que recogí del agua caída de un tejado; por tanto, con posible concentración superior a la directamente caída de la lluvia. Hecha esta salvedad, los resultados obtenidos figuran en el cuadro 14.

Determinación	Muestra	a	b	c
Cond. electr. (micromhos/cm) 25° C		125	64	129
pH		7,7	7,6	7,4
Residuo seco a 110° C (mgr/l)		78	39	48
Ca ⁺⁺	"	12,6	8,0	8,0
Na ⁺	"	11,5	9,2	9,2
K ⁺	"	0,6	0,2	2,1
Cl ⁻	"	10,3	10,6	17,7
SO ₄ ⁼	"	12,9	9,6	4,8
CO ₃ H ⁻	"	42,7	13,4	13,4
NO ₃	"	11,9	3,5	4,7

Cuadro 14.—Características físico-químicas de las muestras de agua de lluvia.

Aunque consciente de la desigual representatividad de las muestras, tanto en su recogida como en el tiempo y número, pueden servir para hacer algunas constataciones. En primer lugar, es notable la ausencia de Mg^{++} en todas ellas. El ión Cl^- , en este caso, no es más abundante cuanto más próximo se está del mar, aunque esto no permite extraer conclusiones, ya que las muestras no corresponden a la misma lluvia. El ión NO_3^- se encuentra igualmente presente, lo cual corrobora lo que anteriormente dije, aunque no desecho la posibilidad de que parte del contenido proceda del recipiente de recogida de la muestra.

2.5.4 Calidad de las aguas para consumo humano

He representado (fig. 82) todas las muestras en el diagrama ideado por FERNANDEZ-RUBIO (1972), que ilustra de forma rápida la calidad química de las aguas para consumo humano, de acuerdo con las normas de la O. M. S. (1964). Se han identificado con tramas diferentes las aguas del sector de la Mortera y las del resto de la unidad. Las primeras sobrepasan los límites de potabilidad, de acuerdo con dichas normas. No obstante, la mayor parte de las aguas son de buena calidad, y entran dentro de las normas como «aceptables», y tan sólo algunas pocas son «tolerables».

Por el residuo seco son impotables las aguas de los puntos acuíferos números 13, 15 y 17 (La Mortera). Estas mismas sobrepasan los límites de potabilidad igualmente por su contenido en Cl^- . Por el contenido en Ca^{++} no hay aguas no potables; son tan sólo «tolerables» (en las fechas del análisis) las aguas de los puntos acuíferos números 8, 9, 13, 15, 17, 43, 52, 53, 74, 95, 100, 105, 111 y 114. Por el contenido en SO_4^{--} no es potable el agua del punto acuífero número 13, y son «tolerables» las aguas de los puntos números 14, 15, 17 y 114; los restantes son «aceptables».

El contenido en ión NO_3^- es también un compuesto limitante de la potabilidad de las aguas, para el que la legislación española es más rígida que las normas de la O. M. S. (C. A. E., 1967). El límite máximo permitido es de 45 mgr/l en las normas de la O. M. S. y de 30 mgr/l según el Código Alimentario Español. Sobrepasan las normas de la O. M. S. los puntos acuíferos números 65, 74, 95, 100 y 105; y las normas del C. A. E., los números 65, 74, 95, 100, 77 (un solo análisis, de los 17 existentes), 105 y 109.

De igual manera, el ión Zn hace no potables las aguas cuando sobrepasan una determinada concentración, que es de 15 mgr/l en las normas de la O. M. S., y de 1,5 mgr/l en las del C. A. E. Por este motivo, no serían aguas potables, de acuerdo con la legislación española, las aguas del sondeo número 9.

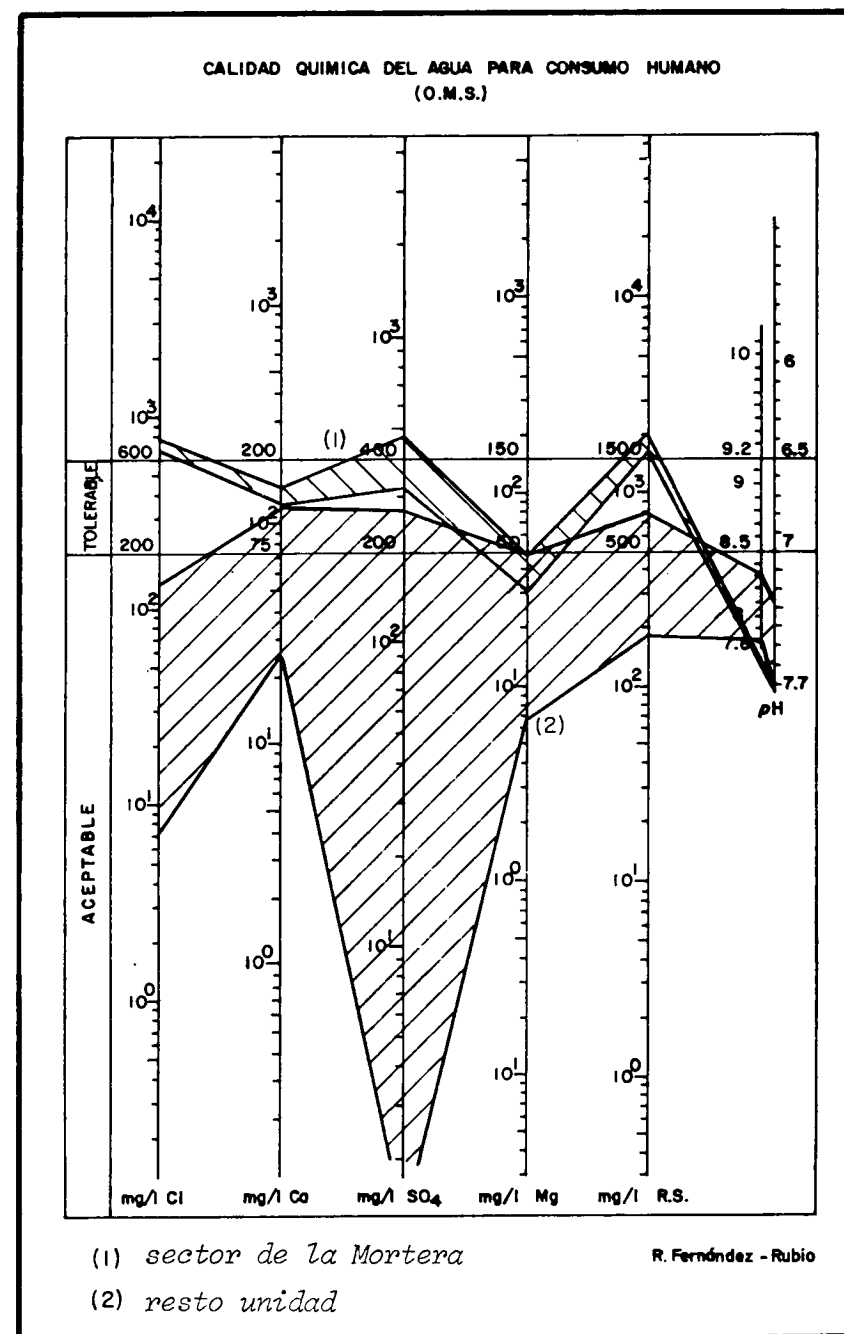


Figura 82.—Calidad química de las aguas de sierra Grossa para consumo humano.

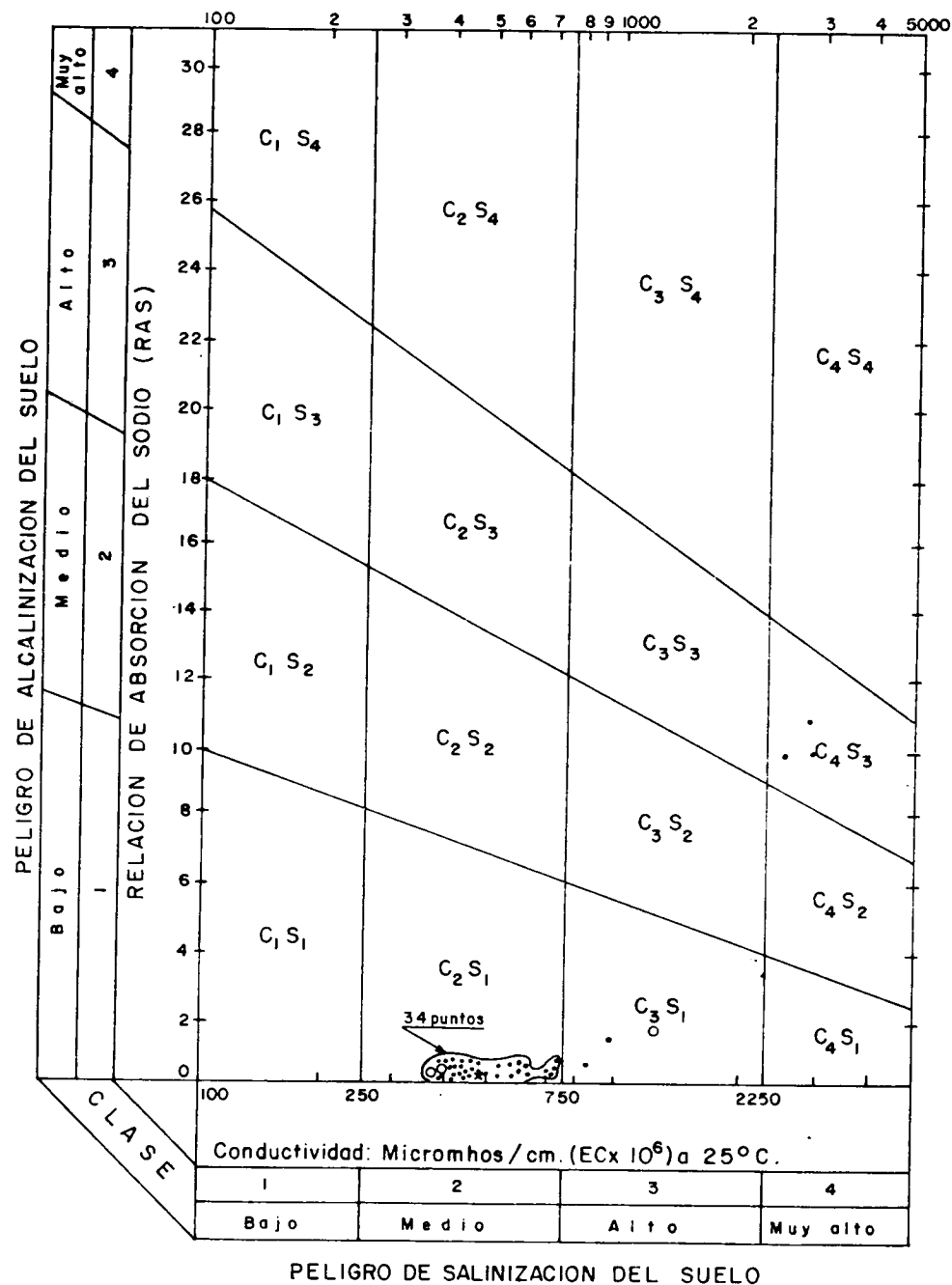


Figura 83.—Clasificación de las aguas de sierra Grossa para su uso en agricultura.

En resumen, aunque la mayor parte de las aguas de la unidad son de excelente calidad, existe un total de 11 puntos acuíferos que tienen aguas no potables según las normas del C. A. E. y 8 según las normas de la O. M. S. De estos, tres lo son como consecuencia de un elevado contenido en sales, y ocho (cinco según las normas de la O. M. S.) debido a procesos de contaminación de las aguas (NO₃⁻ y Zn⁺⁺).

2.5.5 Calidad de las aguas para uso agrícola

Para este fin he seguido la clasificación adoptada por el U. S. Salinity Laboratory Staff (1954, in CATALAN, 1969, pp. 309-310), que relaciona la «relación de absorción del sodio» (RAS o SAR) con la conductividad de las aguas, en micromhos/cm. De esta forma se obtienen 16 grupos, cada uno de los cuales define el riesgo de salinización y/o alcalinización del suelo. Esta clasificación figura como una de las más rigurosas de las existentes.

En la figura 83 se representan los puntos dentro del diagrama. La mayor parte de los 40 puntos representados se sitúan dentro del grupo C₂S₁ (34 puntos), es decir, aguas con bajo peligro de alcalinización del suelo y peligro medio de salinización, que no precisan de cuidados especiales en su uso. Tres puntos se sitúan en el grupo C₃S₁ (núms. 14, 114 y 105), para el que el riesgo de salinización es alto, y otros tres en el grupo C₄S₁. Estos últimos corresponden al sector de la Mortera (núms. 13, 15 y 17).

Serían aguas que presentan un peligro muy alto de salinización, y un alto riesgo de alcalinización del suelo. No obstante, estos pozos se utilizan en agricultura, aunque de forma moderada. La mezcla de estas aguas con otras de mejor calidad permitiría su empleo en regadío sin restricciones.

2.6 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LA UNIDAD

2.6.1 Aspectos generales

En este epígrafe se contempla la recarga y descarga de la unidad acuífera. La principal fuente de recarga, indiscutiblemente, es la procedente de la infiltración directa del agua de lluvia. De menor envergadura es la alimentación a partir de los ríos, el retorno de los regadíos, y la posible condensación del vapor de agua en las cavidades. La eventual alimentación subterránea, a partir de otras unidades acuíferas, se da como hipotética, sin demostrar, y menos aún, sin cuantificar; no obstante, el caudal de esta posible alimentación no sería muy importante.

Podemos adelantar, también, que la respuesta de la unidad a la infiltración tiene lugar de forma rápida, como se puede observar en los gráficos de evolución del nivel piezométrico (fig. 69), así como de los caudales de los manantiales. La descarga se efectúa principalmente: por manantiales, por bombeos en captaciones y de forma oculta a través de los límites con otros acuíferos.

La descripción de cada uno de estos mecanismos, su justificación y cuantificación será el objeto de las páginas siguientes.

2.6.2 Recarga

A) Infiltración de la lluvia

Según he indicado, la infiltración del agua de lluvia constituye la principal fuente de alimentación de la unidad acuífera, muy por encima de cualquiera de los mecanismos restantes invocados.

En el capítulo IV, epígrafe 6, se calculó la evapotranspiración real en base a una serie de fórmulas empíricas; supuesta nula la escorrentía, la infiltración estaría comprendida entre el 16,7 por 100 (TURQ) y 32 por 100 (THORNTHWAITE) de la precipitación medida (de 20 a 86 Hm³ para el año medio), valores que en principio parecen bajos para materiales en buena parte kársticos. En el balance que efectuaré se planteará, por tanto, la infiltración como incógnita.

Es de resaltar que el agua caída sobre la superficie calcárea se infiltra por las fisuras o escurre hacia las áreas deprimidas (dolinas y poljes), en donde parte se evapora, mientras otra parte se infiltra. En el caso de simas situadas en áreas deprimidas, prácticamente la totalidad de la lluvia caída pasa al acuífero. La escorrentía superficial tan sólo es apreciable tras lluvias prolongadas.

Las intercalaciones margosas —tramos 3) y 5) de la formación Creu y formación Oliva— pueden interceptar parte del agua infiltrada, y dar lugar a numerosos manantiales o rezumes tras la época lluviosa, pero de nuevo las aguas se infiltran en los materiales permeables infrayacentes. Así, localmente se pueden originar niveles colgados (figs. 67 y 70).

La ausencia de suelo, en gran parte de la unidad, favorece de forma considerable la infiltración. Paradójicamente, las dolinas y poljes, cuando tienen el ponor colmatado o carecen del mismo, pueden actuar como áreas donde la evapotranspiración relativa es mayor. La presencia de grandes conos de derrubios en algunas simas situadas en áreas deprimidas pone de manifiesto la violencia con que las aguas se infiltran. Todos estos argumentos (ausencia de suelos y cobertura vegetal, presencia de simas en

áreas deprimidas, etc.) apuntan hacia la no utilidad de las fórmulas empíricas para calcular la infiltración, en base a los balances de agua en el suelo.

B) Infiltración de los ríos

Los ríos que afectan a esta unidad son el Clariano, Albaida y Cánoles, descritos con anterioridad (capítulo V). El río Clariano cruza a la unidad a lo largo del anticlinal de Ayelo, antes de tributar al río Albaida. La relación de este río con el acuífero no está muy clara, ya que los niveles del agua en el río se sitúan por encima del nivel piezométrico del acuífero en el sector, y parecen fluctuar sin guardar mucha relación con las aguas superficiales.

Sin embargo, los aforos efectuados el día 15-11-76 arrojaron una diferencia en el caudal de 75 l/s entre aguas arriba (498 l/s) y aguas abajo (423 l/s) del afloramiento de calizas permeables (*). Para esta medición se hicieron un total de cuatro aforos, uno aguas arriba, con un cauce de sección desigual, y tres una vez pasadas las calizas (de éstos, dos corresponden a acequias que derivan agua del río, y que presentan una sección óptima de aforo, mientras que el tercero, en el cauce del río, correspondía a una sección muy irregular).

Por este motivo, puede existir un cierto error en las medidas. Sin embargo, parece lógica esta alimentación del río al acuífero, en un caudal función de la permeabilidad del cauce, de la altura de lámina de agua en el río y de la superficie inundada. El aporte del río puede ser responsable, además de la granja porcina existente en las proximidades, de la contaminación de las aguas del sondeo número 9.

El río Albaida, a su paso por la unidad, recibe parte de la descarga del acuífero. Así pues, actúa como dren.

El río Cánoles discurre unos dos kilómetros sobre las calizas permeables de la unidad, en las proximidades del área de la Mortera. Se desconoce la relación con el acuífero, aunque pienso que puede alimentarlo en la época en que lleva agua, que son unos pocos días al año y tras fuertes lluvias.

C) Retorno de regadíos

Dado que los regadíos existentes en la unidad se efectúan, de forma

* Realizados, a petición del autor, por el Ingeniero Técnico L. MITTELBRUM, en el marco del programa de investigación del IGME.

exclusiva, a partir de aguas bombeadas de la misma unidad, es decir, que no proceden de una fuente ajena, lo que hará será contabilizar el retorno de regadíos no como una entrada, sino como una «no salida» (MARGAT, 1969). El retorno de los regadíos puede alcanzar entre 20 y 30 por 100 del total bombeado.

El único área donde existen regadíos sobre la propia unidad es en el polje de Marchuquera. A lo largo del borde oriental se extraen aguas de la unidad, pero se riega fuera de ella, por lo que los bombeos brutos coinciden con los netos.

D) Condensación del vapor de agua en cavidades

Es un hecho comprobado que la humedad en el interior de las cavidades alcanza con cierta facilidad valores próximos al 100 por 100. En condiciones determinadas, el agua presente en el aire puede condensarse (GEZE, 1965; TROMBE, 1965 y 1969; PALOC, 1969). A 30° C, un metro cúbico de aire puede contener más de 30 gramos de agua, cifra que se reduce a 12,8 gr a 15° C (TROMBE, 1969, p. 19). El aire caliente y húmedo, al circular por una cavidad a temperatura más baja que la exterior, pierde por tanto parte del agua por condensación.

La contribución de este mecanismo, como aporte a la unidad, es algo de muy difícil comprobación y de cuantificación más compleja aún, si se tiene en cuenta que el proceso es reversible, es decir, que se pueden producir evaporaciones. GEZE (1965, p. 134) cita valores de 1 a 2 l/s obtenidos por este proceso en una sola cavidad (Riusec, Alto Garona). No dispongo de datos que me permitan evaluar el posible caudal aportado mediante este mecanismo, aunque pienso que no debe ser muy importante, comparado con la infiltración del agua de lluvia.

E) Alimentación oculta

La alimentación subterránea, a partir de otras unidades acuíferas, ha sido invocada para explicar el termalismo en la subunidad Ollería-Benigánim. Estas entradas se efectuarían a través de la formación Benigánim, para lo cual el agua tendría que circular bajo el sinclinal de Albaida y a profundidades quizá superiores a 1.000 metros en algunos puntos. El caudal de esta hipotética alimentación —si es que existe— se desconoce.

También se ha invocado la alimentación oculta entre las diferentes subunidades, que constituyen la unidad sierra Grossa, en especial entre la subunidad sierra Grossa s. str. y sierra de Bernisa y Ollería-Benigánim.

El salto brusco de niveles entre las dos primeras subunidades (170 m en el número 25, de sierra Grossa s. str., y 100 m en los números 26 y 27 de sierra Bernisa) se puede interpretar por la ausencia de conexión hidráulica, o debido a que ésta se efectúa a través de un tramo de baja permeabilidad, que hace aumentar de forma considerable el gradiente hidráulico. Dado que en ambos casos la alimentación es hipotética, cualquier cuantificación carecería de sentido.

2.6.3 Descarga

2.6.3.1 Salidas por manantiales

La descarga natural más importante se efectúa directamente al río Albaida. Algunos de los puntos de surgencia son visibles y se han inventariado (núms. 34, 35, 36 y 38), pero un elevado porcentaje del agua surge directamente en el cauce o muy próximo a él. Por este motivo, la cuantificación de la descarga se ha efectuado por diferencia de caudales aforados en el río, antes y después de la descarga, mediante la instalación de tres estaciones de aforo (*).

Otros manantiales importantes se sitúan en el extremo oriental de la unidad (núms. 77, 82 y 112), en el contacto con los materiales detríticos cuaternarios. Existen otra serie de manantiales de menor importancia (números 59 y 62), algunos de los cuales responden a fenómenos locales, desconectados del funcionamiento general de la unidad (núms. 7, 20, 21, 47, 71 y 109).

A) Descarga al río Albaida

El control de la descarga se efectúa mediante la lectura diaria de escala de tres estaciones foronómicas, una situada aguas arriba y dos aguas abajo del sector. La primera se localiza junto al puente de la carretera Bellús-Benigánim; la segunda, en la acequia de la Murta, que toma sus aguas del río Albaida en el cañón, y la tercera, en las proximidades del caserío de Alboy. El caudal de descarga se obtiene de la diferencia entre los de Alboy más Murta, con Bellús. De las tres estaciones, tan sólo la acequia de la Murta, totalmente revestida, presenta una sección de aforo óptima. Las otras dos estaciones no tienen ningún acondicionamiento especial. El cauce, que llega a variar de sección en las crecidas, no está revestido y presenta una sección muy irregular.

* Datos del PIHCMBJ y posteriores (IGME).

El control se inició en octubre de 1974. Los aforos, quincenales al principio, mensuales o bimensuales posteriormente, permitieron trazar una curva de ajuste de los valores directamente aforados. Diariamente se leen las alturas de escala, que se traducen en caudales de acuerdo con la curva de gastos. En la estación de Bellús se tuvo que cambiar la posición de la escala e iniciar una nueva curva de ajuste, tras unas crecidas. Con esto pretendo indicar que los valores medidos pueden estar sometidos a un error considerable, aunque permiten dar una orientación del orden de magnitud de la descarga anual. La posible escorrentía superficial entre ambas escalas se considera despreciable, dado que la mayor parte de los materiales aflorantes son calizas y dolomías, y que la cuenca vertiente es muy pequeña.

Por otro lado, hay una parte del caudal de la descarga que no se mide con esta disposición de las escalas. Aguas arriba de la estación de Bellús hay pequeños manantiales, así como aguas abajo de la estación de Alboy (núm. 38, al margen de la descarga que se pueda efectuar directamente en el cauce). Asimismo, la ciudad de Játiva capta unos 200 l/s del manantial número 34 (el caudal de dicho manantial, aunque no medido, debe oscilar entre 250 y 400 l/s; el excedente se arroja al río).

En la figura 84 se reflejan los valores de los caudales medios mensuales de la descarga medida, desde octubre de 1974 a septiembre de 1976.

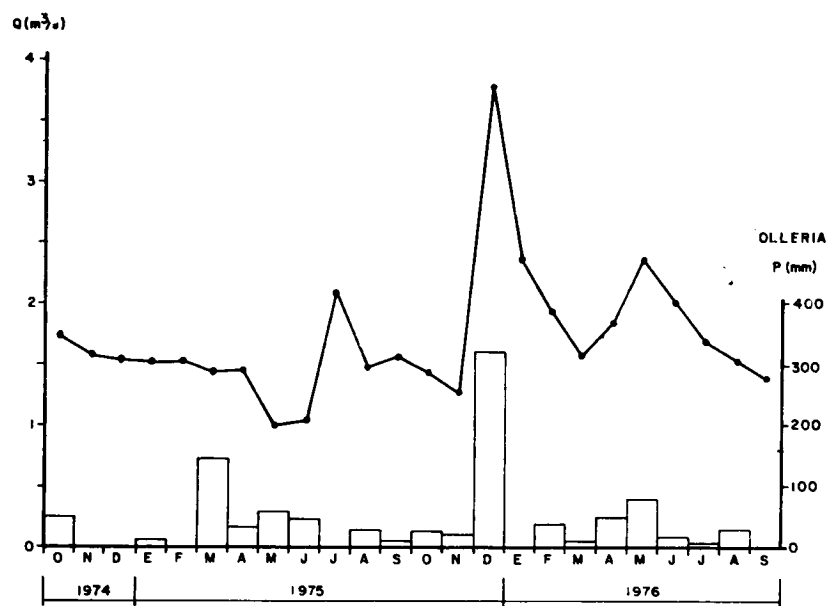


Figura 84.—Descarga del río Albaida. Caudales mensuales medios. Se superpone la precipitación medida en Ollería.

El caudal medio del período es de 1.714 l/s. Para el año 1974-75 fue de 1.497 l/s y de 1.921 l/s para 1975-76. Las aportaciones para estos mismos años fueron de 45 y 61 Hm³, respectivamente. La fluctuación máxima del caudal medio mensual fue de 2.770 l/s (mayo 75: 1.006 l/s, y diciembre 1975: 3.776 l/s). En el plano 3 se representa el hidrograma con los caudales diarios en ordenadas semilogarítmicas, para el período indicado.

Como es sabido, la ecuación de la curva de agotamiento, en régimen no influenciado, es de la forma $y = ae^{-nx}$, en que a y n son constantes; x e y , variables, y e , la base de los logaritmos neperianos (in CASTANY, 1963, p. 533). La fórmula más empleada para el cálculo de la curva de agotamiento es la obtenida por MAILLET (1905):

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad [1]$$

donde Q_t es el caudal (en m³/seg) en el tiempo t ; Q_0 , el caudal en el inicio del agotamiento; e , 2,718; t , el tiempo transcurrido, en días, para pasar desde el caudal Q_0 al caudal Q_t ; y α , el «coeficiente de agotamiento», cuyas dimensiones son 1/T (1/días).

Si tomamos logaritmos en la fórmula [1] se tiene:

$$\log Q_t = \log Q_0 - (\alpha \log e)t$$

y si sustituimos $\log e$ por su valor, la expresión queda:

$$\log Q_t = \log Q_0 - (0,4343 \alpha)t$$

Diversos autores, basados en datos empíricos, han calculado otras fórmulas similares a ésta, aplicables para casos particulares (in CASTANY, 1963; SCHOELLER, 1965; MANGIN, 1975; CUSTODIO y LLAMAS, 1976, etc.).

Cuando se representa el caudal en ordenadas logarítmicas, en función del tiempo (abscisas aritméticas), los períodos no influenciados se deben alinear según una recta, a partir de la cual se puede calcular el valor de α de forma gráfica, aunque, como aconseja CASTANY (1963), es mejor la resolución analítica.

De todo el período representado para la descarga al río Albaida sólo he encontrado favorable para el cálculo de α la descarga correspondiente al mes de enero de 1976 (plano 3). Tras la lluvia caída el día 31 de diciembre, los caudales medidos se alinean de forma aproximada según dos tramos rectos de diferente pendiente, del día 1 al 8 de enero y del 15 al 21. El valor obtenido para α es de 0,116 días⁻¹, en el primer tramo, y de 0,023 días⁻¹, en el segundo. Se observa que el vaciado se efectúa de forma muy rápida, para disminuir progresivamente, hasta llegar a un tramo de tendencia horizontal alrededor de los 1.700 l/s.

Como señala SCHOELLER (1965), el vaciado se hace más rápidamente cuanto más alto es el valor del coeficiente de agotamiento, lo cual indi-

caría un elevado valor de la permeabilidad en grande y una baja porosidad de la roca. Todo esto se enlaza con la dinámica de la circulación a lo largo de grandes conductos y/o pequeñas fisuras y diaclasas.

Esta descarga rápida también se puede explicar como consecuencia del aumento brusco del gradiente hidráulico; un macizo calcáreo cuya recarga se efectúa de forma muy rápida y localizada en el tiempo, si tiene un bajo coeficiente de almacenamiento y se drena por un punto (o serie de puntos), a una cota determinada, acusa una desmesurada subida del nivel piezométrico y, por tanto, del gradiente hidráulico, al ser constante o casi el nivel de las surgencias; por tanto, los caudales serán mucho mayores tras la recarga brusca, al ser directamente proporcionales al gradiente; a medida que transcurre el tiempo, los niveles descienden, y con ellos el valor del gradiente, lo cual supone una disminución en el caudal de tránsito. Todo ello en el supuesto de no variar la permeabilidad y anchura de la superficie drenada por el manantial.

En función de los datos disponibles, estimo el caudal medio anual no medido en las estaciones de aforo en unos 350 l/s (200 l/s para el manantial captado por Játiva, 100 l/s para los existentes aguas abajo de la estación de Alboy y 50 para los situados aguas arriba de la estación de Bellús).

B) Fuente Mayor de Simat de Valldigna

Es el segundo manantial en importancia de la unidad acuífera. Se localiza en el interior del núcleo urbano y está acondicionado. Surge en el contacto de las dolomías del grupo Jaraco con los materiales detríticos cuaternarios del valle de Simat, si bien es posible que se encuentren los materiales del grupo Valencia a poca profundidad (en una campaña de prospección geofísica efectuada en el marco del PIHCMBJ —IGME, 1974— se detectó la presencia de un nivel muy conductor a poca profundidad).

Este manantial se controla desde principios del mes de febrero de 1973, con una sección de aforo muy favorable, que sólo acusa anomalías cuando cierran unas compuertas en la conducción de las aguas, en cuyo caso se corrigen las lecturas de escala. Los valores del caudal medio mensual se representan en la figura 85.

Esta surgencia ha sido siempre relacionada con el polje de Bárig (CÁVANILLES, 1795-97; VILANOVA, 1893; CALVO, 1908; BRINKMANN, 1931; etcétera). CALVO (1908), tras analizar los caudales del manantial y las precipitaciones, llegó a la conclusión de que la cuenca tenía que ser mayor que la estricta del polje, y que la aportación de las aguas del polje contribuye tan sólo en esporádicas avenidas.

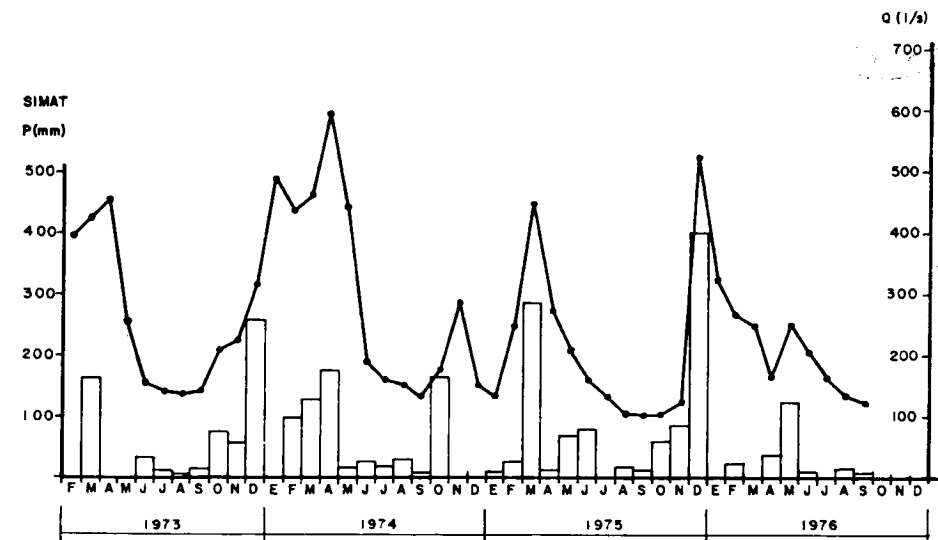


Figura 85.—Hidrograma de la Fuente Mayor de Simat. Caudales medios mensuales, junto con la precipitación medida en la estación de Simat.

Lo cierto es que la respuesta del manantial a las lluvias es muy rápida (plano 3). Así, por ejemplo, los días 25 y 26 de noviembre de 1975 se midieron 80 mm (en total) en la estación de Simat. Durante el tiempo que duró la lluvia el caudal se mantuvo en 130 l/s, pero a las doce horas pasó a 200 l/s y a los dos días la surgencia volvió a su caudal normal. En diciembre del mismo año se pasó de 124 l/s (día 2) a 780 l/s (día 10), tras 307 mm caídos en siete días. En estos casos las aguas surgen turbias, como consecuencia de los arrastres de arcillas, arenas y cantos finos.

De la representación que figura en el plano 3 (caudales en ordenadas logarítmicas, y días en abscisas aritméticas) se ha obtenido una serie de tramos rectilíneos, correspondientes a períodos de descarga no influenciados. Es notable el período comprendido entre marzo y julio de 1973, tras las lluvias acaecidas los días 21, 22 y 23 del primero de los meses (158 mm medidos en la estación de Simat).

El estudio de la curva de agotamiento de este período es muy interesante, dado que se presentan una serie de tramos rectos de pendiente diferente. He diferenciado seis en total, aunque entre los cuatro primeros y los dos últimos se registraron unos días de lluvia (los días 2, 4, 6 y 7 de junio se midieron 27 mm en la estación de Simat).

A un primer tramo, de pendiente pronunciada (se pasa de 675 l/s a 420 l/s en veinticinco días) le sucede un tramo de pendiente menos pro-

nunciada (de 420 a 390 l/s en catorce días); el siguiente tramo es de pendiente similar al primero (de 390 a 285 l/s en quince días). Inmediatamente después se produce un descenso brusco de caudal (de 285 a 196 l/s), a lo que sigue una recta de pendiente suave (se pasa de 196 a 172 l/s en dieciséis días), para obtenerse cada vez rectas de pendiente más suave (de 152 a 148 l/s en veinticuatro días, y de 145 a 135 l/s en diecinueve días). Se observa, pues, que la descarga tras las lluvias, en este caso, se efectúa de forma rápida, para, pasado un cierto tiempo, disminuir muy lentamente el caudal, bajar más de prisa y hacerlo finalmente de forma paulatina. El tramo final es prácticamente una recta paralela al eje de abscisas.

En el modelo conceptual a que se tiende en las nuevas ideas sobre el karst, es decir, bloques de gran volumen, pero de muy baja permeabilidad, separados por una red kárstica de permeabilidad muy elevada que ocupa un volumen pequeño, el primer tramo de la recta podría corresponder al drenaje dominante por estos conductos; en el segundo tramo, el aporte retardado de los grandes bloques, que quedarían por encima de estos conductos, permite estabilizar el caudal un cierto tiempo, hasta descender a un nivel inferior en el que de nuevo es el agua contenida en los conductos anchos la que se drena de forma principal. El siguiente tramo, de menor pendiente, estaría mantenido en parte por el aporte de «drenaje retardado» procedente de los grandes bloques. Evidentemente, el gradiente disminuye de forma progresiva, a medida que avanza la descarga, y cada vez más lentamente.

Los valores del coeficiente de agotamiento obtenidos para cada uno de los seis tramos se representan en el cuadro adjunto. Estos oscilan entre 0,0209 (tramo 3) y 0,0011 (tramo 5). El volumen almacenado por encima de la cota de las emergencias («capacidad de almacenamiento» en la denominación de CASTANY, 1963) oscila entre 11,8 Hm³ (tramo 5) y 1,6 Hm³ (tramo 3). En la interpretación clásica, el primero correspondería al volumen drenado por las fisuras y pequeños conductos, y el segundo, por los grandes conductos. Se tendría una relación máxima entre ambos comprendida entre 7-4 : 1 (V = 3 Hm³ en el tramo 1).

Número	1	2	3	4	5	6
Fecha (1973)	Marz-Abr	Abril	Mayo	Mayo	Jun-Jul	Julio
.....
α (días ⁻¹)	0,0189	0,0053	0,0209	0,008	0,0011	0,0037

Cuadro 15.—Valores del coeficiente de agotamiento en el período de marzo a julio de 1973.

En este caso la rápida respuesta del manantial frente a las lluvias se interpreta como consecuencia de que el material acuífero tiene elevada permeabilidad y bajo coeficiente de almacenamiento (SCHOELLER, 1965), lo cual es un inconveniente si se pretende regular el manantial mediante sondeos. Si a ello se une la abrupta topografía, se tiene que las obras de captación se podrían realizar tan sólo junto al manantial y en el extremo del área de recarga (Plá de Corral), para que las alturas de elevación no fuesen excesivas.

Del resto de la curva $\log Q = f(t)$ he calculado los coeficientes de agotamiento en otros once casos, en los que se obtenían rectas en período no influenciado (plano 3, rectas 7 a 17). Los valores obtenidos para α y V se reflejan en el cuadro 16.

Nº	Fecha	t (días)	α (días ⁻¹)	V(Hm ³)
7	Ene-Feb 74	33	0,0067	5,9
8	Marzo "	14	0,0098	3,5
9	" "	7	0,0396	1,4
10	Abril "	6	0,0158	2,9
11	May-Jun "	22	0,0357	1,1
12	Oct-Nov "	10	0,0164	1,7
13	Nov-Dic "	13	0,0621	0,4
14	Marzo 75	9	0,0497	1,25
15	Abril "	12	0,0226	1,5
16	Dic-En 76	26	0,0271	2,4
17	Julio "	24	0,0142	3,0

Cuadro 16.—Valores del coeficiente de agotamiento y volumen drenado por gravedad (V) en la fuente de Simat.

C) Otros manantiales

El manantial número 39 tiene un funcionamiento «trop-plein», en relación con el número 38 (manantial de Alboy, Fuente de San Juan). Así permaneció muchos años sin surgir, hasta el 1973, en que actuó un corto tiempo (se le denomina Fuente Seca).

El manantial número 3 constituye el punto de drenaje natural del subsistema de la sierra de la Atalaya. Se le estima un caudal medio anual de 10-15 l/s (13 l/s según el Ayuntamiento de Mogente). Surge cerca del con-

tacto de las calizas y dolomías de la formación Creu con la formación Bélgida.

Los manantiales Clot de la Font (núm. 82) y de la Carretera o Jeresa (número 112) son puntos de drenaje conectados con el funcionamiento general de la unidad. El primero de ellos surge en el valle de Simat, al sur de Tabernes, en el contacto de la formación Creu con los materiales detríticos cuaternarios, como consecuencia del contraste de transmisividad. Parte de sus aguas se utilizan en el abastecimiento a Tabernes de Valldigna. Desconozco el caudal y la evolución del mismo, si bien algunos aforos, efectuados con flotador por el equipo del PIHCMBJ (IGME), arrojaron valores de caudal comprendidos entre 100 y 150 l/s. Sin embargo, se suele secar en estiaje o reducir de forma considerable el caudal. Estimo que el caudal medio anual debe estar próximo a 100 l/s.

El manantial de la Carretera surge en las proximidades de Jeresa en el borde con la plana de Gandía-Denia, en un área semipantanosas y deprimida, como consecuencia del contraste de transmisividades y la baja cota del terreno. Debido a la suavidad del relieve, las aguas discurren a muy baja velocidad, hecho que dificulta la posibilidad de aforar. Al igual que en el manantial anterior, estimo un caudal medio anual de 100 l/s. En condiciones similares al manantial de la Carretera, aunque de forma más dispersa, hay surgencias en el borde con la marjalería de Jaraco, entre Jaraco y Tabernes. Estas aguas se contabilizarán como alimentación oculta al acuífero detrítico de borde.

El manantial número 59 (fuente de la Parra), situado al sur de Barcheta y norte de la sierra de Requena, surge en el contacto de las calizas de la formación Creu con los materiales del grupo Valencia del diapiro de Barcheta. De funcionamiento muy irregular, con frecuentes crecidas y a menudo seco en estiaje, se controla en la actualidad mediante un sondeo de 28 metros de profundidad, excavado en las proximidades. Le estimo un caudal medio anual de unos 30 l/s.

Posiblemente desconectado del acuífero principal, surge en la ladera del Buscarró el manantial del Plá de Corral (núm. 62), origen del río Barcheta. Nace en favor de la falla inversa que se extiende desde el Plá de Corral hasta Jeresa. La cota de la surgencia (unos 200 m), superior a lo que se mide en los sondeos próximos (unos 160 m), hace pensar en la posibilidad de que drene a un pequeño acuífero colgado (epikárstico?) desconectado del principal. El caudal medio estimado es de 20 l/s.

Los manantiales de Ayelo de Malferit (núms. 20 y 21) surgen junto al cauce del río Clariano, y corresponden al drenaje del pequeño recubrimiento detrítico que yace sobre la formación Bélgida. Por este motivo, sus aguas presentan una composición química muy diferente a las aguas de la unidad principal.

2.6.3.2 Bombeos en captaciones

Según los datos del Inventario Nacional de puntos acuíferos (realizado por el IGME entre los años 1972-73), el número de captaciones con instalación de bombeo existentes en la unidad es del orden de 100. El bombeo bruto total asciende a 25 Hm³ (esta cantidad puede presentar ligeras variaciones de unos años a otros, de acuerdo con la lluvia caída y su distribución, especialmente en aquellos pozos cuyas aguas se emplean en agricultura; a pesar de esto, pienso que ésta es una cifra media bastante aproximada).

La repartición espacial de los bombeos es muy desigual; las extracciones máximas se efectúan en el sector de la Marchuquera y cuenca del río Beniopá, y en el borde con la franja litoral. En el interior, el máximo se registra entre el sector de la Mortera y las proximidades de Játiva-Genovés.

En la subunidad de la sierra de la Atalaya se efectúan bombeos en un solo sondeo, del que se extraen 0,1 Hm³/año, y en cuatro pozos, que riegan unas 100 Ha. De la subunidad Ollería-Benigánim se extraen unos 0,4 Hm³/año, de tres pozos.

Dentro de la subunidad sierra Grossa *s. str.* se extraen 6 Hm³/año en el sector de Marchuquera-Beniopá, con los que se riegan más de 1.200 Ha, principalmente de cítricos. Los pozos instalados son 32. Dado que estos regadíos se efectúan dentro de la misma unidad (polje de Marchuquera), una cierta cantidad de agua vuelve al acuífero por infiltración, reciclaje que estimo en el 20 por 100, por lo que los bombeos netos en el sector serían de 4,8 Hm³/año.

Por otro lado se extraen, para abastecimiento urbano, 6,5 Hm³/año de catorce perforaciones. En el sector de la Mortera se extraen 1,5 Hm³/año de seis captaciones, que riegan unas 240 Ha. Del resto de la subunidad se bombean 9,4 Hm³/año, a partir de 38 sondeos, caudal con el que se riegan unas 1.500 Ha.

En resumen, los bombeos netos son del orden de 23 Hm³/año, de los que 6,5 se emplean en abastecimiento urbano (núcleos de Mogente, Benigánim, Cuatretonda, Luchente, Gandía, etc.) y el resto en agricultura, para regar algo más de 3.000 Ha.

2.6.3.3 Salidas ocultas laterales

La descarga lateral de la unidad, a través de los bordes permeables, es de difícil cuantificación. Voy a tomar como elemento de partida el modelo de simulación matemática del acuífero detrítico de la plana de Gandía-Denia (BODEGA *et al.*, 1976), que se pone directamente en contacto

con esta unidad, a lo largo de unos 22 Km; recibe alimentación del acuífero calcáreo y como tal se modeló. Para ello se supuso que cumplía la ley de Darcy, y que la circulación se efectuaba de forma homogénea.

Para el período de simulación elegido (noviembre 1973-octubre 1974) el valor de la descarga obtenido, una vez calado el modelo, fue de 12 Hm³/año. La transmisividad del borde, para este caudal, quedó comprendida entre 300 y 1.000 m²/día, con un valor medio de 800 m²/día. El gradiente medio anual fue del 2 por 1.000. Aunque el caudal de la descarga debe ser variable de unos años a otros, de acuerdo con el mayor o menor gradiente, pienso que esta cifra se puede tomar como orientativa del volumen anual de la descarga oculta al acuífero detrítico del borde litoral.

El otro borde permeable se sitúa en el sector de la Mortera, donde las calizas de la formación Creu y las areniscas de la formación Benigánim se ponen en contacto con los materiales detríticos de la depresión de Canals, a lo largo de unos 4 Km. En este sector el gradiente es algo mayor que en el otro borde, y lo estimo en 0,5 por 100 medio anual. Supuesta una transmisividad media similar a la del borde oriental (800 m²/día) y que se cumple la ley de Darcy, el volumen anual de la descarga ascendería a unos 6 Hm³, cifra que considero bastante aproximada.

2.7 EL BALANCE

2.7.1 Componentes

El balance de la unidad acuífera se resume en la siguiente ecuación:

$$\text{Entradas} - \text{Salidas} = \text{Variación de la reserva}$$

para un lapso de tiempo determinado (mes, año o varios años). Si durante el período considerado es nula la variación de la reserva, la ecuación queda:

$$\text{Entradas} - \text{Salidas} = 0$$

es decir, que las entradas serían igual a las salidas. La evaluación de las entradas es, en principio, más difícil que la cuantificación de las salidas, por lo que partiré de estas últimas para llegar a las primeras.

Las salidas, como ya dije, se efectúan por manantiales, mediante bombeos y por drenaje oculto. Los caudales de las dos surgencias más importantes se controlan (descarga al río Albaida y Fuente Mayor de Simat), y la descarga de las restantes se puede estimar, sin que el error cometido en ello pueda afectar de forma considerable al resultado final.

Los bombeos se han deducido del inventario de puntos acuíferos, y el

drenaje oculto se ha estimado de acuerdo con los datos del modelo matemático de la plana de Gandía-Denia y por aproximación, a partir de la ley de Darcy.

Las entradas principales corresponden a las procedentes de la infiltración del agua de lluvia y, en menor proporción, por alimentación a partir de los ríos que cruzan la unidad (Clariano y Cãñoles), y condensación en cavidades. El último término lo considero despreciable, y para el segundo haré una estimación, en base a los aforos realizados en el río Clariano.

A continuación voy a exponer el balance para los años 1974-75 y 1975-76 (octubre-septiembre), años en que las surgencias principales tienen control. Por aproximación presentaré el balance del año húmedo, año seco y año medio (del período de treinta años analizado). Como hipótesis de partida, supongo nula la variación de la reserva, lo cual puede estar muy próximo de la realidad (fig. 69).

2.7.2 Balance para el año 1974-75

2.7.2.1 Salidas

A) Salidas por manantiales

La descarga al río Albaida, medida en las estaciones de aforo, fue de 45 Hm³. La cifra estimada para la descarga no controlada en las estaciones de aforo es 10-15 Hm³. En cuanto al caudal drenado por la Fuente Mayor de Simat durante este año, fue de 6,4 Hm³/año. Estimo la descarga por los manantiales Clot de la Font y Carretera comprendida entre 6 y 10 Hm³/año. Los manantiales restantes (Fuente de la Parra y Plá de Corals) pueden descargar un caudal comprendido entre 1 y 2 Hm³/año.

B) Bombeos netos

De acuerdo con lo expuesto en el epígrafe 2.6.3.2, los bombeos netos anuales ascienden a 23 Hm³.

C) Salidas ocultas

He estimado las salidas a través del borde oriental en 12 Hm³, y para el borde con el acuífero de la depresión de Canals en 6 Hm³, basado en el razonamiento expuesto en el epígrafe 2.6.3.3.

2.7.2.2 Entradas

A) Infiltración de los ríos

De acuerdo con el aforo efectuado en el río Clariano, éste alimenta al acuífero. El valor obtenido, 75 l/s, puede ser orientativo del orden de magnitud. Estimo que la recarga a partir de los dos ríos con posibilidades de alimentar a la unidad, Clariano y Cãñoles, puede oscilar entre 3 y 5 Hm³.

B) Infiltración del agua de lluvia

Despreciada la condensación en cavidades como fuente de alimentación importante, y considerada nula la variación de la reserva, la infiltración del agua de lluvia ha de ser igual a las entradas menos la alimentación de los ríos. Las entradas ascienden, en cifras redondas, a 110-120 Hm³/año y la alimentación de los ríos a 3-5 Hm³/año, por lo que la infiltración del agua de lluvia, según este razonamiento, estaría comprendida entre 107 y 115 Hm³/año.

En la figura 86 se representan las curvas isoyetas correspondientes a este período. La lluvia caída en los 370 Km², obtenida por planimetría, as-

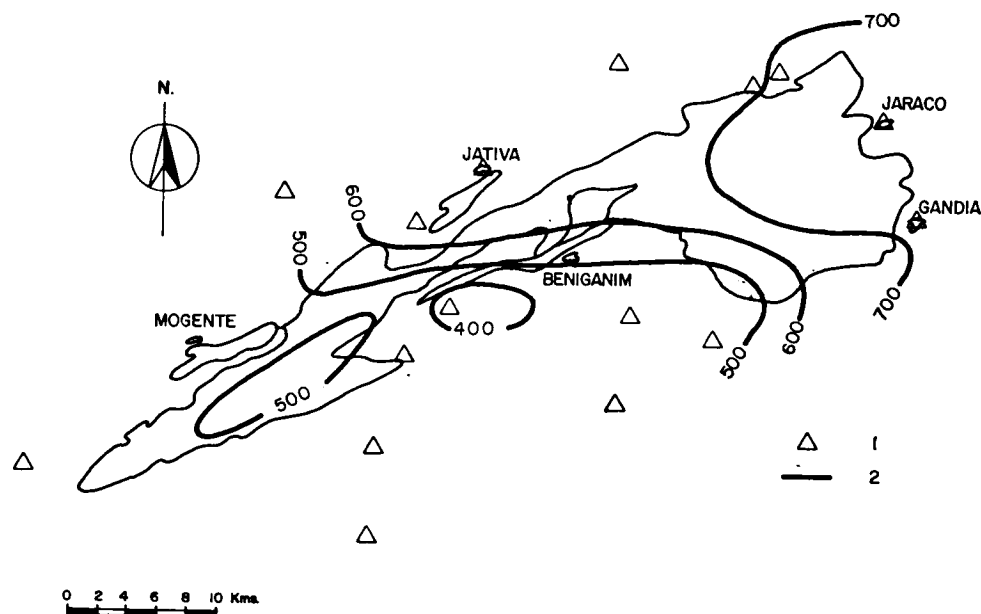


Figura 86.—Isoyetas del año 1974/75 (1: Estación considerada para el trazado; 2: Curva isoyeta —mm—).

ciende a 230 Hm³, que corresponde a una lámina de agua de 623 mm. De esta manera, el porcentaje de lluvia infiltrado estaría comprendido entre 46,5 y 50 por 100, valor muy en consonancia con los obtenidos por otros autores en regiones y acuíferos similares (HIDALGO, 1974).

Estas cifras corroboran el comentario que hacía a los resultados del cálculo de la infiltración a partir de fórmulas empíricas (TURQ, COUTAGNE y THORNTHWAITTE), en el sentido de que los valores que se obtenían a partir de los mismos eran por defecto.

2.7.2.3 Otros métodos

Existen muchos otros métodos para la determinación de la infiltración del agua de lluvia; son notables los de SCHOELLER (1962, pp. 479-489), KESSLER (1965) y KULLMAN (1965), entre otros. Los dos últimos se han obtenido tras el estudio detallado de unos acuíferos determinados, y son por tanto de validez restringida, mientras que el primero se basa en el contenido en cloro del agua de lluvia y del agua subterránea.

Este último método permite obtener una idea aproximada de la infiltración. Si se supone nula la escorrentía superficial, y que el suelo no aporta ión cloruro (la vegetación es tan poco densa que se puede suponer que no afecta al balance del ión), la infiltración [2] se puede calcular de la relación (in CUSTODIO y LLAMAS, 1976, p. 1034):

$$\frac{I}{P} \approx \frac{C_p}{C_i} \quad [2]$$

en la que P es la pluviometría en mm, C_p el contenido medio en cloruros del agua de lluvia, y C_i el contenido del agua subterránea.

Los valores obtenidos para la concentración del Cl⁻ en el agua de lluvia, en los tres análisis efectuados, eran de 10,3, 10,6 y 17,7 mgr/l, respectivamente. Supongo que la concentración del agua de lluvia debe estar comprendida entre los dos valores extremos; la concentración del agua subterránea, calculada según la media aritmética de todos los análisis de la unidad (no he considerado los análisis del sector de la Mortera, Sumidor y Marchuquera, pues estimo que el elevado contenido en Cl⁻ tienen otro origen, diferente al procedente de la concentración del agua de lluvia), es de 23,9 mgr/l.

De la aplicación de la fórmula [2] se obtiene un valor de I comprendido entre 268,5 y 461 mm, lo que equivale al 43-74 por 100 de P. Si se considera como concentración del agua de lluvia la media aritmética de los tres resultados obtenidos (12,86 mgr/l), el valor de I es en este caso 335,4 mm (53,8 por 100).

2.7.2.4 Análisis crítico

Es evidente que la evaluación de los diferentes componentes que intervienen en el balance no presenta el mismo grado de precisión, e incluso los elementos mejor cuantificados pueden estar sometidos a un determinado error. Algunos de ellos (condensación en cavidades, alimentación oculta a partir de otras unidades, etc.) han sido despreciados, aunque en realidad pienso que no deben afectar de forma considerable al resultado final. Asimismo he supuesto nula la variación de la reserva.

La cuantificación del error es igualmente difícil de estimar, ante las diferentes aproximaciones realizadas. El balance de cloruros se manifiesta como un método bastante aproximado en la estimación de la infiltración, aunque en este caso el valor medio peca por exceso (53,8 por 100).

2.7.3 Balance para el año 1975-76

2.7.3.1 Salidas

A) Salidas por manantiales

La descarga del río Albaida, medida en las estaciones de aforo, fue de 61 Hm³. Como en el año 1974/75, estimo la descarga no medida por las estaciones de aforo en unos 10-15 Hm³. En la Fuente Mayor de Simat, el volumen anual aforado fue de 6,9 Hm³. Estimo un caudal para las surgencias restantes comprendido entre 7 y 12 Hm³/año.

B) Bombeos netos

Considero la cifra estimada para el año medio, es decir, 23 Hm³.

C) Salidas ocultas

Al ser este un año más húmedo que el anterior, la descarga oculta a los acuíferos de borde deberá ser superior. Estimo un volumen anual comprendido entre 18 y 20 Hm³.

2.7.3.2 Entradas

A) Infiltración de los ríos

De acuerdo con el mismo razonamiento que para el año anterior, estimo la recarga comprendida entre 3 y 5 Hm³.

B) Infiltración del agua de lluvia

Al igual que en el año anterior, y en base a las hipótesis de partida, las salidas contabilizadas, menos la infiltración a partir de los ríos, constituyen el valor aproximado de la infiltración de la lluvia. Las salidas totalizan 130-140 Hm³ (cifras redondeadas), por lo que la infiltración del agua de lluvia estaría comprendida entre 125 y 135 Hm³.

La lluvia caída durante el año (fig. 87) totalizó 245 Hm³ (unos 660 mm de lámina de agua para los 370 Km² de superficie total de la unidad); el porcentaje de la lluvia infiltrada está comprendido, en este caso, entre el 51 y 57 por 100, algo superior al año 1974-75.

2.7.3.3 La infiltración según el balance de cloruros

Con relación al año anterior, el único elemento que varía es la precipitación, que es 660 mm en lugar de 623. De acuerdo con la fórmula [2] y con las mismas hipótesis de trabajo, se obtiene una infiltración comprendida entre 284 y 489 mm, que suponen el 43 y 74 por 100, respectivamente, con un valor medio de 355 mm (53,8 por 100), muy próximo al obtenido por la cuantificación de las salidas (54,5 por 100).

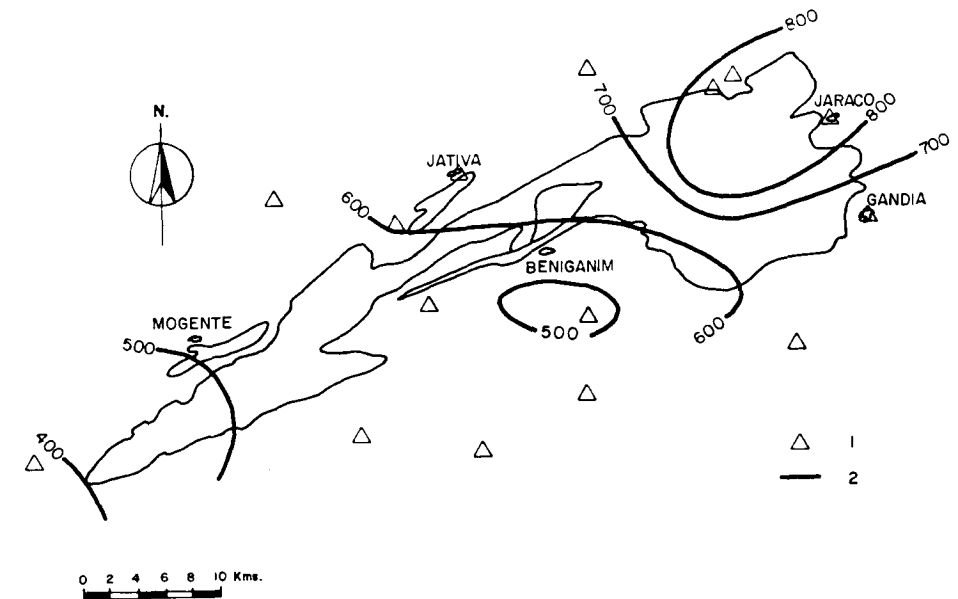


Figura 87.—Isoyetas del año 1975/76 (1: Estación considerada para el trazado; 2: Curva isoyeta —mm—).

2.7.4 Balance del año húmedo

He considerado como año húmedo del período de 30 años estudiado (1945/46-1974/75), el correspondiente al año 1958/59 (capítulo IV). La precipitación caída sobre la unidad ese año fue de 435 Hm³ (fig. 7), que corresponde a una lámina de agua de 1.175 mm.

No dispongo de serie histórica de datos en los aforos de las principales surgencias, por lo que el balance no lo puedo efectuar por ese camino. Sin embargo, de acuerdo con los datos obtenidos para los años 1974/75 y 1975/76, la media del porcentaje de la precipitación que se infiltra queda comprendida entre 48,7 y 53,5 por 100. Aunque tomada con muchas reservas, la aplicación de este mismo porcentaje a la precipitación media en el año húmedo, puede dar una idea del orden de magnitud de la infiltración de agua de lluvia.

Los valores así obtenidos están comprendidos entre 572 y 629 mm, que suponen 210-235 Hm³ (cifras redondeadas). El valor de estas cifras es meramente orientativo y muy discutible. Es posible que sea mucho mayor, si se tiene en cuenta que el porcentaje infiltrado de la precipitación aumentó al hacerlo la lluvia caída en los dos años analizados; claro que tan sólo dos datos no son suficientes como para poder sacar conclusiones.

Además de la infiltración del agua de lluvia, hay que considerar la infiltración de los ríos (IR) Cãñoles y Clariano, que al ser un año húmedo, registrarían más aportaciones y por tanto mayor caudal infiltrado. Carezco de elementos de juicio como para cuantificar este componente.

En resumen, las aportaciones al acuífero (o recursos globales no regulados), para el año húmedo, estarían comprendidos entre 210-235 Hm³ + IR.

2.7.5 Balance del año seco

El año seco del período estudiado corresponde al 1960-61, en que la precipitación medida en la unidad fue de 305 mm (capítulo IV, fig. 8), que suponen un volumen de lluvia de apenas 315 Hm³.

Con el mismo razonamiento seguido para el año húmedo, la infiltración de la lluvia estaría comprendida entre 56 y 62 Hm³. El mismo comentario que para el año húmedo, pero a la inversa, se puede hacer para el año seco, es decir, que al ser menor la precipitación, la infiltración puede igualmente ser un porcentaje bastante inferior al considerado. Esto puede depender, entre otras cosas, de la distribución de las lluvias a lo largo del año y de su intensidad, ya que no se debe infiltrar el mismo porcentaje en lluvias caídas en verano que en invierno, ni de pequeñas lluvias o grandes lluvias.

Dado que la pluviometría alcanza valores tan bajos, se puede despreñar la infiltración a partir del río Cãñoles, que difícilmente llevaría agua, e incluso la del Clariano, por lo que los recursos no regulados del año seco quedarían comprendidos entre 56 y 62 Hm³, e incluso muy por debajo de esta cifra.

2.7.6 Balance del año medio

La precipitación caída el año medio fue de unos 250 Hm³ (668 mm de lámina de agua), cifra muy próxima a la del año 1975/76, de ahí que dicho año pueda ser considerado equivalente al año medio.

Con el mismo razonamiento seguido para los años húmedo y seco, la infiltración a partir del agua de lluvia queda comprendida (48,7 y 53,5 por 100) entre 122 y 134 Hm³. La infiltración a partir de los ríos sería similar a la estimada para el año 1975/76, es decir, comprendida entre 3 y 5 Hm³. Así pues, las aportaciones al acuífero (recursos globales sin regular) serían de 125-140 Hm³/año, para el año medio.

De esta cantidad, tan sólo 23 Hm³ están regulados, y se aprovechan del orden de 1/3 de las salidas por manantiales (28-32 Hm³), lo cual quiere decir que más del 50 por 100 de los recursos, para el año medio, se encuentran sin regular (se van por el río Albaida al Júcar y de éste al mar, y por el río Jaraco al mar).

La realización del proyectado embalse de Bellús (quizá con capacidad menor a la prevista —unos 72 Hm³—) permitiría satisfacer la demanda de los riegos tradicionales del río Albaida, y laminar las avenidas catastróficas, y al mismo tiempo se podrían explotar las aguas subterráneas de la unidad, para el regadío de parte del amplio valle de Albaida, en la actualidad ocupado por cultivos de secano.

Por otra parte, si se tiene en cuenta que la concentración media en CO₃Ca de las aguas de las surgencias es de unos 300 mgr/l, se obtiene que las aguas disuelven cerca de 40.000 Tm/año de carbonato cálcico, tanto en superficie como en las zonas no saturada y saturada, al margen de los complejos procesos de precipitación-disolución que se puedan producir en el interior.

3 UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

3.1 EL INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS

La mayor parte de los puntos acuíferos investigados se encuentran en el Inventario Nacional (IGME), del que he tomado gran parte de los datos.

En el mismo figuran unos 100 puntos acuíferos, de los que seleccioné 61 como más representativos, con idéntico criterio al empleado en la unidad sierra Grossa (Plano 1 y Anejo 5).

De estos puntos, 19 son manantiales o grupos de manantiales, 4 son pozos, 10 pozos-sondeos y los 28 restantes, sondeos; 6 de éstos son sondeos de investigación del INC o actual IRYDA, de los cuales dos han sido efectuados en el marco del PIHCMBJ, de cuyo control hidrogeológico estuve encargado. Diez obras tienen 50 o menos metros de profundidad, ocho están comprendidos entre 50 y 100 metros, 18 entre 100 y 200 metros y cinco superan los 200 metros (en uno de ellos, núm. 29, se desconoce la profundidad exacta). Un sondeo tiene 984 metros de profundidad (núm. 16) y otro 770 (núm. 17), ambos perforados por el IRYDA; el segundo de ellos está perforado en su totalidad en las margas de la formación Bélgida.

3.2 FORMACIONES ACUIFERAS

3.2.1 Consideraciones generales

Los materiales aflorantes en esta unidad sólo presentan ligeras variaciones con respecto a los existentes en la unidad sierra Grossa. También el comportamiento hidrogeológico de las formaciones es sensiblemente similar. Los acuíferos más importantes corresponden a las formaciones Creu, Infierno, Jaraco y Benigánim, por este orden, si bien es de destacar que en esta unidad la formación Infierno aflora mucho más ampliamente que en la de sierra Grossa.

Con respecto a las otras unidades litoestratigráficas podemos señalar lo siguiente:

El grupo Valencia (Keuper) tiene comportamiento similar al descrito para la unidad sierra Grossa, es decir, actúa como acuicludo, aunque aquí no tiene tan marcada incidencia sobre la calidad química de las aguas.

La formación Oliva (Neocomiense) tiene unos 230 m de potencia, muy superior por tanto a la medida en la unidad sierra Grossa, por lo que actúa más como acuicludo que como acuitardo. No obstante, al estar afectada por numerosos fenómenos tectónicos (barranco del Infierno y flanco septentrional), y actuar como nivel lubricante en movimientos tangenciales, la potencia se puede reducir de forma considerable por laminación; en estos casos puede actuar como nivel semipermeable. El tramo de areniscas calcáreas y calizas oolíticas, intercalado en la serie, da origen a numerosas fuentecillas de reducido caudal.

La formación Tollos (Oligo-mioceno) adquiere un importante desarrollo

en las proximidades de Agullent (unos 200 metros), pero se acuña rápidamente hacia el Este. Está constituida, al igual que en la unidad sierra Grossa, por arcillas y margas color salmón, con intercalaciones de conglomerados de matriz arcillosa. Desde el punto de vista hidrogeológico, actúa como acuicludo, si bien en los puntos de espesor reducido puede transmitir agua de forma lenta. Al sur de Castellón de Rugat, los niveles de conglomerados son mayoritarios y el comportamiento es de acuífero con baja transmisividad, en el que algunas obras captan pequeños caudales (del sondeo núm. 13, perforado en estos materiales, se extraen unos 10 l/s, con 20 metros de depresión).

La formación Bélgida (Mioceno) se comporta también como acuicludo, que individualiza los bordes septentrional y meridional de la unidad acuífera, con espesores que pueden superar los mil metros.

A continuación describiré el comportamiento de las formaciones acuíferas Infierno, Jaraco, Creu y Benigánim.

3.2.2 Formación Infierno (Malm)

Se pueden diferenciar dos tramos desde el punto de vista del comportamiento hidrogeológico: uno inferior, formado por margas, margocalizas y calizas en capas finas (J_1), que apenas alcanza 100 metros de potencia visible; y otro superior, constituido por calizas y calizas dolomíticas, que puede superar 500 metros de espesor. En el techo se sitúa un nivel de calcarenitas y calizas oolíticas que se ha cartografiado conjuntamente con el tramo superior (J_2).

El primero de los tramos, dado su carácter eminentemente margoso, actúa como acuicludo, mientras que el tramo superior constituye un buen acuífero fisurado y karstificado. Desconozco la potencia total del tramo inferior y los materiales subyacentes, dado que no llega a aflorar el muro.

Esta formación aflora ampliamente a lo largo del barranco del Infierno, en el núcleo de la sierra de Fontanells (u Oliva), y en pequeños retazos a lo largo del flanco septentrional, entre Castellón de Rugat y Palma de Gandía.

3.2.3 Formación Jaraco (Barremense-Albense)

He diferenciado dos conjuntos, dentro de la unidad, correspondientes a cambios de facies, que implican desigual comportamiento hidrogeológico. Así, tenemos por un lado un conjunto calizo-dolomítico (G_2), con potencia del orden de 350 metros (sierras de Fontanells y Cuta-Ador), que

constituye un acuífero fisurado y karstificado; el otro conjunto diferenciado (G_2) está compuesto por calizas y dolomías, las cuales presentan numerosas intercalaciones de margas amarillentas, en especial a lo largo de la carretera de Beniarrés a Castellón de Rugat, antes de alcanzar el puerto de Salem, e incluso intercalaciones de arenas (sierra de Benicadell).

Debido a estas alternancias, aunque el conjunto está esencialmente formado por materiales permeables, lo considero como acuífero de permeabilidad inferior al anteriormente diferenciado (G_2). La presencia de estas alternancias de baja permeabilidad puede dar lugar a pequeñas surgencias.

3.2.4 Formación Creu (Cretáceo Superior)

Ocupa más del 60 por 100 de la superficie de la unidad, y presenta algunas variaciones con respecto a los afloramientos de sierra Grossa. La más notable es la ausencia del tramo superior de margas con yesos y calizas de falsas brechas (C_4). Los restantes tramos cartografiados en la unidad sierra Grossa son aquí perfectamente diferenciables, si bien el tramo IV (C_3) adquiere menor desarrollo, y está formado esencialmente por calizas blancas, aunque localmente son dolomías (oeste de Adzaneta de Albaida). Se comporta como acuífero.

Entre el conjunto basal (C_1), que es el de mayor desarrollo (puede superar los 600 m de potencia observable), y el que acabo de describir se sitúa un tramo margoso detrítico (C_2), equivalente al que aflora en sierra Grossa, si bien aquí están ausentes los niveles de conglomerados de cantos de cuarzo, arenas y areniscas, y tiene menor potencia (no supera los 50 m). Aunque relativamente menos permeable que el tramo equivalente de la unidad sierra Grossa, tiene comportamiento similar, desde el punto de vista hidrogeológico, es decir, actúa como acuitardo, que puede localmente dar lugar a niveles colgados.

3.2.5 Formación Benigánim (Mioceno)

Se presenta bajo facies de areniscas calcáreas, en la mayor parte de los afloramientos (flanco sur de la sierra del Almirante, proximidades de Lorcha y Carrícola), con potencia siempre inferior a 50 metros. En las proximidades de Forna y al norte del Pico de Benicadell, la formación está constituida por conglomerados de gruesos cantos calcáreos, con cemento calizo, que se acuñan lateralmente. El conjunto es acuífero con una cierta porosidad intergranular, incrementada por los procesos de ataque químico y disolución.

3.2.6 Otros materiales acuíferos

En estrecha relación con los materiales de la unidad acuífera, se encuentran los materiales detríticos que ocupan la franja litoral, constituidos por arcillas, limos, arenas y gravas, en proporciones variables. Forman parte del acuífero denominado plana de Gandía-Denia.

Junto con aluviones de los ríos Serpis y Gallinera, existen también sedimentos de pie de monte, mantos de arroyada, etc..., que se indentan con las arenas y limos eólicos (cordón dunar), y las arenas seleccionadas de playa. En la marjalería de Pego se tienen, además, sedimentos de albufera, limos y turbas que coexisten con gravas de gran tamaño; en la actualidad la albufera está colmatada, aunque persiste como área deprimida.

3.2.7 Relación entre las formaciones acuíferas

Los materiales del grupo Valencia, y probablemente el tramo inferior de la formación Infierno, constituyen el fondo impermeable de la unidad acuífera.

Entre las formaciones Infierno y Jaraco, se sitúa la formación Oliva que, de no mediar complicaciones tectónicas, desconecta a ambas. Es el caso de la sierra de Fontanells (u Oliva), en la cual, si bien ambas formaciones presentan niveles piezométricos similares, es debido a la interconexión a través de los materiales detríticos de borde.

La tectónica violenta, de forma especial en la mitad septentrional de la unidad, ha originado numerosas fallas inversas y escamas, con laminaciones importantes de la potencia de la formación Oliva. Como consecuencia de ello, los materiales de la formación Infierno se llegan a poner en contacto con los de la formación Creu, lo que posibilita la conexión hidráulica (barranco del Infierno).

La formación Jaraco se encuentra conectada con la formación Creu, y ésta, a su vez, con la formación Benigánim.

3.3 GEOMETRIA DEL EMBALSE SUBTERRANEO

La unidad Benicadell-Almirante-Gallinera se extiende desde Agullent hasta Oliva, y presenta forma alargada en sentido ENE, con unos 40 Km de largo, y anchura máxima de 12 Km (Alfauir-Benirrama); ocupa una superficie de 230 Km².

La observación del plano hidrogeológico (núm. 1), los cortes (plano número 2) y la lectura del apartado de tectónica, ayudan a comprender la

geometría del embalse subterráneo, todo ello apoyado con el inventario de puntos acuíferos.

Las sierras de Agullent-Benicadell, Albureca, Almirante y Gallinera tienen estructuras relativamente simples, antiforales, de flancos meridionales suavemente buzantes, o limitados por fallas (sierra de Agullent-Benicadell), y flancos septentrionales generalmente cabalgantes. Inmediatamente al norte de estas alineaciones la estructura se hace mucho más compleja y se suceden las escamas tectónicas donde los materiales más plásticos (formación Oliva, sobre todo, grupo Valencia, e incluso, formación Tollos) han actuado como niveles lubricantes. Las fallas normales y la erosión acaban de dar forma al conjunto.

Esta estructura tiene un reflejo inmediato en la geometría del embalse, que responde así a una serie de compartimentos permeables, de desigual desarrollo en profundidad, separados por franjas de baja permeabilidad; estos compartimentos pueden estar desconectados entre sí y actuar como pequeños acuíferos aislados. Por este motivo son tan numerosos los manantiales de pequeño caudal en la mitad septentrional de la unidad.

Los materiales acuíferos más importantes son las calizas y dolomías de la formación Creu, que afloran sobre 146 Km², seguidos de los de la formación Infierno (27 Km²) y Jaraco (23 Km²). Las areniscas y conglomerados calcáreos de la formación Benigánim sólo ocupan 5 Km² de superficie, y el resto está cubierto por materiales de permeabilidad baja a nula, de las formaciones Oliva, Tollos, Bélgida y grupo Valencia.

El muro del embalse puede estar constituido, como ya dije, por los materiales del grupo Valencia y/o tramo inferior de la formación Infierno. Localmente (parte de la mitad meridional), las margas de la formación Oliva pueden constituir la base del acuífero. En la vertical, las formaciones Benigánim, Creu y Jaraco se encuentran en conexión hidráulica, por lo que el embalse puede superar los 1.000 metros de espesor saturado.

Las condiciones en los límites de la unidad acuífera son bien conocidas; el borde occidental —fallas del puerto de Albaida— constituye un borde de recarga, de potencial variable. El borde septentrional es impermeable, sellado por los materiales de la formación Tollos (proximidades de Agullent) y Bélgida; entre Rafol de Salem y Palma de Gandía el grupo Valencia y la formación Oliva actúan también como límite impermeable. El borde oriental, al igual que en la unidad sierra Grossa, es permeable, de descarga de la unidad al acuífero de plana de Gandía-Denia.

Como ya señalé, no se descarta una interconexión hidráulica entre los materiales de la formación Benigánim de esta unidad con los de sierra Grossa; ello mediante una circulación profunda, que llevaría consigo un incremento notable de la temperatura de las aguas y del contenido en sales de las mismas (sondeo núm. 16, de 984 m de profundidad).

En resumen, el embalse subterráneo, permeable por fisuración y karstificación, constituye un holokarst de gran potencia, asimilable a un acuífero único, con algunas complicaciones locales que pueden dar lugar a pequeños acuíferos aislados, en el flanco septentrional.

3.4 CARACTERÍSTICAS HIDRAULICAS

3.4.1 La superficie piezométrica y el régimen del manto

Los pocos puntos acuíferos existentes, y su desigual distribución, no favorecen la realización de curvas isopiezas precisas, aunque sí aproximadas. En esta unidad se tienen 14 puntos acuíferos nivelados, 9 con precisión centimétrica y 5 con precisión métrica, de los cuales 10 se sitúan en el borde oriental. Se conocen también las cotas aproximadas (± 5 metros) de los restantes puntos acuíferos.

Con estos datos he trazado las curvas isopiezas orientativas, que se representan en la figura 88, y que permiten observar que el sentido medio general de la escorrentía es aproximadamente de Oeste a Este. El nivel piezométrico se sitúa a cota próxima a los 440 m en el manantial del Puerto de Albaida (núm. 5), y a sólo 1 m en el manantial Salado (número 57). Estos valores extremos, distantes 38 Km, supondrían un gradiente medio de 1,2 por 100. Pero el gradiente, lógicamente, no es constante a lo largo de toda la unidad, ni lo es en el tiempo. Así, por ejemplo, entre los puntos 34 y 35, sería del 2,2 por 100, entre los 34 y 57, del 1,5 por 100; y entre los 35 y 57, del 0,9 por 100.

El nivel piezométrico en las proximidades de Castellón de Rugat (puntos 9, 10, 11, 12, 13, 14 y 61) se sitúa aproximadamente a la cota de 320 metros, a pesar de corresponder a puntos acuíferos que captan o drenan a diferentes escamas tectónicas y al acuífero principal. Este hecho se puede interpretar como consecuencia de una comunicación hidráulica entre dichas unidades, sea a través de los materiales de baja permeabilidad (formación Oliva), o sea por ausencia de dichos materiales laminados en profundidad.

La evolución del nivel piezométrico del acuífero se controla en cuatro puntos acuíferos *, respectivamente desde finales de 1973 (núm. 60), principio de 1974 (núm. 45) y finales del año 1974, en los dos restantes. Todos estos puntos se sitúan en el borde meridional de la mitad oriental de la unidad (fig. 88). La menor fluctuación se acusa en el punto número 60

(*) Control realizado en el marco de las investigaciones del IGME (PIHCMBJ y posteriores), a propuesta del autor.

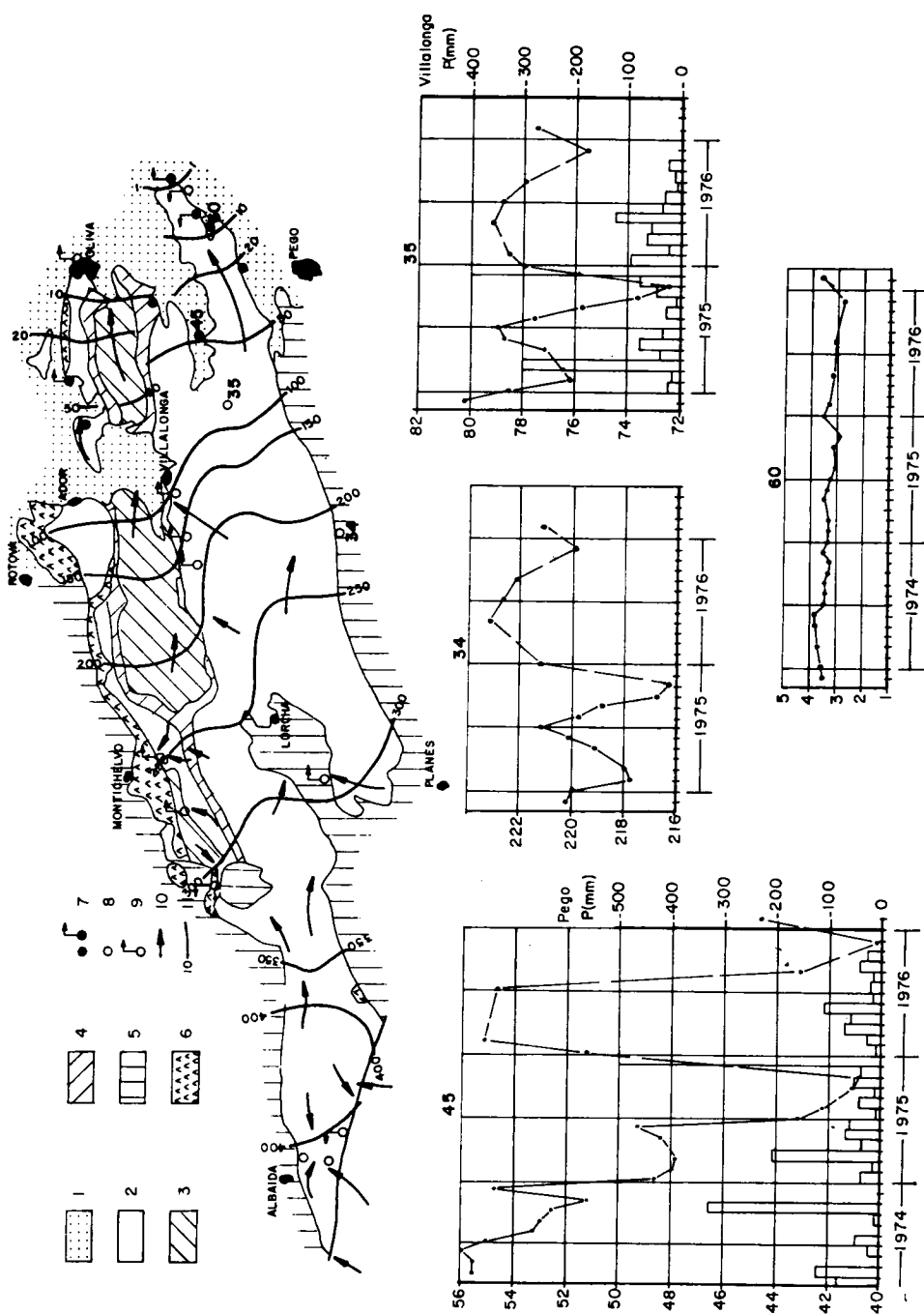


Figura 88.—Curvas isopiezas aproximadas y evolución del nivel piezométrico (1: Acuífero detrítico de borde; 2 y 3: Acuífero kárstico —2: formación Creu y Jaraco; 3: formación Inferno—; 4: Formación Olivá; 5: Formación Bélgida; 6: Grupo Valencia; 7: Punto acuífero nivelado con precisión; 8 y 9: Captación y manantial nivelado con altímetro; 10: Sentido de la escorrentía subterránea; 11: Curva isopieza y su valor en metros.

(inferior al metro), debido a que se localiza en el área de descarga más importante de la unidad. La mayor fluctuación corresponde al punto acuífero número 45 (superior a 14 metros), y posiblemente es consecuencia de un bajo coeficiente de almacenamiento local, y de las importantes extracciones que se efectúan en el sector. La fluctuación del nivel en los dos pozos testigos restantes es similar y del orden de 7 metros.

Es también notable la acusada respuesta de la piezometría frente a las lluvias, en especial las superiores a 50 mm; las tormentas estivales no suelen afectar a los niveles de agua, probablemente debido a que no lleguen a infiltrarse; también es posible que, debido a las fechas y periodicidad de las medidas, y a corresponder con la época de extracciones más importantes, la recuperación pase desapercibida.

Por idénticas razones a las expuestas para la unidad sierra Grossa, las oscilaciones del nivel piezométrico debidas a otros fenómenos (mareas, cambios de presión, etc...), no se han podido poner de manifiesto, y es de señalar que los elementos que más afectan a las oscilaciones del nivel son las lluvias y las extracciones por bombeo.

En cuanto a la tendencia evolutiva de los niveles, los datos existentes son insuficientes para obtener una idea clara. En dos puntos (núms. 45 y 60) se observa una ligera tendencia al descenso, más acusada en el número 45, mientras que en los otros dos sucede al contrario.

3.4.2 Caudales y parámetros hidráulicos

A) Caudales

La mayor parte de los comentarios emitidos para los caudales de la unidad sierra Grossa, son válidos para esta unidad. De los 61 puntos acuíferos inventariados hay que señalar que 19 son manantiales y 5 son sondeos negativos —cuatro, por estar perforados en las margas de la formación Bélgida, y uno, el número 29, que en realidad son tres sondeos muy próximos entre sí, por no llegar al nivel de saturación—. De los 37 restantes se conocen datos, en principio fiables, de caudal; en 13 de ellos se desconoce la depresión, y en los demás, el valor dado se debe tomar con ciertas reservas, excepto en 6, que fueron controlados por el autor o por personal del IRYDA.

Los caudales que se obtienen oscilan entre 7 (núm. 6) y 200 l/s (número 38), si bien este último es excepcional. No se tienen puntos con menos de 5 l/s; 2 tienen caudales comprendidos entre 5 y 10 l/s (5,4 por 100); 3 tienen entre más de 10 y 20 l/s (8,1 por 100); 19 entre más de 20 y 50 l/s (51,4 por 100), 9 entre 50 y 80 l/s (24,3 por 100); y 4 superan los 80 l/s (10,8 por 100).

De acuerdo con las formaciones acuíferas captadas, se obtienen los siguientes valores: 32 l/s en la formación Benigánim (núm. 16); 10 l/s en la formación Tollos (núm. 13); entre 7 y 96 l/s en la formación Creu (22 puntos acuíferos, con media aritmética de 49 l/s); entre 25 y 200 l/s en la formación Jaraco (6 puntos acuíferos con media aritmética de 65,3 l/s); y entre 20 y 73 l/s en la formación Infierno (6 puntos acuíferos con media aritmética de 43,5 l/s).

De los puntos acuíferos en que se puede calcular el caudal específico, se obtienen los siguientes valores, por formaciones: formación Benigánim, 2,7 l/s/m; formación Tollos, 0,5 l/s/m; formación Creu, entre 0,4 y 16,7 l/s/m (13 puntos acuíferos y una media aritmética de 6,3 l/s/m); formación Jaraco, entre 1,2 y 16,5 l/s/m (2 puntos, con una media de 8,9 l/s/m); formación Infierno, entre 0,7 y 16,7 l/s/m (4 puntos con un valor medio de 6,8 l/s/m).

En la figura 89 se representan los valores del caudal específico, en función del número de pozos, y el porcentaje de cada intervalo. Para estos cálculos he desestimado los valores que a priori parecen poco fiables (números 23, 48, 51 y 53), con lo que el total de puntos acuíferos considerados es de 18. Se deduce que más del 60 por 100 de las captaciones registran caudales específicos superiores a 2 l/s/m, y tan sólo algo menos del 12 por 100 superan los 12 l/s/m.

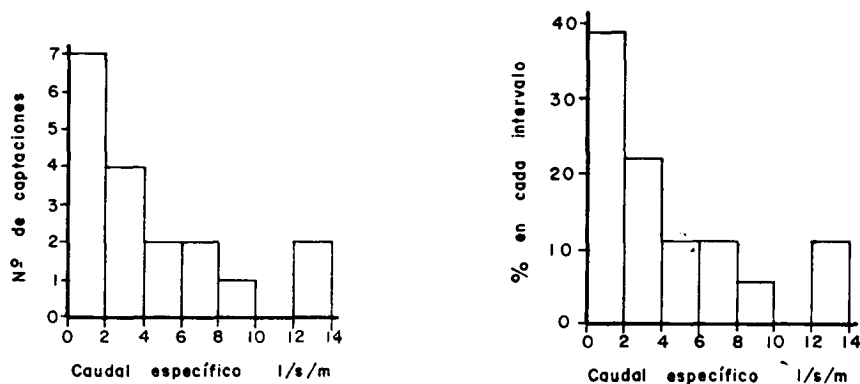


Figura 89.—Caudales específicos.

De todo lo expuesto se deduce que el acuífero presenta una elevada heterogeneidad, aunque tanto en las formaciones Creu, como en las Jaraco o Infierno se pueden obtener, con relativa facilidad, caudales de 50 l/s y superiores.

B) Parámetros hidráulicos

Se realizaron dos sondeos de investigación en el marco del PIHCMBJ (números 33 y 54), de cuyo control hidrogeológico estuve encargado. Asimismo, controlé la ejecución y pruebas realizadas en el sondeo número 61, efectuado para el abastecimiento a Puebla del Duc. Las columnas litológicas de los sondeos y su localización dentro de la unidad, se reflejan en la figura 90. En las tres pruebas, las medidas del nivel se realizaron en el propio pozo de bombeo, y no se contó con ningún piezómetro cercano, razón por la cual no he podido calcular el coeficiente de almacenamiento.

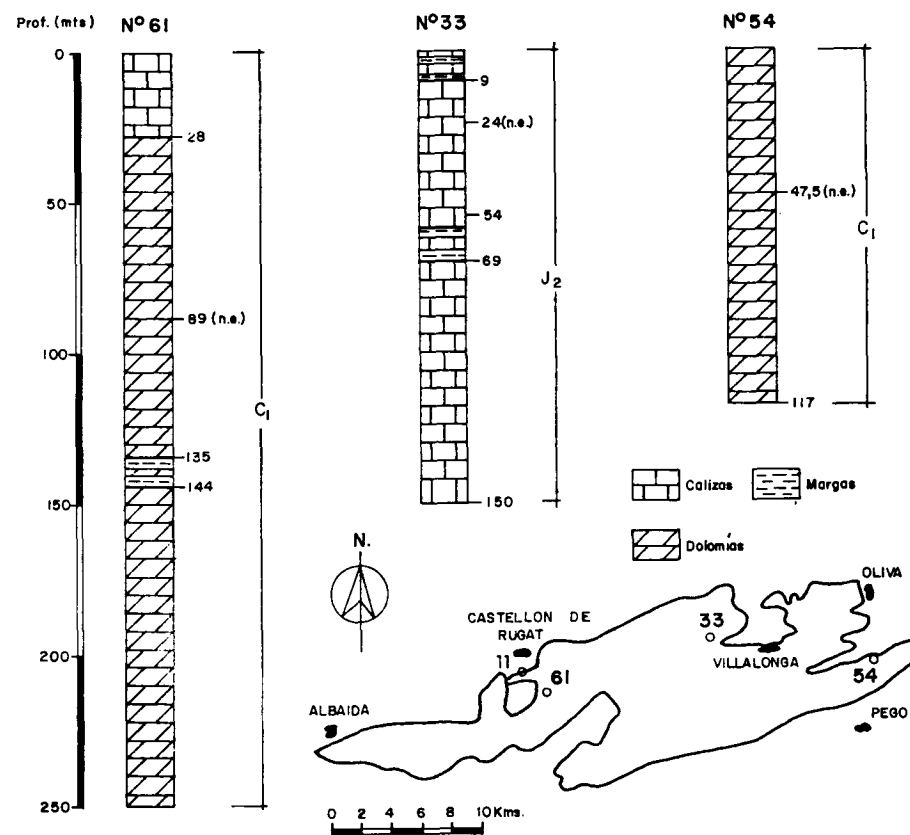


Figura 90.—Situación y columnas litológicas de los sondeos con bombeo de ensayo.

Los resultados obtenidos se reflejan en el cuadro adjunto. Los valores de la transmisividad, obtenidos por el método de JACOB (1946), oscilan

Características	N°	61	33	54
Profundidad (m)		250	150	117
Cota terreno (m)		410	140	60
Material captado		C ₁	J ₂	C ₁
Profundidad agua (m)		89	24	47,4
Caudal (l/s)		72	73	97
Tiempo bombeo (horas)		29	6	16
Depresión final (m)		21,3	8,6	5,6
Transm. descenso (m ² /día)		1.600	970	12.800
Tiempo recuperación (h)		14	6	14
Transm. recuperación (m ² /día)		3.900	2.300	11.800
Permeabilidad (m/día)		11,4	7,5	168

Cuadro 17.—Características de los sondeos en que se han realizado pruebas de bombeo y resultados obtenidos.

entre 970 y 12.800 m²/día, a partir de la curva de descensos, y entre 2.300 y 11.800 m²/día en la curva de recuperación.

En la figura 91 represento las curvas características de estos tres sondeos, obtenidas a partir de pruebas de bombeo con caudal escalonado creciente, y la de un cuarto sondeo (núm. 11, fig. 90), cuyos datos me fueron facilitados por el Ayuntamiento de Puebla del Duc, según pruebas efectuadas por el INC en el mes de agosto de 1967. Este último sondeo capta los materiales de la formación Creu, en una de las escamas tectónicas del flanco septentrional (sur de Castellón de Rugat), cuya conexión hidráulica con el resto de la unidad es problemática.

En el sondeo número 54 se observa cómo los puntos se alinean según una recta para los tres caudales probados. Algo similar sucede con los tres primeros puntos del número 61, aunque la recta presenta mayor pendiente; las pérdidas de carga en dichos tramos son proporcionales al caudal ($s = BQ$), lo cual indica que la circulación del agua hacia el pozo se realiza en régimen laminar para esos caudales. Al aumentar el caudal en el sondeo número 61 se pierde dicha proporcionalidad, e interviene un nuevo elemento (CQ^n).

Todos estos datos ponen de manifiesto la gran heterogeneidad en el seno de las formaciones acuíferas, y entre formaciones diferentes, función de la variabilidad del grado de fisuración y karstificación de unos puntos a otros.

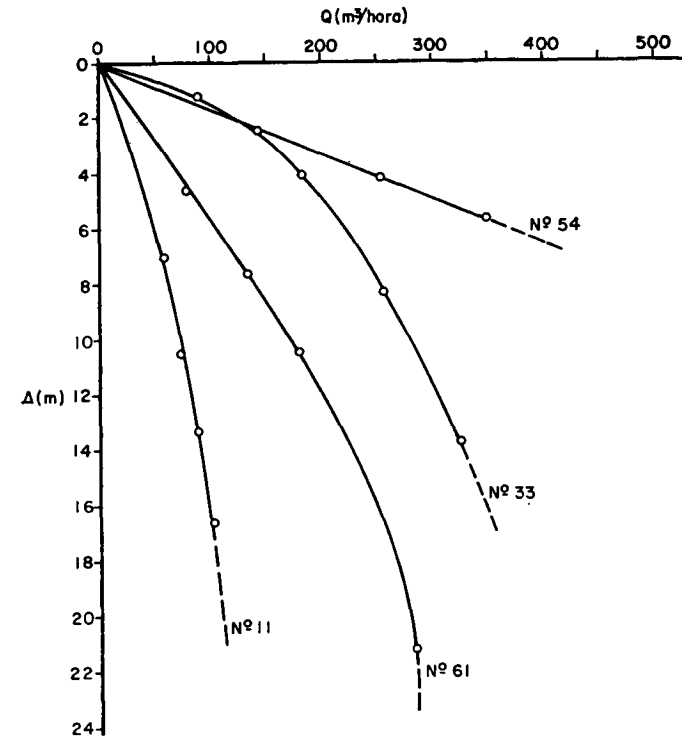


Figura 91.—Curvas características de los sondeos números 11, 33, 54 y 61.

3.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS

3.5.1 Introducción

Dentro de esta unidad existen tres manantiales (núms. 55, 56 y 57), localizados en un área de descarga situada en el borde oriental de la sierra de Mustalla, con emergencias bien localizadas, las cuales tienen la particularidad de incrementar el contenido en sales y la temperatura en el sentido de la escorrentía subterránea; la distancia de las surgencias al mar está comprendida entre 4,5 (núm. 55) y 2,5 Km (núm. 57). Estos manantiales, cuyas características di a conocer en un trabajo anterior (PULIDO BOSCH, 1975 b), los trataré de forma separada.

Las características físico-químicas de las aguas del resto de la unidad acuífera son muy similares a las de la unidad sierra Grossa y las describiré posteriormente.

El total de análisis (*) químicos realizados ha sido de 102, que corresponden a 25 puntos acuíferos y uno a agua de mar. De ellos, 26 análisis son de las aguas del punto acuífero número 57, 25 de las del número 55 y 24 de las del número 56 (Anejo 2).

3.5.2 Las aguas de las surgencias de la sierra de Mustalla

3.5.2.1 Características físicas

A) Temperatura

Se tiene un control de la temperatura de los tres manantiales más destacados —denominados Aguas, Solinar y Salado— a partir del mes de marzo de 1974. El control de la temperatura (**) consistió en una medida mensual en las tres surgencias, y los resultados se reflejan en la figura 92.

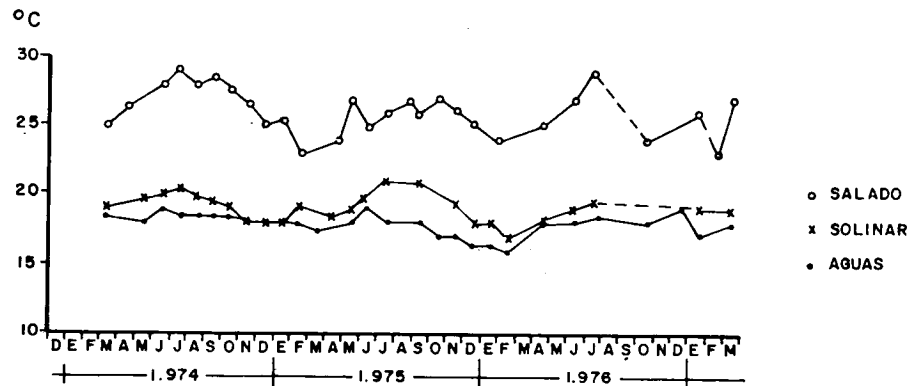


Figura 92.—Evolución de la temperatura de las aguas de los manantiales de la sierra de Mustalla.

Las temperaturas más elevadas se registran en el manantial Salado (número 57), que es el más oriental, con valores máximos de 29° C en junio de 1974 y nunca inferiores a 23° C. Los valores máximos corresponden a los meses de verano, y los mínimos, a los de invierno.

Las aguas del manantial Solinar registran una temperatura compren-

(*) Al igual que los análisis de la unidad descrita, éstos se realizaron en el laboratorio del Instituto de Hidrología y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia, la mayor parte de ellos dentro del marco del PIHCMBJ (IGME-IRYDA, 1972-75).

(**) La mayoría de las medidas fueron tomadas por D. BUENO, del equipo del PIHCMBJ.

da entre 17° y 21° C, con una evolución de temperaturas similar en el tiempo a la del manantial Salado. Por último, el manantial de las Aguas registra una temperatura «normal», comprendida entre 16° y 19° C (3° C de oscilación máxima en todo el período de observación).

El origen del termalismo de estas aguas es algo que, por el momento,

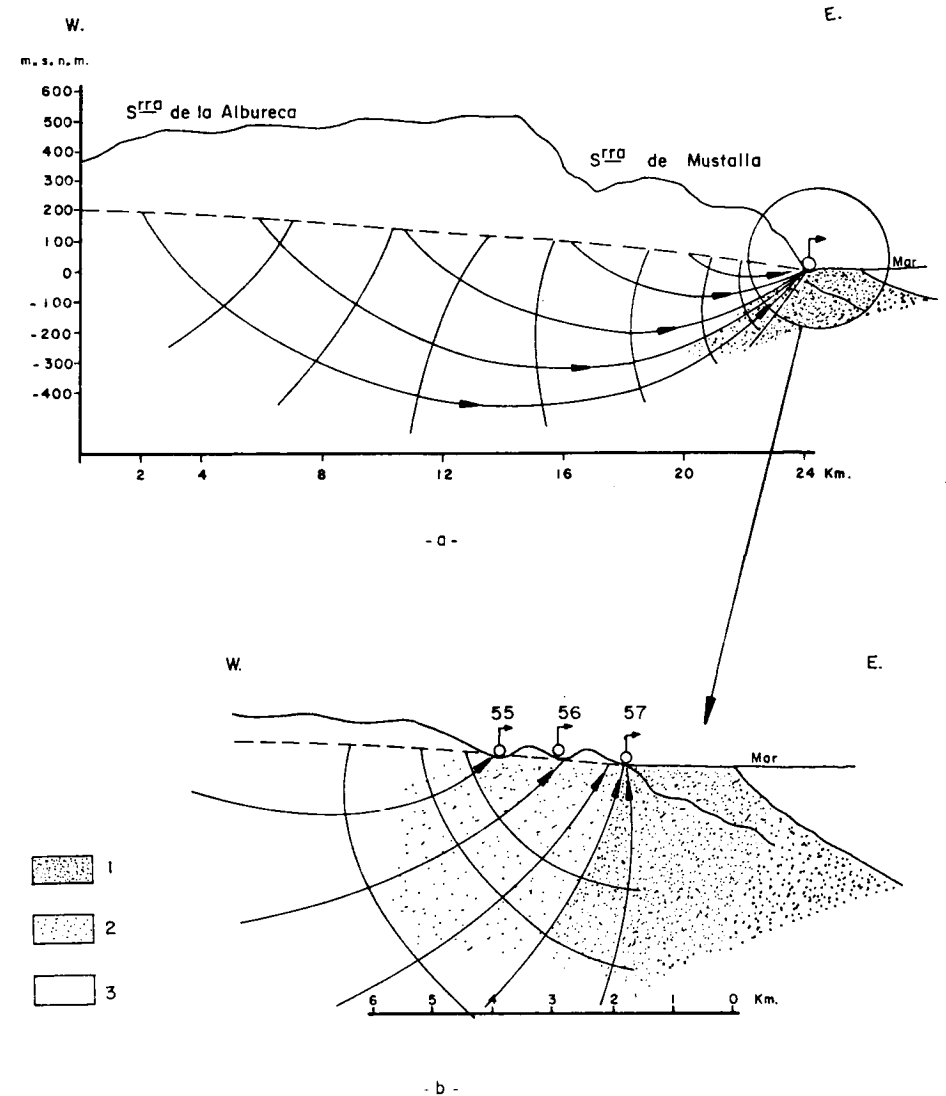


Figura 93.—Esquema de circulación que explicaría el termalismo y salinización de los manantiales de la sierra de Mustalla, inspirado en DAVIS y DE WIEST, 1966. (1: Agua salada; 2: Agua salobre; 3: Agua dulce.)

pertenece al dominio de las hipótesis. Como ya expuse (PULIDO-BOSCH, 1975 b), «se podría pensar en un ascenso rápido de las aguas que circulan a una cierta profundidad», frase algo vaga y ambigua, pero que puede corresponder a la realidad. La presencia de un gradiente térmico anómalo, y/o el ascenso a lo largo de una fractura profunda, pueden complementar lo anterior.

En la figura 93, modificada de DAVIS y DE WIEST (1966), y aplicada a este caso particular, se representan las líneas de flujo y equipotenciales—supuesto el medio homogéneo e isótropo, con recarga uniforme— del sector de la unidad comprendido entre la sierra de Albureca y los manantiales. Según este esquema, las aguas pueden circular hasta casi unos 500 metros bajo el nivel del mar (más de 1.000 metros de profundidad desde la superficie del terreno) y ascender hasta las emergencias. En la figura se justifica la razón por la cual la temperatura de las aguas decrecería hacia el Oeste, ya que provendría de una profundidad cada vez menor.

No obstante, quedó claro que las condiciones de homogeneidad e isotropía no se cumplen en este acuífero kárstico, por lo que el esquema puede ser sensiblemente diferente. De todas formas, esta hipótesis, con las modificaciones debidas a la heterogeneidad y anisotropía del acuífero, invoca mecanismos «normales» de circulación para explicar la presencia del termalismo de parte de las aguas de la descarga.

B) Conductividad eléctrica

Los valores de la conductividad eléctrica son muy variables en el tiempo, en un mismo manantial y entre ellos. Los valores más elevados se registran en el manantial Salado, y oscilan entre apenas 4.000 y más de 21.000 micromhos/cm, con un valor medio, para las 25 medidas efectuadas, de 15.114 micromhos/cm. Los valores inmediatamente inferiores corresponden al Solinar, y quedan comprendidos entre algo menos de 1.000 y 6.350 micromhos/cm, con un valor medio de 3.006 micromhos/cm. Los valores más bajos se registran en el manantial de las Aguas, que es también el más alejado del mar, donde oscilan entre 630 y 1.670 micromhos/cm, con una media, para las 26 medidas efectuadas, de 1.223 micromhos/cm.

En la figura 94 he representado la conductividad eléctrica en función del residuo seco a 110° C (ppm), para las medidas de los tres manantiales (76 valores), parámetros estrechamente relacionados. La ecuación de la recta que relaciona a ambos parámetros es: $\text{conductividad} = 1,5 \cdot \text{residuo seco} + 127,5$; con un coeficiente de correlación de 0,999. La ecuación de

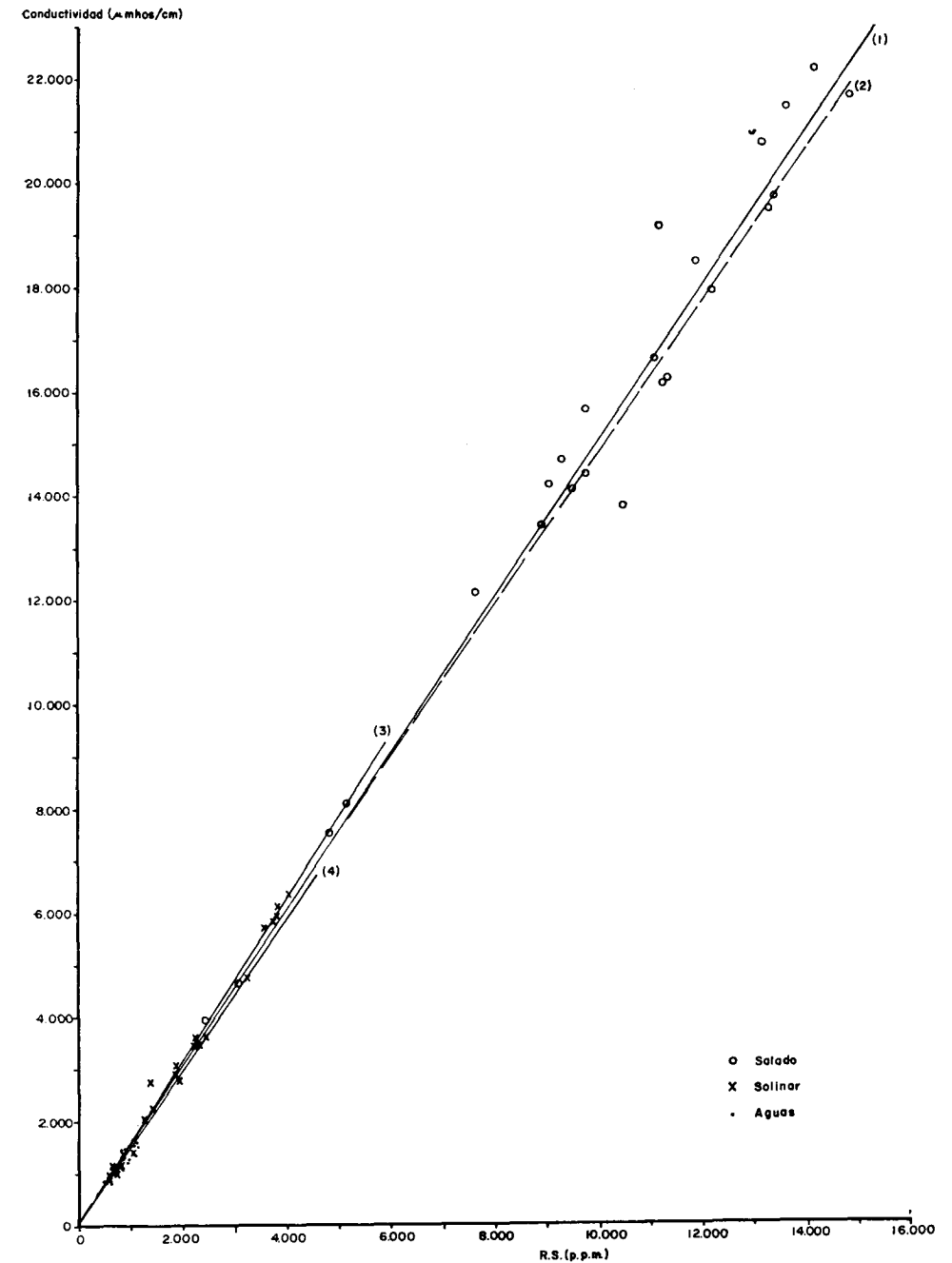


Figura 94.—Relación conductividad-residuo seco en los manantiales de la sierra de Mustalla. (1: Recta de regresión del total de medidas en los tres manantiales; 2: Idem manantial Salado; 3: Idem Solinar; 4: Idem Aguas.)

la recta y los coeficientes de correlación, para cada uno de los materiales, se reflejan en el cuadro 18.

Manantial	Ecuación recta	Coef. correlación
Aguas	$y = 101,1 + 1,47x$	0,98
Solinar	$y = 35,1 + 1,56x$	0,99
Salado	$y = 321,3 + 1,48x$	0,99

Cuadro 18.—Ecuaciones de las rectas de regresión y coeficientes de correlación obtenidos para los tres manantiales.

3.5.2.2 Características químicas

A) Residuo seco a 110° C

Al igual que la conductividad eléctrica, el residuo seco es muy variable de un manantial a otro y dentro del mismo manantial. En el manantial Salado los valores oscilan entre 2.450 y 13.800 mgr/l; entre 600 y 4.000 miligramos/l, en el manantial Solinar, y entre 369 y 1.034 mgr/l, en las Aguas; los valores medios son 9.755, 1.885 y 767 mgr/l, respectivamente. Hay, pues, un notable incremento de la salinidad de Oeste a Este, es decir, con la proximidad al mar.

En la figura 95 a he representado la variación del residuo seco en el tiempo (en ordenadas logarítmicas), en base a un análisis químico mensual, desde diciembre de 1973 hasta febrero de 1975. En el manantial de las Aguas se observa un marcado descenso del residuo seco entre el año 1974 y el año 1975, aunque con ligeras oscilaciones. En los manantiales Salado y Solinar no se observa una tendencia clara, si bien en el año 1975 no se llegan a igualar los valores alcanzados durante el año 1974.

B) Contenido iónico

Los valores obtenidos en los diferentes iones, presentes en las aguas de los tres manantiales, se han representado en un diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF, junto con un análisis de agua de mar, recogida en las playas de Jávea. Se observa que los iones dominantes son el Na⁺ y el Cl⁻, con valores que llegan a superar los 5.000 mgr/l para el Na⁺ y 8.000 mgr/l

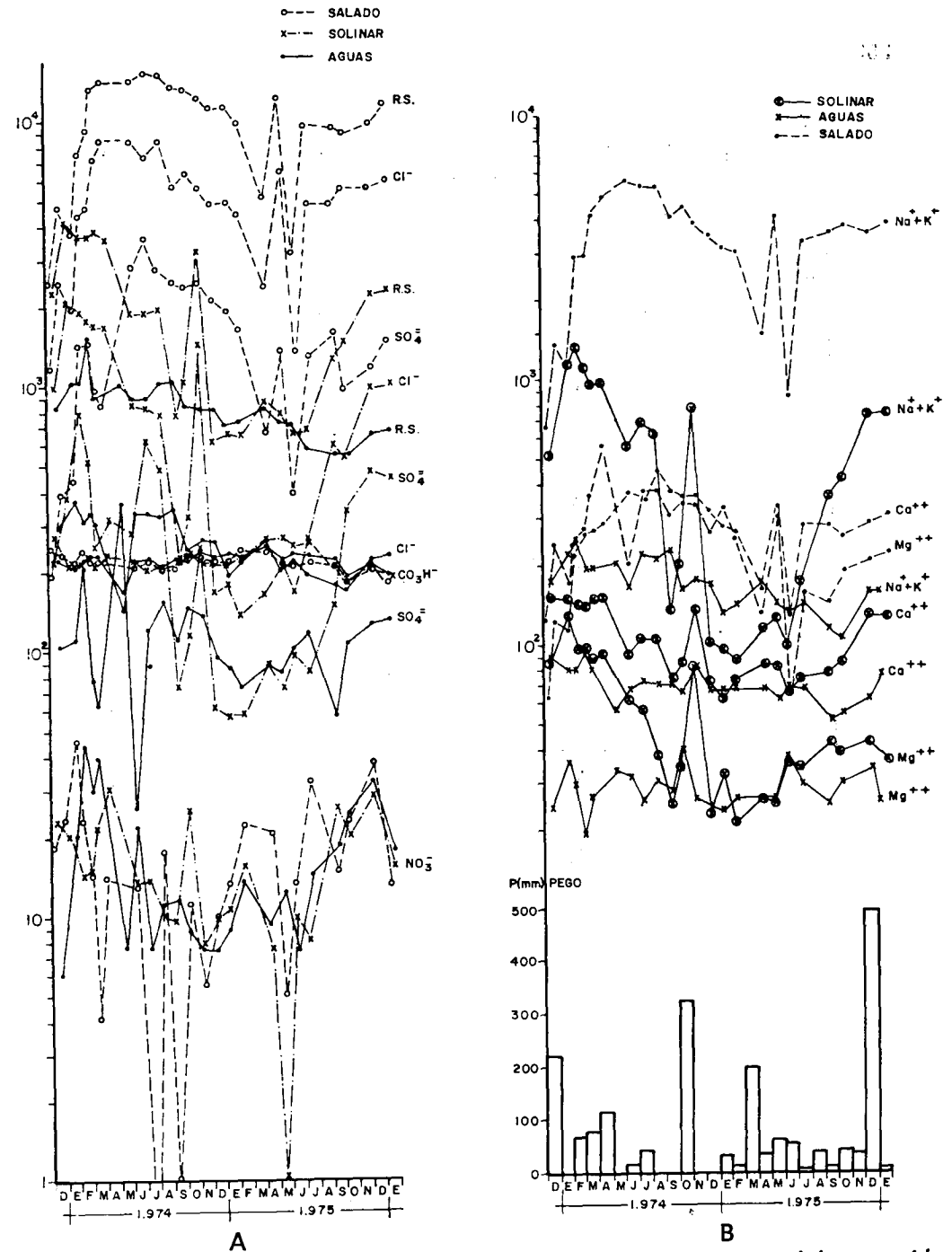


Figura 95 A.—Evolución del contenido aniónico y residuo seco de las aguas de los manantiales de la sierra de Mustalla (mgr/l).

Figura 95 B.—Evolución del contenido catiónico en las aguas de los manantiales de la sierra de Mustalla y precipitación medida en la estación de Pego.

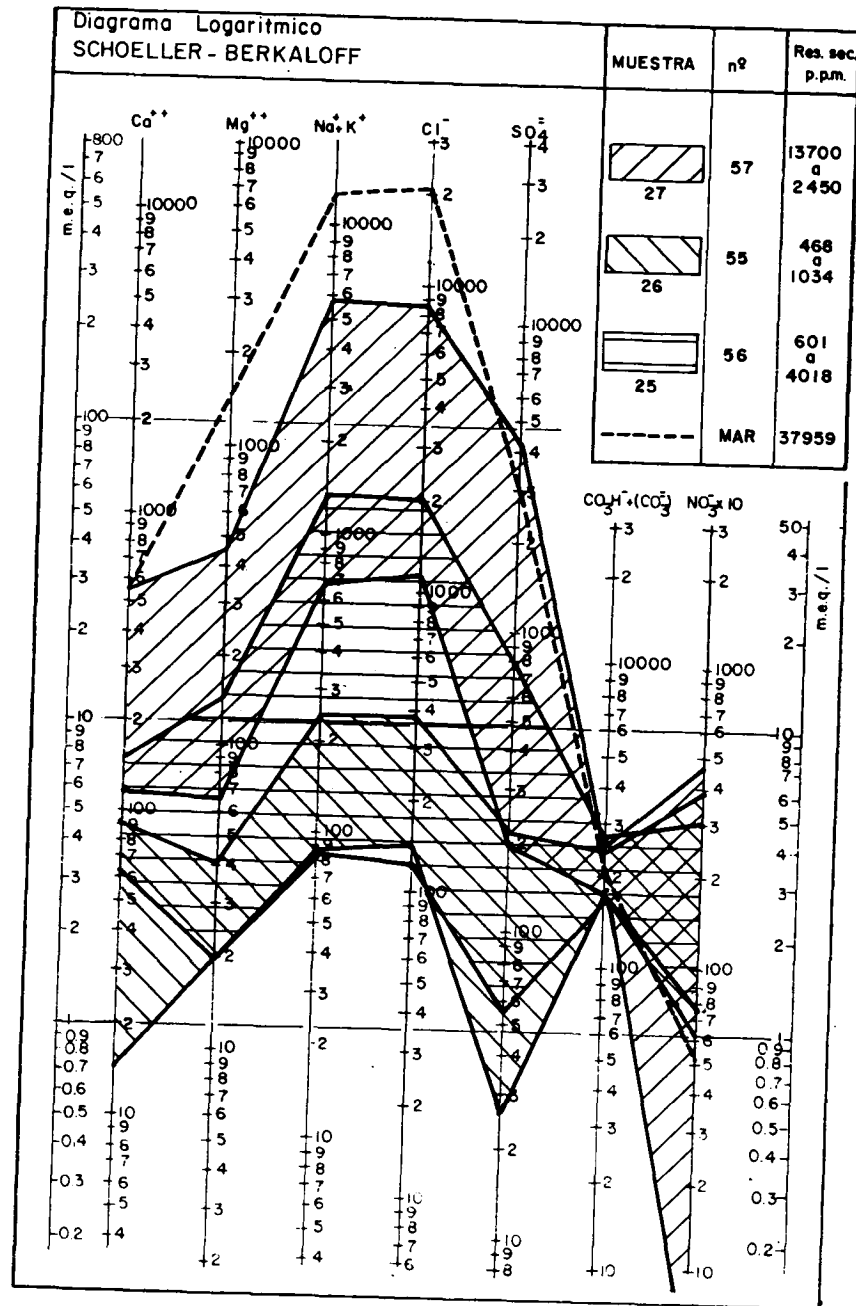


Figura 96.—Diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF de las aguas de los manantiales de la sierra de Mustalla.

para el Cl^- , en el manantial Salado; 1.200 (Na^+) y 2.000 (Cl^-) mgr/l, para el Solinar, y 220 (Na^+) y 350 mgr/l (Cl^-), para el de las Aguas.

La facies de las aguas es clorurada sódica en los manantiales Salado, Solinar (salvo la muestra recogida el 13-2-75, de facies clorurada-bicarbonatada sodocálcica) y Aguas (salvo el análisis del 18-5-73, de facies sulfatada sódica). La evolución de los diferentes aniones (a) y cationes (b) a lo largo del periodo de dos años de observación se refleja en la figura 95, donde también he representado la precipitación medida en la estación de Pego, que es la más próxima a los manantiales.

En cuanto a los oligoelementos metálicos, de tres muestras analizadas, dos del manantial Salado (en lugares diferentes, aunque muy próximos entre sí), y una del de las Aguas, tan sólo se ha detectado la presencia de Zn en el manantial Salado en muy pequeñas cantidades (0,03 y 0,06 miligramos/l). Los restantes, Cr, Cu, Fe y Pb, no están presentes o lo están por debajo del umbral de detección. El origen del Zn detectado puede proceder de la roca acuífera; según HEM (1970), este ion suele estar presente en las rocas carbonatadas.

3.5.2.3 Origen de la salinidad de las aguas

La presencia de manantiales de elevado caudal, ligados a macizos kársticos, es un hecho relativamente frecuente a lo largo de las costas mediterráneas (CUSTODIO y LLAMAS, 1976, p. 1339). Algunos son surgencias submarinas (Chekka —Líbano—, MOULLARD *et al.*, 1965; Falconera, CUSTODIO Y GALOFRE, 1976; Port-Miou —Marsella—, POTIE, 1973; Mortola —oeste de Italia—, STEFANON, 1973; Ovacik —Turquía—, GÜNAY, 1973) y otros se sitúan en el continente, a cotas sobre el nivel del mar (surgencia Chidro-Taranto —Italia—, COTECCHIA *et al.*, 1973; y las más conocidas, en la isla de Cefalonia —Grecia—, MAURIN y ZOETL, 1965).

En todos ellos se tiene el problema de la salinidad y de la explicación del mecanismo de salinización (en las surgencias submarinas, esto es, mucho más simple); algunos de los manantiales surgen a lo largo de conductos penetrables (Falconera, Port-Miou...), y en la mayor parte de ellos se plantea el problema de su captación y aprovechamiento, para lo cual se han ingeniado complicados sistemas de explotación; es notable, por su complejidad, cantidad de personal y material puesto en juego, el de Port-Miou, cuya explotación debía iniciarse en el año 1973 (POTIE, 1973).

MAURIN y ZOETL (1965) explican las surgencias de aguas salobres de la isla de Cefalonia (manantial Phridi, entre otros), mediante un efecto eyector (*efecto Venturi*), según el cual el agua dulce succionaría agua de mar. Las diferencias de densidad, la elevada temperatura, los fenómenos

de emulsión como consecuencia de la presencia de gases (COTECCHIA *et al.*, 1973), etc., son otros mecanismos invocados para la explicación de surgencias de elevado contenido salino, en bordes costeros situados sobre el nivel del mar, que es el origen de las sales. En la isla de Cefalonia los autores citados ponen de manifiesto cómo parte del agua de mar puesta en juego proviene de la infiltración en las katavotras situadas en el otro extremo de la isla, a 15 Km de distancia.

Por lo que respecta a la cota de surgencia de los manantiales que describo, el punto de referencia nivelado en el más oriental (Salado) se encuentra a 1,4 m, y la cota de la superficie del agua varía, con el tiempo, desde tan sólo unos centímetros sobre el nivel del mar hasta un metro. El fondo de la balsa, que rodea a la surgencia, se encuentra bajo el nivel del mar. El punto de referencia nivelado en el manantial de las Aguas se sitúa a tres metros de altitud, y la superficie del agua, a unos 2,5 m. El Solinar tiene una cota intermedia entre ambas.

En resumen, son manantiales en que se observa un progresivo aumento de la temperatura y del contenido salino desde el interior hacia el borde del mar, con cotas decrecientes, que en el manantial Salado son tan sólo de unos centímetros sobre la superficie del mar. Todas estas características hacen atribuir el origen más probable de la salinidad, en la mezcla del agua del acuífero con agua marina, hipótesis que ya expuse como la más probable (PULIDO-BOSCH, 1975 *b*) y que es compartida por E. CUSTODIO (comunicación personal, a quien quedo agradecido por sus sugerencias al respecto).

Las peculiaridades de las surgencias encajan muy bien con el esquema de la figura 93, que explica tanto el incremento de la temperatura como el de la salinidad, hacia el Este, ya que éstas serían aguas de una profundidad cada vez mayor. La baja cota de la surgencia más oriental, la localización de la interfase en el interior del continente, la dispersión y difusión iónicas, los efectos de las mareas, la disminución de la densidad al aumentar la temperatura, y todo ello dentro de un acuífero kárstico, donde la circulación se puede hacer incluso por grandes conductos, permiten explicar la salinización a partir del mar.

Con respecto a la localización de la interfase en el interior del continente, una campaña de prospección geofísica (*), realizada con el fin de definir la geometría del acuífero de la plana de Gandía-Denia, puso de manifiesto la presencia de un importante nivel conductor entre los manantiales y el mar, y en el interior de la marjalería de Pego. En efecto, las dolomías saturadas de la formación Creu dan valores de resistividad comprendidos entre 13 y 80 ohmios · m, e inferiores a éstos a partir de 200 m

(*) Datos IGME, realizada en el marco del PIHCMBJ.

de profundidad. Las dolomías deben estar saturadas de agua de elevado contenido salino.

Entre las relaciones iónicas que mejor indican la presencia de intrusión marina se tiene rMg/rCa y rCl/rCO_3H , ya que para el agua de mar valen alrededor de 5 y 200, respectivamente (4,3 y 200 en este caso), y en las aguas continentales estos valores son muy inferiores. En el cuadro 19 se reflejan los valores obtenidos, que vienen a corroborar lo ex-

Fecha	$rMg^{++}/rCa^{++}=4,3$ (mar)			$rCl^-/rCO_3H^-=200$ (mar)			$rSC_4^{=} / rCl^- = 0,109$ (mar)		
	57	56	55	57	56	55	57	56	55
12/73	0,8	0,9	0,4	17,4	6,2	2,2	0,12	0,16	0,26
1/74	1,1	1,4	0,7	15,0	17,2	3,0	0,17	0,14	0,22
2/74	1,5	1,1	0,6	32,6	15,3	2,3	0,23	0,31	0,05
3/74	1,6	1,1	0,3	36,7	13,9	2,4	0,10	0,12	0,15
4/74	1,6	1,0	0,6	45,0	14,0	2,3	0,07	0,14	0,20
5/74	0,8	1,0	1,0	66,0	12,7	1,4	0,22	0,19	1,96
6/74	1,6	1,1	0,8	69,4	6,7	2,6	0,25	0,24	0,06
7/74	1,6	0,9	0,6	58,5	6,9	2,5	0,37	0,57	0,28
8/74	1,9	0,8	0,7	69,7	6,5	2,7	0,25	0,45	0,36
9/74	1,3	0,6	0,6	47,0	1,7	2,6	0,32	0,24	0,24
10/74	1,6	0,7	1,0	48,4	2,4	1,8	0,27	0,27	0,46
11/74	1,6	1,0	0,5	42,4	11,3	1,9	0,32	0,13	0,38
12/74	1,3	0,54	0,6	38,9	1,3	2,0	0,31	0,28	0,28
1/75	1,8	0,8	0,5	39,7	1,4	1,4	0,28	0,24	0,34
2/75	1,6	0,5	0,6	51,5	1,1	1,6	0,29	0,31	0,24
4/75	1,3	0,5	0,6	17,0	1,1	1,8	0,21	0,40	0,25
5/75	1,6	0,5	0,6	49,3	1,3	1,6	0,16	0,26	0,29
6/75	0,8	0,9	0,9	11,1	1,2	1,6	0,21	0,43	0,35
7/75	1,4	0,8	0,7	39,5	1,7	1,6	0,19	0,23	0,44
9/75	1,3	0,9	0,8	41,3	5,0	1,4	0,23	0,18	0,24
10/75	1,2	0,7	0,9	55,2	5,2	1,5	0,13	0,46	0,47
12/75	1,2	0,5	0,9	46,9	8,6	1,7	0,16	0,35	0,45
1/76	1,2	0,5	0,5	54,2	9,1	2,0	0,19	0,33	0,42
9/76	1,5	-	0,6	26,7	-	1,0	0,32	-	0,23
Media	1,4	0,8	0,67	41,6	6,6	1,9	0,22	0,27	0,36

Cuadro 19.—Valores de las relaciones iónicas utilizadas como indicadores de la presencia de agua de mar en las surgencias.

puesto, ya que la relación rMg/rCa aumenta con la proximidad al mar, al pasar de 0,67 (valor medio) en el manantial de las Aguas a 1,4 en el Salado y 0,8 en el Solinar.

La relación rCl/rCO_3H es también muy expresiva. En el manantial Salado llega a superar 69, con un valor medio de 41,6; en el Solinar alcanza 17, con un valor medio de 6,6. En el manantial de las Aguas es 1,9 el valor medio, con una oscilación muy pequeña de unos meses a otros. Por su parte, la relación $rSO_4=rCl^-$ es también indicadora de la intrusión. Para el mar el valor es próximo a 0,11 (0,109 en nuestro caso). De los tres manantiales, el que más se aproxima a esta cifra es el Salado, con 0,22 (media), seguido del Solinar (0,27) y Aguas (0,36).

Las anomalías que se pueden observar en el contenido en iones Na y K pueden tener su origen en fenómenos de intercambios iónicos con las arcillas y turbas que bordean los manantiales, y durante el recorrido del agua del mar hasta el acuífero. La dispersión (que debe ser grande en los conductos del karst) y la difusión iónicas, junto con la oscilación de las mareas, al estar tan próximo el mar, pueden provocar una ancha zona de mezcla, de concentración creciente en profundidad, que explicaría el contenido en sales y la facies de los manantiales de Solinar y Aguas. Las aguas de los pozos y sondeos situados al oeste del manantial de las Aguas, y las del acuífero en general, presentan facies bicarbonatadas cálcica o calco-magnésicas, y residuo seco incluso inferior a 300 mgr/l.

El porcentaje de agua de mar que surge por los manantiales, de acuerdo con el contenido en Cl^- de las aguas de los manantiales, del acuífero y del mar (es el ión más estable), variaría entre 1,8 y 0,6 por 100 en las Aguas, 9 y 0,6 por 100 en el Solinar y 41 y 5,3 por 100 en el Salado.

3.5.2.4 Calidad de las aguas para consumo humano

En el diagrama de FERNANDEZ-RUBIO (1972) se representan las muestras analizadas de los tres manantiales y su clasificación según las normas de la OMS. Las aguas del manantial Salado no son potables debido al exceso en sales. Las aguas del Solinar llegan a sobrepasar los límites de potabilidad, tanto por Cl^- como por $SO_4^{=}$ y residuo seco; sin embargo, en algunas épocas son aguas «tolerables». En el Aguas no se sobrepasan los límites de potabilidad, según la OMS, en ninguno de los análisis efectuados. No obstante, hay cuatro muestras que sobrepasan el límite máximo permitido en ión NO_3^- , según el Código Alimentario Español, por lo que no serían potables en esos períodos.

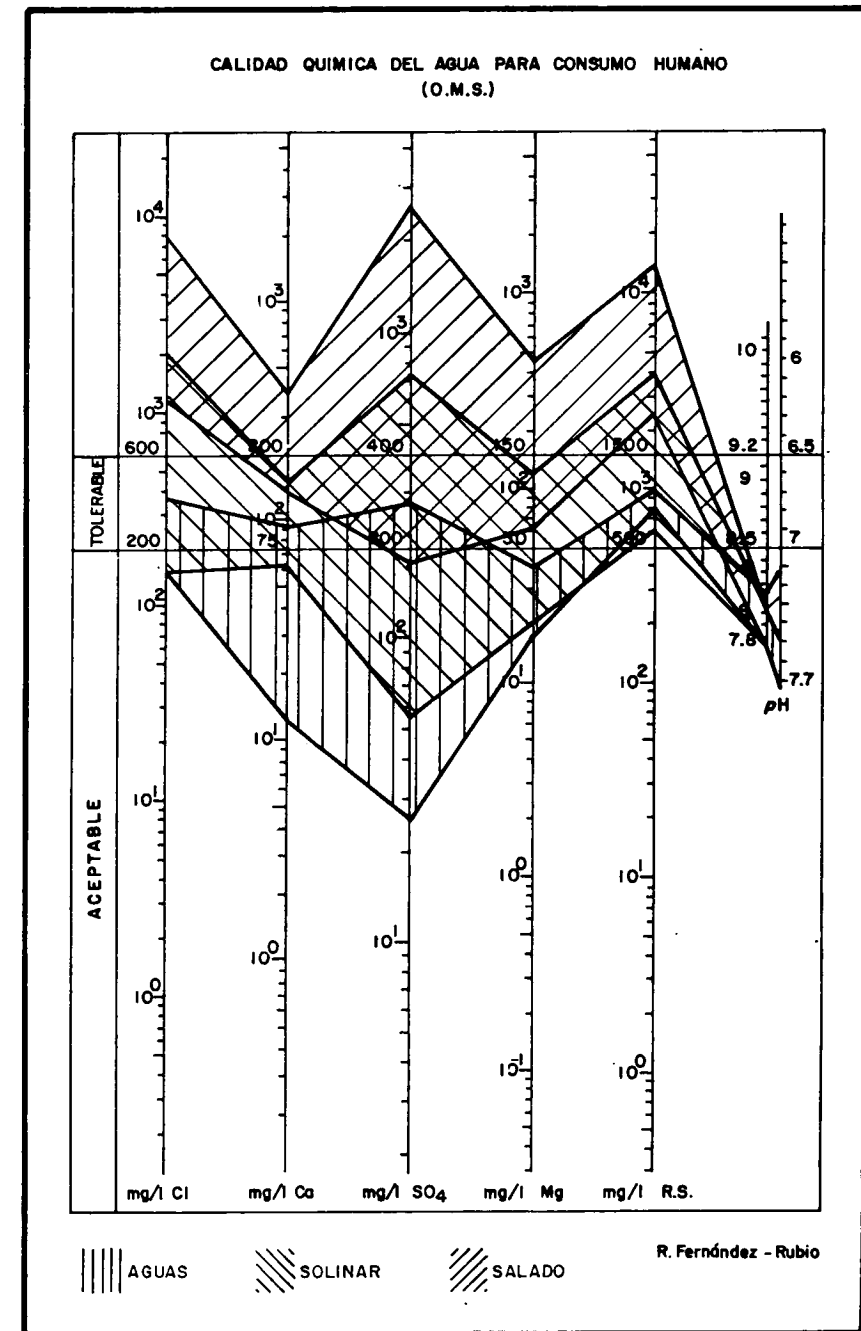


Figura 97.—Calidad química de las aguas para consumo humano de los manantiales de la sierra de Mustalla.

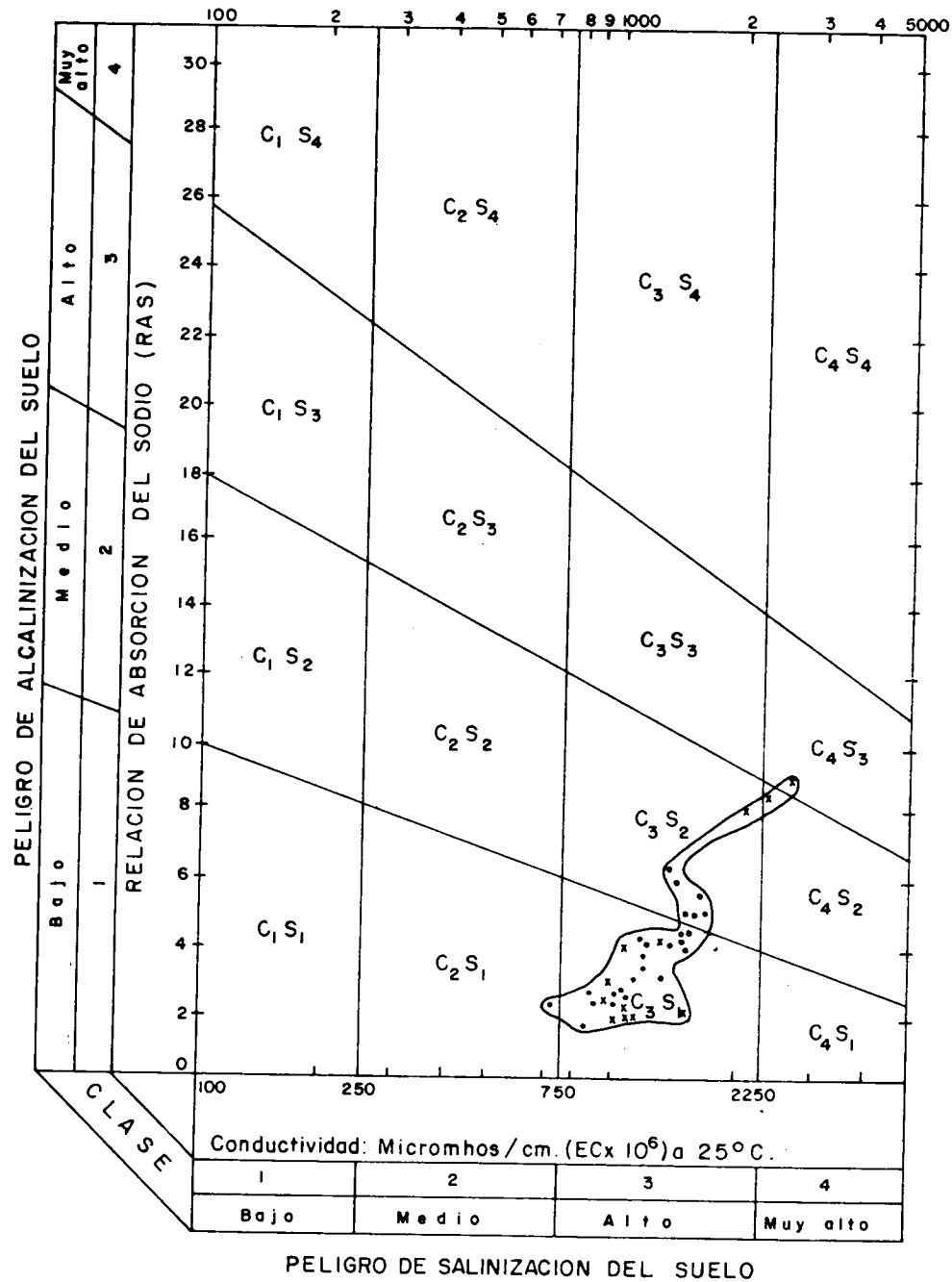


Figura 98. — Clasificación de las aguas para riego, según gráfico del USSSL. (Punto: Manantial de las Aguas; Aspa: Manantial Solinar.)

3.5.2.5 Calidad de las aguas para uso agrícola

Al igual que en sierra Grossa, sigo la clasificación del USSSL (1954), en cuyo diagrama he representado los puntos que quedan dentro de los límites previstos por el gráfico. Las aguas del manantial Salado no son utilizables en agricultura por exceso de sales y se las deja ir directamente al mar.

Doce análisis del Solinar indican también aguas excesivamente cargadas en sales, no representables en la figura adjunta. Los restantes indican aguas de los grupos C₄S₃, C₃S₂ y C₃S₁, aguas todas ellas utilizables en agricultura, aunque hay que tomar determinadas precauciones, ya que existe un peligro alto o muy alto (C₄) de salinización del suelo. Las aguas del punto número 55, mucho menos concentradas, quedan todas comprendidas entre los grupos C₃S₂, C₃S₁ y C₂S₁, es decir, son aguas cuyo empleo supone un peligro de salinización del suelo de medio a alto, y un riesgo de alcalinización de bajo a medio.

Las aguas del Salado no se emplean en agricultura, pero sí se utiliza toda la descarga, hasta unos 500 m aguas abajo del Solinar, para inundar los arrozales de la marjalería de Pegó, para lo cual disponen de compuertas aguas arriba del manantial Salado, que cierran cuando quieren regar. Las aguas sobrantes del riego son recogidas por los ríos Barranquet (sobre todo) y Regalacho.

3.5.3 Las aguas del resto de la unidad

3.5.3.1 Características físicas

La temperatura de las aguas está comprendida, de manera general, entre 16° y 20° C, variable según el mes del año en que esté medida (Anejo 2). Algunos manantiales, normalmente de pequeño caudal, y en parte correspondientes a fenómenos locales, registran valores incluso de 12° C (números 3 y 30), y acusan una evolución más acorde con la temperatura media mensual que con la anual.

La conductividad de las aguas oscila entre 350 (núm. 30) y cerca de 1.000 micromhos/cm (núms. 47 y 49), con un valor medio de 517 micromhos/cm. Los valores máximos corresponden a dos puntos acuíferos situados en las proximidades de materiales arcillo-margosos, los cuales pueden contener sales (grupo Valencia y formación Oliva) que serían disueltas por las aguas. En la figura 99 se representan los valores de la conductividad en función del residuo seco a 110° C. La ecuación de la recta de regresión es $y = 1,43x + 97,1$, con un coeficiente de correlación de 0,99.

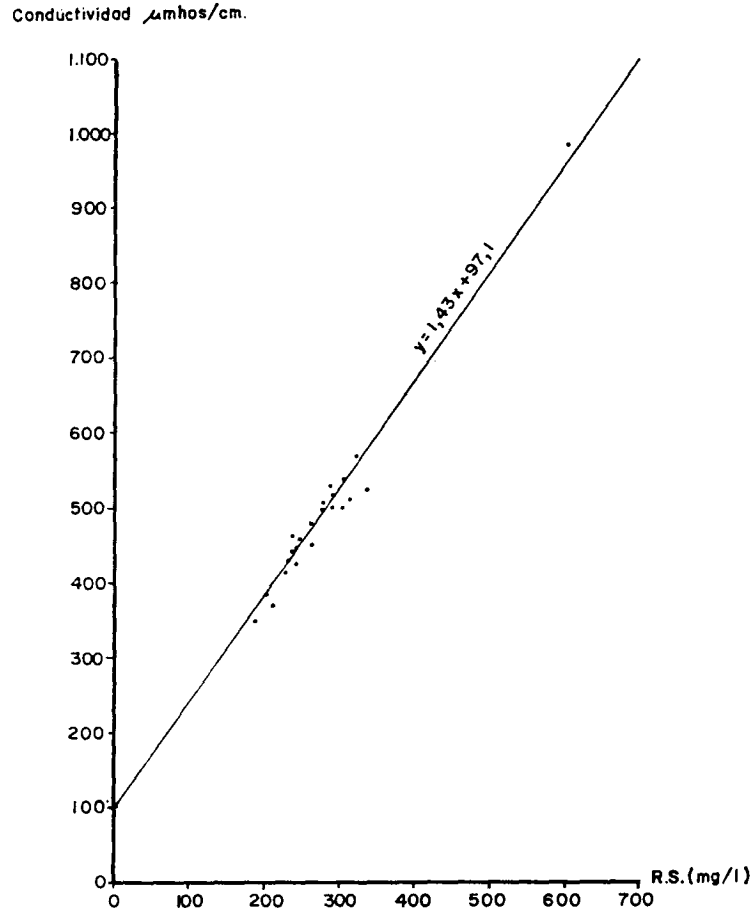


Figura 99.—Relación conductividad-residuo seco de las aguas de la unidad. Recta de regresión.

3.5.3.2 Características químicas

El residuo seco a 110° C se representa en la figura 99, en función de la conductividad eléctrica. Salvo dos muestras que superan los 600 mgr/l (números 47 y 49), las veinte restantes no superan los 350 mgr/l, por lo que se puede decir que son aguas de baja concentración.

En la figura 100 se representa, en diagramas de STIFF (1951), modificados, el quimismo de cada uno de los puntos analizados, salvo del número 57, que se saldría del dibujo. Este gráfico permite tener una idea de la distribución espacial de la concentración de los diferentes iones.

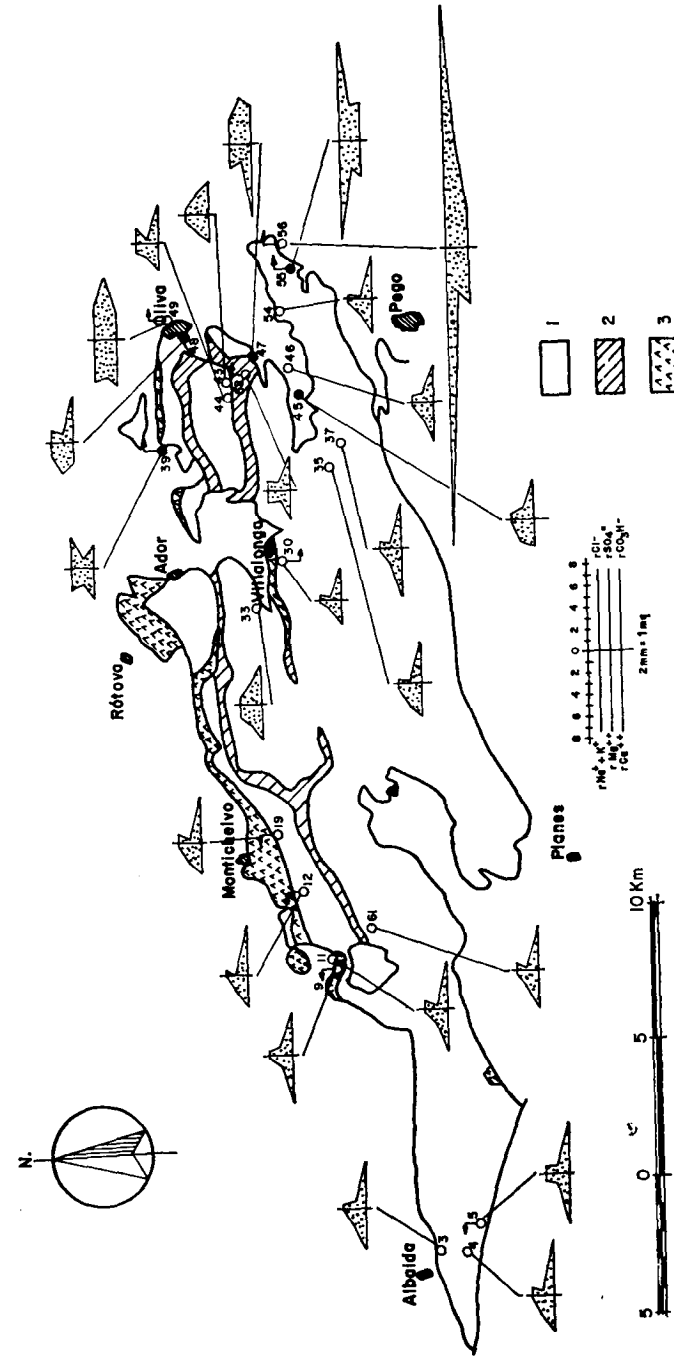


Figura 100.—Diagrama de STIFF, modificado, de las aguas de la unidad en Benicadell-Almirante-Gallinera. (1: Acuífero kárstico; 2: Formación Oliva; 3: Grupo Valencia.)

Las figuras 101 y 102 representan, en diagramas de SCHOELLER-BERKALOFF, el contenido iónico de las aguas de la unidad. Por un lado, se han representado las aguas de los manantiales y pozos posiblemente desconectados del embalse principal (núms. 3, 9, 11, 12, 19, 30, 39 y 52), que corresponden a surgencias del flanco septentrional, muy complejo, debido a la presencia de numerosas escamas tectónicas de desigual continuidad en profundidad. Son aguas de bajo contenido iónico, lo que puede ser indicativo de poco tiempo de contacto agua-roca, de facies bicarbonatadas cálcicas, salvo el manantial número 39 (Fuente Encarroz), de facies clorurada calco-sódica, posiblemente debido a la presencia en las inmediaciones de materiales del grupo Valencia y/o formación Oliva.

Los catorce puntos acuíferos restantes, representativos de la unidad (figura 102), reflejan una mayor amplitud en la concentración de los diferentes iones. De ellos, hay dos puntos (núms. 47 y 49) con aguas de composición química muy diferente al resto. Tienen concentración superior a los demás, y son de facies sulfatada cálcica y calcosódica, respectivamente. Ambos se sitúan en el extremo oriental de la sierra de Fontanells (u Oliva); la mayor concentración de sales y la facies de las aguas se pueden explicar como consecuencia de la disolución de las sales presentes en los materiales del grupo Valencia, que aflora en las proximidades, y/o formación Oliva.

Las aguas de los puntos restantes presentan facies bicarbonatadas cálcicas. La concentración en Ca^{++} oscila entre 50 y 90 mgr/l; entre 12 y 25, el Mg^{++} ; entre menos de 4 y 23 mgr/l, el $Na^+ + K^+$; entre 12 y 44 mgr/l, el Cl^- , con un valor medio de 21,9 mgr/l; el $SO_4^{=}$ llega a superar los 80 mgr/l; y el CO_3H^- oscila entre 170 y 300 mgr/l. El contenido en ión NO_3^- es muy variable, con 79 mgr/l como valor máximo (núm. 37), muy posiblemente debido a la contaminación agrícola; los valores más elevados se registran en el borde oriental, sector donde la agricultura es más importante.

Se efectuaron tres análisis (*), con el fin de determinar elementos metálicos, de las aguas de los puntos acuíferos números 4, 5 y 19; de los iones determinados, Cr, Cu, Pb, Fe, Ni y Zn, tan sólo el último se detectó, en forma de traza, en el manantial número 19 (0,08 mgr/l) y en el sondeo número 5 (0,3 mgr/l). La mayor concentración en el sondeo puede ser debida al ataque de la tubería de la obra.

3.5.3.3 Calidad de las aguas para consumo humano

De acuerdo con los iones representados en la figura 103 (FERNANDEZ-

(*) Laboratorio del Instituto de Hidrología y Medio Ambiente de la UPV.

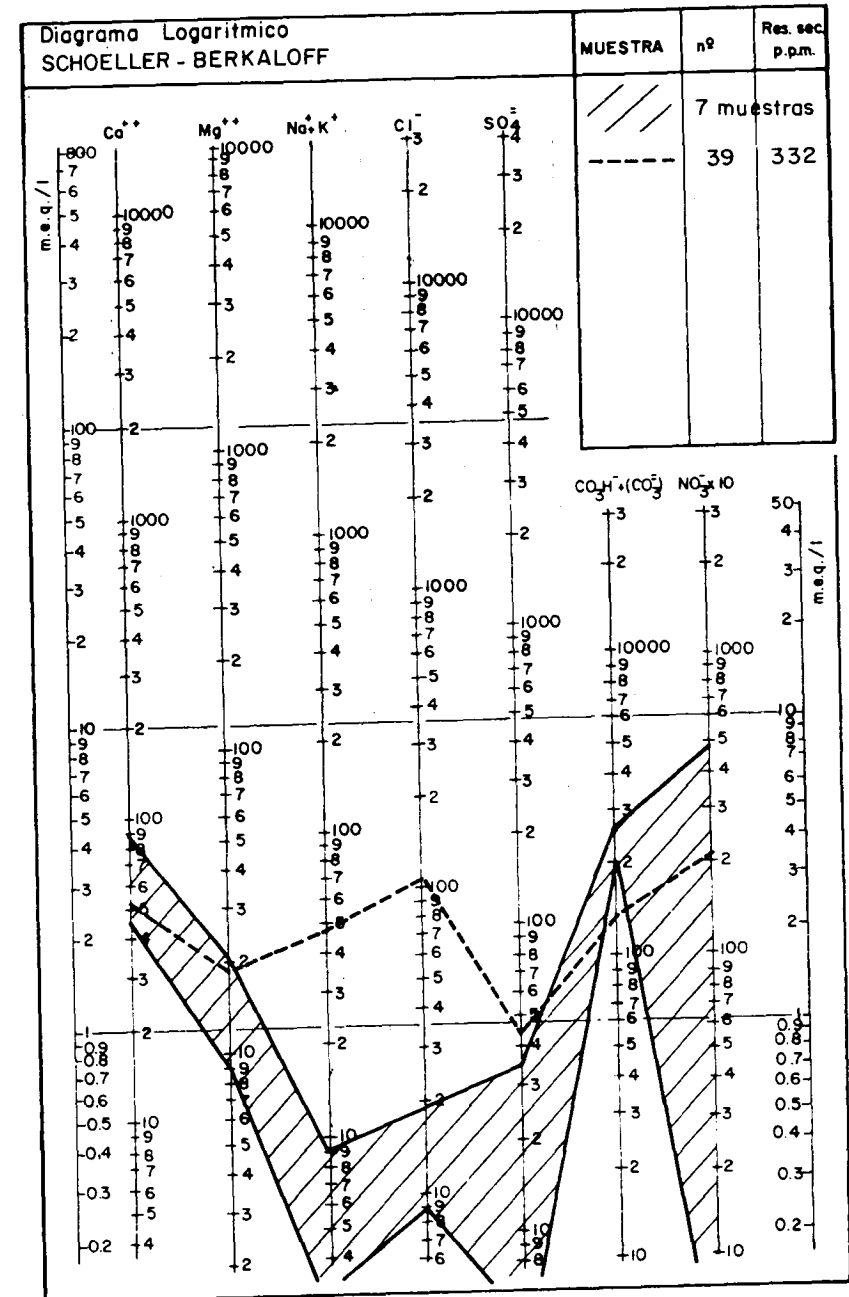


Figura 101.—Las aguas de los manantiales del flanco septentrional. (Diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF.)

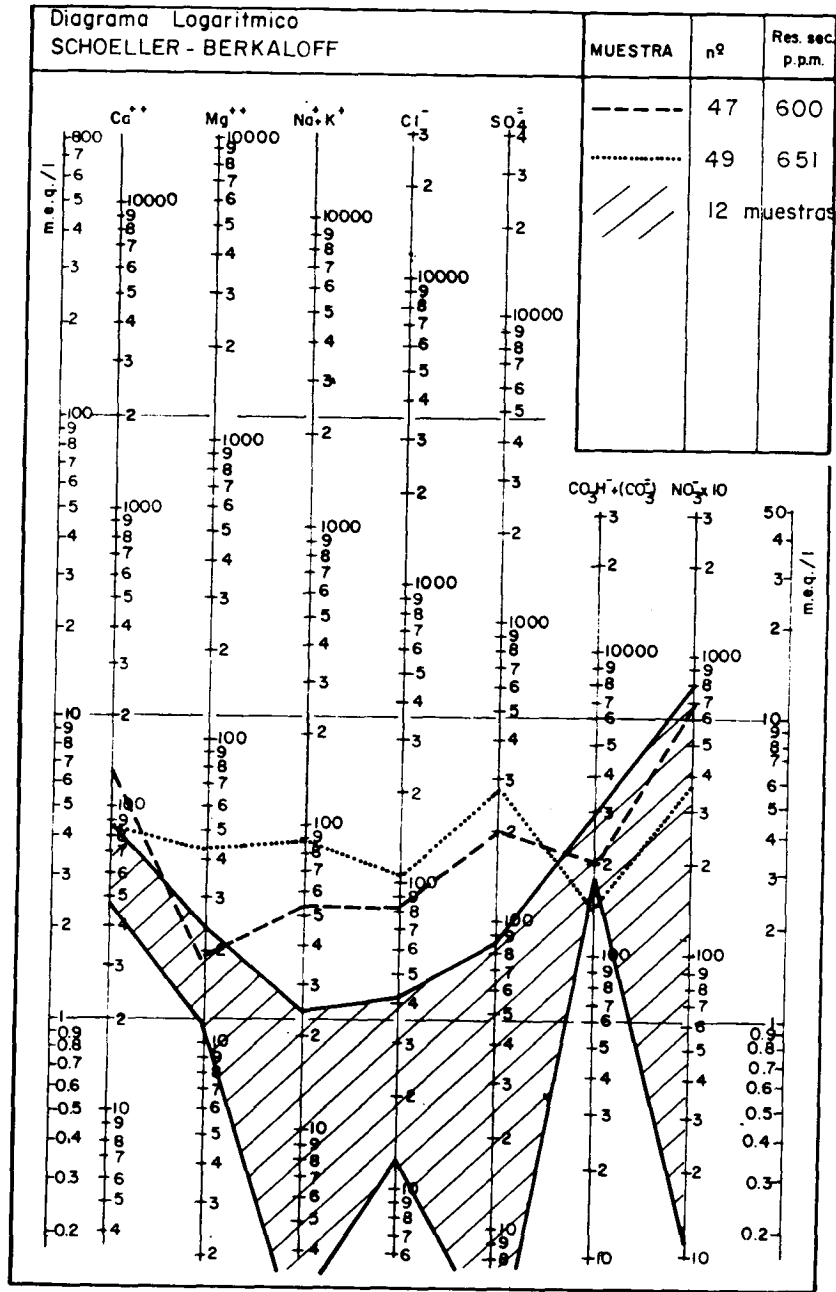


Figura 102.—Representación en diagrama de SCHOELLER-BERKALOFF de las aguas de la unidad.

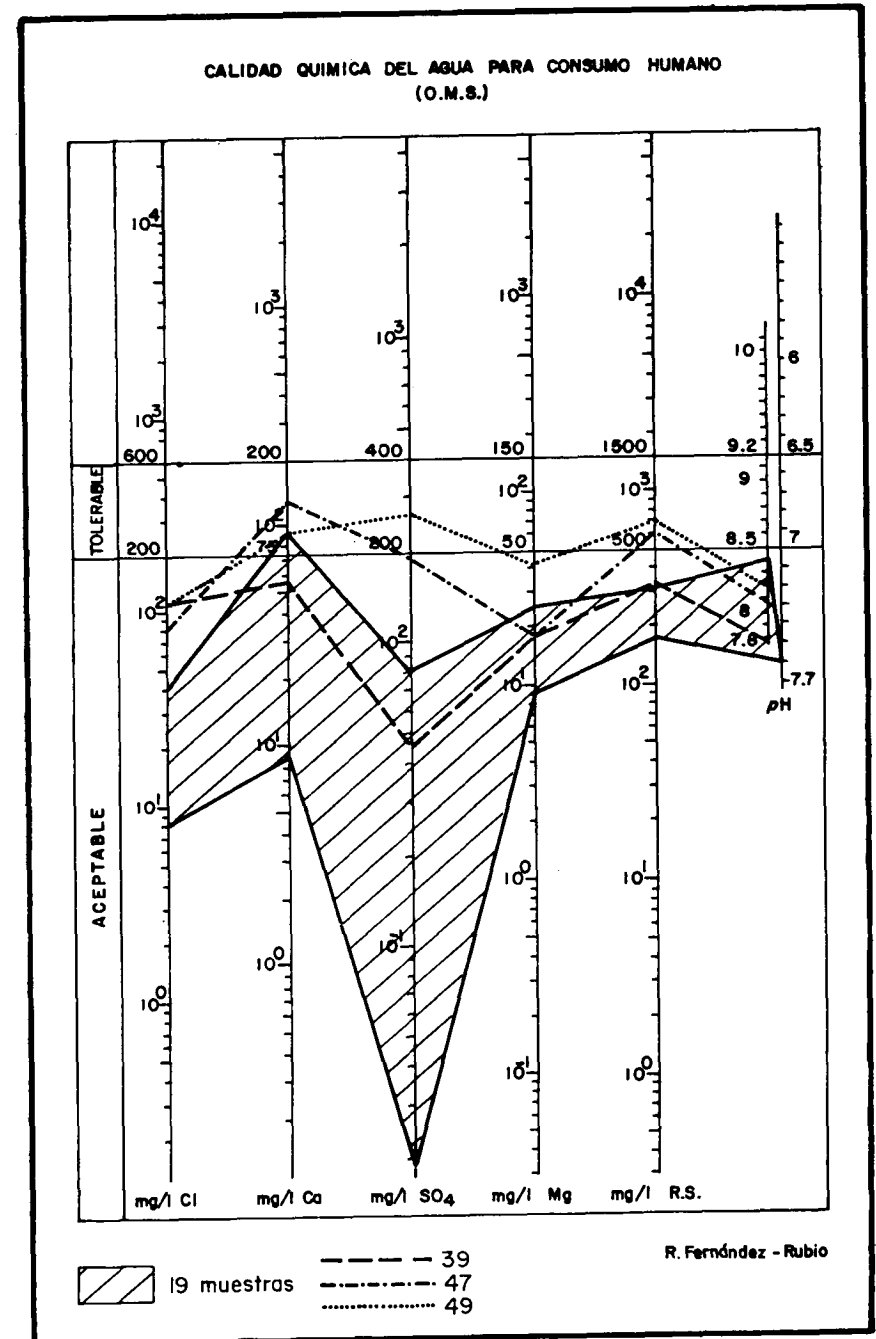


Figura 103.—Calidad química de las aguas para consumo humano.

RUBIO, 1972), todas las aguas analizadas son potables (normas OMS). Según el contenido en ión NO_3^- , los números 9, 37, 44 y 47 sobrepasan el límite máximo permitido por las normas de la OMS, a los que se unen los números 35, 46 y 49, según las normas del Código Alimentario Español, en la fecha en que se efectuaron los análisis.

3.5.3.4 *Calidad de las aguas para uso agrícola*

He representado las aguas de todos los puntos acuíferos en el diagrama que utiliza la USSLS (1954). De acuerdo con esta clasificación, todas las aguas quedan incluidas en el grupo C_2S_1 , salvo las de los puntos acuíferos números 47 y 49, que se incluyen en el grupo C_3S_1 . Son aguas aplicables en agricultura sin prácticas especiales, excepto en los dos puntos acuíferos antes citados, donde presentan un peligro alto de salinización del suelo, mientras que para el resto es medio.

3.6 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LA UNIDAD

3.6.1 Generalidades

El funcionamiento hidrogeológico de esta unidad tiene muchos puntos en común con el de la unidad sierra Grossa, aunque en este caso intervienen algunos elementos más. La recarga de la unidad se efectúa, de forma principal, a partir de la infiltración del agua de lluvia; en menor cantidad, por alimentación oculta a través del borde occidental permeable (Puerto de Albaida); infiltración a partir del embalse de Beniarés en el río Serpis, de difícil cuantificación; recarga desde el río Gallinera y condensación del vapor de agua en las cavidades, en un volumen supuesto, *a priori*, poco importante.

La descarga se efectúa por manantiales, también por bombeos en captaciones y de forma oculta al acuífero detrítico de borde. Se conocen, de forma cualitativa, cada uno de estos elementos, pero la precisión cuantitativa es muy desigual.

3.6.2 Recarga

A) *Infiltración de la lluvia*

Un área en la que el porcentaje infiltrado debe ser muy elevado es el polje del Plá de la Llacuna, con más de treinta simas, varias de las cua-

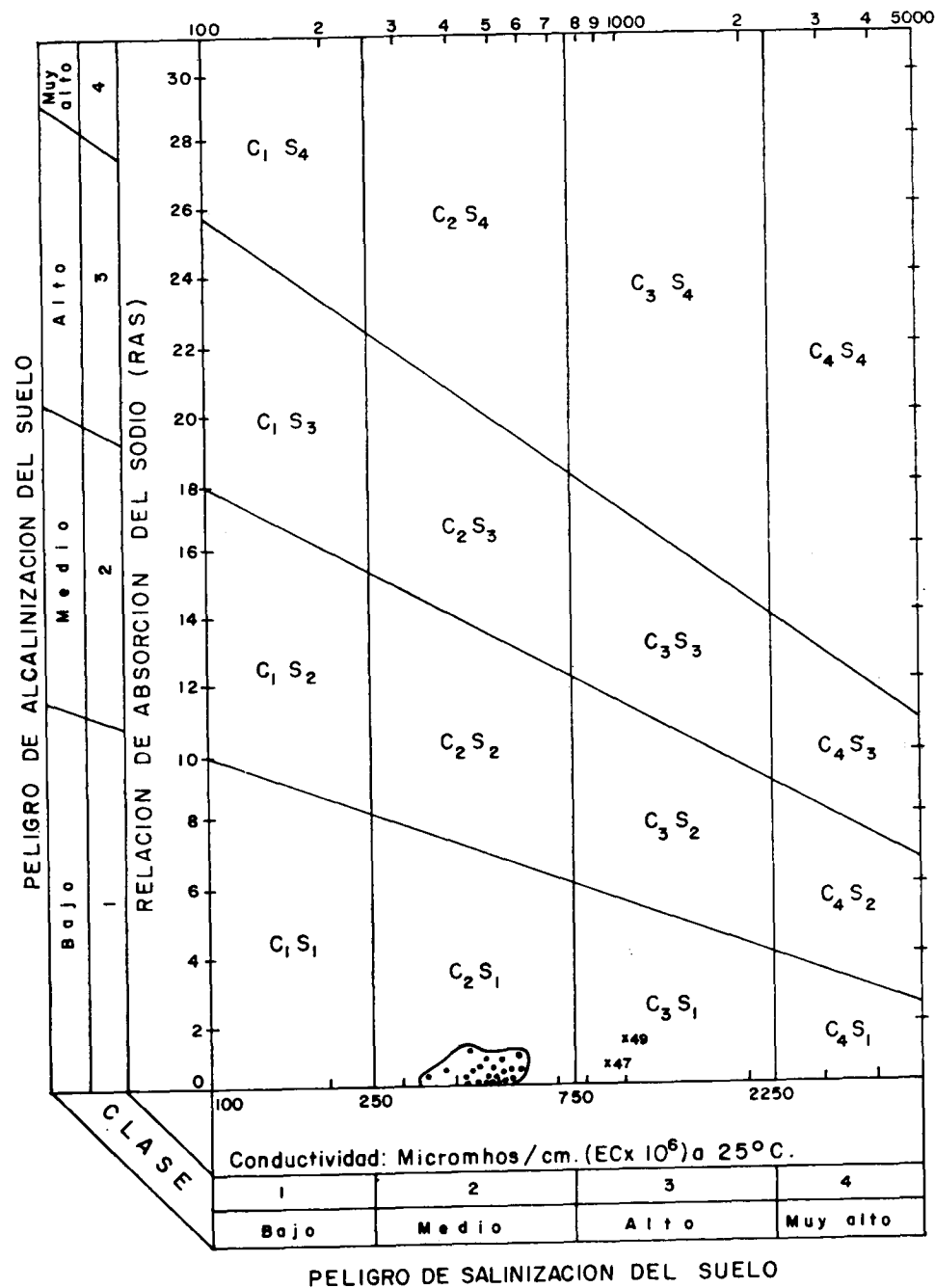


Figura 104.—Clasificación de las aguas para riego.

les están situadas en el fondo de sectores deprimidos y barrancos. Por otra parte, las calizas y dolomías están al descubierto, o con suelos muy desigualmente repartidos. El agua caída sobre los tramos o formaciones margosas, de no existir barrancos sobre las mismas que se dirijan hacia fuera de los límites de la unidad, pasan a infiltrarse en las calizas y dolomías circundantes.

Las cifras obtenidas para la infiltración del agua de lluvia en sierra Grossa pueden servir para dar una idea del orden de magnitud de la misma en esta unidad (≈ 50 por 100 de P), sin que las fórmulas empíricas sean de gran utilidad.

B) Alimentación oculta

Como borde occidental de esta unidad he tomado las fallas situadas al oeste del Puerto de Albaida (sierra de Filosa); los materiales a ambos lados del sector de fallas son calizas y dolomías, con algunas intercalaciones margosas, permeables. Por esta razón, y debido a que el nivel piezométrico se encuentra a cota superior al oeste de las fracturas, actuará como un borde de alimentación.

Al no disponer de curvas isopiezas detalladas, ni de valores de transmisividad convenientemente obtenidos, la cuantificación de la alimentación oculta no puede ser precisada. Supuesta una transmisividad media de $500 \text{ m}^2/\text{día}$ a lo largo de los 8 Km de contacto, con un gradiente medio anual de 1 por 100, la recarga sería de unos $15 \text{ Hm}^3/\text{año}$; en cifras aproximadas, considero la alimentación oculta comprendida entre 10 y $20 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

C) Infiltración a partir de los ríos

El embalse de Beniarrés, en el río Serpis, tiene el vaso y una pequeña parte de la cerrada en calizas, por lo que debe de alimentar al acuífero en un caudal difícil de cuantificar, aunque no debe ser muy grande. Lo estimo comprendido entre 100 y 300 l/s .

Por otro lado, el río Gallinera, que drena al valle del mismo nombre, en gran parte ocupado por materiales impermeables (formación Bélgida), discurre sobre las calizas y dolomías de la formación Creu, a lo largo de unos 6 Km, en las que ha excavado un importante cañón. Los materiales del cauce, en este recorrido, constituidos por gruesos bloques y cantos calcáreos, o por dolomías, deben tener una permeabilidad elevada. Como ya señalé (IV.2.4.3), no es un río de corriente continua, sino que sólo lleva

agua tras fuertes lluvias; el cauce desaparece antes de alcanzar el mar, en los materiales detríticos de la franja litoral. Estimo que se pueden infiltrar en el acuífero entre 3 y $6 \text{ Hm}^3/\text{año}$, en un año medio.

La recarga como consecuencia de la condensación del vapor de agua en cavidades no será tenida en cuenta, al igual que hice para la unidad sierra Grossa, por considerar que no debe ser importante, y estará comprendida dentro del margen de error del balance (TROMBE, 1965, p. 96, señala la cifra de 1 l/s/Km^2 de superficie calcárea, lo cual correspondería en este caso a unos $6 \text{ Hm}^3/\text{año}$).

3.6.3 Descarga

La descarga principal corresponde a la salida por manantiales, muy numerosos en toda la unidad (he considerado 19 como más representativos, aunque en realidad existen muchos más).

Las surgencias más importantes se sitúan en la sierra de Mustalla, y le sigue en importancia la descarga al río Serpis entre Lorcha y Villalonga, de la que dispongo de pocos datos que me permitan cuantificarla con precisión. Otras surgencias de importancia son el manantial del Puerto de Albaida (núm. 5), manantial del Matadero de Oliva (núm. 49) y fuente del Molino (núm. 19). Además, existe toda una serie de pequeños manantiales a lo largo del flanco septentrional, originados por la presencia de niveles margosos poco permeables. Los bombeos en captaciones, y la alimentación subterránea al acuífero detrítico de borde, completan los mecanismos de descarga de la unidad.

A) Las surgencias de la Sierra de Mustalla

Se trata de un área de descarga situada en el borde suroriental de la sierra de Mustalla, que se origina en el contacto de las calizas y dolomías del tramo i) de la formación Creu (C.) con los materiales cuaternarios (depósitos antiguos de albufera y de marjalería actual). En la figura 105 se representa el sector. Estas surgencias dan lugar al río Bullens-Vedat. En la época de inundación de los arrozales, parte del agua de los manantiales se desvía para este fin (manantiales Aguas y Solinar), y el agua que no es consumida o evaporada es recogida por el río Barranquet y, en menor proporción, por el Regalacho.

Debido a que existían muchos problemas para el control del caudal en las mismas emergencias, se optó por controlar la descarga en los ríos

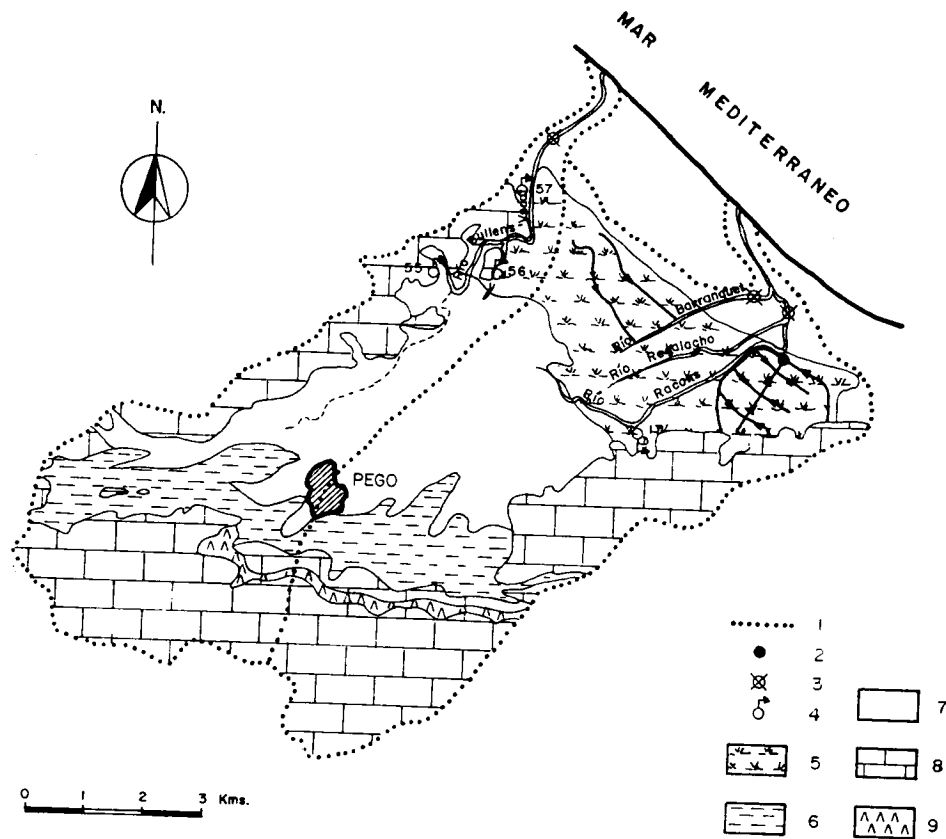


Figura 105.—Los manantiales de la sierra de Mustalla y Balsa Sineu. (1: Divisoria de cuenca hidrográfica; 2: Estación de bombeo en la finca «Rincón del Rosario»; 3: Estación foronómica; 4: Manantial; 5: Marjalera; 6: Formación Bélgida; 7: Materiales detríticos cuaternarios; 8: Calizas y dolomías de la formación Creu; 9: Grupo Valencia.)

generados por las mismas (*). Dado que el volumen que pueda ser drenado por el río Regalacho es muy pequeño, no será considerado. En el plano 3 se representan los datos diarios del caudal en ambas estaciones (Bullens-Vedat y Barranquet). El control del río Bullens-Vedat se inició el mes de octubre de 1973, y el del río Barranquet, el mes de enero de 1974.

Ahora bien, los caudales medidos engloban tanto los de las surgencias como el aporte a la escorrentía superficial de la cuenca (unos 40

(*) Control llevado a cabo en el marco del PIHCMBJ, y posteriormente (IGME).

kilómetros cuadrados), más la descarga del acuífero detrítico, todo ello menos la merma por la evaporación. Por otro lado, debido a la cercanía del mar y a la poca pendiente del cauce, las mareas diarias afectan a la descarga, así como las marejadas, que llegan a colmatar la desembocadura de los ríos. Por todo lo expuesto, resulta difícil la cuantificación del caudal de las surgencias. Con el fin de eliminar la influencia de las mareas, se toman dos lecturas diarias de escala y se considera la media aritmética. La corrección de la perturbación introducida por las marejadas es más subjetiva; en estos casos la lectura de escala se corregía según el criterio del ingeniero técnico encargado (L. MITTELBRUM).

Los caudales del río Barranquet se consideran como descarga de los manantiales exclusivamente cuando corresponden a aguas desviadas del río Bullens (estos datos los facilita el encargado de la lectura de la escala). La escorrentía superficial será descontada por descomposición del hidrograma, para lo cual he superpuesto en el hidrograma (plano 3) la precipitación medida en la estación de Pego, que estimo corresponde a la media caída sobre la cuenca. A su vez, estimaré la influencia de las marejadas de acuerdo con los caudales anteriores y posteriores a las mismas.

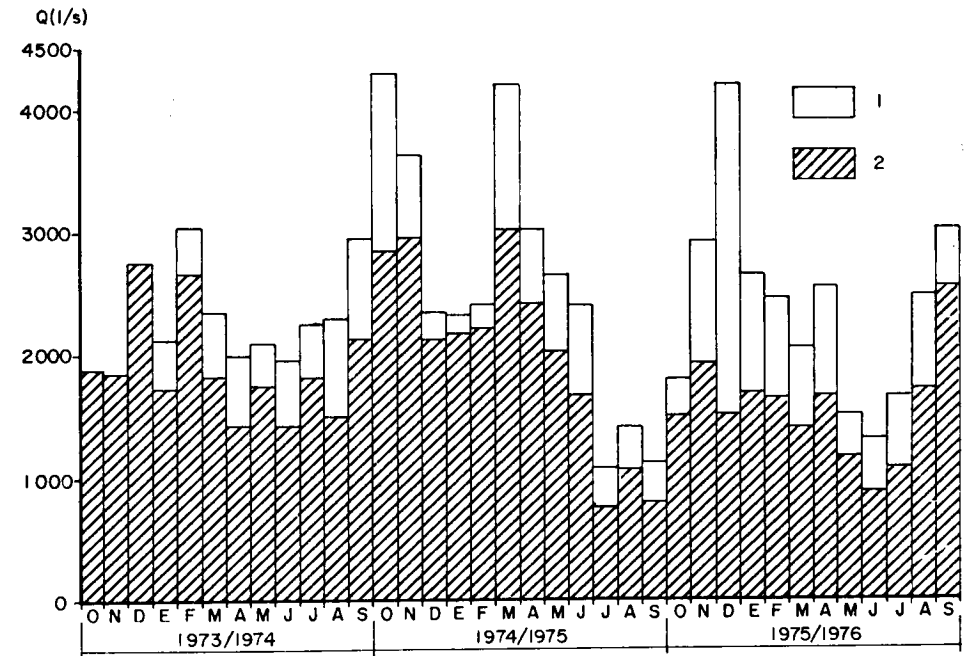


Figura 106.—Caudales medios mensuales aforados en los ríos Bullens-Vedat (2) y Barranquet (1).

Como se puede intuir, el caudal final de las surgencias así obtenido está sometido a errores subjetivos. Una vez determinados los caudales según el procedimiento expuesto, será necesario reducirlos a caudales equivalentes de «agua dulce», para lo cual hay que descontar el caudal de agua de mar que interviene (explicación dada al origen de la elevada salinidad de las aguas), de acuerdo con las concentraciones.

En la figura 106 represento los caudales medios mensuales de los ríos Bullens-Vedat y Barranquet para el período del que se tiene control; son los valores obtenidos de las lecturas de escala, sin corregir. Las aportaciones anuales figuran en el cuadro 20.

Año	Bullens	Barranquet	Total
1973-74	60,8	incompleto	incompleto
1974-75	63,1	18,5	81,6
1975-76	49,2	29,4	78,6

Cuadro 20.—Aportaciones de los ríos Bullens-Vedat y Barranquet, sin corregir (cifras en Hm³).

De estas aportaciones he descontado, mediante un procedimiento gráfico, el volumen correspondiente a la escorrentía superficial y a la escorrentía del río Barranquet, que no proviene de los manantiales; asimis-

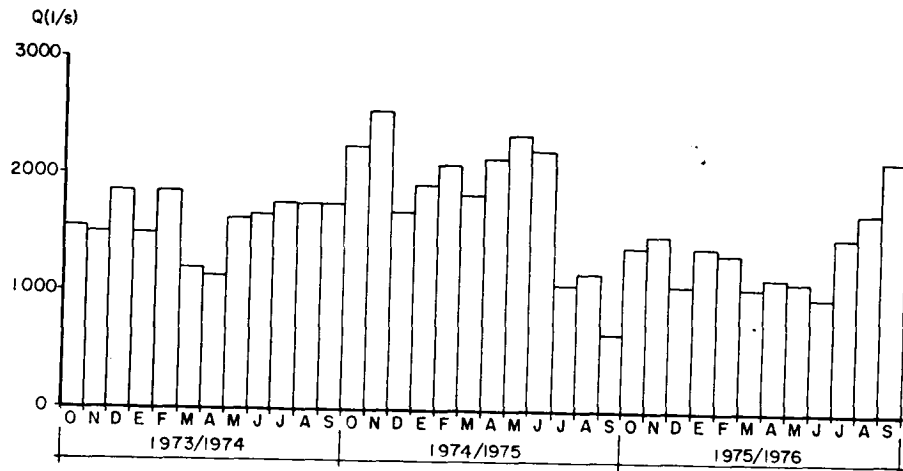


Figura 107.—Caudales medios mensuales de la descarga en la sierra de Mustalla.

mo, he descontado, de forma aproximada, los efectos de las perturbaciones en el régimen de los ríos debido a las marejadas. De esta manera, resultan las aportaciones corregidas que corresponden a la descarga por los manantiales, cuyos valores mensuales se resumen en el cuadro 21. Los caudales medios mensuales los represento en el hidrograma de la figura 107. El caudal que circula por los ríos no correspondiente a la descarga de los manantiales sería de 24 Hm³/año en 1974-75 y 35 Hm³/año en 1975-76, lo cual representa el 29 y 44,5 por 100 del total, respectivamente.

Los caudales de descarga de los manantiales se han transformado en caudales de agua exclusivamente continental, al sustraer el agua salada que por ellos surge, mezclada. El procedimiento seguido, cuyos resultados sólo son aproximados, se resume en las dos ecuaciones siguientes:

$$Q_1 = Q_2 + Q_3 + Q_4 - Q_5 \quad [1]$$

$$Q_1 C_1 = Q_2 C_2 + Q_3 C_3 + Q_4 C_4 - Q_5 C_5 \quad [2]$$

en que Q₁ es el caudal medido en las estaciones de aforo; Q₂, el caudal de agua dulce de las surgencias (descarga verdadera del acuífero); Q₃, el caudal de agua de mar implicado en la descarga; Q₄, el caudal de agua de

Mes	Año		
	1973/74	1974/75	1975/76
Octubre	4,16	5,95	3,76
Noviembre	3,96	6,6	3,99
Diciembre	5,04	4,5	2,86
Enero	3,96	5,13	3,78
Febrero	4,48	5,06	3,4
Marzo	3,2	4,94	2,83
Abril	2,96	5,59	3,0
Mayo	4,37	6,33	3,07
Junio	4,33	5,76	2,56
Julio	4,77	2,86	3,9
Agosto	4,75	3,16	4,6
Septiembre	4,58	1,69	5,82
Total	50,56	57,57	43,57

Cuadro 21.—Descarga de los manantiales de la sierra de Mustalla (cifras en Hm³).

escorrentía superficial y subterránea que no proviene de la unidad; Q_5 , el caudal de agua evaporado en los cauces y arrozales y consumido por las plantas, correspondiente a aguas de la unidad; y C_1, C_2, C_3, C_4 y C_5 , las concentraciones iónicas correspondientes a dichos caudales. A su vez, Q_1 es la suma de los caudales de los ríos Bullens-Vedat y Barranquet.

He elegido el ión cloruro para caracterizar la concentración de las aguas, por ser el ión más estable. Dado que la concentración en Cl^- de las aguas de evaporación es muy baja y, en todo caso, despreciable frente a la de otros elementos que intervienen en este balance, no la tendré en cuenta para el cálculo; además, el caudal evaporado y consumido no puede ser muy elevado, y puede incluirse en los márgenes de error del procedimiento seguido. Q_4 ha sido contabilizado y descontado, según el mé-

Fecha	Cl^-		R. S.	
	Barranquet	Bullens	Barranquet	Bullens
22/02/74	--	1.356	--	2.833
16/04/74	1.029	1.988	2.482	3.959
27/05/74	177	2.140	1.700	4.430
12/06/74	851	--	2.100	--
01/07/74	667	2.767	1.612	6.149
26/07/74	479	1.916	1.439	4.564
20/09/74	518	2.129	1.590	4.711
07/11/74	766	1.504	1.965	3.697
04/12/74	--	1.373	--	3.564
13/01/75	695	1.298	1.855	3.196
21/02/75	1.256	1.306	3.278	3.501
10/04/75	823	1.632	1.938	3.408
03/05/75	747	1.483	1.814	2.960
12/06/75	705	1.304	1.648	3.056
22/07/75	633	3.194	1.110	5.776
04/08/75	667	--	1.237	--
20/10/75	766	1.462	1.846	2.871
10/11/75	--	1.235	--	2.839

Cuadro 22.—Contenido en Cl^- y residuo seco de las aguas, a su paso por las estaciones de aforo (cifras en mgr/l).

todo ya expuesto, por lo que las ecuaciones [1] y [2], de acuerdo con estas aproximaciones, pueden quedar como sigue:

$$Q_1 = Q_2 + Q_3$$

$$Q_1 \cdot C_1 = Q_2 \cdot C_2 + Q_3 \cdot C_3$$

donde Q_1 es el caudal de la descarga, corregido.

He considerado como valor de la concentración en Cl^- del agua de mar el obtenido en el análisis del agua de mar en Jávea (20.578 mgr/l); la concentración en Cl^- del agua del acuífero es 22 mgr/l, media de los análisis de la unidad. La concentración en las estaciones de aforo se conoce, de forma aproximada, gracias a una serie de análisis químicos efectuados (datos IGME). Los valores del contenido en Cl^- y residuo seco de dichas aguas se reflejan en el cuadro 22, para las fechas que se especifican.

Al no ser un control continuo, he considerado el contenido medido como representativo de todo el mes. En el caso de no disponer de análisis de un mes determinado, he utilizado el valor anual medio de la concentración. Con esta metodología se obtienen unos resultados algo imprecisos, pero representativos del orden de magnitud. Las cifras obtenidas se encuentran en el cuadro 23. El porcentaje de agua de mar que surge por los manantiales es de 9,4 por 100 en 1973-74, 7,4 por 100 en 1974-75 y 7 por 100 en 1975-76.

Mes	Año		
	1973/74	1974/75	1975/76
Octubre	3,8	5,4	3,5
Noviembre	3,6	6,1	3,7
Diciembre	4,5	4,2	2,7
Enero	3,7	4,8	3,5
Febrero	4,0	4,7	3,2
Marzo	2,9	4,5	2,6
Abril	2,7	5,1	2,8
Mayo	3,8	5,9	2,8
Junio	3,9	5,4	2,4
Julio	4,3	2,5	3,6
Agosto	4,4	2,8	4,3
Septiembre	4,1	1,6	5,4
Total	45,7	53,0	40,5

Cuadro 23.—La descarga de la unidad por los manantiales de la sierra de Mustalla (cifras en Hm^3).

B) La descarga al río Serpis

La descarga de parte de las aguas de la unidad al río Serpis se produ-

ce debido a que el cauce del río se sitúa bajo la superficie piezométrica del acuífero, a lo largo del cañón del Infierno; además, ésta se favorece por la existencia en profundidad, e incluso en superficie, de los materiales de la formación Oliva y de la base de la formación Infierno, ambos de baja permeabilidad. No existen datos de la magnitud de esta descarga y de su evolución en el tiempo; el único dato, que puede ser considerado como orientativo, fue el obtenido de la campaña de aforos efectuada el 10-8-75 (datos IGME); dicha campaña consistió en cinco aforos, dos aguas arriba, en las proximidades de Lorcha, y los tres restantes en Villalonga. La descarga, obtenida por diferencia de caudales, fue de 1.077 l/s.

Estimo que un valor de 1.000 ± 200 l/s puede ser orientativo de la magnitud de la descarga para un año medio, aunque tomado con ciertas reservas. En los años secos el valor sería inferior, y al contrario en los años húmedos. En esta cifra se engloban los caudales de los manantiales inventariados en el sector (núms. 27 y 28).

C) Otras surgencias

Es notable el manantial del Puerto de Albaida (núm. 5); en realidad, consiste en una galería cuya fecha de construcción y características de la obra desconocen los habitantes del lugar. El caudal de surgencia fue controlado por la Confederación Hidrográfica del Júcar durante ocho años (1955-62), en base a aforos con flotador, cada diez días. El caudal medio obtenido para ese período fue de 88,4 l/seg. Si se tiene en cuenta la periodicidad de las medidas y el error de las mismas —generalmente por exceso, y del orden del 20 por 100— el caudal medio de descarga debe ser del orden de 70 l/s, cifra que concuerda con aforos posteriores efectuados en el marco del PIHCMBJ (IGME).

De los manantiales del flanco septentrional de la unidad (núms. 9, 12, 19, 20, 21, 22 y 24) se tienen valores puntuales del caudal; el más caudaloso de todos —Fuente del Molino, número 19— arroja un aporte medio del orden de 30 l/s. Estimo un caudal, para el conjunto de las surgencias, de 85 l/s. Los dos manantiales más notables que drenan la sierra de Fontaneils (u Oliva) son el de Fuente Encarroz (núm. 39) y el del Matadero (Oliva, núm. 49). También se desconoce el régimen de funcionamiento y carezco de medidas precisas del caudal. Estimo que el caudal conjunto no debe ser superior a los 100 l/s.

Por último, el manantial número 18 (en realidad se trata de una serie de pequeñas surgencias recogidas en una acequia, cuyas aguas se utilizan en regadío) puede tener un caudal próximo a 50 l/s, variable de unos años a otros, lógicamente.

D) Bombeos en captaciones

Según el Inventario Nacional de puntos acuíferos del IGME, realizado durante el año 1973 y recientemente actualizado en algunos sectores (Albaida y Castellón de Rugat), las captaciones que bombean agua del acuífero son 50, la mayor parte de las mismas ubicadas en el borde oriental (34 dentro del área representada por la Hoja topográfica de Gandía, número 30-31).

De ellas, 37 bombean $9 \text{ Hm}^3/\text{año}$, con los que se riegan unas 1.700 Ha, la mayor parte en la plana litoral; tan sólo se riega algo más de 100 Ha, en el interior de la unidad, en los poljes de Forná, por lo que el caudal bombeado se puede considerar neto (reciclaje prácticamente despreciable). El resto de las captaciones se utilizan en abastecimiento urbano, para lo cual bombean aproximadamente $3 \text{ Hm}^3/\text{año}$.

El caudal bombeado es variable de unos años a otros, en especial el utilizado en agricultura (cítricos esencialmente), que es función de las precipitaciones y su distribución.

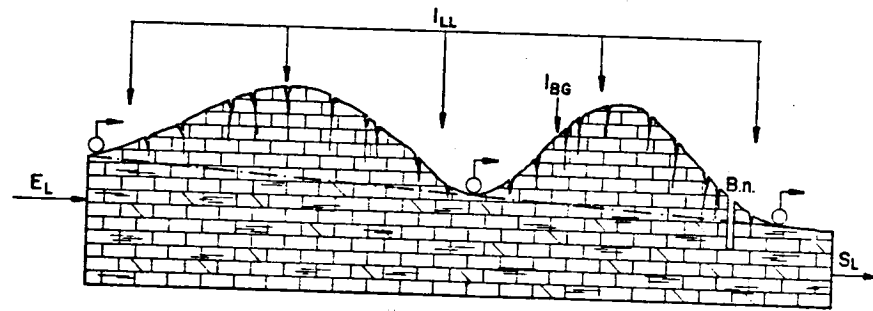
E) Descarga subterránea al acuífero de borde

Seguiré el mismo razonamiento empleado para estimar la descarga oculta de la unidad de sierra Grossa, es decir, la extrapolación de los valores obtenidos en el modelo matemático de simulación del acuífero de la plana de Gandía-Denia (BODEGA *et al.*, 1976). Las entradas laterales ocultas a dicho acuífero constituyen las salidas ocultas de las unidades de borde.

Para el período simulado, noviembre de 1973-octubre de 1974, las entradas laterales a lo largo de los 20 kilómetros de borde permeable alcanzaron 12 Hm^3 , cifra que corresponde a las salidas ocultas del acuífero kárstico para ese período. La transmisividad media del borde obtenida fue de unos $400 \text{ m}^2/\text{día}$, con un gradiente medio de 0,4 por 100.

En resumen, el funcionamiento hidrogeológico de la unidad es algo más complejo que el de la unidad sierra Grossa; el borde oriental, permeable, es de alimentación, parte de la cual surge en el manantial del Puerto de Albaida; el resto, junto con la infiltración del agua de lluvia —que en algunos sectores, como es el polje de la Llacuna, es masiva— escurre en sentido Oeste-Este, para emerger a lo largo del flanco septentrional, en el río Serpis y en la sierra de Mustalla; el agua de estas últimas surgencias se mezcla con agua de alto contenido salino, cuyo origen más probable es marino.

Las infiltraciones en el vaso del embalse de Beniarrés y en el cauce del río Gallinera contribuyen a incrementar el volumen de las entradas. Finalmente, una parte de las aguas del acuífero se extrae en captaciones y otra alimenta subterráneamente al acuífero de la plana de Gandía-Denia. En el esquema de la figura 108 se muestra el funcionamiento simplificado del acuífero.



- I_{LL} : Infiltración del agua de lluvia.
 E_L : Alimentación lateral oculta.
 $I_{B.G.}$: Infiltración del embalse de Beniarrés y río Gallinera.
 \square : Salidas por manantiales.
 B_n : Bombes netos en captaciones.
 S_L : Salidas laterales ocultas al acuífero de la plana de Gandía-Denia.

Figura 108.—Funcionamiento simplificado del acuífero.

3.7 EL BALANCE

3.7.1 Componentes

La ecuación que emplearé para efectuar el balance será: Entradas — Salidas = 0; con lo cual supongo nula la variación de la reserva.

Los componentes del balance son los expuestos en el funcionamiento de la unidad; como entradas intervienen la infiltración de la lluvia (elemento principal), las entradas laterales subterráneas y la infiltración en el embalse de Beniarrés y cauce del río Gallinera. Las salidas tienen lugar por manantiales, por bombes netos en captaciones y por alimentación oculta al acuífero de la plana de Gandía-Denia.

Al igual que en la unidad sierra Grossa, efectuaré el balance para los años 1974-75, 1975-76, año húmedo, año seco y año medio.

3.7.2 Balance para el año 1974-75

3.7.2.1 Salidas

A) Emergencias

Las salidas evaluadas para las surgencias de la sierra de Mustalla se elevan a 53 Hm^3 , aunque cabe señalar que este valor es tan sólo aproximado. La descarga al río Serpis es de difícil cuantificación al carecer de datos. La cifra estimada ($1.000 \pm 200 \text{ l/s}$) arroja un valor de $25-38 \text{ Hm}^3/\text{año}$. La descarga en los manantiales restantes es del orden de $10 \text{ Hm}^3/\text{año}$. En resumen, las salidas por emergencias quedan comprendidas entre 88 y $101 \text{ Hm}^3/\text{año}$ (unos $95 \text{ Hm}^3/\text{año}$).

B) Bombeos netos y salidas subterráneas

Los bombeos netos ascienden a unos $12 \text{ Hm}^3/\text{año}$. Las salidas ocultas, cifradas en 12 Hm^3 para el período noviembre 1973-octubre 1974 (BODEGA *et al.*, 1976), las estimo comprendidas entre 19 y 15 Hm^3 .

3.7.2.2 Entradas

A) Entradas laterales subterráneas

Estimo las entradas a través del borde permeable occidental, comprendidas entre 10 y 20 Hm^3 , de acuerdo con unos valores supuestos de la transmisividad y gradiente hidráulico (Ley de Darcy).

B) Infiltración de los ríos

Tampoco existen datos que permitan cuantificar de forma precisa este componente. Estimo la infiltración a través de los materiales permeables del vaso del embalse de Beniarrés comprendida entre 3 y 10 Hm^3 . Asimismo, la recarga a partir de la infiltración en el cauce del río Gallinera quedó estimada en $3-6 \text{ Hm}^3$.

C) Infiltración del agua de lluvia

La evaluación de la infiltración del agua de lluvia en la unidad sierra Grossa a partir del balance de cloruros daba valores muy congruentes con

los obtenidos por otros métodos, especialmente cuando se consideraba el valor medio. De estimar válidas, para esta unidad, las concentraciones de Cl^- en el agua de lluvia obtenidas en las muestras recogidas en Cuatretonda y Ayelo de Malferit (10,3, 10,6 y 17,7 mgr/l, con 12,86 mgr/l de valor medio) y al aplicar la expresión:

$$\frac{I}{P} \approx \frac{C_p}{C_i}$$

(in CUSTODIO, 1976, p. 1034) (I = infiltración en mm; P = precipitación en mm; C_p = contenido en Cl^- del agua de lluvia en mgr/l, y C_i = contenido en Cl^- del agua del acuífero), se tiene:

$$I \approx \frac{694 \text{ mm} \cdot 12,86 \text{ mgr/l}}{21,9 \text{ mgr/l}} \approx 407,5 \text{ mm}$$

Para ello he partido de la pluviometría (694 mm) obtenida en la planimetración del mapa de isoyetas correspondiente al año 1974-75 (fig. 109), y para la concentración en Cl^- del agua del acuífero, de la media aritmética de los contenidos de las aguas obtenidas en los análisis efectuados. De acuerdo con estos datos, se infiltraría del orden del 60 por 100 del agua de lluvia caída, con un volumen anual, para el conjunto de la unidad, comprendido entre 80 y 85 Hm^3 .

El valor de la infiltración del agua de lluvia en esta unidad es superior al obtenido en la de sierra Grossa; ello se puede explicar por el mayor desarrollo de formas exokársticas (polje del Plá de la Llacuna).

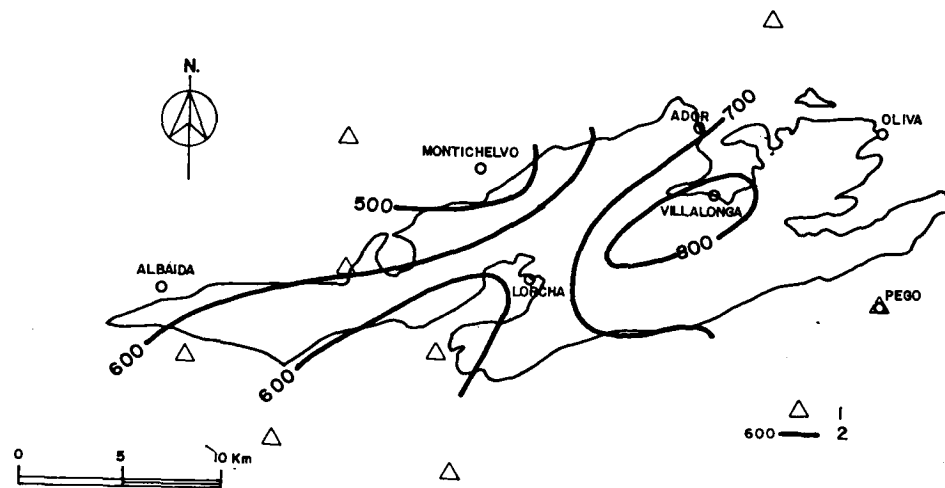


Figura 109.—Isoyetas del año 1974-75. (1: Estación considerada para el trazado; 2: Curva isoyeta y su valor en mm.)

Planteada la infiltración del agua de lluvia como incógnita, es decir, como diferencia entre las salidas (110-128 Hm^3), y las entradas laterales (10-20 Hm^3) e infiltraciones a partir del embalse de Beniarrés y cauce del río Gallinera (6-16 Hm^3), se obtienen valores comprendidos entre 94 y 92 Hm^3 , algo superiores a los obtenidos por el balance de cloruros.

En resumen, las salidas estimadas están comprendidas entre 110-130 Hm^3 con 120 Hm^3 como valor medio; y las entradas, entre 96 y 121 Hm^3 , de considerar los valores de infiltración obtenidos por el método de balance de cloruros (108 Hm^3 de valor medio). De esta forma, los recursos no regulados de la unidad para el año 1974-75 serían del orden de 110 Hm^3 .

No obstante, debido a la cantidad de aproximaciones y estimaciones que he efectuado, para cuantificar los diferentes componentes que intervienen en el balance, el valor obtenido es tan sólo orientativo. Por otro lado, la precipitación caída este año (694 mm) es muy próxima a la del año medio del período de treinta años considerado (715 mm); por tanto, el balance de este año puede ser orientativo del balance del año medio.

3.7.3 Balance para el año 1975-76

3.7.3.1 Salidas

Las únicas emergencias naturales controladas son las de los manantiales de la sierra de Mustalla, con 40 Hm^3 de volumen descargado. Resulta paradójico que el volumen de la descarga sea menor que el del año anterior, a pesar de haber sido un año más húmedo (825 mm de pluviometría, frente a 694 mm en el año 1974-75). Ello puede ser debido a errores en el método seguido para evaluar la descarga o a una distribución de las precipitaciones de forma menos uniforme en este año, con el posible incremento de la escorrentía superficial. Los 491 mm medidos en la estación de Pegó durante el mes de diciembre de 1976 apoyan esta última hipótesis. También entra dentro de lo posible el que parte del agua de lluvia infiltrada se haya invertido en incrementar las reservas.

La descarga restante (al río Serpis, manantiales del Puerto y flanco septentrional y sierra de Fontanells) la estimo similar a la del año 1974-75, es decir, comprendida entre 35 y 48 Hm^3 . Los bombeos netos (12 Hm^3) y las salidas subterráneas (10-15 Hm^3) serían sensiblemente similares a las del año anterior. En resumen, la descarga sería de 97-115 Hm^3 .

3.7.3.2 Entradas

Al no disponer de nuevos elementos, considero la recarga a partir de

la infiltración en el cauce del río Gallinera y por pérdidas en el vaso del embalse de Beniarrés, similar a la del año 1974-75 (10-16 Hm³); de igual manera, las entradas laterales por el Puerto de Albaida serán consideradas del mismo orden de magnitud que para el año anterior (10-20 Hm³). Es posible que la cifra real de las entradas debidas a los elementos enumerados se acerque más al límite superior (36 Hm³), al ser un año más húmedo, pero no dispongo de datos numéricos que lo confirmen.

De acuerdo con el balance de cloruros, la infiltración del agua de lluvia sería:

$$I \approx \frac{825 \text{ mm} \cdot 12,86 \text{ mgr/l}}{21,9 \text{ mgr/l}} \approx 484,5 \text{ mm}$$

Los 484,5 mm de altura de lámina de agua equivalen a unos 97 Hm³ (\approx 59 por 100 de P). El valor de la precipitación caída sobre el área (825 milímetros) lo he obtenido por planimetración de las correspondientes curvas isoyetas (fig. 110).

La infiltración del agua de lluvia, planteada como incógnita del balance, sería:

Inf. lluvia = Salidas - (Entradas laterales + Inf. Beriarrés-Gallinera)

Inf. lluvia = 97 (115) Hm³ - [10 (20) Hm³ + 20 (36) Hm³], que arroja un valor comprendido entre 67 y 59 Hm³ (335-295 mm 40,6-35,8 por 100 de P), inferior al obtenido según el balance de cloruros.

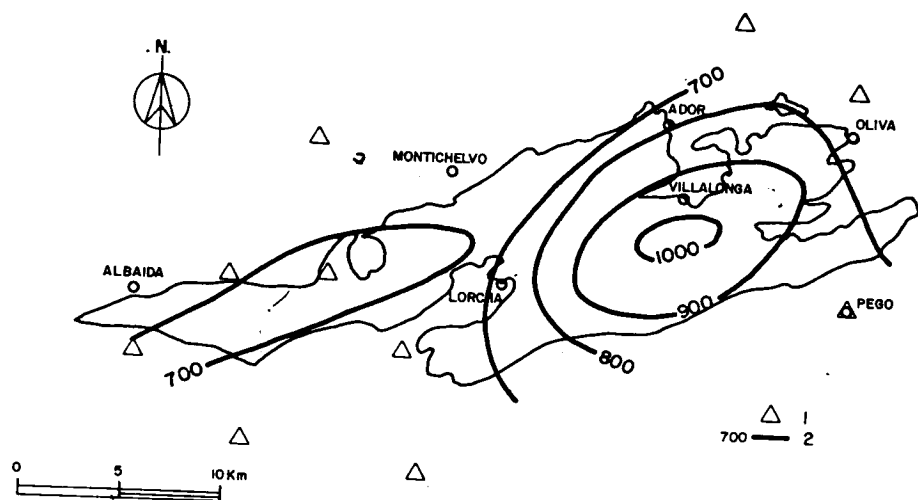


Figura 110.—Isoyetas del año 1975-76. (1: Estación considerada para el trazado; 2: Isoyetas y su valor en mm.)

La infiltración de la lluvia, media de la obtenida por ambos métodos, queda comprendida entre 82 y 78 Hm³, lo cual supone entre el 50 y 47,4 por 100 de la precipitación caída; estos porcentajes son del mismo orden de magnitud del valor medio obtenido para la unidad sierra Grossa (53,8 por 100).

3.7.4 Balance de los años húmedo, seco y medio

A) El año húmedo

Ante la imposibilidad de cuantificar las salidas, por no disponer de series históricas de las mismas, procederé a partir de la estimación de las entradas. Tomo como año húmedo el equivalente al de la serie de treinta años considerada (1958/59), en que se midió una precipitación media, sobre la unidad, de 1.440 mm (fig. 7), la cual supone un volumen próximo a 290 Hm³. La infiltración del agua de lluvia es, por otro lado, el componente de más peso relativo de los que intervienen en el balance.

Como elemento de partida, para estimar el volumen del agua de lluvia que se infiltra en el acuífero voy a considerar los valores obtenidos para los años 1974/75 y 1975/76, que fueron de 60-59 por 100 de la precipitación total, según el balance de cloruros, y entre 65,7-67,1 por 100 y 35,8-40,6 por 100, por diferencia entre entradas y salidas, respectivamente. Considerados los valores medios, el porcentaje del agua de lluvia que pasa al acuífero en el año húmedo sería del orden de 170 Hm³, de acuerdo con las cifras obtenidas por el balance de cloruros, y de 147-156 Hm³ por el otro procedimiento.

A estas entradas hay que adicionar las procedentes de la alimentación oculta a través del borde occidental, infiltración a partir del embalse de Beniarrés y cauce del río Gallinera, todas ellas de difícil cuantificación con los datos disponibles, aunque deben superar los 20-36 Hm³, estimados para los años 1974/75 y 1975/76.

B) El año seco

Considero como año seco el equivalente al año seco del período de treinta años estudiado (1960-61), en que la precipitación media sobre la unidad (fig. 8) fue de 325 mm, altura de lámina de agua a la que corresponde un volumen de lluvia de 65 Hm³. Con el mismo razonamiento seguido para el año húmedo, el volumen del agua de lluvia que se infiltraría quedaría comprendido entre 39 Hm³ (según el porcentaje obtenido por ba-

lance de cloruros) y 33-35 Hm³ (según porcentaje obtenido por diferencia entre salidas y entradas).

Los caudales correspondientes a la alimentación oculta a través del borde occidental y las infiltraciones en el vaso del embalse de Beniarrés y cauce del río Gallinera, deben reducirse de forma sensible, al ser tan seco el año, aunque con los datos existentes no son cuantificables.

C) *El año medio*

Las entradas del año medio deben situarse cerca de la media de las estimadas para los años húmedo y seco, y como ya señalé, muy próximas a las del año 1974/75. La precipitación del año medio del período de treinta años estudiado es de 715 mm (fig. 6), equivalente a un volumen de lluvia de unos 145 Hm³.

De acuerdo con el criterio seguido para los años húmedo y seco, la infiltración del agua de lluvia, según el balance de cloruros, sería próxima a 85 Hm³; este volumen se reduce a 73-78 Hm³, de considerar el porcentaje obtenido de la diferencia entre las salidas y aquellas otras entradas que no incluyen la infiltración por agua de lluvia.

Los volúmenes estimados para la alimentación oculta a través del borde occidental (10-20 Hm³), y por infiltraciones en el vaso del embalse de Beniarrés (3 a 10 Hm³) y en el cauce del río Gallinera (3-6 Hm³), deben quedar comprendidos entre 16 y 36 Hm³ para el año medio, con lo cual las entradas totales oscilarían entre 93 y 120 Hm³.

4 UNIDAD ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

4.1 EL INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS

El número de puntos acuíferos inventariados es de 22, todos ellos seleccionados del Inventario Nacional (IGME), en el que figuran del orden de 50. He considerado los más representativos y aquellos con datos más completos (Anejo 1). De los puntos seleccionados, 9 son manantiales, 10 son sondeos, 1 es pozo y 2 son pozo con sondeo (Anejo 1). Dos sondeos superan los 250 metros de profundidad, seis tienen entre 100 y menos de 250 metros, y tan sólo tres no superan 50 metros de profundidad.

Los pozos y sondeos se localizan en el borde oriental; tan sólo existe un sondeo en el borde occidental (núm. 1). Ello implica un desigual conocimiento espacial de las características hidrogeológicas de la unidad.

4.2 FORMACIONES ACUIFERAS

4.2.1 Consideraciones generales

En esta unidad, los materiales de la formación Mediodía (Eoceno) se integran en el embalse subterráneo, hecho que no sucedía en ninguna de las dos anteriormente descritas. Las formaciones acuíferas más importantes son: Creu, Mediodía y Benigánim.

Los materiales del grupo Valencia (Keuper) tienen un comportamiento similar al señalado en la descripción de las otras unidades, es decir, que se comportan como acuícludos; constituyen afloramientos de pequeña extensión, en la sierra del Cantalar y en la mitad meridional de la sierra de Segaria, y adquieren mayor desarrollo entre el puerto de Sagra y las proximidades de Pego, donde jalonan una falla inversa. Los materiales de la formación Oliva (margas, margocalizas y calizas oolíticas) se comportan como acuícludos, aunque los niveles permeables intercalados pueden almacenar algunas cantidades de agua y dar lugar a pequeños manantiales; afloran en las sierras de Segaria y Cantalar.

La formación Jaraco (Barremense-Albense) aflora con facies de calizas con numerosas intercalaciones margosas, razón por la cual estimo que se comporta como acuífero local o como acuitardo, de encontrarse bajo la zona saturada. Constituye la mayor parte de la sierra de Cantalar; la presencia en el área de numerosos manantiales de pequeño caudal, es un indicio de la baja permeabilidad de estos materiales.

Considero que los materiales de la formación Tollos (Oligo-Mioceno arcillas y margas con algunos niveles intercalados de conglomerados), se comportan como acuícludo o como acuitardo, según el espesor de los mismos. Al ser una formación de tipo lenticular, allí donde la potencia de los materiales es pequeña, pueden actuar como nivel semipermeable. Las intercalaciones de conglomerados están localmente saturadas, y dan origen a manantiales de reducido caudal.

Los materiales de la formación Bélgida (Mioceno) constituyen el acuícludo por excelencia, tanto en esta unidad como en el resto del área estudiada. Actúan como límite impermeable de la mayor parte de la unidad.

4.2.2 Formación Infierno (Malm)

Las calizas y dolomías de la formación Infierno constituyen un pequeño afloramiento en el núcleo de la estructura de la sierra de Segaria. La

similitud litológica con los afloramientos de las dos unidades descritas con anterioridad, hace presumible un comportamiento hidrogeológico semejante, es decir, como acuífero. No existen obras que capten agua en estos materiales. Es posible que la formación se encuentre saturada en profundidad, bajo las formaciones Oliva y Jaraco, pero no existen datos que permitan comprobar este extremo.

4.2.3 Formación Creu (Cretáceo Superior)

Se reconocen los tres tramos diferenciados en la unidad Benicadell-Almirante-Gallinera que, de muro a techo, son: dolomías con calizas hacia el techo, con más de 400 m de potencia visible (C₁); margas y margocalizas, con 60 m de espesor máximo (C₂), y calizas tableadas (C₃).

El tramo margoso se comporta como acuífero local cuando aflora, y como acuitardo en profundidad. Este comportamiento se deduce por la presencia de algunos manantiales de pequeño caudal, a lo largo del contacto con las calizas suprayacentes; el poco espesor de este tramo no impide la conexión hidráulica en profundidad entre los tramos permeables de la formación (C₁ y C₃).

4.2.4 Formación Mediodía (Eoceno)

Los materiales de la formación Mediodía constituyen un buen acuífero, muy fisurado y karstificado, aunque sus afloramientos no ocupan mucha extensión. Estos materiales adquieren su mayor desarrollo en la sierra de Mediodía, donde alcanzan cerca de 400 m de potencia. El otro afloramiento se sitúa en las proximidades de Margaridá, en el extremo noroccidental de la unidad.

4.2.5 Formación Benigánim (Mioceno)

Los materiales de la formación Benigánim se presentan dentro de esta unidad bajo facies de areniscas calcáreas, calizas biodetríticas y conglomerados calizos muy heterométricos. En cualquiera de estas facies se comportan como acuífero, permeable por fisuración, aunque en la facies de conglomerados la porosidad primaria puede constituir el principal elemento para la circulación y almacenamiento del agua.

Afloran a lo largo de toda la unidad, si bien la facies de conglomerados adquiere un notable desarrollo tan sólo en el borde occidental. Localmen-

te, estos materiales están separados de los de la formación Creu por las arcillas y margas de la formación Tollos, que pueden desconectar, desde el punto de vista hidráulico, a ambas formaciones permeables.

4.2.6 Otros materiales acuíferos

Los materiales postorogénicos, a los que he asignado edad Mioceno Superior, constituidos por conglomerados de matriz detrítica (M₁), se sitúan de forma discordante sobre los de la formación Bélgida, por lo que dan lugar a pequeños acuíferos colgados; pueden incluso no estar saturados parte del año, al ser afloramientos de muy poca extensión, y estar situados en áreas elevadas.

Los materiales cuaternarios del borde oriental no forman parte de la unidad que nos ocupa, al constituir parte del acuífero detrítico litoral, alimentado subterráneamente, a través de los bordes permeables, por el acuífero kárstico. Además, y debido al contraste de permeabilidades, en el contacto entre ambos tipos de materiales, se originan manantiales que constituyen la descarga principal del acuífero kárstico.

4.2.7 Relación entre las formaciones acuíferas

Es algo remota, aunque no se puede descartar a priori la posibilidad de que los materiales de la formación Infierno se encuentren saturados en toda la unidad. De ser así, la alimentación tendría que efectuarse a través de las margas y calizas de la formación Jaraco, y de las margas de la formación Oliva, o a lo largo de fracturas que pongan en contacto a los materiales de la formación Infierno con otros permeables; en este caso, los materiales del grupo Valencia constituirían el muro impermeable del acuífero.

Los materiales de la formación Jaraco afloran localmente y, en principio, presentan baja permeabilidad. No dispongo de datos que me permitan afirmar que los materiales de esta formación se encuentran saturados a lo largo de toda la unidad, si bien están en conexión hidráulica con los materiales de la formación Creu, que constituyen el acuífero principal.

Dentro de la formación Creu, el tramo margoso (C₂), intercalado entre los dos tramos carbonatados (C₃ y C₁), tendría un comportamiento similar al equivalente en las dos unidades ya descritas, es decir, que puede dar lugar a pequeños niveles colgados, cuando aflora, con manantiales a lo largo del contacto (punto acuífero núm. 5), y/o actuar como nivel semi-permeable que permite una alimentación retardada. Las calizas de la for-

mación Mediodía se encuentran en conexión hidráulica con el tramo superior de la formación Creu, e incluso con el tramo inferior, de mediar alguna complicación tectónica (Alto de la Caval).

La formación Benigánim, bajo cualquiera de las tres facies en que se presenta, se encuentra conectada, desde el punto de vista hidráulico, sea con el tramo superior de la formación Creu, o con las calizas de la formación Mediodía. Tan sólo entre Balones y Tollos, este acuífero puede presentar un nivel piezométrico diferente del principal, como consecuencia de la intercalación, entre ambos, de las arcillas salmón de la formación Tollos. No existen sondeos que permitan demostrar esta hipótesis.

4.3 GEOMETRIA DEL EMBALSE SUBTERRANEO

Al igual que las otras unidades ya descritas, la unidad Alfaro-Mediodía-Segaria tiene forma alargada en sentido ENE, con 35 Km de largo, 10 Km de anchura máxima y una superficie total próxima a 200 Km², de los cuales 175 Km² corresponden a afloramientos de materiales permeables. Se extiende desde las proximidades de Millena hasta Vergel, toda ella dentro de la provincia de Alicante.

La sierra de Cantalar y su prolongación hasta Margaridá, presenta estructura muy compleja, consistente en un anticlinal afectado por numerosas fallas, tanto inversas como normales; las fallas inversas hacen cabalgar a los materiales de las formaciones Oliva y Jaraco sobre la formación Bélgida. Los materiales del grupo Valencia afloran a lo largo de fracturas en el interior de la estructura. La existencia de numerosos niveles margosos dentro de la formación Jaraco, y el carácter esencialmente impermeable del resto de los materiales, originan numerosos manantiales de pequeño caudal. Todo ello contribuye a que no exista un verdadero acuífero en ellos, sino más bien un conjunto de niveles acuíferos sin apenas conexión entre sí y desconectados del embalse principal. En mi opinión, se trataría de un merokarst (CVIJIC, 1960).

En lo concerniente al resto de la unidad, existe una continuidad litológica a lo largo de la misma, que se traduce en una conexión hidráulica, que da al conjunto carácter de embalse único. La observación del plano hidrogeológico (núm. 1) y los cortes (Plano núm. 2), junto con lo expuesto en el apartado de tectónica, permite obtener una idea sobre la geometría del embalse subterráneo. Los anticlinales presentan marcada vergencia Norte, con flancos septentrionales generalmente cabalgantes. La existencia de una densa red de fracturas contribuye tanto a facilitar la infiltración y los procesos kársticos, como a conectar en profundidad a los diferentes niveles acuíferos.

En el puerto de Sagra se produce un notable estrechamiento de la unidad, con el afloramiento de materiales del grupo Valencia, y un ensanchamiento posterior hacia el Este, que constituye la sierra de Segaria. Las captaciones y surgencias de elevado caudal existentes en la sierra de Segaria, ponen de manifiesto que debe de existir una notable transferencia de agua hacia dicha sierra, probablemente a través de conductos kársticos localizados, o de un área de un elevado grado de karstificación, que permita el paso de tan altos caudales.

Los materiales acuíferos más importantes son las dolomías y calizas de la formación Creu, que afloran a lo largo de 150 Km². La formación Mediodía ocupa 5,8 Km² de extensión superficial en esta unidad, y 19,5 Km² los materiales de la formación Benigánim. Los materiales de la formación Infierno constituyen un pequeño afloramiento (unos 300 m²) en la sierra de Segaria. El resto de la superficie de la unidad está ocupado por materiales del grupo Valencia, Oliva, Tollos y Bélgida, todos ellos de permeabilidad baja o nula.

Desconozco el muro impermeable de la unidad acuífera, debido a que no existen sondeos profundos en toda ella. Este muro puede estar constituido tanto por calizas y/o dolomías no karstificadas, como por los materiales de las formaciones Jaraco y/o Oliva. En ambos casos, las calizas y dolomías de la formación Infierno no estarían saturadas; también cabe la posibilidad de que la formación Infierno se encuentre saturada y karstificada, con lo cual el muro de la unidad sería la base de la formación Infierno junto con las arcillas del grupo Valencia.

Las condiciones en los límites de la unidad acuífera son fácilmente deducibles a partir de la composición litológica de los mismos. Los bordes oriental y septentrional (hasta las proximidades de Pego), constituidos por un gran espesor de margas de la formación Bélgida, son impermeables. El límite oriental, entre Millena y Tormos, sellados por las margas de la formación Bélgida y/o arcillas de la formación Tollos, es igualmente impermeable.

Sin embargo, entre Vall de Laguart y Castell de Castells los materiales de las formaciones Oliva y Jaraco, de la unidad situada inmediatamente al Sur, cabalgan a las calizas de la formación Benigánim de esta unidad; debido a la naturaleza de los materiales cabalgantes (semipermeables), a la elevada cota en que esto sucede (500-600 m) y a la continuidad en profundidad de las margas de la formación Bélgida, no debe existir intercambio hídrico a lo largo del borde.

La sierra de Segaria y la extremidad oriental de la del Mediodía, se encuentran en contacto con los materiales detríticos del acuífero de la plana de Gandía-Denia, por lo que es un borde permeable de descarga, tanto visible como subterráneo. Precisamente a lo largo de este borde se

sitúan los principales manantiales (Tormos, Sagra, Cava y Balsa Sineu).

En resumen, los materiales de esta unidad, calizas y dolomías esencialmente, fisuradas y karstificadas, constituyen un gran embalse subterráneo, considerado como un holokarts. A nivel de las formaciones superiores (Creu, Mediodía y Benigánim), estimo que existe un acuífero único, aunque localmente pueden existir niveles colgados. Se desconoce el muro impermeable del manto, así como su constitución y geometría, pero no se descarta la presencia de un acuífero profundo, ligado a las calizas y dolomías de la formación Infierno, aunque esto no ha podido ser comprobado.

4.4 CARACTERISTICAS HIDRAULICAS

No dispongo de datos de pruebas de bombeo correctamente efectuadas de esta unidad, y tampoco se realizaron sondeos de investigación en el marco del PIHCMBJ. Si a esto se une que tan sólo existe un sondeo entre el oeste de Tormos y el límite occidental de la unidad, resulta que en más de los 2/3 de la unidad no se pueden ni estimar los parámetros hidráulicos.

A) La superficie piezométrica y el régimen del acuífero

Son ocho los puntos acuíferos nivelados con precisión centimétrica en el borde oriental, razón por la cual se pueden trazar curvas isopiezas ajustadas. No sucede lo mismo con el resto de la unidad, donde existe un solo punto acuífero nivelado con altímetro de precisión (núm. 1). Con estos datos he trazado unas curvas isopiezas aproximadas, que se reflejan en la figura 111; el valor en estas curvas es tan sólo orientativo. Lo primero que se deduce es la existencia de una extensa área de alimentación, que ocupa todas las sierras de Almudaina, Aforadá, Alfaro, Cireret, Carrascal y Mediodía, y un área de descarga, localizada en el borde oriental. Todo ello implica un sentido de la escorrentía subterránea de Oeste a Este.

Se conoce la fluctuación del nivel piezométrico merced al control, mensual o bimensual, de cuatro pozos testigos (núms. 1, 7, 22 y 20); la mayor amplitud se registra en el número 7 (fig. 111), normalmente del orden de 7 m, y excepcionalmente (1976/77) de 14 m. En el número 22, la amplitud de la oscilación fue de 8 m, y tan sólo de 4 m en el número 20. Resulta algo contradictoria con su situación la poca amplitud de la fluctuación del nivel en el sondeo número 1, inferior a 2 m; ello se puede explicar como debido a una baja transmisividad local, con lo cual la circulación se efectuaría de forma muy lenta; esta explicación concuerda con

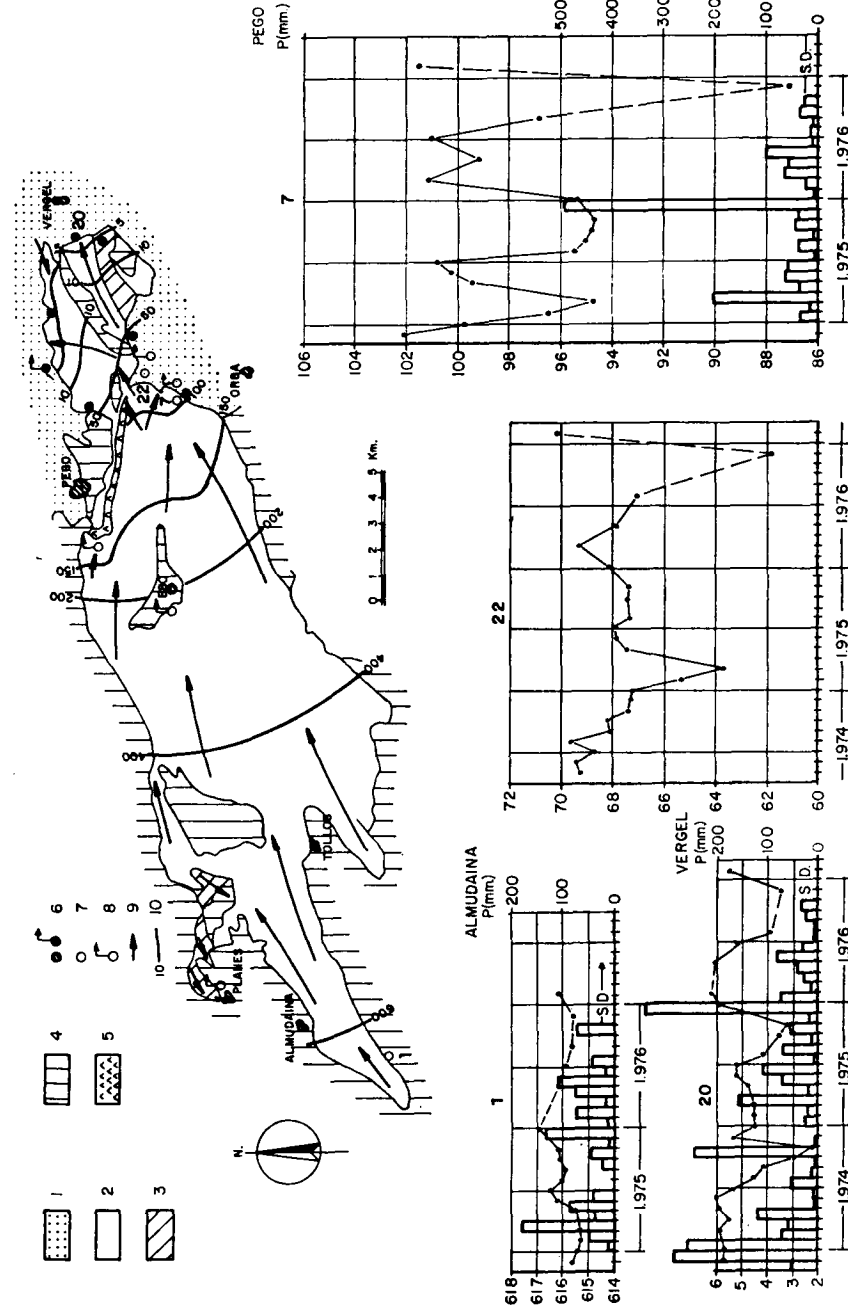


Figura 111.—Curvas isopiezas aproximadas y evolución del nivel piezométrico. (1: Materiales detríticos; 2: Materiales kársticos; 3: Formación Oliva; 4: Formación Bélgica; 5: Grupo Valencia; 6: Captación y manantial nivelados con precisión; 7 y 8: Captación y manantial nivelados con altímetros; 9: Sentido de la escorrentía subterránea; 10: Isopieza y su valor en metros; S. D.: Sin datos pluviométricos.)

el bajo rendimiento obtenido en la obra. Además, en este sector es nula la extracción de agua por bombeo.

La respuesta inmediata del nivel piezométrico a las lluvias, evidencia dos hechos compatibles: por un lado, la rapidez con que el agua de lluvia alcanza la zona saturada, es decir, una infiltración muy rápida, como corresponde a un acuífero kárstico, y por otro lado, un bajo coeficiente de almacenamiento medio, puesto de manifiesto por la notable fluctuación del nivel tras la infiltración. Otro factor que afecta y condiciona, en parte, la fluctuación del nivel, en el sector oriental, es el bombeo en las captaciones.

Los datos existentes de la evolución del nivel no señalan una tendencia bien definida, pues mientras en los números 1 y 20, los mínimos son menos acusados en el año 1976, sucede al contrario en los números 7 y 22.

B) Caudales y parámetros hidráulicos

Los caudales obtenidos en las captaciones son muy variables de unos puntos a otros, y oscilan entre 150 (núm. 12) y menos de 1 l/s (núm. 1). De las 11 obras de captación con caudales conocidos, tres superan los 100 l/s (27 por 100), cuatro tienen entre 50 y 100 l/s (36 por 100) y las cuatro restantes menos de 50 l/s.

No conozco datos de bombeos de ensayo, razón por la cual no puedo cuantificar los valores de transmisividad y coeficiente de almacenamiento. En cinco de las captaciones se conocen las depresiones aproximadas del nivel, para el caudal de bombeo; los valores del caudal específico son muy variables y oscilan entre 75 l/s/m, en el número 12, situado en el sector de comunicación de la sierra del Mediodía con la de Segaria, que ya dije que debía presentar un elevado grado de karstificación; y 0,8 l/s/m, en el sondeo número 13 (datos I. N. C.), con los siguientes valores intermedios: 6,6 (núm. 16), 13 (núm. 18) y 21 l/s/m (núm. 10). Estos valores confirman la heterogeneidad y anisotropía del medio kárstico, que en esta unidad no constituye una excepción.

4.5 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS

4.5.1 Aspectos generales

El número de análisis * asciende a 31, de los cuales 16 corresponden a las aguas del punto acuífero número 11, con un total de nueve puntos

(* Efectuados en el Laboratorio de Hidrología y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia.

acuíferos diferentes analizados (Anejo 2). En cinco de los análisis realizados específicamente para esta Tesis, se han determinado elementos metálicos; los análisis restantes se efectuaron en el marco del PIHCMBJ (IGME).

En esta unidad existe una surgencia que presenta muchos puntos en común con las de la sierra de Mustalla. Se trata del manantial denominado Balsa de Sineu (núm. 17), que surge en el borde septentrional de la unidad (marjalería de Pego); sus aguas registran una temperatura algo superior a la media de las aguas de la unidad, así como un elevado contenido en sales.

Los manantiales de la Cava (núm. 11), Sagra (un grupo de tres, núm. 8) y Tormos (núm. 9) pueden corresponder al drenaje de un aparato kárstico único, en que los dos últimos actúan de rebosaderos del manantial principal, Cava (surgencias *trop-pleins*).

En la finca Rincón del Rosario (marjalería de Pego) existe un potente equipo de bombeo para drenar las tierras semipantanosas, que arroja las aguas al río Racóns. Las aguas bombeadas presentan un elevado contenido en sales, como pone de manifiesto el análisis efectuado. El elevado contenido en sales se interpreta como debido a un fenómeno de intrusión marina, consecuencia de bombear bajo el nivel del mar (PULIDO-BOSCH, 1976 c).

4.5.2 Características físicas

A) Temperatura

La temperatura de las aguas de la unidad oscila entre 16 y 19° C, de acuerdo con las medidas efectuadas. Se registran dos valores anómalos con respecto a estas cifras, que corresponden a las aguas de la Balsa Sineu y manantiales de Sagra, respectivamente. En las aguas de la Balsa Sineu (núm. 17) se llegan a medir temperaturas superiores a lo normal (21° C el día 19/9/76), aunque otras son normales (17° C el día 18/5/73). Este incremento de la temperatura se puede explicar por el mismo mecanismo invocado para los manantiales de la sierra de Mustalla.

En los manantiales de Sagra (núm. 8) se han medido temperaturas del agua comprendidas entre 10 y 12° C, valores que corresponden a los meses invernales. Se puede explicar este hecho como consecuencia de que son aguas que circulan por la zona de heterotermia, y reflejan por tanto la temperatura media ambiental de cada estación. Se suelen secar al final de la primavera, para volver a surgir tras las lluvias otoñales.

B) Conductividad eléctrica

Existe un sector que se sitúa en la mitad septentrional de la sierra de Segaria (Balsa Sineu y proximidades), en el cual los valores de la conductividad de las aguas son anómalamente elevados. La conductividad de las aguas del sector oscilan entre 1.700 y 4.600 micromhos/cm, en las siete muestras analizadas. En cuanto a las aguas del resto de la unidad, los valores medidos oscilan entre 310 y algo más de 500 micromhos/cm, que corresponden con un bajo contenido en el total de sólidos disueltos.

Los valores de la conductividad, en un mismo punto acuífero, varían de forma considerable en el tiempo. Dieciséis medidas efectuadas en el manantial núm. 11 arrojan valores comprendidos entre 463 y 310 micromhos por cm, con un valor medio de 365 micromhos/cm.

El pH de las aguas es alcalino, y aunque los valores no fueron determinados sobre el terreno, sino en el laboratorio, pueden ser representativos del de las aguas del acuífero. Los valores medidos en laboratorio oscilan entre 7,5 y 8,2.

4.5.3 Características químicas

A) Residuo seco a 110° C

La misma anomalía registrada en los valores de la conductividad eléctrica se presenta para los valores de residuo seco en las aguas de las proximidades de la Balsa Sineu. Los valores obtenidos para estas aguas oscilan entre algo más de 1.000 y 2.900 mgr/l. (7 muestras).

Las aguas del resto de la unidad registran valores comprendidos entre 283 y 173 mgr/l. La variación del residuo seco de las aguas en el tiempo es acusada, como ponen de manifiesto las 16 medidas obtenidas de las aguas del manantial de la Cava; éstas oscilan entre 173 y 277 mgr/l, con un valor medio de 211 mgr/l.

En la figura 112 se reflejan los valores de la conductividad eléctrica en función del residuo seco. La ecuación de la recta de regresión es: $Y = 1,55x + 47,8$, con un coeficiente de correlación de 0,997.

B) Contenido iónico

En la figura 113 se han representado, en diagramas de STIFF (1951), modificados, un análisis químico de las aguas de cada uno de los puntos analizados. Se pueden distinguir dos tipos de aguas diferentes, que co-

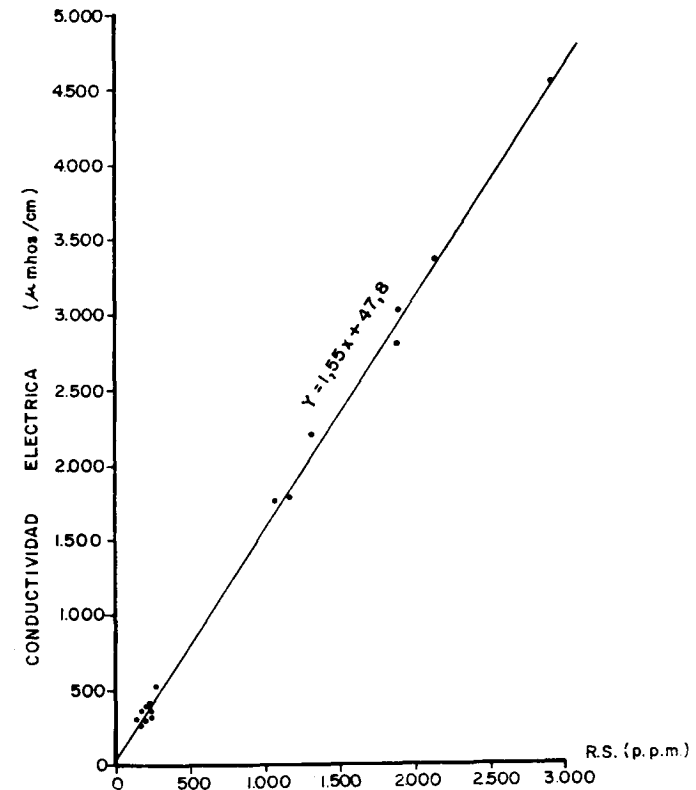


Figura 112.—Relación entre la conductividad y el residuo seco en las aguas de la unidad Alfaro-Mediodía-Segaria.

responden, por un lado, al sector próximo a la marjalería de Pego, y por otro, a las aguas del resto de la unidad. Esta diferencia es también observable en el diagrama logarítmico de SCHOELLER-BERKALOFF (fig. 114).

Las aguas del sector próximo a la marjalería de Pego presentan facies clorurada y sódica y unas concentraciones relativamente elevadas en ión NO_3^- . El contenido en ión Cl^- oscila entre 370 y 1.326 mgr/l. La relación $r\text{Cl}^-/r\text{CO}_3\text{H}^-$ está comprendida entre 2,9 y 5 en las aguas del punto acuífero número 16; entre 3,7 y 8,5 en las del número 17, y entre 8,9 y 9,3 en las del número 18. La relación $r\text{Mg}^{++}/r\text{Ca}^{++}$ vale entre 0,5 y 0,8 en el número 16; 0,7 en el número 17; y 0,6 en el número 18.

Para explicar el elevado contenido en sales y la facies de las aguas, se pueden invocar dos hipótesis:

a) Disolución de sales por las aguas; dichas sales provendrían de

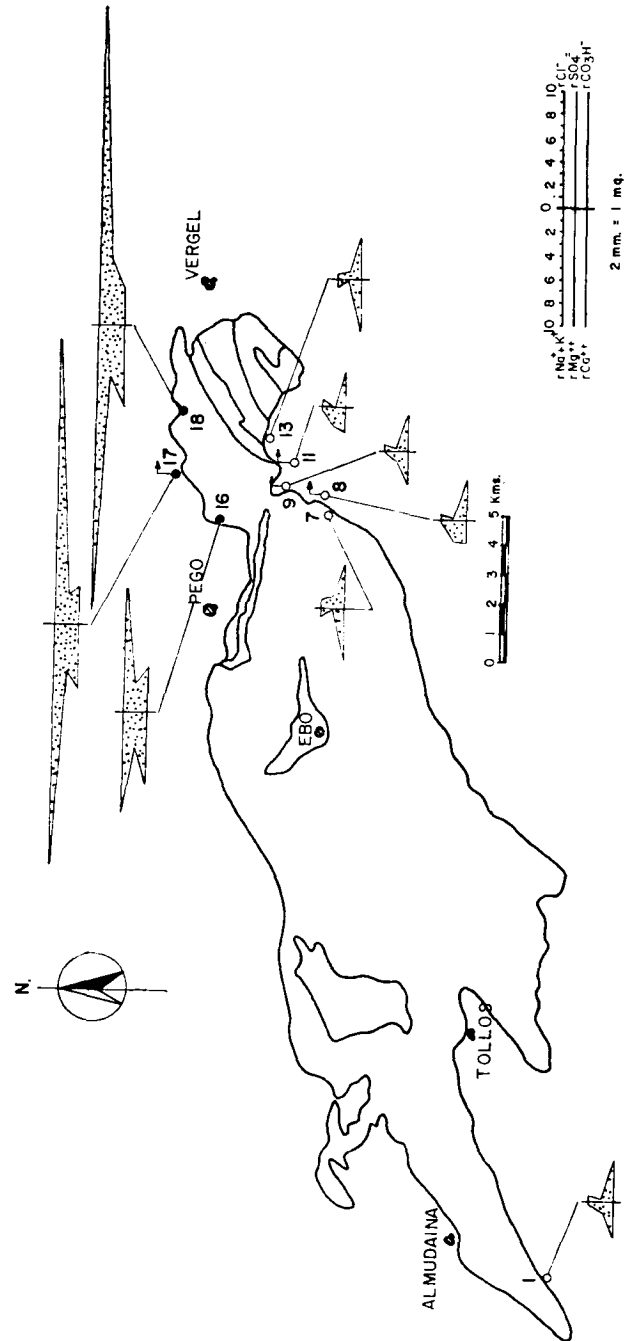
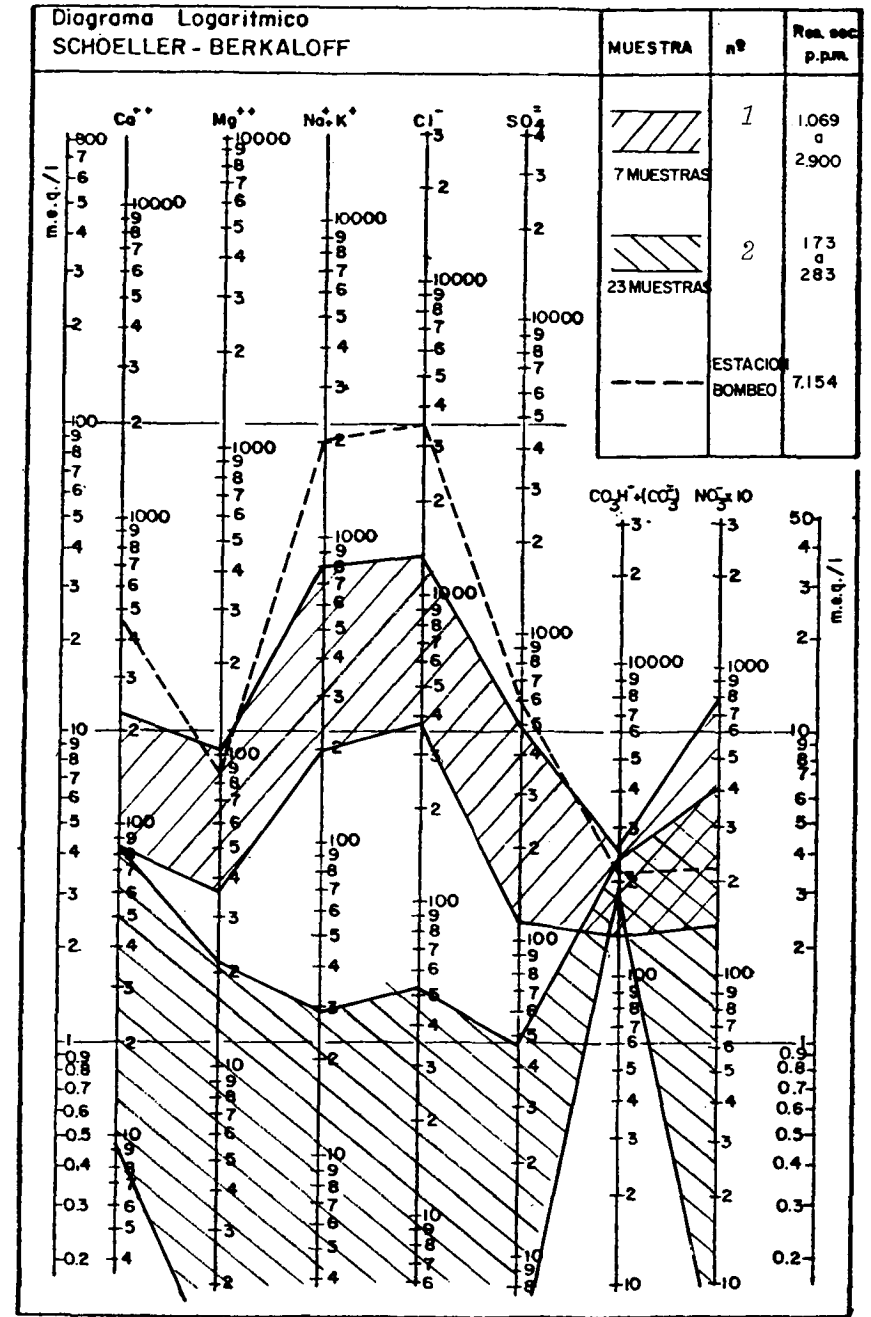


Figura 113.—Diagrama de STIFF, modificado, de las aguas de la unidad Alfaro-Mediodía-Segaria.



- 1
- 2

Figura 114.—Las aguas de la unidad en diagramas de SCHOELLER-BERKALOFF. (1: Aguas del sector próximo a la marjaleria de Pego; 2: Aguas del resto de la unidad.)

los materiales del grupo Valencia, que afloran entre Pego y el puerto de Sagra.

b) Mezcla con agua de mar.

Aunque los materiales del grupo Valencia pueden aportar una cierta cantidad de sales, estimo que es más acertada la segunda hipótesis. Me baso en los valores de las relaciones iónicas reseñadas y en el hecho de que la concentración de las aguas aumente con la proximidad al mar, hasta superar los 7.000 mgr/l en las aguas bombeadas en la finca Rincón del Rosario. El valor relativamente bajo de la relación rMg^{++}/rCa^{++} puede ser debido a fenómenos de intercambio iónico en las arcillas y turbas que forman la marjalería. Las turbas pueden también ser la fuente de los nitratos, tan abundantes en estas aguas.

El mecanismo de la mezcla de aguas sería similar al descrito por los manantiales de la sierra de Mustalla. El notable cono de depresión originado por las fuertes extracciones en la finca Rincón del Rosario (PULIDO-BOSCH, 1976 c), en que el nivel piezométrico se sitúa por debajo del nivel del mar, contribuye a hacer avanzar la interfase agua dulce-agua salada hacia el interior del continente.

Los resultados obtenidos en la campaña de prospección geofísica, llevada a cabo en el marco del PIHCMBJ (IGME, 1974), para definir la geometría del acuífero de la Plana de Gandía-Denia, señalan la existencia de niveles conductores entre cero y más de 100 m de profundidad (2 a 16 ohmios · m), en las proximidades del manantial de la Balsa Sineu. Este hecho se interpreta como debido a que los materiales en la vertical de la marjalería, además de ser arcillosos, se encuentran saturados de aguas con elevado contenido en sales.

Las aguas del resto de la unidad presentan facies bicarbonatada cálcica, con bajo contenido salino (figs. 113 y 114). La concentración en ión Cl^- es muy variable en el tiempo y en el espacio. En las aguas del manantial de la Cava (núm. 11) este valor oscila entre 3,5 y 57,7 mgr/l. El valor medio para las 23 muestras analizadas es de 17 mgr/l. Estimo que la mayor parte de los cloruros proceden de las aguas de lluvia infiltradas.

Se han determinado oligoelementos metálicos en cinco muestras, tres correspondientes a aguas del manantial de la Cava (núm. 11), una a la Balsa Sineu (núm. 17) y otra al sondeo número 18. Los iones determinados fueron Cr, Cu, Fe, Ni, Pb y Zn; salvo el último, los restantes no sobrepasan el umbral de detección. La concentración de Zn alcanza 0,4 mgr/l en el manantial de la Cava y sondeo número 18, y es inapreciable en la Balsa Sineu. Dicho ión puede proceder del mismo material acuífero, donde se puede encontrar en forma de traza (HEM, 1970), o bien provenir de la corrosión del entubado del sondeo; esto último es igualmente posible en el

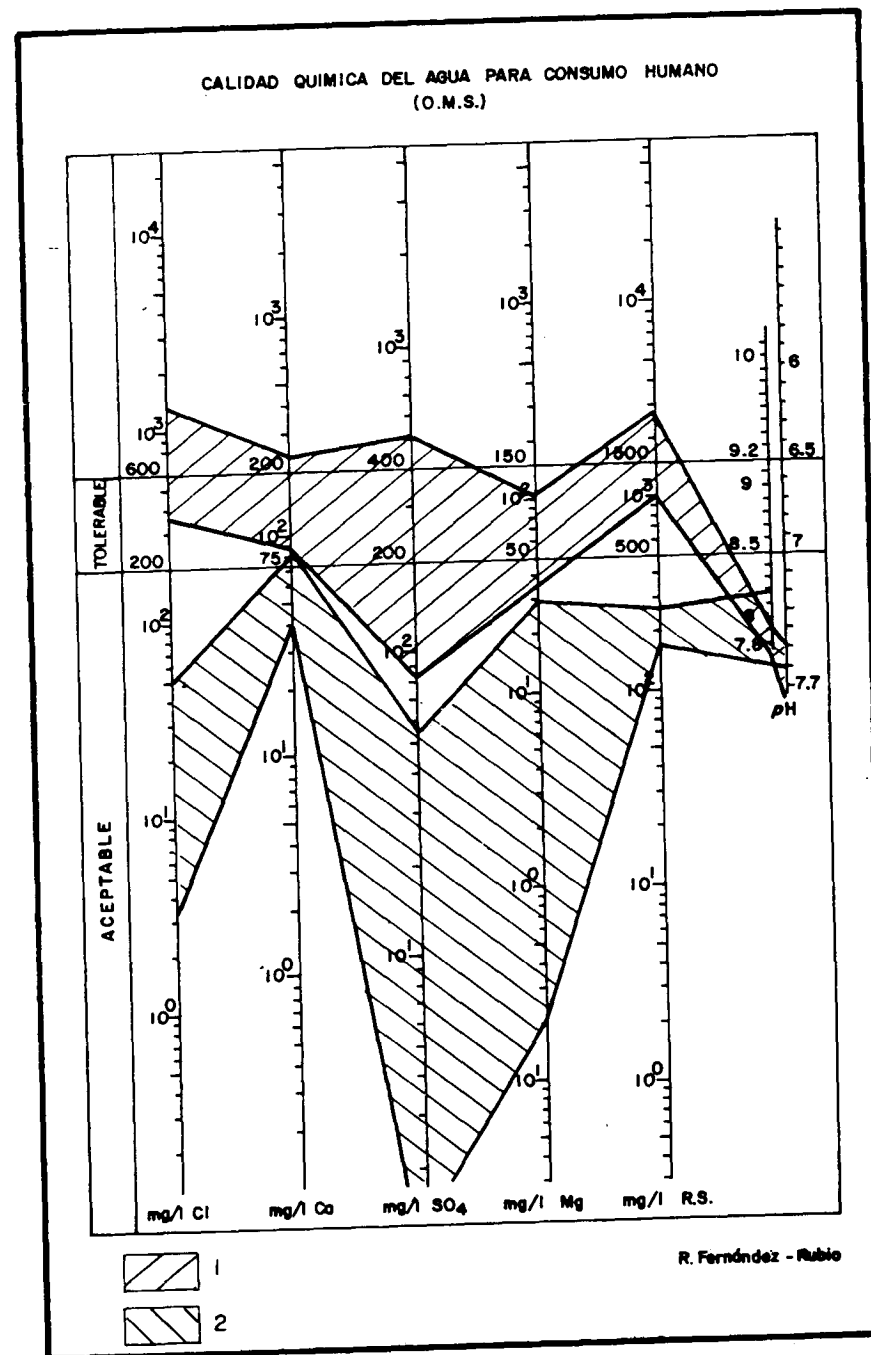


Figura 115.—Calidad química de las aguas para consumo humano. (1: Aguas próximas a la marjalería; 2: Aguas del resto del acuífero.)

manantial de la Cava, donde existe un sondeo excavado sobre la galería del manantial.

4.5.4 Calidad de las aguas para el consumo humano

En la figura 115 (diagrama de FERNANDEZ-RUBIO, 1972) se han representado los iones correspondientes de las aguas de los puntos acuíferos analizados de la unidad. Se diferencian claramente las aguas de las proximidades de la marjalería de Pego de las del resto de la unidad.

Las aguas de las proximidades de la marjalería de Pego sobrepasan los límites de potabilidad establecidos por la O. M. S.; las del número 16 por exceso en NO_3^- , y las restantes por exceso de residuo seco y/o Cl^- , Ca^{++} y SO_4^- . Uno de los análisis del manantial de la Balsa Sineu no sobrepasa los límites de potabilidad (19/9/76), aunque sí los dos restantes (18/5/73 y 21/12/73).

El resto de las aguas de la unidad, representado en la figura 115, es potable, de calidad *acceptable*, salvo el número 7 y uno de los análisis del punto número 11, que serían aguas *tolerables* por sobrepasar 75 mgr/l de Ca^{++} . No obstante, las aguas de uno de los manantiales de Sagra (número 8) no serían potables, de acuerdo con las normas del Código Alimentario Español (1967), por exceder de 30 mgr/l el contenido en NO_3^- .

4.5.5 Calidad de las aguas para uso agrícola

En la figura 116 se representan las aguas de la unidad, según la clasificación del U. S. S. L. S. (1954). Como es de esperar, las aguas de las proximidades de la marjalería de Pego se individualizan de las del resto de la unidad; son aguas que presentan un peligro de salinización del suelo de bajo a alto (S_1 a S_3). Las aguas del resto de la unidad se incluyen dentro del grupo $C_2 S_1$, cuyo uso en agricultura no constituye ningún peligro para las plantas.

4.6 FUNCIONAMIENTO DE LA UNIDAD ACUIFERA

4.6.1 Generalidades

Por las razones expuestas con anterioridad, los materiales de la sierra de Cantalar no serán considerados como constituyentes del embalse principal, dado que no funcionan como un auténtico acuífero. La discusión

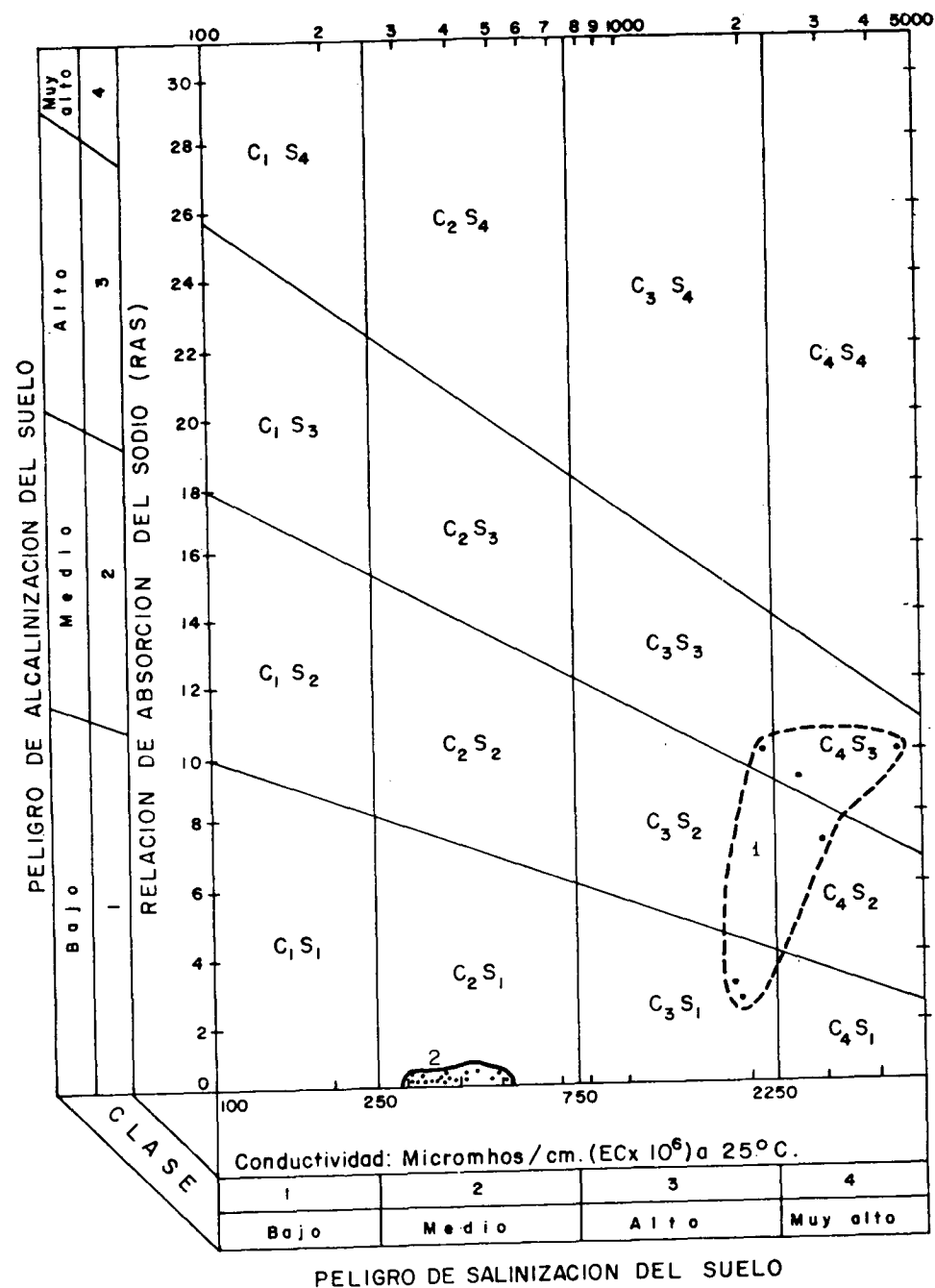


Figura 116.—Clasificación de las aguas para riego. (1: Aguas próximas a la marjalería de Pego; 2: Aguas del resto de la unidad.)

se ceñirá al resto de la unidad, que es, por otro lado, la mayor parte de la superficie.

La recarga, despreciada la alimentación potencial a partir de la condensación del vapor del agua, se efectúa de forma principal a partir de la infiltración del agua de lluvia. Sin embargo, existe un nuevo elemento de recarga que aporta un notable caudal a los recursos de la unidad; se trata del embalse de Isbert en el río Girona (o Ebo), con cerrada y vaso en calizas, que no cumple la función para que fue destinado. En realidad se comporta como una gran balsa de recarga, que acumula e infiltra la escorrentía superficial de la parte de cuenca afectada.

La descarga se efectúa de forma similar a las unidades ya descritas, es decir, por manantiales, mediante bombeos en captaciones y por alimentación oculta al acuífero de borde.

4.6.2 Recarga

A) Infiltración del agua de lluvia

En esta unidad no existen grandes poljes, como sucedía en las dos ya descritas, pero, sin embargo, son numerosas las formas exokársticas de menor envergadura (dolinas y, sobre todo, lapiaz de geometría muy diversa), que favorecen notablemente la infiltración de las aguas. También contribuye a ello el poco desarrollo de la vegetación. No obstante, la existencia de un tramo margoso en la formación Creu (C₂) que aflora ampliamente, unido a lo abrupto y escarpado del relieve (Cañón del Infierno), hacen que la escorrentía superficial llegue a ser importante. A pesar de todo ello, pienso que la infiltración del agua de lluvia debe ser un porcentaje similar a los obtenidos en las otras dos unidades (del orden del 50 por 100 de la lluvia). Se planteará como incógnita en el balance.

B) Infiltración en el embalse de Isbert

Una parte importante de la escorrentía superficial de la unidad es drenada por el río Girona, en cuyo cauce, y próximo al borde de la unidad, se sitúa el embalse de Isbert, de aproximadamente 1 Hm³ de capacidad. En las fuertes lluvias, las aguas llegan a desbordar por encima de la cerrada, aunque no es común. De aquí, pues, una obra que pese a su aparente inutilidad cumple una función reguladora y de recarga.

La cuenca superficial vertiente al embalse tiene una superficie próxima a 40 Km², ocupada en su mayor parte por materiales permeables o

semipermeables. No dispongo de datos de aportaciones del río Girona aguas arriba del embalse, por lo que desconozco el coeficiente de escorrentía, aunque estimo que debe estar comprendido entre 0,1 y 0,3. Se puede afirmar, sin gran riesgo de error, que prácticamente todas las aguas de escorrentía de la cuenca citada pasan al acuífero por infiltración a través del vaso del embalse.

Debido a que la unidad acuífera se encuentra aislada de las unidades cercanas por las margas de la formación Bélgida, la alimentación oculta a través de los bordes es inexistente, al menos de forma apreciable.

4.6.3 Descarga

4.6.3.1 Salidas por manantiales

Al margen de los manantiales de pequeño caudal (núms. 2, 3, 4, 5 y algunos más, no inventariados) que corresponden a fenómenos locales, la principal descarga se efectúa por una serie de manantiales situados en el borde oriental; por su elevado caudal son notables los de la Balsa Sineu (núm. 17) y Cava (núm. 11). Además existen otros de carácter temporal, como son el situado al SO de Pego (núm. 6), los de Sagra (núm. 8), Tormos (núm. 9) y algunos más en el cauce del río Girona y proximidades.

A) Descarga en la marjalería de Pego

El manantial de la Balsa Sineu constituye el punto de drenaje situado a menor cota de todos los existentes. Consiste, en realidad, en una serie de manantiales que surgen a lo largo del borde nororiental, en la marjalería de Pego, cuyas aguas originan el río Racóns (fig. 105). La Balsa Sineu es el más característico. La superficie del agua en la Balsa se sitúa a una cota topográfica del orden de dos metros, mientras que el fondo se puede encontrar bajo el nivel del mar. Debido a lo poco acusado del relieve, el agua circula a muy poca velocidad en las proximidades del manantial. Por esta razón, el control de caudales se lleva a cabo en el río Racóns agua abajo de los manantiales, en el lugar en que las aguas presentan una velocidad suficiente como para permitir aforar con molinete.

Las aguas del río Racóns, a su paso por el lugar donde está instalada la estación de aforo, son la suma de una serie de aportaciones de diferente origen; aguas de escorrentía superficial; aguas del acuífero detrítico; aguas provenientes de una estación de bombeo situada en la finca denominada Rincón del Rosario, y finalmente, aguas de la unidad acuífera,

que, como ya expresé, presentan un elevado contenido en sales, cuyo origen, estimo, es el resultado de la mezcla de agua del acuífero con agua de mar.

La determinación del caudal real de la descarga se presenta como un problema similar al de la evaluación del caudal de los manantiales de la sierra de Mustalla, por lo que emplearé el mismo procedimiento seguido en aquel caso. En el plano número 3 represento el hidrograma para el período de observación: Enero de 1974 - Septiembre de 1976. Las aportaciones sin corregir fueron de 46,6 y 55,2 Hm³ para los años 1974/75 y 1975/76, respectivamente.

He descontado la escorrentía superficial mediante el mismo procedimiento gráfico empleado en el río Bullens-Vedat y Barranquet (plano número 3). Las aportaciones mensuales así obtenidas, que deben corresponder de forma aproximada a las aportaciones de los manantiales, se reflejan en el cuadro 24. Se tienen, pues, unas salidas en la marjalera de Pego de 40 y 45 Hm³ para los años 1974/75 y 1975/76, respectivamente. De esta manera, 6,6 y 7,6 Hm³ serían los volúmenes correspondientes a la

Mes	Aportaciones Hm ³		
	1973/74	1974/75	1975/76
Octubre	-	5,80	2,17
Noviembre	-	5,27	3,30
Diciembre	-	4,02	5,40
Enero	5,49	2,82	5,30
Febrero	3,01	2,75	5,20
Marzo	3,34	3,90	3,67
Abril	4,05	3,18	4,10
Mayo	3,54	2,96	3,12
Junio	3,58	2,90	3,11
Julio	3,20	1,88	3,29
Agosto	2,63	1,78	4,12
Septiembre	4,57	2,80	2,69
Total	Incompleto	40,06	45,47

Cuadro 24.—Aportaciones del río Racóns, descontada, de forma aproximada, la escorrentía superficial.

escorrentía superficial en los años 1974/75 y 1975/76, respectivamente, que suponen el 14,1 y 17,3 por 100 de las aportaciones medidas.

Para obtener el volumen correspondiente a la descarga de aguas del acuífero, es necesario descontar el «agua de mar» implicada en la surgencia. Dado que el procedimiento empleado es el mismo que utilicé en los manantiales de la sierra de Mustalla, no entraré en el detalle de su descripción.

La composición química aproximada de las aguas del río Racóns es conocida gracias a una serie de análisis de muestras recogidas junto a la estación de aforos. Los valores del residuo seco y concentración en ión Cl⁻ se encuentran en el cuadro número 25. El porcentaje de agua de mar que forma parte de la mezcla oscila entre el 6 y cerca del 12 por 100 del

Fecha	Residuo seco a 110° C (mgr/l)	Cl ⁻ (mgr/l)
30/11/73	4.503	1.711
16/04/74	3.893	1.817
27/05/74	4.801	2.041
12/06/74	4.657	2.183
01/07/74	4.709	1.774
26/07/74	3.412	1.309
20/09/74	3.173	1.384
30/10/74	4.259	1.817
07/11/74	5.027	2.164
04/12/74	4.272	1.791
13/01/75	4.738	1.973
21/02/75	3.262	1.248
10/04/75	3.404	1.590
03/05/75	3.534	1.802
12/06/75	3.820	1.713
22/07/75	2.983	1.465
16/09/75	2.243	940
20/10/75	4.306	2.413
12/12/75	3.068	1.507

Cuadro 25.—Valores del residuo seco y concentración en Cl⁻ de las aguas del río Racóns (datos PIHCMBJ, IGME).

total, con un volumen de 3,1 y 3,5 Hm³ para los años 1974/75 y 1975/76, respectivamente. En la figura 117 se presentan los volúmenes mensuales de la descarga correspondiente a las aguas del acuífero, y los volúmenes de agua de mar.

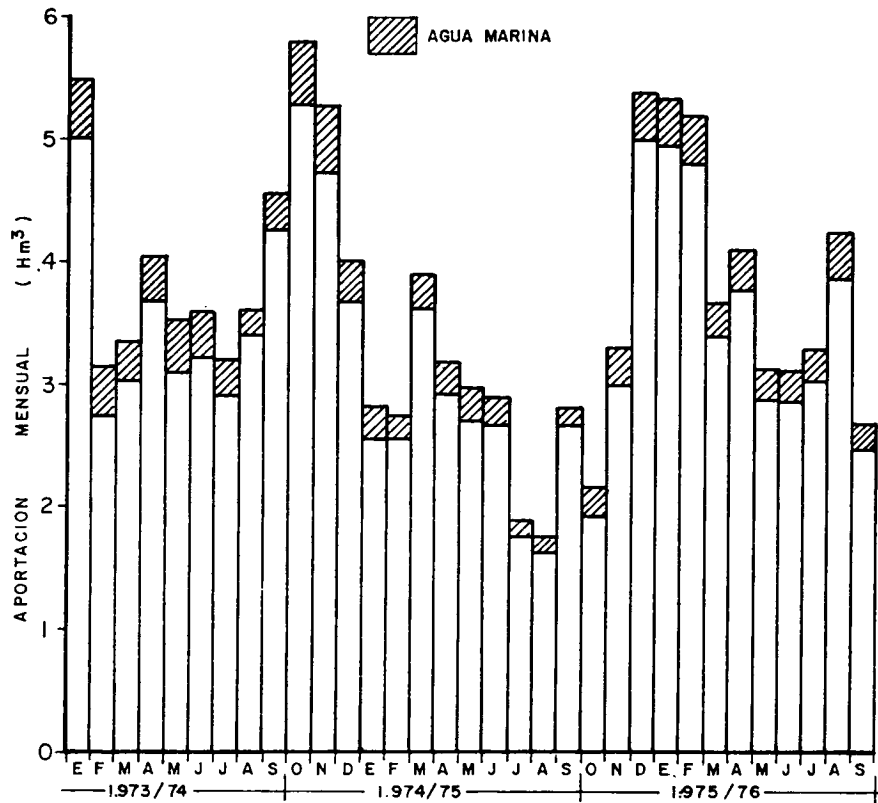


Figura 117.—Aportaciones mensuales de los manantiales de la marjalería de Pego.

Tras todas estas correcciones, el volumen de agua de acuífero drenado en la marjalería de Pego lo estimo en unos 37 Hm³ en el año 1974/75, y de unos 42 Hm³ en el año 1975/76, año éste más húmedo. Una vez más insisto en el carácter orientativo de estas cifras, dado que los datos de base y el procedimiento de corrección empleado adolecen de falta de precisión.

B) Las emergencias de las proximidades de Sagra

En las proximidades de Sagra existen varias surgencias, la mayor parte de régimen temporal, salvo el manantial de la Cava (núm. 11). Cava es el nombre genérico que se da en el sector a las galerías efectuadas con el fin de captar el agua subterránea. La Cava consiste en realidad en una galería construida a principios de este siglo, de algo menos de un kilómetro de recorrido. Se inicia en los materiales detríticos de las proximidades de Rafol de Almunia (fig. 118) y tiene un trazado sensiblemente Este-Oeste, paralelo al flujo subterráneo. La cota del agua al final de la

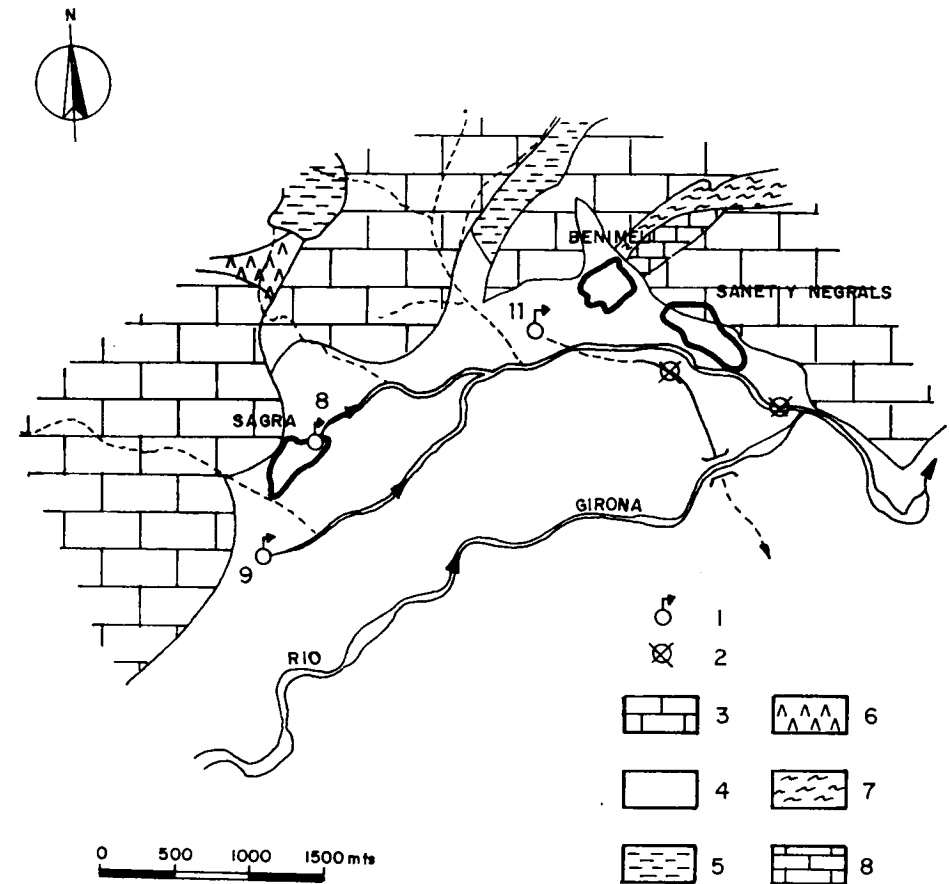


Figura 118.—Manantiales próximos a Sagra. (1: Manantial y su número de inventario; 2: Estación de aforo; 3: Formación Creu; 4: Sedimentos cuaternarios; 5: Formación Bélgica; 6: Grupo Valencia; 7: Formación Oliva; 8: Formación Infierno.)

galería es del orden de 85 m. A cota próxima a 100 m surgen los manantiales de Sagra (grupo de tres surgencias), de mucho menor caudal que la Cava; llegan a secarse en los años secos.

A cota algo superior a la de los manantiales de Sagra surge el manantial de Tormos o la Bolata (núm. 9), cuyo funcionamiento se ciñe a algunos meses por año, tras las lluvias. En la figura 118 se representa la posición de las surgencias, el entorno geológico simplificado y la situación de las estaciones de aforo. El funcionamiento de este grupo de manantiales, en que el situado a cota inferior es perenne y los restantes temporales, me induce a considerar a los manantiales de Sagra y Tormos como *trop-pleins* o rebozaderos de la Cava.

El control de caudal de la descarga del acuífero en el área se lleva a cabo en dos estaciones de aforo (*), cuya posición se refleja en la figura 118. Una se sitúa en el canal de la Cava, que recoge parte de las aguas del manantial, y otra en el barranco de Bolata, próximo a su desembocadura en el río Girona; esta última estación recoge parte de las aguas derivadas del canal de la Cava, la de los manantiales de Sagra y Tormos (números 8 y 9) y la escorrentía superficial de la pequeña cuenca del barranco de Bolata, que puede ser considerable tan sólo tras fuertes aguaceros, dado que toda la cuenca es permeable.

Durante una época del año las aguas de los manantiales de Sagra se utilizan en regadío, aguas arriba de las estaciones de aforo, así como parte de las aguas del manantial de Tormos, por lo que los caudales aforados pueden representar una cantidad de la descarga por defecto, aunque estimo que existe una compensación entre el agua consumida en los regadíos y la aportación debida a escorrentía superficial.

Al no situarse las escalas junto a los manantiales, sino que se emplazan en puntos por donde no se puede medir la descarga completa de un solo manantial o bien se mide la suma de caudales de varios, no puedo precisar el comienzo de la actuación de las surgencias *trop-pleins*; no obstante, de acuerdo con los caudales medidos, mis observaciones de campo y los conocimientos de las gentes del lugar, el manantial de Tormos entraría en funcionamiento cuando la suma de la descarga por los de Cava y Sagra fuera del orden de 500 l/s.

En el plano 3 he representado los caudales diarios en ordenadas logarítmicas, para el período de control, junto con las precipitaciones medidas en la estación pluviométrica de Tormos; de acuerdo con lo expuesto, el funcionamiento del manantial de Tormos se ceñiría a unos pocos días al año, del orden de cuarenta en el año 1974-75 (meses de noviembre,

(*) Instaladas en el marco del PIHCMBJ (IGME).

marzo y abril), y unos noventa en el año 1975-76 (diciembre, enero y marzo), año algo más húmedo.

La fluctuación del caudal es muy grande y comprendida entre algo más de 120 l/s y cerca de 9.000 l/s; se observa asimismo una respuesta inmediata de los caudales de las surgencias a las lluvias, lo cual pone de manifiesto un elevado potencial de infiltración de los materiales acuíferos y una rápida circulación de las aguas, muy posiblemente debido a que gran parte de la circulación se efectúa a través de áreas localizadas, de elevada transmisividad, que pueden corresponder con direcciones privilegiadas de karstificación dentro del macizo (grandes conductos kársticos y/o una mayor densidad de conductos pequeños; SCHOELLER, 1965).

Posiblemente debido a las perturbaciones introducidas por la derivación de aguas para regadío aguas arriba de las estaciones de aforo, la incidencia de las aguas de escorrentía superficial y los bombeos en pozos cercanos a los manantiales, no se observan tramos rectilíneos en las curvas de vaciado, motivo por el cual no puedo determinar los valores del coeficiente de agotamiento para diferentes períodos. En la figura 119 represento los caudales medios mensuales para el conjunto de las surgencias, a los que he superpuesto las precipitaciones medidas en Tormos. Los volúmenes descargados fueron de 15,4 y 24,6 Hm³ para los años 1974-75 y 1975-76, respectivamente.

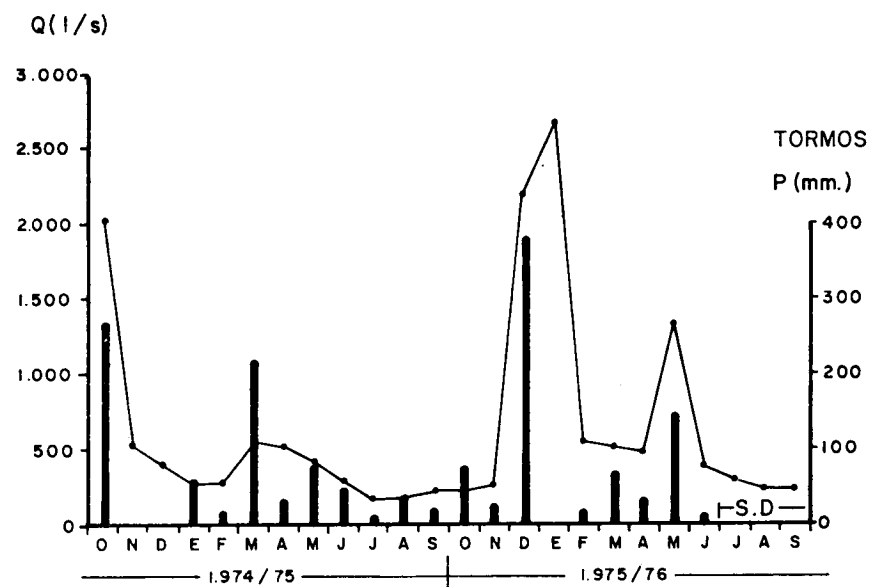


Figura 119.—Caudales medios mensuales de los manantiales próximos a Sagra.

C) Otras surgencias

En el cauce del río Girona y proximidades, tras lluvias intensas, llegan a surgir algunos manantiales que pueden arrojar un elevado caudal durante un corto espacio de tiempo. Desconozco la cuantía de la descarga. Por otro lado, es posible que estas aguas en su recorrido nunca lleguen a formar parte del acuífero propiamente dicho, sino que más bien corresponden a una circulación epidérmica, por encima de la zona de saturación y, por tanto, no regulables, ni considerables como recursos subterráneos. Serían, en cierto modo, aguas del *acuífero epikárstico* (MANGIN, 1975).

Otro manantial de funcionamiento similar a los expuestos es el inventariado con el número 6, situado al SO de Pego, que emerge en las proximidades del contacto de los materiales arcillosos del grupo Valencia con las calizas de la formación Creu. Surge tan sólo unos pocos días al año, aunque con caudales notables (en diciembre de 1975 aprecié un caudal próximo a 500 l/s).

4.6.3.2 Extracciones por bombeo

He tomado los datos de extracciones en pozos del Inventario Nacional de puntos acuíferos (IGME), efectuado durante el año 1973 y actualizado a principios de 1977 para el sector próximo a Tormos.

Según estos datos, se extraen unos 4 Hm³/año de doce captaciones, para uso en agricultura, caudal con el que se riegan del orden de 800 Ha de cítricos, esencialmente. Todas estas captaciones se sitúan en el borde oriental y las aguas extraídas riegan terrenos incluidos dentro del acuífero de la plana de Gandía-Denia, por lo que el posible retorno de regadíos no se hace al acuífero kárstico.

Además, cuatro captaciones extraen aproximadamente 1 Hm³/año para uso en abastecimiento urbano. De esta manera, las extracciones ascienden a unos 5 Hm³/año, cifra variable de unos años a otros, aunque dentro de unos límites bastante restringidos.

4.6.3.3 Salidas subterráneas

Los materiales del borde oriental de la unidad se ponen en contacto con los sedimentos detríticos que constituyen el acuífero de la plana de Gandía-Denia, borde que es permeable.

Dado que la cota del agua en el acuífero kárstico es superior a la del

acuífero detrítico, el primero alimenta subterráneamente al segundo. De igual manera que en las dos unidades descritas con anterioridad, para el cálculo de la magnitud de la descarga me voy a basar en los resultados obtenidos en el modelo matemático de simulación del acuífero de la plana de Gandía-Denia (BODEGA *et al.*, 1976). El volumen de la descarga oculta obtenida para los 12 Km de borde común fue de 2 Hm³, para el período simulado (noviembre de 1973-octubre de 1974). La transmisividad media a lo largo del borde es de unos 500 m²/día y el gradiente medio del 0,1 por 100. Estimo que la cifra obtenida, aunque puede variar de unos años a otros, es orientativa del orden de magnitud de la descarga oculta, para un año de tipo medio.

4.7 EL BALANCE

4.7.1 Componentes

En la explicación del funcionamiento hidrogeológico de la unidad he desglosado los diferentes mecanismos mediante los cuales se introduce el agua en el acuífero y surge del mismo. Cada uno de estos elementos constituyen los componentes del balance; dicho balance lo deduciré, como he hecho en las unidades descritas, de la ecuación: $\Sigma \text{Entradas} = \Sigma \text{Salidas}$, para lo cual estimo nula la variación de la reserva, hipótesis que puede ser cierta en una primera aproximación.

Las entradas principales son la infiltración del agua de lluvia y la infiltración en el vaso del embalse de Isbert; las salidas se efectúan por manantiales, bombeos en captaciones y alimentación oculta a través del borde oriental, permeable.

Efectuaré el balance para los años 1974-75, 1975-76 y por aproximación el de los años medio, húmedo y seco.

4.7.2 Balance para el año 1974-75

4.7.2.1 Salidas

A) Salidas por manantiales

De acuerdo con los cálculos efectuados en los epígrafes anteriores, la descarga en la marjalería de Pego es la más importante de la unidad y asciende a 37 Hm³, tras las correcciones efectuadas. El volumen descargado por las emergencias próximas a Sagra (núms. 8, 9 y 11), medido en las dos estaciones de aforo, es de aproximadamente 15 Hm³.

Además, existen otros manantiales, que a título de hipótesis estimo pueden corresponder a aguas que circulan por encima de la zona de saturación. De todas formas, pienso que el caudal drenado por las mismas debe corresponder a un caudal continuo del orden de 200-300 l/s, es decir, unos 6-10 Hm³.

B) Extracciones por bombeos y descarga oculta

He evaluado las extracciones por bombeo en 5 Hm³ para un año de tipo medio, cuyo desglose señalé en el epígrafe correspondiente al funcionamiento de la unidad. Estimo la alimentación oculta al acuífero de la plana de Gandía-Denia de acuerdo con los valores obtenidos en el modelo matemático de simulación en régimen transitorio (BODEGA *et al.*, 1976) en 2 Hm³, cifra que debe reflejar el orden de magnitud.

De esta manera, la descarga total de la unidad es del orden de 65-70 Hm³, para el año 1974-75.

4.7.2.2 Entradas

A) Infiltración en el embalse de Isbert

No dispongo de datos precisos de escorrentía superficial en la cuenca drenada por el río Girona (o Ebo) aguas arriba del embalse, por lo que he de hacer una estimación, que ya señalé (coeficiente de escorrentía entre 0,1 y 0,3). La cuenca drenada tiene una superficie de 40 Km², parte de la cual (3 Km²) está ocupada por materiales margosos de la formación Bégida, de muy baja permeabilidad. La precipitación media caída en la cuenca es de unos 785 mm (fig. 120).

De acuerdo con el coeficiente de escorrentía estimado, la escorrentía superficial, aguas arriba del embalse, quedaría comprendida entre 3 y 10 Hm³, para este año.

B) Infiltración del agua de lluvia

La infiltración del agua de lluvia, planteada como incógnita del balance, sería:

$$\text{Inf. lluvia} = \Sigma \text{salidas (65-70 Hm}^3\text{)} - \text{Inf. embalse Isbert (3-10 Hm}^3\text{)}$$

lo cual supone 60-62 Hm³. La precipitación caída durante este año fue de aproximadamente 737 mm (fig. 120), que equivale a un volumen próximo

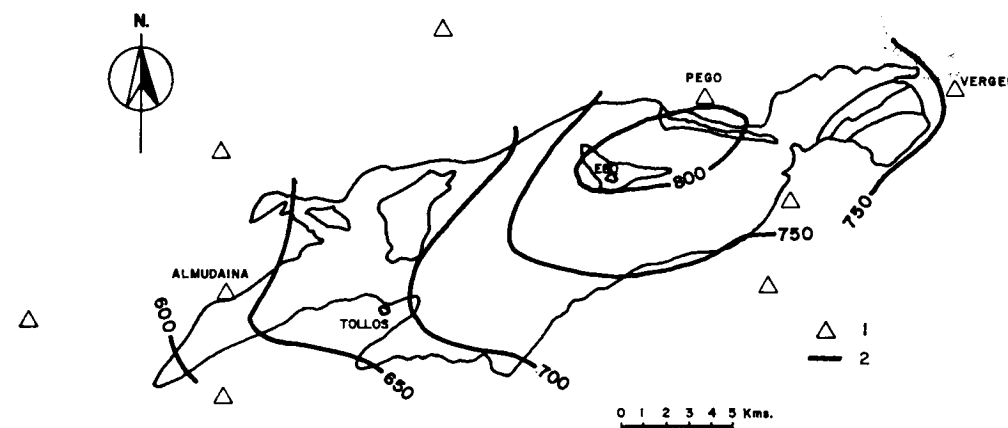


Figura 120.—Isoyetas del año 1974-75. (1: Estación considerada para el trazado; 2: Isoyeta y su valor en mm.)

a 130 Hm³, con lo cual el porcentaje de agua de lluvia infiltrado sería de 46-46,7 por 100, del mismo orden de magnitud que en las unidades descritas.

El método del balance de cloruros (*in* CUSTODIO, 1976, p. 1034) se resume en la expresión: $l/p \approx C_p/C_i$, en que l es la infiltración del agua de lluvia en mm; P , la precipitación en mm (737 mm, obtenida del plano de curvas isoyetas, fig. 120); C_p , contenido en Cl⁻ del agua de lluvia (12,86 mgr/l, valor medio en las muestras analizadas), y C_i , contenido en Cl⁻ del agua del acuífero (17 mgr/l, media de todos los valores medidos, sin considerar las aguas próximas a la marjalería de Pego).

La lámina de agua infiltrada obtenida de la aproximación reseñada es de 557,5 mm, que supone un volumen infiltrado, sobre los 175 Km² de materiales permeables, de algo más de 97 Hm³. A pesar de que esta cifra englobaría el agua infiltrada en el embalse de Isbert, parece excesiva. Este valor anómalo se puede explicar como debido a la desigual representatividad del valor del contenido en Cl⁻ del agua de lluvia, ya que las muestras fueron recogidas lejos de esta unidad (valle de Albaida).

4.7.3 Balance para el año 1975-76

4.7.3.1 Salidas

La descarga por la marjalería de Pego ha sido cifrada en unos 45 Hm³; el volumen drenado por los materiales cercanos a Sagra es de unos 25 Hm³. Para las surgencias restantes mantengo las cifras estimadas

para el año anterior, 6-10 Hm³. Los bombeos netos en las captaciones de la unidad se mantienen igualmente (5 Hm³), así como las salidas subterráneas (2 Hm³), aunque pueden presentar ligeras variaciones.

Así pues, las salidas ascienden a 83-87 Hm³.

4.7.3.2 Entradas

A) Infiltración en el vaso del embalse de Isbert

La precipitación media caída en la cuenca del río Girona, aguas arriba del embalse, fue de unos 860 mm (fig. 121), que considerado un coeficiente de escorrentía comprendido entre 0,1 y 0,3, escurrirían entre 3,5 y 10,5 Hm³, que supongo se infiltran en su totalidad en el acuífero.

B) Infiltración del agua de lluvia

Planteada como incógnita del balance:

Inf. lluvia = Σ salidas (83-87 Hm³)-Inf. embalse Isbert (3,5-10,5 Hm³)

se obtiene un valor, en cifras aproximadas, de 75-80 Hm³, volumen superior al del año 1974-75, explicable por haber sido un año más lluvioso (figura 121).

La precipitación media, obtenida de las curvas isoyetas, fue de unos 760 mm, lámina de agua que equivale a 135 Hm³ para la superficie per-

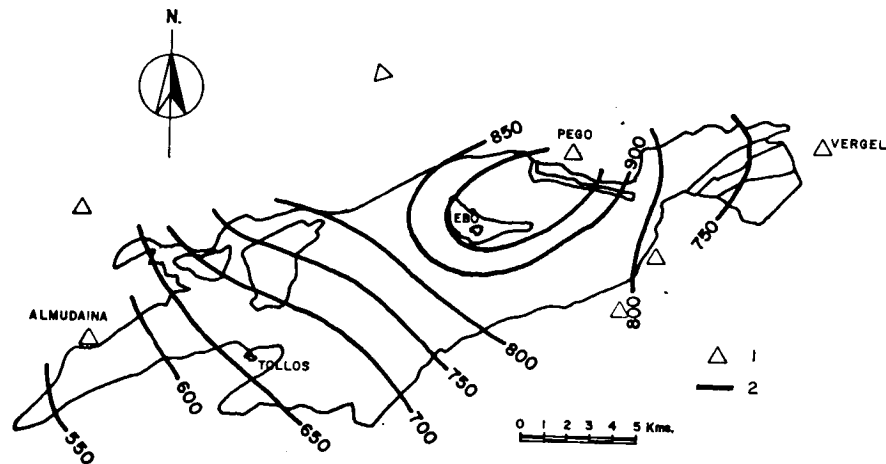


Figura 121.—Isoyetas del año 1975-76. (1: Estación considerada para el trazado; 2: Isoyeta y su valor en mm.)

meable de la unidad. El porcentaje de la lluvia infiltrado estaría comprendido entre 55,5 y 59,5. Según el balance de cloruros con los nuevos datos de lluvia, la infiltración sería de 106 Hm³, valor igualmente muy elevado.

4.7.4 Balance de los años medio, húmedo y seco

A) El año medio

Dado que no dispongo de serie histórica de datos de salidas, enfocaré el cálculo del balance del año medio (de acuerdo con la serie de treinta años analizada) mediante el cálculo de las entradas. Para ello me baso en los porcentajes de infiltración del agua de lluvia obtenidos para los años 1974-75 y 1976, que aunque son pocos años, pueden dar una idea del orden de magnitud.

Como principal elemento de alimentación a la unidad acuífera se tiene la infiltración del agua de lluvia, que para los años citados obtuve un porcentaje comprendido entre los valores extremos 46 y 59,5 por 100 y un valor medio de 52,7 por 100. La precipitación caída el año medio, sobre la unidad (fig. 6), fue de 858 mm, lámina de agua que corresponde a unos 150 Hm³. De acuerdo con lo expuesto, la infiltración del agua de lluvia estaría comprendida entre 69 y cerca de 80 Hm³, con un valor medio de 78,7 Hm³.

Para completar las entradas al acuífero hay que contabilizar la infiltración en el embalse de Isbert, que calcularé con el mismo procedimiento seguido para los dos años ya mencionados, es decir, de acuerdo con un coeficiente de escorrentía comprendido entre 0,1 y 0,3. Dado que la precipitación en la cuenca es de unos 920 mm, la escorrentía superficial asciende a 3,7-11 Hm³, que supongo se filtra en su totalidad.

De esta manera, las entradas al acuífero en el año medio, en cifras aproximadas, quedarían comprendidas entre 72 y 90 Hm³, con un valor medio de 81 Hm³.

B) El año húmedo

El año húmedo considerado es el equivalente al año húmedo de la serie de treinta años analizada, coincidente con el año 1958-59 (fig. 7), en el que la lluvia media fue de 1.514 mm (unos 255 Hm³).

De acuerdo con el razonamiento seguido para el balance del año medio, la infiltración del agua de lluvia quedaría comprendida entre 117 y 152 Hm³. De igual manera, con una precipitación sobre la cuenca del río

Girona de unos 1.580 mm, la aportación al embalse, que estimo se infiltra en su totalidad, quedaría comprendida entre (coeficiente de escorrentía de 0,1-0,3) 6 y 19 Hm³. Las entradas del año húmedo quedan, pues, comprendidas entre 78 y 109 Hm³, con un valor medio de 93,5 Hm³.

C) *El año seco*

La precipitación medida sobre la unidad en el año seco (considerado como el año equivalente al de la serie de treinta años estudiada, 1960-61) es de 445 mm, que suponen unos 78 Hm³ de lluvia. Con los mismos porcentajes empleados para los años medio y húmedo se infiltrarían unos 36-46 Hm³.

La precipitación caída sobre la cuenca del río Girona, aguas arriba del embalse, es de 495 mm, por lo que la aportación al embalse, que se infiltraría en el acuífero en su totalidad, sería de 2-6 Hm³.

Las entradas totales al acuífero quedarían comprendidas, en el año seco, entre 38 y 52 Hm³, con un valor medio de 45 Hm³.

5 UNIDAD PEÑON-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

5.1 EL INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS

Los puntos de agua inventariados en esta unidad han sido tomados, en su gran mayoría, del Inventario Nacional del IGME, llevado a cabo entre 1973 y 1975. En dicho Inventario figuran unos 115 puntos, de los que he seleccionado los que he considerado más representativos.

De los 41 puntos de agua inventariados (Anejo 1), nueve son manantiales, 28 son sondeos (uno de ellos perforado por el antiguo INC), dos son pozos y dos pozo-sondeos. Una captación supera los 400 m de profundidad (450 m, el núm. 16), cuatro tienen entre 300 y 400 m, siete entre 200 y 300 m, catorce entre 100 y 200 m y sólo cuatro no alcanzan los 100 m. La proporción de sondeos negativos (caudal inferior a 1 l/s) es notable en esta unidad, de los cuales incluyo ocho en el inventario; ello es una consecuencia del comportamiento hidrogeológico de los materiales, que presentan ciertas peculiaridades con respecto a las otras unidades, reflejo de una composición litológica diferente.

5.2 FORMACIONES ACUIFERAS

5.2.1 Generalidades

Los materiales del grupo Valencia (Keuper), arcillas abigarradas con yesos y otras sales, afloran ampliamente en el borde meridional de la

unidad (diapiro de Jalón) y en pequeñas extensiones en el interior de la misma (Jesús Pobre, Fontilles y proximidades de Castell de Castells). Debido a su composición litológica, se comportan como acuicludo.

Los materiales de la formación Infierno (Malm) no llegan a aflorar; sin embargo, en algunos puntos debe de situarse a poca profundidad y constituir un buen acuífero, según se deduce de los caudales obtenidos por algunas captaciones iniciadas en los materiales de la formación Oliva (Neocomiense) y que deben captar las calizas y dolomías infrayacentes (sondeos núms. 12 y 13). Cabe dentro de lo posible que estos materiales se encuentren saturados a todo lo largo de la unidad y tengan una lenta recarga a través de la formación Oliva, o bien a partir de otra formación, de ponerse ambas en contacto como consecuencia de fallas.

Los materiales de la formación Oliva, constituidos por margas, margocalizas y algunos niveles de calizas bioclásticas y oolíticas, con más de 100 m de espesor, se comportan como acuicludo, aunque localmente, y allí donde se encuentran parcialmente erosionados o laminados, pueden actuar como acuitardo y permitir una alimentación retardada al acuífero infrayacente.

Las arcillas y margas salmón de la formación Tollos (Oligo-Mioceno) afloran tan sólo al sur de Orba, donde ocupan una extensión muy reducida. Por su naturaleza litológica, considero que se comportan como acuicludo. Los afloramientos restantes están constituidos por materiales de permeabilidad muy variable, salvo las margas de la formación Bélgica (Mioceno), prácticamente impermeables. A continuación describo las restantes formaciones aflorantes.

5.2.2 Formación Jaraco (Barremense-Albense)

Está constituida por una alternancia de calizas, calcarenitas, margas y margocalizas a lo largo de toda la unidad, donde aflora ampliamente. La existencia de margas y margocalizas confiere a la formación un comportamiento hidrogeológico muy peculiar, pues si bien los niveles calizos son permeables, las intercalaciones margosas actúan de manera semipermeable y/o impermeable.

Las intercalaciones margosas son el origen de numerosos manantiales y rezumes, y contribuyen a que no exista una auténtica zona de saturación, sino muchos niveles desigualmente saturados, de acuerdo con su grado de fisuración y karstificación. Asimismo, los procesos kársticos se ven afectados por la existencia de los niveles margosos. En este sentido, sobre estos materiales se desarrolla un merokarst.

No obstante, la existencia de la cueva de las Calaveras, con su red

kárstica aneja, y la infiltración de las aguas del río Gorgos en estos materiales (al este de Jalón), pone de manifiesto que es posible el desarrollo de formas de circulación de tipo kárstico en ellos.

El bajo rendimiento de las captaciones efectuadas en estos materiales y la abundancia de manantiales de pequeño caudal induce a pensar que la circulación se efectúa por lugares preferenciales, llámense conductos kársticos o sectores más permeables, que pueden coexistir con amplias áreas prácticamente sin saturar. Por todo ello, estimo que en estos materiales existe más que un manto acuífero una red de conductos kársticos (LLOPIS, 1965), posiblemente independientes entre sí, que en sectores muy fisurados y de menor proporción de margas se podrían comportar como un manto acuífero.

Considero que el conjunto tiene una permeabilidad de media a baja (acuitardo), en que los niveles calizos intercalados, cuando adquieren un cierto espesor, pueden constituir acuíferos locales. En ellos se ha desarrollado una red kárstica.

5.2.3 Formación Creu (Cretáceo Superior)

Los materiales de esta formación presentan gran variedad litológica en el ámbito de esta unidad, aunque dominan las calizas, con algunas intercalaciones de margas. Al sur de Benichembla se pueden diferenciar dos tramos, uno superior margoso (C_3 , de 30-40 m de potencia) y uno inferior, esencialmente calizo, con más de 300 m de espesor. En el resto de la unidad no he diferenciado, en cartografía, el tramo margoso superior, aunque también aflora en el Tossalet. En las sierras del Montgó y Peñón he diferenciado dos tramos, uno inferior constituido por margocalizas, margas y calizas tableadas con sílex (C'_1), y un tramo superior de calizas pararecificales masivas. Los tramos diferenciados presentan comportamientos hidrogeológicos diferentes.

De una forma general, los materiales de la formación Creu constituyen un buen acuífero fisurado y karstificado, aunque localmente (sierra de Solletes) el grado de karstificación sea poco elevado.

El tramo margoso superior (C_3) debe tener una permeabilidad baja a nula. Las margocalizas, margas y calizas con sílex (C'_1) tendrían un comportamiento similar a los materiales de la formación Jaraco, con una permeabilidad de conjunto de media a baja. Los conjuntos restantes diferenciados (C_{1-2} , C'_{2-3} y C_{1-3}) constituyen el acuífero principal de la unidad, en el que se ubican las captaciones de mayor rendimiento.

5.2.4 Formación Mediodía (Eoceno)

Está constituida por calizas masivas pararecificales, reconocidas en los afloramientos situados al sur de Benichembla, proximidades de Alcalalí y sierra del Montgó. No existen puntos acuíferos que capten estos materiales, pero, de acuerdo con su litología, deben tener un elevado potencial de infiltración y ser permeables por fisuración y karstificación.

Debido a que afloran a cota elevada, pueden no estar saturados, o sólo estarlo parte del año.

5.2.5 Formación Benigánim (Mioceno)

Aflora, al igual que en la unidad Alfaro-Mediodía-Segaria, bajo facies de calizas bioclásticas, areniscas calcáreas y conglomerados. Los conglomerados presentan una porosidad primaria y por fisuración, así como las areniscas calcáreas, que también están algo karstificadas. Las calizas bioclásticas están moderadamente fisuradas y karstificadas.

5.2.6 Otros materiales acuíferos

Además de los materiales de las formaciones descritas, a lo largo del borde oriental afloran gravas, arenas, limos y arcillas de origen fluvial, que forman parte del acuífero detrítico de la plana de Gandía-Denia, que no es objeto de la presente investigación.

Sedimentos similares afloran entre el oeste de Gata de Gorgos y el mar Mediterráneo. Dichos materiales, de origen aluvial (río Gorgos y barrancos próximos), eólico, de playa y depósitos de albufera, constituyen un acuífero de unos 12 Km² de superficie —acuífero de Jávea—, cuyas principales características dimos a conocer recientemente (PULIDO-BOSCH, 1976 d).

5.2.7 Relación entre las formaciones acuíferas

La formación Infierno, que no aflora, puede recibir una alimentación a través de las margas, calizas bioclásticas y oolíticas de la formación Oliiva, e incluso a través de los materiales detríticos cuaternarios, en especial en las proximidades de Benidoleig.

Los materiales de la formación Jaraco están desconectados de los de

la formación Infierno por las margas de la formación Oliva. La red kárstica existente en esta formación puede recibir aportes a través de las calizas de la formación Creu. A su vez, éstas se encuentran generalmente en conexión hidráulica con los materiales de la formación Benigánim. Los materiales de la unidad que describo alimentan subterráneamente al acuífero detrítico de la plana de Gandía-Denia, a lo largo del borde común (Orba-Denia).

El pequeño acuífero de Jávea puede estar alimentado lateralmente por esta unidad, a través de las calizas de la formación Creu, que constituyen el Tossalet.

5.3 LAS SUBUNIDADES ACUIFERAS. GEOMETRIA Y CARACTERISTICAS HIDRAULICAS

5.3.1 Introducción

Con anterioridad señalé la gran compartimentación de la alineación montañosa que constituye esta unidad, consecuencia de la compleja estructura interna de la misma. Todo ello se traduce, desde el punto de vista hidrogeológico, en la existencia de una serie de subunidades que no guardan una clara conexión hidráulica entre sí.

Se pueden diferenciar cuatro subunidades (fig. 122), que de Oeste a Este son:

- Subunidad Castell de Castells-sierra del Peñón. Queda incluida dentro de la línea poligonal que une los pueblos de Castell de Castells, Benichembla, Orba y Benimaurell.
- Subunidad sierra de Castell de la Solana. Incluye, además de la citada sierra, las sierras de Solana de la Llosa, Castellar, Soldetes y Tossalet.
- Subunidad sierra del Montgó.
- Subunidad de Jávea.

Las características hidrogeológicas de la última subunidad se dieron a conocer recientemente (PULIDO-BOSCH, 1976 *d*). Se trata de un pequeño acuífero de unos 12 Km² de superficie permeable, ligado a los aluviones del río Gorgos, depósitos de ladera, dunas fósiles y sedimentos de playa. En él existen en la actualidad más de cuarenta pozos que bombean del orden de 4,5 Hm³/año, pero que hasta hace sólo unos años se llegaron a extraer más de 8 Hm³/año. Debido a las fuertes extracciones incontroladas, superiores a los recursos medios anuales, se ha producido la intrusión del agua de mar, con el consiguiente abandono de muchas de las cap-

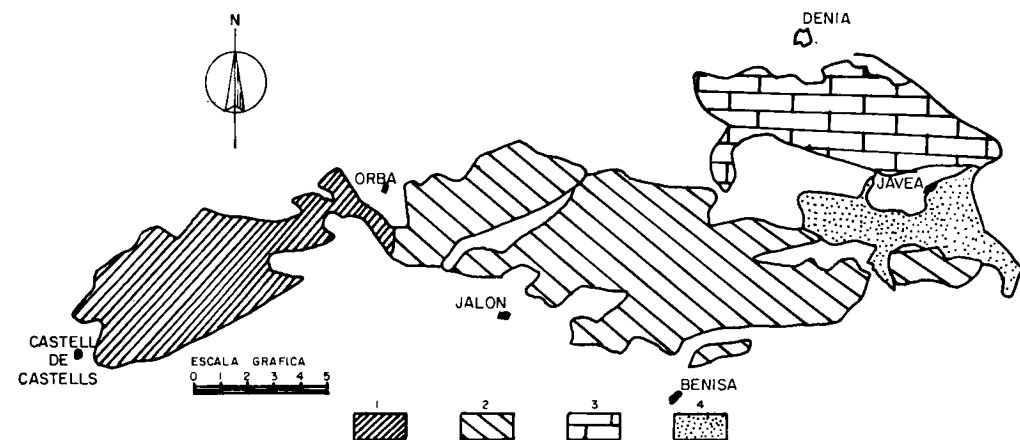


Figura 122.—Subunidades diferenciadas en la unidad Peñón-Castell de la Solana y Montgó. (1: Castell de Castells-sierra del Peñón; 2: Castell de la Solana; 3: Montgó; 4: Acuífero detrítico de Jávea.)

taciones y la infrautilización del resto. En la actualidad los valores del residuo seco de las aguas superan los 3 gr/l a más de 1 Km de distancia del mar. En estiaje, la curva isopieza de valor -1 m se llega a situar a 3 Km del borde del mar.

Dada la poca extensión de esta subunidad y no tratarse de un acuífero kárstico, no entraré en mayor detalle sobre la misma; me remito al trabajo citado.

A continuación describo las subunidades restantes.

5.3.2 Subunidad Castell de Castells-sierra del Peñón

Se sitúa en el tercio occidental de la unidad y ocupa una superficie de 30 Km². La forman materiales de las formaciones Jaraco, Creu —más de la mitad de la superficie aflorante—, Mediodía y Benigánim. Los materiales de esta subunidad, en su flanco Norte —formaciones Oliva y Jaraco—, cabalgan sobre los de la unidad Alfaro-Mediodía-Segaria, pero como ya señalé no debe existir interconexión hidráulica. Bajo estos materiales, y a todo lo largo del borde septentrional, se sitúan las margas de la formación Bélgida, que constituyen un límite impermeable.

El extremo oriental, igualmente de naturaleza impermeable, está constituido por las margas de la formación Oliva, arcillas del grupo Valencia (diapiro de Jalón) y de nuevo margas de la formación Oliva, que afloran en el puerto de Orba. Los bordes occidental y meridional quedan imper-

meabilizados por las margas de la formación Bélgida y arcillas del grupo Valencia, que llegan a aflorar salvo en el extremo sudoriental, donde los materiales de las formaciones Creu y Benigánim se ponen en contacto con otras calizas permeables. Dado que no existen sondeos que permitan determinar la cota del agua a ambos lados, desconozco si existe un intercambio hídrico a través de este borde.

Gran parte de los materiales aflorantes son de muy baja permeabilidad (formación Oliva) a media (formación Jaraco), y los más permeables se sitúan a cotas elevadas (formaciones Creu, Mediodía y Benigánim), con pocas posibilidades de estar saturados. Están saturados tan sólo en las proximidades de Benichembla y oeste de Orba, donde las calizas de la formación Creu se encuentran a baja cota y adquieren un cierto desarrollo en profundidad. En estos sectores se comportan como un pequeño embalse subterráneo, saturado, permeable por fisuración y karstificación.

Como consecuencia de la composición litológica de gran parte de los materiales que constituyen la unidad —calizas con alternancias margosas— existen numerosos manantiales de pequeño caudal que surgen a cotas muy variables. He inventariado seis de ellos como más representativos (núms. 1, 2, 4, 6, 7 y 19), que surgen a cotas que oscilan entre 480 m en el más occidental (núm. 1) y 300 m (núm. 10). Todos ellos, salvo el número 10, que aflora en el contacto de las formaciones Benigánim y Bélgida, surgen de los materiales de la formación Jaraco, hecho que pone de manifiesto la baja permeabilidad media de los mismos y la heterogeneidad que confieren las alternancias margosas dentro de los niveles calcáreos.

Además, he seleccionado del Inventario Nacional (IGME) cuatro sondeos y un pozo, dos de los cuales captan los materiales acuíferos de la formación Creu (núms. 5 y 11), otro capta los materiales de la formación Jaraco (núm. 9) y el sondeo restante (núm. 3) está perforado en materiales de la formación Bélgida, por lo que resultó seco. Los caudales que se obtienen de estas captaciones oscilan entre 60 y 10 l/s, este último valor en un pozo profundizado en los materiales de la formación Jaraco. En el sondeo número 11, que capta la formación Creu, el caudal específico es de 60 l/s/m, y de 1 l/s/m en el pozo número 9, que capta la formación Jaraco.

Existe una notable divergencia entre los niveles de los manantiales y las distintas captaciones, que pone de manifiesto la ausencia de un único nivel de saturación. Esta diferencia es especialmente brusca en el sondeo número 11 (proximidades de Orba), en que además (comunicación oral del señor encargado del mantenimiento) el nivel del agua desciende de forma apreciable de un año a otro, al aumentar el volumen extraído. Esto se puede interpretar como que existe una conexión deficiente entre los dife-

rentes afloramientos permeables, y corroborar la hipótesis de que no existe un nivel piezométrico único.

Como ya señalé, cuando los materiales permeables de la formación Creu se sitúan a baja cota y con un área de alimentación favorable se encuentran saturados. Estas condiciones se cumplen al sur de Benichembla, donde se sitúa el sondeo número 5, cuya evolución del nivel piezométrico se controla (*) mediante una medida mensual o bimensual, desde el mes de noviembre de 1974. Dicho sondeo no se utiliza, y tampoco existen bombeos en obras cercanas, por lo que la fluctuación del nivel refleja la oscilación en régimen natural del nivel piezométrico en estos materiales acuíferos. La amplitud de la oscilación en el período de observación fue de unos 10 m. Las cotas más elevadas se registran en los meses de mayo o junio, mientras que las mínimas corresponden al final del verano, septiembre-octubre. Es notable la pronta respuesta de los niveles a las lluvias caídas.

5.3.3 Subunidad sierra de Castell de la Solana

Es la de mayor superficie de las que componen la unidad, con 70 Km², de los cuales unos 30 Km² están ocupados por materiales de las formaciones Creu y Benigánim, y el resto por los de las formaciones Jaraco y Oliva.

El límite occidental de la subunidad, constituido en su mayor parte por materiales de baja permeabilidad, lo forman las margas de las formaciones Bélgida y Oliva, y las arcillas del grupo Valencia. El borde septentrional, de naturaleza variable, es permeable entre Benidoleig y Pedreguer, a lo largo del cual se ponen en contacto las calizas de la formación Creu con los sedimentos detríticos de la plana de Gandía-Denia. Entre Pedreguer y el extremo oriental, el borde es esencialmente impermeable, constituido por las margas de las formaciones Bélgida —sobre todo— y Oliva. Las margas de la formación Bélgida impermeabilizan el borde oriental y parte del meridional, hasta Senija. La concordancia de los niveles del agua entre el Tossalet y la sierra del Castellar me induce a considerar que existe una interconexión hidráulica entre ambas. Las calizas del Tossalet pueden alimentar al acuífero de Jávea a través del borde septentrional, permeable.

Entre Senija y las proximidades de Llíber, las calizas de la formación Benigánim constituyen el límite de la subunidad. No dispongo de datos que me permitan definir la naturaleza hidrodinámica del borde. Podría tra-

(*) Llevado a cabo en el marco de las investigaciones del IGME en el área.

tarse de un borde de recarga. El resto del borde meridional queda impermeabilizado por la existencia de las arcillas del grupo Valencia.

Las calizas de las formaciones Creu y Benigánim constituyen el acuífero más importante de la subunidad, mientras que en los materiales de la formación Jaraco no existe un solo sondeo cuya explotación sea económicamente rentable. Asimismo, y como ya indiqué, los materiales de la formación Infierno pueden constituir un buen acuífero semiconfinado.

Aún dentro de las formaciones Creu y Benigánim existe una gran heterogeneidad espacial, función del mayor o menor grado de karstificación. En el borde septentrional y flanco meridional de la Solana de la Llosa las captaciones registran elevados rendimientos, mientras que no sucede igual en estos mismos materiales, pero en los bordes oriental y meridional, donde los rendimientos son muy inferiores.

Las captaciones existentes en los materiales de las formaciones Benigánim y Creu, en el flanco septentrional, presentan un nivel piezométrico similar, de lo que se puede deducir la existencia de un nivel único de saturación, y considerar que se comportan como un manto acuífero, aunque heterogéneo y anisótropo, y donde la karstificación condiciona el almacenamiento y circulación del agua.

La superficie piezométrica tiene una cota que oscila entre 20 y 80 m. En la figura 123 se muestra el sentido supuesto de la circulación del agua subterránea.

Los caudales que se obtienen de los sondeos que captan la formación Creu oscilan entre 150 (21 y 26) y 3 l/s (núm. 40 en el Tossalet). De los nueve sondeos inventariados con caudales conocidos, dos alcanzan los 150 l/s, dos tienen entre 30 y 40 l/s, cuatro entre 10 y 20 l/s y uno solo 3 l/s.

Los caudales específicos oscilan entre más de 300 l/s/m (núm. 16) y 0,3 l/s/m, con un valor medio superior a los 50 l/s/m para los siete puntos con depresión conocida. La gran dispersión de estos valores pone de manifiesto la gran heterogeneidad y anisotropía del medio.

Las dos captaciones inventariadas que posiblemente explotan los materiales de la formación Infierno arrojan unos caudales de 116 y 50 l/s, respectivamente (núms. 12 y 13). El caudal específico es de 58 y 17 l/s/m, respectivamente.

Los sondeos perforados en los materiales de la formación Jaraco, dentro de la subunidad, dieron caudales iguales o inferiores a 1 l/s (cinco de ellos fueron ejecutados por el INC), razón por la cual se desistió de su explotación.

La evolución del nivel piezométrico en el acuífero ligado a las formaciones Benigánim y Creu se ha llevado a cabo mediante el control de dos sondeos de observación (labor realizada en el marco de las investigacio-

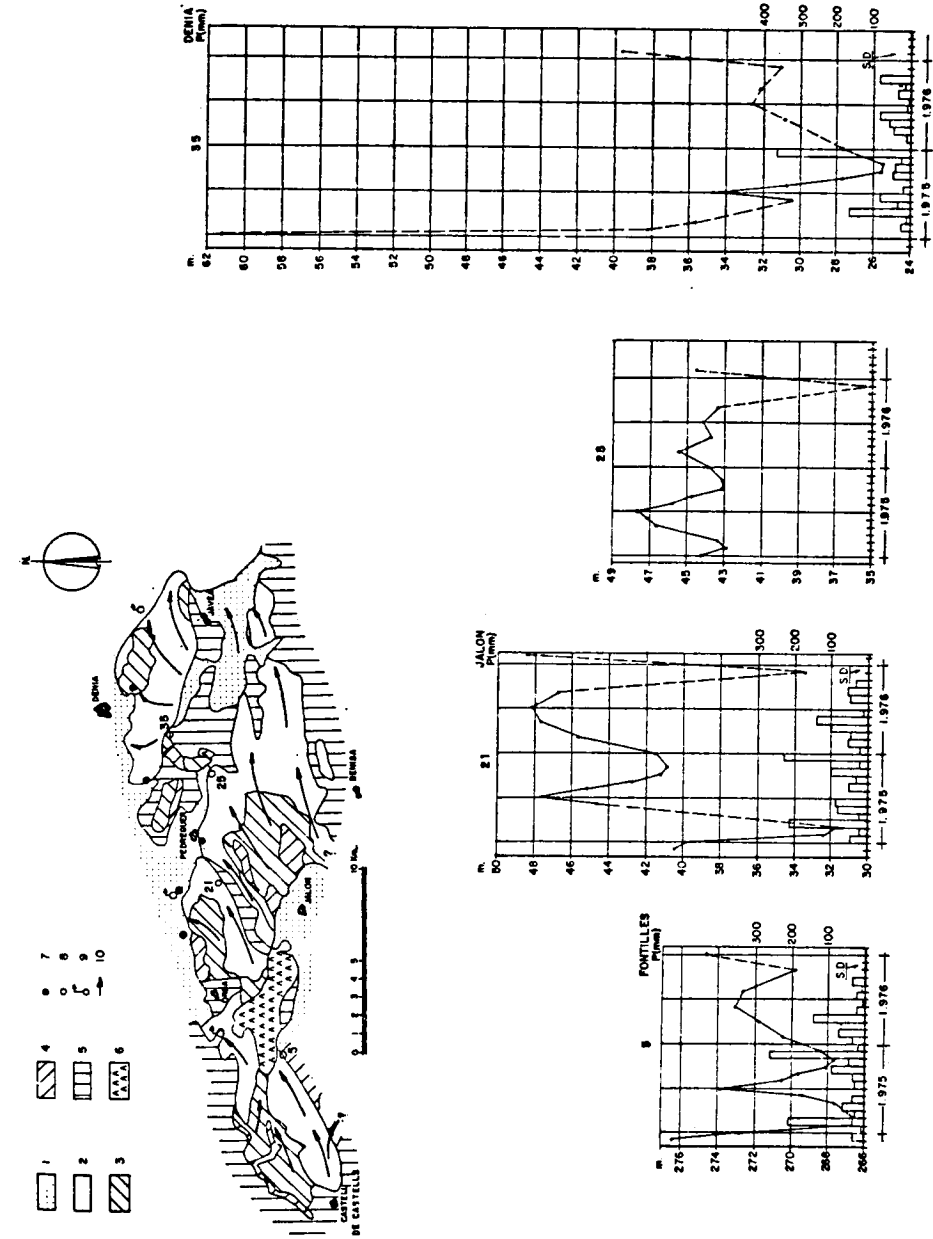


Figura 123.—Oscilación del nivel piezométrico y sentido de la escorrentia subterránea. (1: Sedimentos detríticos; 2: Formaciones calizas; 3: Formación Jaraco; 4: Formación Oliva; 5: Formación Bélgida; 6: Grupo Valencia; 7: Punto acuífero nivelado con precisión centimétrica; 8: Punto acuífero nivelado con altímetro; 9: Manantial; 10: Sentido probable de la escorrentia subterránea.)

nes del IGME). La situación de los sondeos y la evolución del nivel a lo largo de algo más de dos años de control se refleja en la figura 123.

En el sondeo número 21 la amplitud de la oscilación alcanza 16 m, y tan sólo 12 m en el número 25. Las cotas máximas del nivel se registraron los meses de junio y/o marzo (núm. 25), y las mínimas, en noviembre. Las medidas del nivel, de periodicidad mensual o bimensual, pueden estar afectadas por los bombeos en el propio pozo de observación o en otros próximos.

5.3.4 Subunidad sierra del Montgó

Ocupa unos 35 Km² de superficie, en su mayor parte constituida por materiales de la formación Creu (C₁ y C₂₋₃), y en mucha menor proporción por los de las formaciones Jaraco, Mediodía y Oliva.

El tramo más permeable son las calizas masivas de la formación Creu (C₂₋₃), que reposan sobre un tramo calizo y calcarenítico que tiene intercalaciones margosas (C₁). Este tramo y los materiales de la formación Jaraco tendrían un comportamiento similar, ya descrito para las otras subunidades.

La subunidad Montgó se encuentra aislada del resto de las que componen la unidad, aunque no descarto una eventual interconexión hidráulica a través de los afloramientos semipermeables de las proximidades de Gata de Gorgos. El límite oriental y nororiental de descarga lo constituye el mar Mediterráneo. El borde meridional es impermeable, constituido por las margas de la formación Bélgida. El resto del borde septentrional es permeable y a lo largo del mismo se pone la subunidad en contacto con los materiales detríticos de la plana de Gandía-Denia, a los que alimenta subterráneamente.

Los materiales de la formación Jaraco se encuentran localmente saturados y proporcionan un cierto caudal a los sondeos que captan sus aguas. Pero el nivel acuífero principal lo forman las calizas del tramo superior de la formación Creu, saturadas en los extremos occidental y parte del meridional.

La cota del agua es muy variable de unos puntos a otros, lo cual se puede interpretar como debido a que no exista un nivel único de saturación, sino que se trate de varios, más o menos independientes entre sí. También cabe la posibilidad de que sea un único nivel, pero que debido a la heterogeneidad del medio acuífero se produzcan saltos bruscos en el gradiente.

En los sondeos situados entre Jesús Pobre y el cerro de Mirabella se encuentra la superficie piezométrica a una cota variable entre 100 y 60 m.

En el sondeo número 35 (proximidades de Jesús Pobre) en la actualidad la cota del agua es de unos 30 m, mientras que en la fecha del inventario era de unos 80 m.

En el extremo occidental la cota del agua es de unos 5 m (núm. 33), similar a la del número 38, situado en las proximidades de Jávea. En el flanco norte de la subunidad (sondeo núm. 36) la cota del agua es muy próxima a la del mar. De acuerdo con lo expuesto, la escorrentía subterránea se haría en sentido Sur-Norte o Sur-Noroeste.

Los caudales que se obtienen en los seis puntos de agua en que se conoce este parámetro están comprendidos entre 62 y 13 l/s. Se conoce la depresión en dos puntos (núms. 33 y 38) que captan los materiales de la formación Creu (C₂₋₃); el caudal específico obtenido es de 2 y 0,65 l/s/m, respectivamente.

Los elevados caudales que se obtienen en las captaciones ubicadas en los materiales de la formación Jaraco se pueden explicar como debido a la existencia de una brecha tectónica en profundidad (aloctonía hipotética del Montgó), unido a la ausencia de tramos margosos y un mayor grado de karstificación.

En el sondeo número 35 se ha seguido la evolución del nivel del agua en el tiempo. En el mes de noviembre de 1974 la cota del agua era de unos 88 m (fecha aproximada de realización de las pruebas de producción). Seis meses después, ésta era de algo más de 30 m. Durante el año 1976 se ha observado una tendencia en los niveles a subir, aunque muy por debajo del nivel inicial. Este hecho se puede interpretar como debido a una ausencia de recursos, por lo que se explotaron las reservas, hecho compatible con una deficiente alimentación a partir de los alrededores. La pseudoestabilización, e incluso tendencia de los niveles a subir, se puede deber a que el sondeo recibe una alimentación retardada.

5.4 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS

5.4.1 Generalidades

Los análisis químicos utilizados de las aguas de esta unidad han sido trece, dos de los cuales se realizaron especialmente para esta Tesis, y el resto en el marco de las investigaciones del IGME (Anejo 2).

No se observan diferencias notables entre la composición de las subunidades consideradas, aunque sí existen algunas anomalías locales que intentaré explicar y justificar. Por este motivo voy a exponer las características de las aguas de la unidad, en su conjunto, sin analizar el acuífero de Jávea, como ya precisé.

5.4.2 Características físicas

Al contrario de lo que sucedía en las unidades restantes, la temperatura «normal» de las aguas de esta unidad registra una amplia gama de valores. Ello se puede deber a que las aguas no alcanzan grandes profundidades, sino que circulan en su mayor parte en la zona de heterotermia.

Los valores medidos oscilan entre 10° y 21° C. Medí 21° C (7-10-76) en las aguas del pozo-sondeo número 16, que tiene 450 m de profundidad, hecho que puede justificar su elevada temperatura. Las aguas de las dos captaciones inventariadas en el Tossalet registran temperaturas de 18° C e incluso algo superiores. Los restantes valores medidos quedan comprendidos entre 10° y 14° C, en su mayor parte tomados en los meses de invierno. Es muy posible que de haberlo hecho en verano se obtendrían valores muy superiores, con lo cual quiero decir que las aguas deben reflejar la temperatura media mensual, más que la interanual.

El pH, medido en laboratorio, arroja unos valores comprendidos entre 7,4 y 8,1, con una media para las trece medidas realizadas de 7,7.

La conductividad eléctrica de las aguas oscila entre 334 (núm. 2) y 2.345 micromhos/cm, con un valor medio de 830 micromhos/cm. Los valores más bajos se registran en los manantiales de pequeño caudal ligados a los materiales de la formación Jaraco. Las aguas del Tossalet (números 39 y 40) registran unos valores anómalamente elevados, por encima de 2.200 micromhos/cm, más de tres veces superiores a los del resto de la unidad. El elevado valor de este parámetro tiene un reflejo en el contenido iónico de las aguas.

5.4.3 Características químicas

En las figuras 124 y 125 he representado, en diagramas de STIFF (1951), modificados, y logarítmico de SCHOELLER-BERKALOFF, respectivamente, los resultados de las muestras analizadas.

El residuo seco a 110° C es superior a 1.400 mgr/l en las aguas de Tossalet (núms. 39 y 40), y queda comprendido entre 180 y 400 mgr/l en las restantes muestras analizadas, con un valor medio de 321 mgr/l. El residuo seco es notablemente inferior en las aguas de los manantiales de pequeño caudal ligados a la formación Jaraco, lo cual se puede interpretar como debido al poco tiempo de contacto agua-roca, agua que circularía de forma más rápida a través de los niveles más permeables.

Las facies de las aguas del Tossalet es clorurada cálcica (núm. 39) o sódica (núm. 40). La facies dominante en las aguas del resto de la unidad

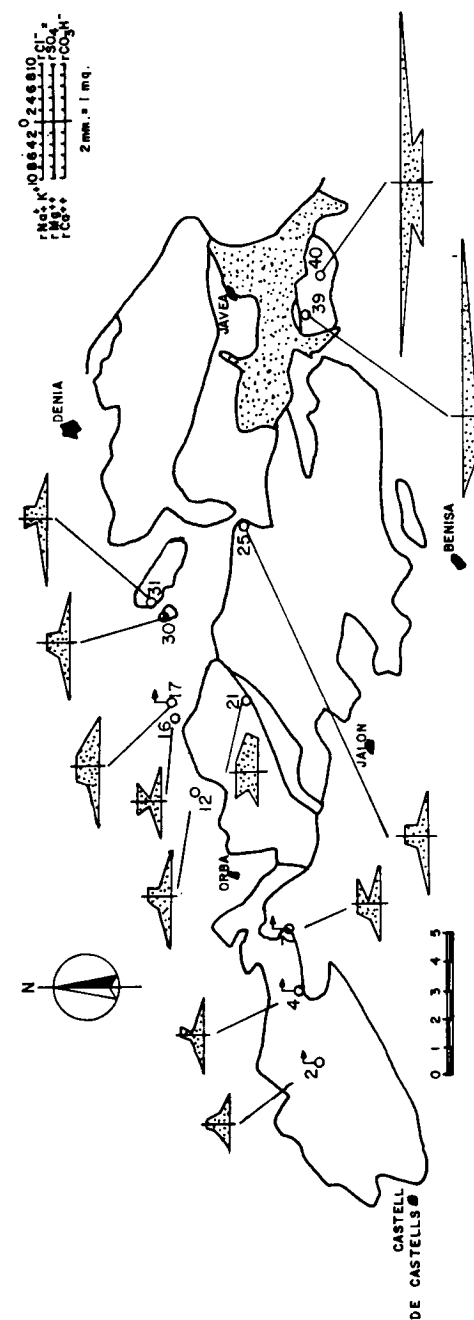


Figura 124.—Diagramas de STIFF, modificados, de las aguas de la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó.

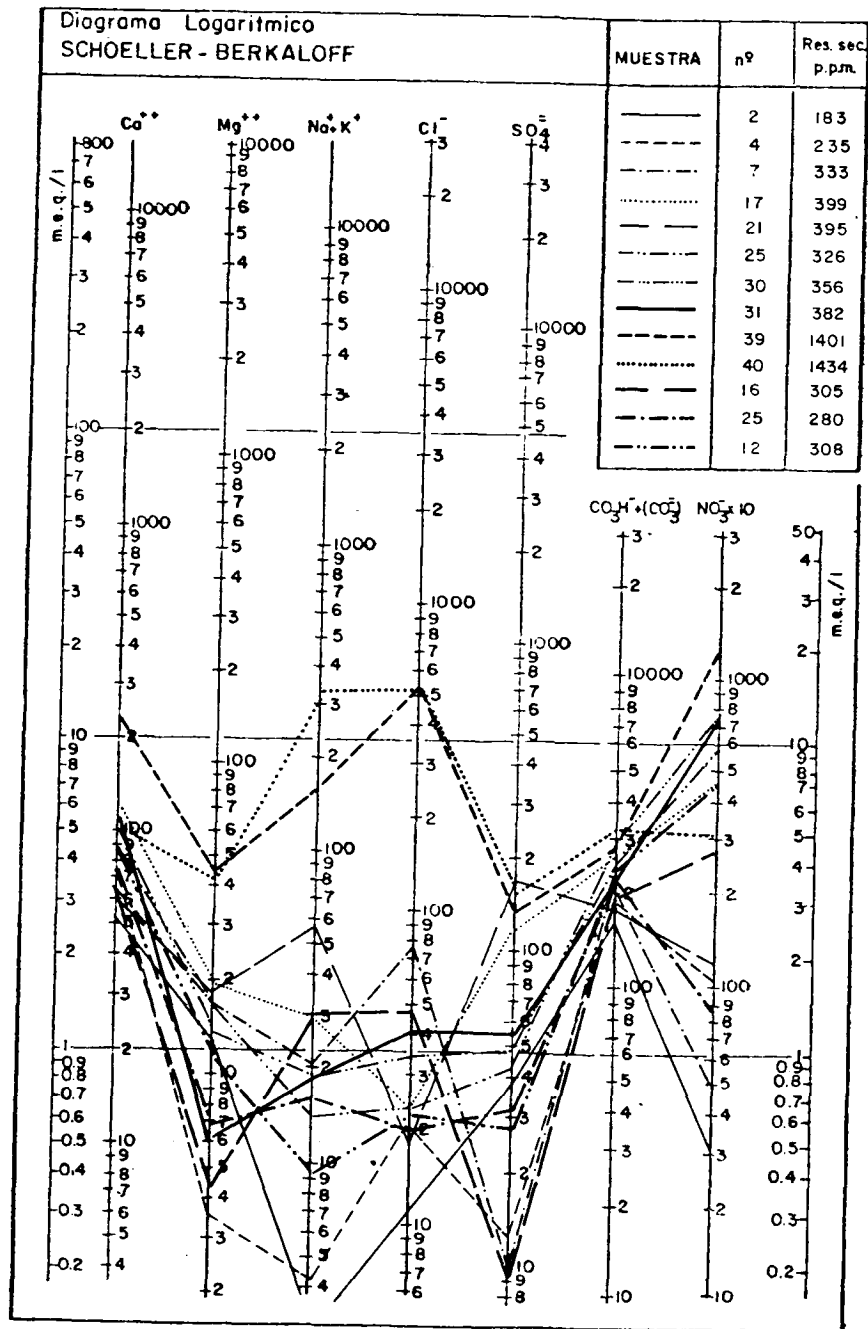


Figura 125.—Diagrama logarítmico de las aguas de la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó.

es bicarbonatada cálcica, salvo las aguas del punto de agua número 21, que presentan facies sulfatada cálcica; ello se puede deber a la disolución de los yesos existentes en la formación Bélgida, que se ponen en contacto con los materiales acuíferos.

El elevado contenido en sales de las aguas del Tossalet se puede deber a dos hechos independientes o a la combinación de ambos. La primera hipótesis consiste en la disolución de sales por las aguas en su recorrido en profundidad, a su paso desde la sierra de Castellar hasta el Tossalet. En el sondeo número 28 (perforado por el INC) se atravesaron niveles de yesos dentro de la formación Bélgida, por lo que no es descabellado pensar que coexisten otras sales.

La otra hipótesis consiste en invocar un fenómeno de intrusión marina que, como ya señalé, se ha detectado en el acuífero detrítico de Jávea, el cual se pone en contacto con las calizas del Tossalet a lo largo del borde septentrional. Las relaciones iónicas, indicativas de la existencia de intrusión, rCl/rCO_3H y rMg/rCa (cuadro 26), alcanzan valores muy superiores en estos puntos que en el resto de la unidad, hecho que apoya esta última hipótesis. En el cuadro 26 se reflejan los valores de las relaciones iónicas citadas. Los valores de la relación rCl/rCO_3H oscilan entre 0,12 y 0,69, y entre 0,11 y 0,5 para la relación rMg/rCa .

Finalmente, cabe señalar la existencia de aguas de elevado contenido en sales en la mitad oriental de la sierra del Montgó (sondeos núms. 36 y 38), de acuerdo con los datos recogidos en el Inventario Nacional (IGME), aunque no dispongo de análisis de dichas aguas.

Nº	rCl/rCO_3H	rMg/rCa
2	0,12	0,4
4	0,19	0,08
7	0,69	0,42
12	0,15	0,22
16	0,47	0,11
17	0,14	0,27
21	0,17	0,5
25	0,14	0,2
30	0,14	0,25
31	0,28	0,08
39	3,15	0,32
40	2,83	0,64

Cuadro 26.—Relaciones iónicas (rCl/rCO_3H y rMg/rCa) en las aguas de la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó.

Para explicar este hecho emito tres hipótesis:

- Intrusión marina.
- Disolución por las aguas de sales existentes en los materiales in-frayacentes (formación Bélgida y/o grupo Valencia ?).
- Aguas «fósiles» que impregnan los materiales, resquicios de oscilaciones del nivel del mar, como consecuencia de movimientos eus-táticos.

La primera es la menos posible de las tres, al ser casi nulas las ex-tracciones por bombeo, y por tanto no se cumpliría la condición esencial para que exista intrusión marina, que es la inversión en el gradiente hi-dráulico (mar-continente).

Las dos restantes son posibles. Varias razones apoyan a la tercera hi-pótesis, entre las que se encuentran la existencia de material cuaternario de origen marino a cota + 4 en Denia (VEGAS *et al.*, 1975), hecho que in-dica que el mar pudo inundar y embeber la parte basal del Montgó, que estaría aún sin «lavar». De ser cierta la cifra de 45 gr/l de ClNa en las aguas del pozo número 36, sería un criterio más para apoyar el origen «fósil» de estas aguas, que se verían concentradas como consecuencia del tiempo transcurrido. La baja permeabilidad de estos materiales contribuye a hacer más lento el proceso de lavado.

En dos puntos acuíferos (núms. 16 y 25) se han analizado oligoelemen-tos metálicos —Cr, Cu, Ni, Pb y Zn—, de los cuales tan sólo el Cinc ha sido apreciado en las aguas del sondeo número 25, con 0,24 mgr/l, cuyo origen más probable es la corrosión del entubado de la obra.

5.4.4 Calidad de las aguas para consumo humano

En la figura 126, diagrama de FERNANDEZ-RUBIO (1972), se represen-tan las muestras analizadas y su clasificación para consumo humano, de acuerdo con las normas de la OMS (1964). Tan sólo las aguas del punto acuífero número 39 sobrepasan los límites de potabilidad, por la excesiva concentración en Ca^{++} . Las aguas del punto acuífero número 40 son sólo «tolerables», así como las de los puntos números 12, 17, 25, 30 y 31, por superar los 75 mgr/l de Ca^{++} , límite entre las aguas «aceptables» y «to-lerables».

Por exceso en NO_3^- sobrepasan las normas de la OMS (45 mgr/l) las aguas de los puntos números 17, 25, 30, 31, 39 y 12, a las que se les unen las aguas del número 40, de considerar los límites de potabilidad (30 mgr/litro) establecidos en el Código Alimentario Español (1967) para las fechas en que se realizaron los análisis.

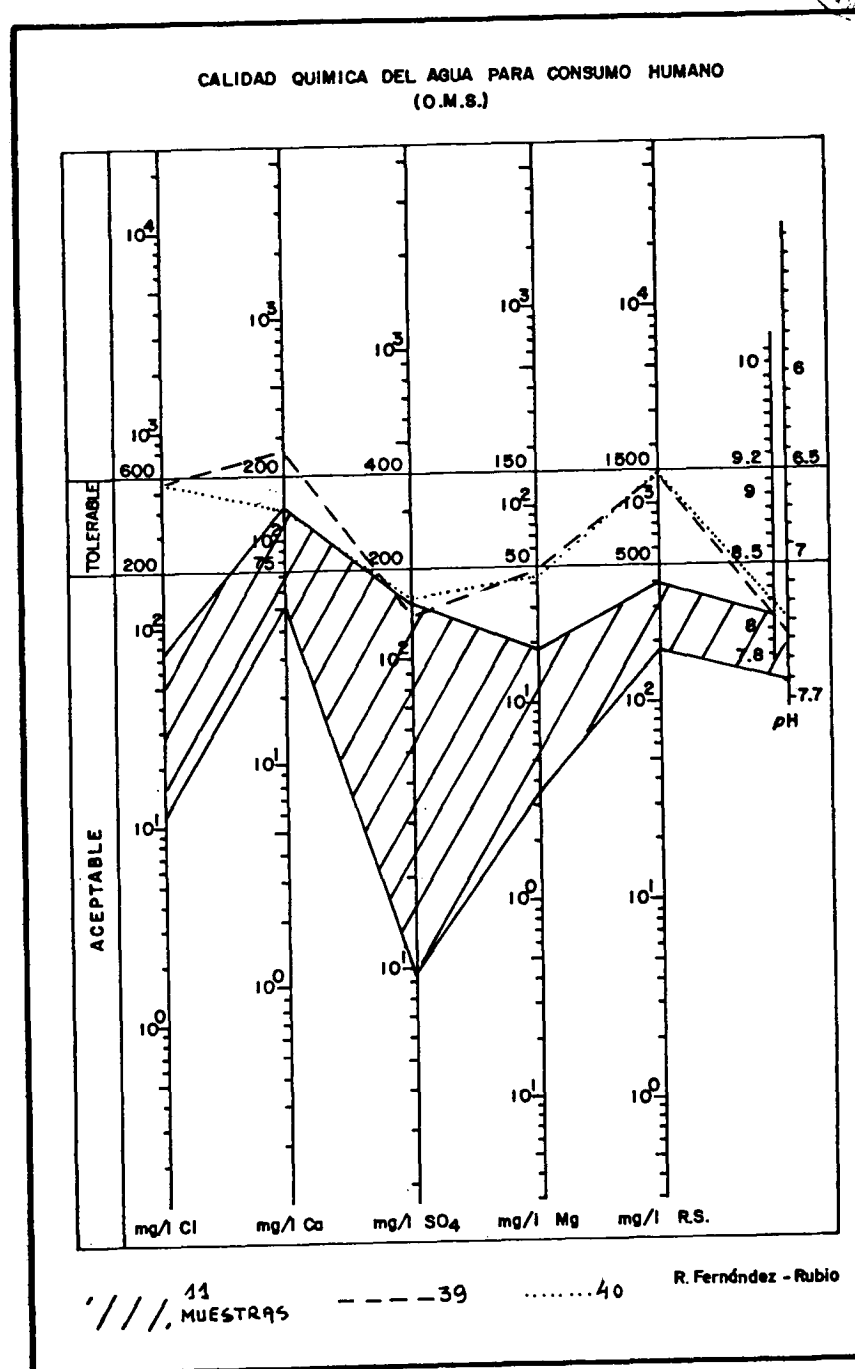


Figura 126.—Calidad química de las aguas para consumo humano.

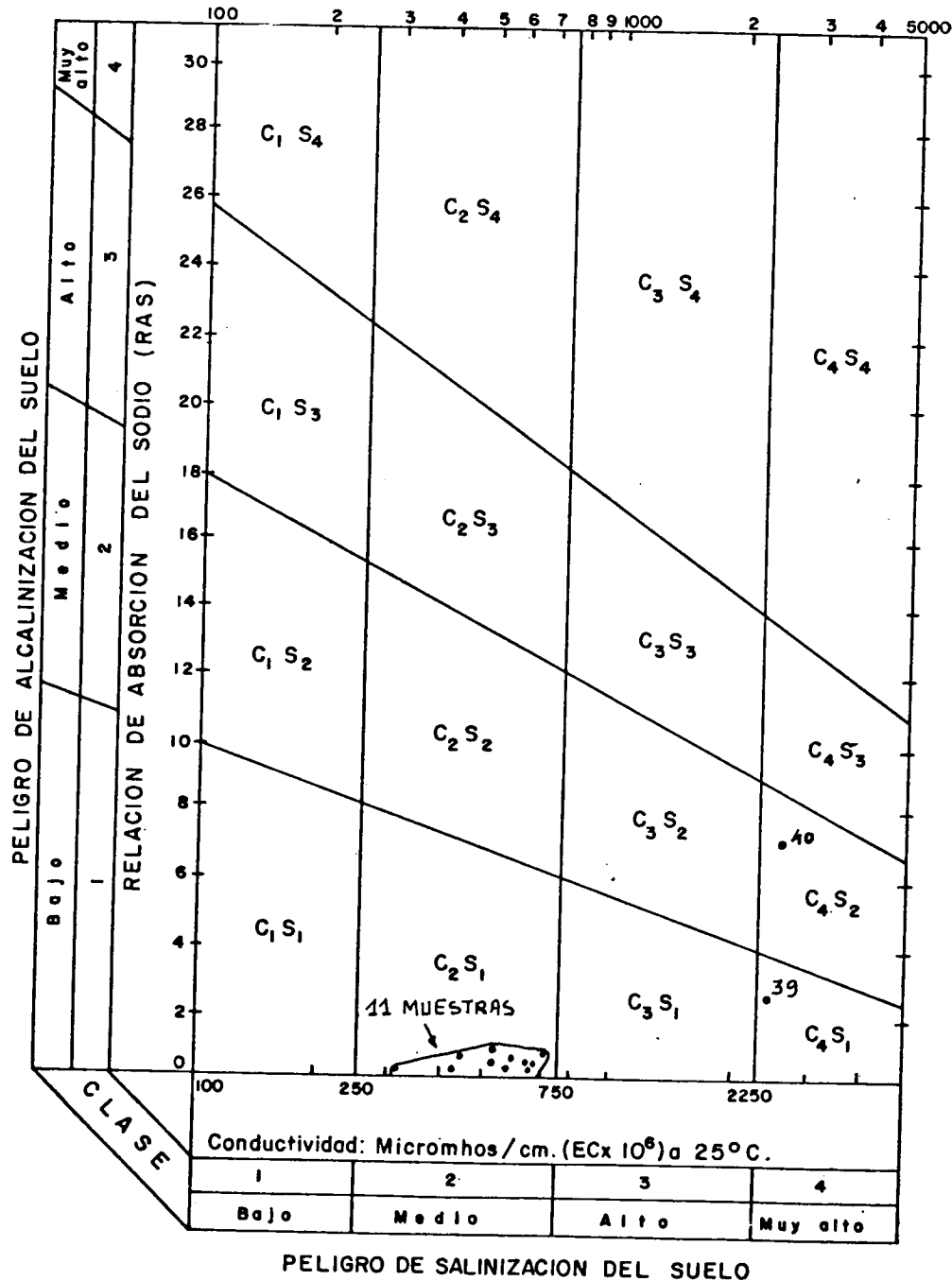


Figura 127.—Clasificación de las aguas para riego.

5.4.5 Clasificación de las aguas para uso en agricultura

La clasificación empleada ha sido la del USSLS (1954), reflejada en la figura 127, sobre la que he superpuesto los puntos acuíferos analizados. Once muestras se incluyen en el grupo C₂S₁, que indica que son aguas cuya utilización en agricultura no necesita de prácticas especiales de regadío. Las aguas del Tossalet se incluyen en los grupos C₄S₁ (núm. 39) y C₄S₂ (número 40), que son aguas que debido a la elevada concentración de sales disueltas representan un peligro muy alto de salinización, de utilizarlas en regadío y no tomar las debidas precauciones.

5.5 FUNCIONAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LA UNIDAD ACUIFERA

5.5.1 Subunidad Castell de Castells-sierra del Peñón

La fuente principal de alimentación es la proveniente de la infiltración del agua de lluvia, que es prácticamente el único elemento de recarga. Gran parte de las aguas caídas sobre los materiales de la formación Jaraco escurren hacia el río Gorgos, y una pequeña parte se infiltra en los niveles permeables, pero debido a la existencia de intercalaciones margosas surge a través de multitud de manantiales de pequeño caudal que o bien se secan en estiaje o reducen de forma considerable el caudal. La mayor parte de la descarga se efectúa al río Gorgos. Localmente, y en los tramos calcáreos más puros, puede existir una zona saturada.

Los materiales de las formaciones Creu y Benigánim, calcáreos o calcareníticos, fisurados y karstificados (polje de la Laguna), presentan una infiltración potencial superior a los de la formación Jaraco y una permeabilidad mayor.

En las proximidades de Benichembla y oeste de Orba los materiales de la formación Creu adquieren un desarrollo importante en profundidad, donde se encuentran saturados. La descarga de ambos acuíferos se efectúa, en el primer caso, directamente al río Gorgos, y en el segundo, por extracciones en pozos. También es posible una descarga subterránea, en el primer caso a lo largo del borde meridional, y en el segundo, al acuífero detrítico de la plana de Gandía-Denia.

En las calizas del oeste de Orba existen tres captaciones que abastecen a Orba y las urbanizaciones próximas, y a Calpe, población esta última que se sitúa a unos 20 Km de distancia. Se extraen cerca de 2 Hm³/año (según los datos del Inventario del IGME), caudal posiblemente superior a los recursos propios, motivo por el cual los niveles descienden de forma acusada de un año a otro.

5.5.2 Subunidad Castell de la Solana

Es la más grande de las cuatro consideradas y la que tiene mayor superficie ocupada por materiales permeables (formaciones Creu y Benigánim). Las entradas a la subunidad se efectúan de forma principal a partir del agua de lluvia, volumen de difícil cuantificación. Además, parte de las aguas del río Gorgos, tras su paso por Jalón, se infiltra en los niveles calcáreos de la formación Jaraco, entre Llíber y Gata de Gorgos. En estiaje, el río pierde todas sus aguas, mientras que en las crecidas invernales tan sólo se infiltra parte del caudal.

Estimo que el caudal medio anual que se puede infiltrar del río estará comprendido entre 200 y 300 l/s, caudal que debe integrarse en la red kárstica existente en los materiales de la formación Jaraco, parte del cual puede alimentar a los materiales de la formación Creu y/o formación Infierno, yacente bajo las margas de la formación Oliva. Lo cierto es que los sondeos efectuados por el INC entre Llíber y Gata de Gorgos resultaron negativos.

La salida principal corresponde a la extracción en pozos. En esta subunidad hay diecisiete sondeos instalados, todos ellos situados en el borde septentrional, trece de los cuales captan los materiales de la formación Creu, y el resto los materiales de la formación Infierno, en principio. De ellos se extraen unos 10 Hm³/año, caudal con el que se riegan 1.000 Ha y se abastecen los núcleos urbanos de Pedreguer, Gata de Gorgos, Benisa y Jávea (2 Hm³/año). De la formación Infierno se extraen cerca de 2 Hm³/año.

Otros puntos de drenaje son los manantiales. El de la cueva de las Calaveras (núm. 18) constituye el drenaje de la red kárstica ligada a los materiales de la formación Jaraco. A las aguas normales del conducto kárstico se unen las drenadas por una galería de unos 600 m de longitud, construida por los agricultores del área. El caudal medio estimado del conjunto es de unos 20 l/s, cifra que confirma el pesimismo con que el Padre L. CALVO (1908, p. 197) veía los resultados de la obra que se iniciaba en aquellos años.

El otro punto de drenaje natural es el manantial de la Alberca (número 17), del que CALVO (1908, pp. 189-190) dice: «... una hoyada o torca irregular de unos 40 metros de diámetro por 12 de profundidad. Durante los inviernos... surge por el fondo de esta depresión o Alberca un copioso manantial, que..., se derrama por un barranco acanalado, en una cantidad media de 800 litros por segundo. Durante la época de estiaje..., queda todo convertido al exterior en un seco erial.»

En el año 1974 surgió durante unas semanas, con un caudal que estimé próximo a 500 l/s; sin embargo, desde entonces no ha vuelto a surgir. A unos 200 metros del manantial existe una batería de tres sondeos que bombean de forma ininterrumpida, y extraen un volumen anual próximo a 5 Hm³. Por otro lado, junto al manantial termina la Cava de Denia, galería de unos 7 Km de longitud, terminada de construir en 1906 (CALVO, 1908). Los efectos combinados de ambas acciones, drenaje por gravedad y bombeo, hacen que el manantial deje de surgir temporalmente, salvo en los años muy húmedos.

Además de las salidas por extracciones en pozos y por manantiales, existe una descarga oculta a través de los bordes permeables. Esta se efectúa a través del borde oriental, permeable (Castellar-Tossalet), de difícil cuantificación, al carecer de datos de transmisividad y gradiente hidráulico.

El otro borde permeable es el septentrional, entre Benidoleig y Pedreguer, donde las calizas de la formación Creu se ponen en contacto con los materiales detríticos del acuífero de la plana de Gandía-Denia. En la simulación matemática del acuífero de la plana de Gandía-Denia (período de simulación: noviembre 1973-octubre 1974) se obtuvo un valor de la recarga, a través de los 3 Km de borde permeable, próximo a 2 Hm³, para el período de un año simulado (BODEGA *et al.*, 1976).

En resumen, las salidas de la subunidad se efectúan de forma principal mediante la extracción en pozos, seguido de las salidas de forma subterránea a través de los bordes permeables, y por manantiales. Las entradas provienen de la infiltración del agua de lluvia, y de la infiltración en el cauce del río Gorgos de las aguas de escorrentía superficial, a las que se unen las de los manantiales que escurren al citado río, drenaje de la subunidad Castell de Castells-sierra del Peñón.

5.5.3 Subunidad Montgó

Las entradas a la subunidad se efectúan casi exclusivamente a partir de la infiltración del agua de lluvia, aunque es posible una alimentación a partir de la subunidad Castell de la Solana, pero en todo caso poco cuantiosa.

La existencia del mar como borde oriental y nororiental hace que éste actúe como receptor de la mayor parte de la descarga de la subunidad, en general de forma muy dispersa, aunque existen algunos puntos conocidos, como es el de la Cueva del Agua Dulce (núm. 41). No dispongo de datos que me permitan cuantificar la magnitud de la descarga.

Esta subunidad descarga además subterráneamente al acuífero detrítico de la plana de Gandía-Denia a lo largo del borde septentrional, permeable. La cifra obtenida en el modelo matemático de simulación (BO-DEGA *et al.*, 1976) fue de 2 Hm³, para el período de un año simulado.

Finalmente, existen tres captaciones instaladas, dos de ellas situadas entre Jesús Pobre y el cerro de Mirabella y la otra en el Montgó propiamente dicho, que extraen apenas 1 Hm³/año, para uso tanto en agricultura como en abastecimiento a las numerosas urbanizaciones existentes en las proximidades.

En resumen, se trata de una unidad muy compartimentada en la que se pueden diferenciar cuatro subunidades, una compuesta por materiales detríticos (acuífero de Jávea) y el resto por materiales carbonatados.

Los niveles acuíferos son tres: los materiales de la formación Infierno, que no llegan a aflorar, pueden constituir un acuífero semi-confinado, alimentado por goteo; los materiales de la formación Jaraco en los que existe una red kárstica, pero donde las posibilidades de éxito en captaciones son muy reducidas, ante lo localizado de la circulación; y las calizas de las formaciones superiores (Creu y Benigánim), fisuradas y karsificadas, que en grandes sectores se encuentran saturadas y constituyen auténticos mantos acuíferos, aunque de gran heterogeneidad y anisotropía.

Dado que la cuantificación de los caudales de los distintos elementos que intervienen en el balance puede ser a lo sumo estimada, y teniendo en cuenta la gran compartimentación de la unidad, donde no existe un manto acuífero único, sino varios pequeños y una red kárstica de funcionamiento complejo y en parte desconocido, no haré el cálculo de los balances.

Tan sólo añadiré que, pese a ser la unidad más pequeña de todas y por tanto con menos recursos, las extracciones por bombeos superan ampliamente la decena de hectómetros cúbicos por año; además, en algunos puntos puede tratarse de una explotación minera del agua (reservas). Todo ello es consecuencia del notable incremento de la demanda en los últimos años. Esta unidad es aproximadamente el límite del área de acuíferos con recursos excedentarios, *línea fatídica*, al sur de la cual la falta de agua actúa como limitante del desarrollo. Prueba de la escasez de agua en este área es que el abastecimiento de agua potable a Calpe se hace a partir de un sondeo situado en Orba, por lo que han sido necesarios más de 20 Km de conducción.

IX ANOTACIONES EN TORNO A LA CONTAMINACION DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS EN LAS UNIDADES ESTUDIADAS

I INTRODUCCION

ALBINET (1963) define la polución de las aguas como *«todo aporte extraño que, provocando el aumento de la concentración de tal o tales cuerpos contenidos en el agua, modifica esta constitución y la transfiere fuera de las normas previstas»*.

MARGAT (1968) enuncia la siguiente definición: *«polución es toda acción, toda introducción voluntaria o accidental de cuerpos que alteren la calidad química o física natural del agua subterránea»*.

CUSTODIO y LLAMAS (1976, p. 1897) matizan: *«cabe interpretar como polución el hecho de verter o introducir sustancias o propiedades extrañas al agua y contaminación el hecho resultante si degrada su calidad notablemente. Un agua polucionada sería la que ha recibido sustancias o propiedades extrañas (...) y resultará contaminada si resulta im potable o inapropiada a su uso»*. Estos mismos autores precisan que el uso del término contaminación o polución, en la práctica, se hace de forma indistinta para significar la misma cosa.

En lo que prácticamente todos los autores están de acuerdo es en señalar que la contaminación de las aguas es siempre el resultado de las actividades o imprudencias humanas, por lo que un agua subterránea cuya composición natural sobrepasa las normas de utilización para cualquiera de los usos que pueda tener, no se considerará contaminada.

Para este estudio adopto como criterio de contaminación la altera-

ción de las características físicas y/o químicas, y/o bacteriológicas de las aguas, como consecuencia de las actividades humanas, que las hagan inutilizables para la aplicación a que se destinaban. De esta manera, la contaminación se presenta como un concepto relativo, pues mientras que un agua puede estar contaminada, desde el punto de vista de la potabilidad, puede no estarlo para su uso en procesos industriales.

La noción de vulnerabilidad a la polución (MARGAT, 1968; ALBINET y MARGAT, 1970) de un manto acuífero, se refiere al hecho de «estar más o menos expuesto por las condiciones naturales a un riesgo dado de polución». Los mantos acuíferos estudiados, debido a su naturaleza kárstica, serían altamente vulnerables tan sólo protegidos en los bordes recubiertos por las margas de la formación Bélgida. La propagación del elemento contaminante se haría de forma rápida dentro del acuífero.

Pero más que analizar la vulnerabilidad a la polución en estas líneas, me voy a ceñir a indicar las principales fuentes potenciales de contaminación y algunos efectos ya comprobados de la misma. Debo señalar que no se trata de un estudio exhaustivo de la contaminación en el área, sino el reflejo de una serie de conocimientos adquiridos a lo largo de mis observaciones sobre la hidrogeología del sector. Soy consciente de que la contaminación de los acuíferos estudiados puede ser objeto de un estudio específico, ya que hay materia más que suficiente para ello. Sirvan estas líneas de planteamiento general del problema, y de señal de alarma, ante los notables riesgos que corren las aguas subterráneas.

2 PRINCIPALES FUENTES DE CONTAMINACION

2.1 GENERALIDADES

Antes de iniciar la descripción de las principales fuentes, creo necesario puntualizar algunos extremos sobre las mismas. De acuerdo con BABOT y SIMLER (1970) las fuentes de contaminación (tipos de polución, en la terminología de estos autores) pueden ser:

- *Localizadas o puntuales.* Sería el caso de una granja, fábrica, vertedero de basuras, etc... Estas fuentes pueden tener carácter accidental (accidente de carretera de vehículos que transportan productos nocivos), periódico (vertidos de fábricas azucareras), permanentes (vertedero de residuos sólidos urbanos...), etc.
- *Extensas.* Afecta a grandes superficies. Como ejemplo más característico se tiene la contaminación agrícola.

Lógicamente, existe toda una gama intermedia entre ambos tipos.

Un tipo especial de fuente de contaminación es el derivado de la mala gestión de la explotación de acuíferos costeros en conexión hidráulica con el mar.

2.2 UNIDAD SIERRA GROSSA

En la figura 128 he representado las principales fuentes de contaminación existentes en esta unidad. Dentro de las fuentes puntuales, se tienen las granjas, tanto porcinas como avícolas, de las que existen sobre la unidad unas 12, situadas en las proximidades de Ayelo de Malferit, Bellús, Pinet, Plá de Corral, Lugar Nuevo de San Jerónimo, Bárig y sierra de Barsella (oeste de Jaraco). Todas estas granjas se ubican sobre las calizas y/o dolomías, sin que se tomen especiales medidas de seguridad para evitar la contaminación potencial.

Los restos fecales y estiércol, y las aguas resultantes del lavado de la estabulación, se acumulan en las proximidades de las naves, desde donde son recogidos por camiones y utilizados como abono. La mayor parte del lixiviado y de los residuos líquidos se infiltran en el terreno, con la consiguiente contaminación de las aguas.

El sondeo Ayelo (núm. 9, de investigación, efectuado en el marco del PIHCMBJ) se encuentra a unos 30 m de una de estas granjas. Este sondeo capta las calizas de la formación Creu y tiene 301 m de profundidad. En tres análisis químicos de estas aguas (dos de ellos facilitados por Ind. Carn. S. S. A., y el otro efectuado específicamente para esta tesis) se detectó la presencia de materia orgánica con valores de 10 (11/11/75), 6,4 (11/11/75, tras 72 horas de bombeo) y 3,4 (15/11/76) mgr/l, respectivamente, expresada en cantidad de O₂ necesario para oxidarla. Asimismo, en las dos primeras muestras se determinaron nitrógeno amoniacal y nitritos, que dieron valores de 4,6 y 6,4 mg NH₄⁺/l; y 0, y 0,15 mgr/l de NO₂⁻. La existencia de nitrógeno amoniacal, cuya procedencia no es otra que la reducción de sustancias orgánicas (en este caso) o inorgánicas nitrogenadas (CATALAN, 1969), indica la presencia de un medio altamente reductor, en que los nitratos pueden pasar a NO₂⁻, y el SO₄⁼ a SH₂, que puede ser uno de los motivos por el cual las aguas del sondeo sean tan malolientes.

En un medio reductor con tanta materia orgánica como es éste, se favorece el ataque y puesta en disolución del ión Fe⁺⁺ (HEM, 1970), que puede entrar a formar parte de complejos orgánicos. En estos procesos pueden intervenir bacterias que aportarían la energía necesaria para la puesta en disolución del hierro, las cuales, a su vez, la tomarían de la oxidación de la materia orgánica (HEM, *op. cit.*). En el análisis de la

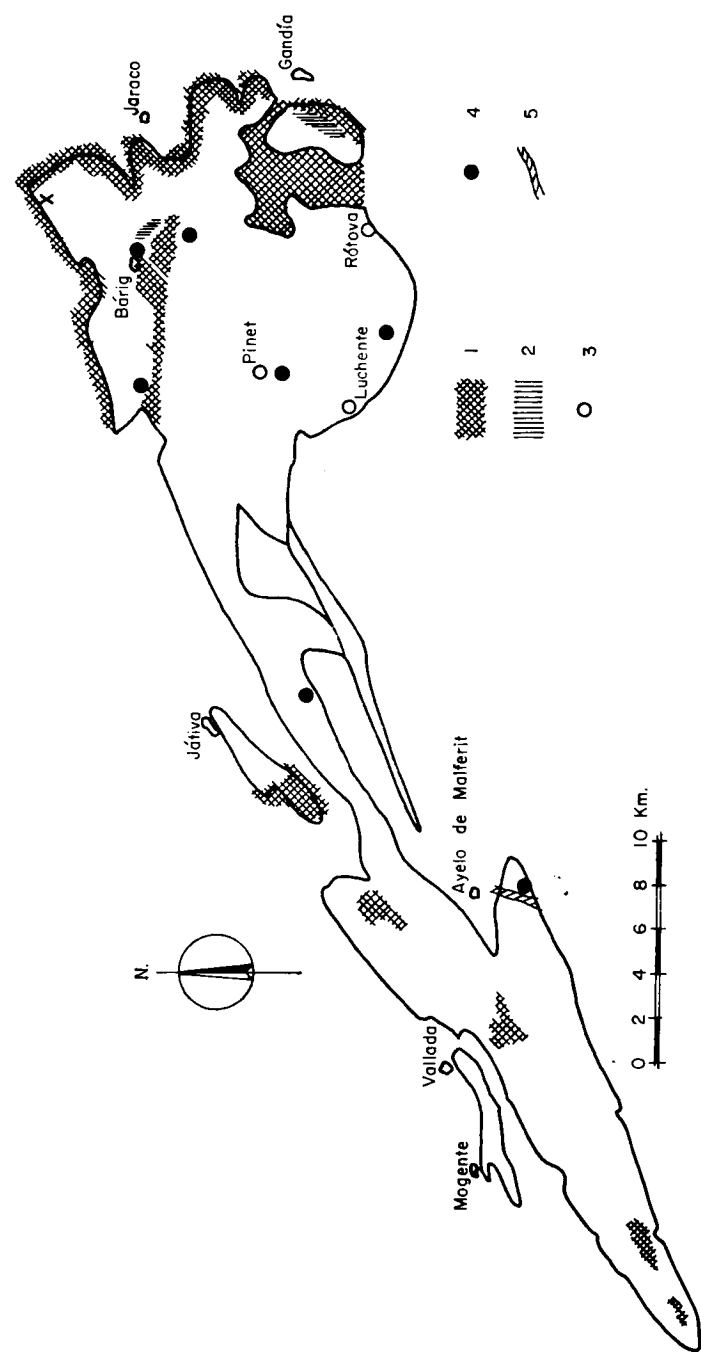


Figura 128.—Principales fuentes de contaminación existentes en la unidad sierra Grossa. 1: Abonos y pestidas; 2: Urbanizaciones (pozos negros); 3: Residuos líquidos urbanos; 4: Granjas (avicolas o porcinas); 5: Río contaminado en relación con el acuífero.

muestra recogida el 15/11/76, se midieron 4,5 mgr/l de Zn y 1,11 mgr/l de Fe (posiblemente ferroso en su totalidad), cuya fuente más probable es el entubado del sondeo.

Así pues, la contaminación por los residuos de la granja engloba contaminación de tipo orgánico, generalmente productos nitrogenados, más los debidos a reacciones con otros elementos, como consecuencia de la degradación de la materia orgánica. Pero además, los residuos animales contienen y son una buena base para la proliferación de microorganismos (bacterias y virus), cuyo contenido desconozco al no haberse realizado determinaciones.

Ignoro el área afectada por esta contaminación, clasificable como *orgánica*. En medios detríticos existen algunos estudios que ponen de manifiesto (*in* BABOT y SIMLER, 1970 y 1972) que a unos 150 m aguas abajo de la fuente de contaminación, el medio vuelve a ser oxidante con el paso del hierro bivalente a trivalente y los nitritos a nitratos. Desconozco resultados de estudios similares en medio kárstico.

Muchas de las restantes granjas existentes sobre los materiales de la unidad acuífera se encuentran próximas a obras de captación para consumo urbano. Tal es el caso de las de Bellús, que se sitúan cerca del manantial que abastece a la ciudad de Játiva, o las de Lugar Nuevo de San Jerónimo, que no quedan lejos de los sondeos de abastecimiento a Almiserat y Rótova.

No dispongo de datos que me permitan conocer si estas granjas contaminan, ni los efectos de la misma. En todo caso, los efectos observados en la granja de las proximidades de Ayelo ilustran de lo que puede suceder de no tomarse las debidas precauciones, que pueden consistir en una buena impermeabilización del emplazamiento y un control exhaustivo de los residuos y productos de lixiviado, para evitar que puedan infiltrarse en algún acuífero.

Los residuos líquidos y sólidos urbanos constituyen otras fuentes de contaminación. En sierra Grossa existen una serie de núcleos ubicados sobre los materiales acuíferos, cuyos residuos líquidos se arrojan sin depuración previa. Algunos de ellos disponen de estaciones depuradoras (Luchente), pero que no las hacen funcionar. Estos núcleos son: Pinet, Luchente, Almiserat, Rótova (todos ellos vierten los residuos líquidos al río Bernisa, que discurre sobre calizas, en las cuales se infiltran en su totalidad) y Bárig.

Los contaminantes potenciales presentes en las aguas residuales urbanas son muy diversos, desde detergentes hasta una serie de microorganismos —bacterias, parásitos, virus, etc., muchos de ellos patógenos, causantes de una serie de enfermedades —gastroenteritis, tuberculosis, hepatitis, disentería, etc.

El poder depurador del medio kárstico es, en general, poco importante, de ahí que los procesos contaminantes revistan una especial gravedad en este tipo de materiales. En sierra Grossa, el tramo 3) de la formación Creu, esencialmente detrítico, puede actuar como nivel depurador.

La proliferación de urbanizaciones en los últimos años, para las que se aprovechan los macizos calcáreos cuya ausencia de suelo los hace inutilizables en agricultura, es otra fuente potencial de contaminación; muchas de ellas carecen de red de alcantarillado, por lo que emplean una red de evacuación de residuos líquidos, sean pozos negros, o fosas sépticas, que realmente son balsas de infiltración, o a lo sumo se efectúa en ellas un tratamiento primario. En la figura 128 se han representado dos áreas urbanizadas (la Drova, junto a Bárig, y la sierra de Falconera, al oeste de Gandía).

Los residuos sólidos urbanos de las poblaciones ya citadas se vierten de forma descontrolada sobre el terreno. Algunos vertidos se utilizan como abonos y en otros se queman burdamente los compuestos combustibles que los forman. Además de los vertidos de los núcleos citados existe uno en el extremo nororiental en el que se vierten las basuras de Tabernes de Valldigna; previa trituración y mezcla, se venden como abono. Parte del vertedero se ubica sobre un pie de monte poco desarrollado, y parte sobre las calizas de la formación Creu.

En la composición de los residuos sólidos urbanos intervienen una serie de materias, tales como cartones y papeles, plásticos, maderas, vidrio, restos de comida, etc., algunos de los cuales son inertes o difícilmente degradables. La descomposición y degradación de las basuras (*in BABOT y SIMLER, 1972*) da lugar a una serie de elementos contaminantes que se infiltran *in situ* o son arrastrados por las aguas de escorrentía (lixiviado), para infiltrarse aguas abajo; estos contaminantes pueden ser sales normales (de Na⁺, K⁺, etc.); materia orgánica, nitratos, nitritos y amoníaco; metales; microorganismos, etc.

La degradación de la materia orgánica que forma parte del vertido, se hace en condiciones aerobias (parte superior del vertedero) y/o en condiciones anaerobias (parte inferior). En condiciones aerobias los productos resultantes de la descomposición son CO₂, NH₃ y H₂O, mientras que en condiciones anaerobias se forman NH₃, CO₂ y CH₄ (*WASMER, 1969; in op. cit.*), de ahí los fuegos espontáneos que se pueden producir en los vertederos no controlados.

Otra fuente potencial de contaminación son las aguas del río Clariano a su paso por el cañón de Ayelo, que de acuerdo con los aforos efectuados aguas arriba y abajo de los afloramientos calizos, alimentan al acuífero. El río Clariano actúa de gran colector de los residuos líquidos urbanos industriales de la ciudad de Onteniente, núcleo industrial más impor-

tante del valle del Albaida; la industria dominante es la textil. Con esta carga de contaminantes pasa el río Clariano por el cañón de Ayelo, con aguas de color negruzco y olor nauseabundo. Es posible que las aguas infiltradas del río tengan incidencia en la contaminación detectada en el sondeo Ayelo, número 9 del inventario.

Las simas y tajos en los macizos kársticos han sido vertedero de toda clase de inmundicias desde tiempo inmemorial en casi todas las regiones calcáreas de todos los países; sierra Grossa no constituye una excepción. De forma predominante, se suelen arrojar en las simas los animales muertos (*HIDALGO y FERNANDEZ-RUBIO, 1974*), que en los casos de epidemias pueden alcanzar grandes cantidades de cabezas.

Al respecto, son interesantes las observaciones que *PLA (1953)* hace del fondo del avenc de Cuatretonda: «*Los restos de animales, camas, ropas y utensilios de enfermos contagiosos que era costumbre arrojar a esta sima... El agua atraviesa todo este caos de podredumbre y basuras...*». En la actualidad la peligrosa costumbre sigue; así, por ejemplo, durante las Jornadas Espeleológicas de Pinet (*1975*), los espeleólogos encontraron los fondos de varias simas próximas a Bárig cubiertos de gallinas muertas; en abril de este año, en el interior de dos simas próximas a Pinet, un grupo de espeleólogos del C. E. V. encontró una decena de cerdos en avanzado estado de putrefacción (comunicación personal de *P. IBAÑEZ*, integrante del grupo).

Los nitritos, amoníaco, nitratos, así como toda una serie de productos intermedios en la putrefacción y degradación de los cadáveres de animales —cadaverina y putrescina—, junto con los microorganismos patógenos, pueden ser los elementos contaminantes derivados de esta fuente de contaminación.

Las concentraciones elevadas en sales de las aguas del sector de la Mortera pueden constituir un caso especial de contaminación, aunque carezco de datos que lo demuestren. Como ya expuse, estas aguas presentan facies clorurada sódica, cuando la facies más común de las aguas de la unidad es bicarbonatada cálcica. Los propietarios de las captaciones afirman que tan sólo tras algunos años de extracciones en los pozos, notaron los efectos perjudiciales en los cultivos y que las aguas se salinizaron de forma progresiva. De ser ello cierto, la influencia de los bombeos podría ser responsable del deterioro de la calidad química de las aguas; ello se puede explicar con tan sólo invocar una estratificación de las aguas subterráneas, de concentración creciente en profundidad. La modificación introducida por las extracciones ha podido romper el equilibrio natural, lo cual daría origen a una homogeneización de la concentración de las aguas en profundidad, o una especie de «*intrusión salina*».

Finalmente, la principal fuente de contaminación extensa sería la de-

rivada de los productos utilizados en agricultura: abonos y pesticidas. Las áreas de regadío, en las que se cultivan cítricos y productos hortícolas esencialmente, se localizan de forma preferencial en el extremo oriental, polje de Marchuchera y borde con la plana de Gandía-Denia, donde el cultivo en bancales que jalonan las laderas calizas es una práctica corriente. Además existen regadíos en los poljes de Bárig y Plá de Corral, borde meridional y occidental de la subunidad sierra de Bernisa y flanco oriental del sector de la Mortera.

Existen otros sectores sobre sierra Grossa donde se emplean abonos, fertilizantes y pesticidas, aunque se cultivan productos de secano (trigo, vid y frutales); se trata de los poljes abiertos del extremo occidental de la unidad, del sur de Vallada y los de la Mortera. Los abonos utilizados son tanto orgánicos como artificiales. Dentro de los primeros es especialmente reputado el formado por las excretas de las aves de corral. En ambos tipos de fertilizantes los compuestos principales que intervienen son los nitratos, fosfatos y potasas (CUSTODIO, 1976; CALVIN, 1976), de los cuales los fosfatos y la potasa tienen poca movilidad y son pronto fijados por el suelo.

Los nitratos son por tanto los compuestos más móviles y por ello los que más fácilmente pueden pasar a formar parte de las aguas subterráneas, especialmente si no se dosifica bien el abonado (LALLEMAND-BARRES, 1974). Los análisis químicos efectuados de las aguas de esta unidad reflejan de forma clara los efectos del abonado de las tierras. Las mayores concentraciones de NO_3^- se han medido en aguas de captaciones situadas en áreas de regadío (núms. 95, 100 y 105, con 111, 110 y 190 mgr/l, respectivamente, situadas en el extremo oriental).

La presencia de nitratos en las aguas potables es especialmente peligrosa para la población infantil, debido a que son reducidos a nitritos por las bacterias presentes en su medio gástrico (CATALAN, 1969), y estos últimos tienen una acción metahemoglobizante, con el consiguiente riesgo de cianosis. También se puede producir la reducción de los nitratos a nitritos por el hervido del agua de los biberones (LALLEMAND-BARRES, 1974).

El término *pesticida* es el nombre genérico que se da a todos aquellos productos utilizados para proteger al hombre y sus producciones, tanto agrícolas como industriales, de los organismos perjudiciales, animales o vegetales (*in* BABOT y SIMLER, 1970); los más empleados en agricultura son los insecticidas, fungicidas y herbicidas. Existe una gran gama de tipos, en los que intervienen toda una serie de elementos diferentes. En 1962 existían ya unos 500 tipos de pesticidas con unas 54.000 formulaciones distintas (*op. cit.*). Los más comúnmente utilizados son los organo-

clorados, organofosforados y los compuestos orgánicos de la urea y tiourea.

Los pesticidas son en general muy poco solubles en el agua, salvo aquellos que deben ser empleados para actuar en ella. A pesar de su poca solubilidad, algunos, aun en muy bajas concentraciones, son extremadamente tóxicos (D. D. T., por ejemplo, cuyo uso está prohibido en nuestro país, y en muchos otros). En el hombre se suelen acumular de forma especial en los tejidos adiposos (*op. cit.*).

Los tipos de análisis efectuados en este estudio no permiten determinar la presencia de contaminación por pesticidas, lo cual no quiere decir que no pueda existir. Los regadíos sobre áreas permeables, tanto con aguas superficiales como subterráneas, aunque con mayor intensidad en las segundas, llevan consigo un incremento en la concentración iónica de las aguas subterráneas, como consecuencia del reciclaje, que en muchos casos pueden sobrepasar los límites máximos aceptados para algunas de las aplicaciones útiles del agua (CUSTODIO, 1976).

2.3 UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

Las fuentes de contaminación existentes en esta unidad son prácticamente de idéntica naturaleza a las de la unidad descrita. En la figura 129 presento las que he inventariado.

Tan sólo conozco la existencia de una granja en esta unidad, que se sitúa junto al manantial de las Aguas (núm. 55, entre Oliva y Pego).

Las urbanizaciones, muy posiblemente sin red de alcantarillado, son

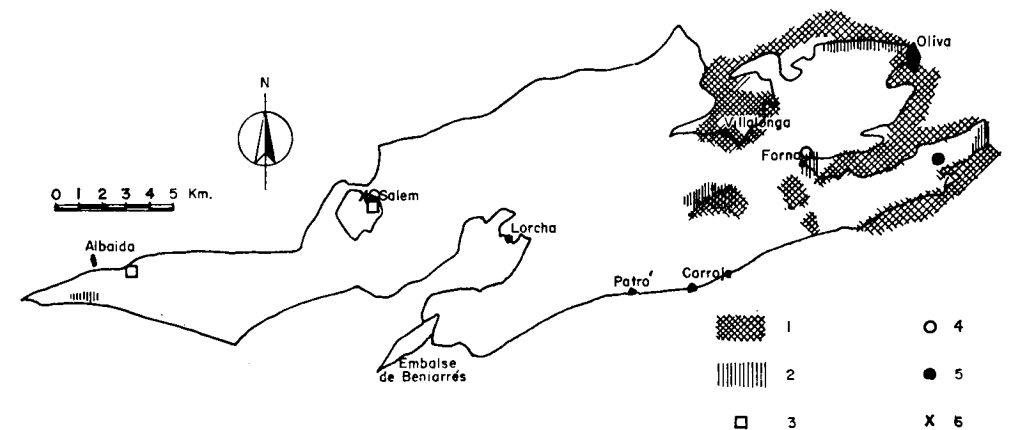


Figura 129.—Principales fuentes de contaminación existentes en la unidad Benicadell-Almirante-Gallinera. 1: Abonos y pesticidas; 2: Urbanizaciones. 3: Industria; 4: Residuos líquidos; 5: Granjas; 6: Vertedero.

muy numerosas, especialmente en el extremo oriental (Oliva, Forna, Plá de la Llacuna y sierra de Mustalla) y son muchas más las previstas para un futuro próximo. Constituyen unas fuentes de contaminación potencial, y quizá actual, aunque no dispongo evidencias de ello.

En los análisis químicos se ha detectado la presencia de materia orgánica (aguas de los puntos núms. 4 y 19, con 1,14 y 0,4 mgr O_2/l , respectivamente), aunque posiblemente no sea indicio de contaminación; su origen se puede deber al lavado de suelos (CATALAN, 1969).

Otras fuentes de contaminación las constituyen los residuos urbanos líquidos y sólidos. Afortunadamente, son poco numerosos los pueblos ubicados sobre los materiales calizos, y, en general, con pocos habitantes (Salem, Lorcha —en parte—, Forna, Patró y Carroja).

El sondeo de abastecimiento de aguas potables a Puebla del Duc (número 11) se sitúa en las proximidades de Salem, muy cerca del barranco al que se arrojan los residuos líquidos urbanos; los residuos sólidos se vierten también muy cerca. En un análisis de las aguas del sondeo, efectuado a principios del año 1977 por la Jefatura de Sanidad, se detectó la existencia de colis fecales, del grupo *Escherichia Coli*, aunque no en cantidades alarmantes (comunicación personal del señor Alcalde de Puebla del Duc). La presencia de *E. Coli* es una evidencia inequívoca de contaminación de origen fecal. Posteriormente a este hecho, se han llevado a cabo las obras pertinentes para conducir los vertidos líquidos fuera del área de influencia del sondeo, aunque el emplazamiento del vertedero de basuras no ha sido cambiado, con lo cual persiste el riesgo latente de contaminación.

Otra fuente de contaminación de las aguas subterráneas de la unidad son las aguas del río Serpis, cloaca de Alcoy, río en el que se vierten los residuos de la ciudad (líquidos urbanos e industriales; Alcoy es el principal centro industrial del área). Además, aguas abajo de Alcoy, en Alcocer de Planes, se vierten al río los residuos de una industria papelera que además de tratar las pastas celulósicas traídas de otros puntos las fabrica.

Todas estas aguas van a parar al embalse de Benjarrés, algo depuradas en su recorrido. Como ya indiqué, las aguas del embalse pueden alimentar a la unidad en un caudal que he estimado comprendido entre 3 y 10 $Hm^3/año$. De esta manera pueden pasar a las aguas del acuífero contaminantes de tipo orgánico, biológico, detergentes, sustancias químicas minerales, etc., aunque quedarían muy diluídas en el conjunto de las entradas a la unidad. Aguas abajo del embalse, estimo que las aguas del río no deben contaminar al acuífero, dado que el acuífero alimenta al río.

Existen algunas industrias dentro de la unidad, fuentes potenciales de contaminación, tres de las cuales he inventariado. Se trata de una in-

dustria textil en las proximidades de Adzaneta de Albaida, otra de fabricación de papel a partir de pastas, situada en Lorcha, y una fábrica de calzado, en Salem.

Tanto la industria textil como la papelera emplean grandes cantidades de productos colorantes en sus procesos. La fábrica de calzado no es de gran envergadura, y arroja sus vertidos a la red de alcantarillado del pueblo, que como ya señalé, vierte finalmente fuera del radio de influencia del sondeo de abastecimiento de Puebla del Duc, sobre materiales impermeables (formación Bélgida).

Los productos utilizados en agricultura constituyen otra fuente de contaminación (abonos y pesticidas). Las áreas cultivadas ocupan grandes extensiones en esta unidad y en especial en el borde oriental (Plá de la Llacuna, poljes de Forna y todo el borde con la plana de Gandía-Denia). El contenido en NO_3^- de las aguas de la unidad, aunque puede tener más de un origen, gran parte del mismo puede ser consecuencia de los fertilizantes utilizados en agricultura. De las 98 muestras de agua analizadas, 15 registran más de 5 mgr/l de NO_3^- , 43 entre 5 y 15 mgr/l, 27 entre 15 y 30 mgr/l, 11 entre 30 y 50 mgr/l, y 2 más de 50 mgr/l.

Finalmente, las aguas con alto contenido en sales de los manantiales de la sierra de Mustalla no se pueden considerar contaminadas, de acuerdo con la definición adoptada.

2.4 UNIDAD ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

En esta unidad no existen muchas fuentes potenciales de contamina-

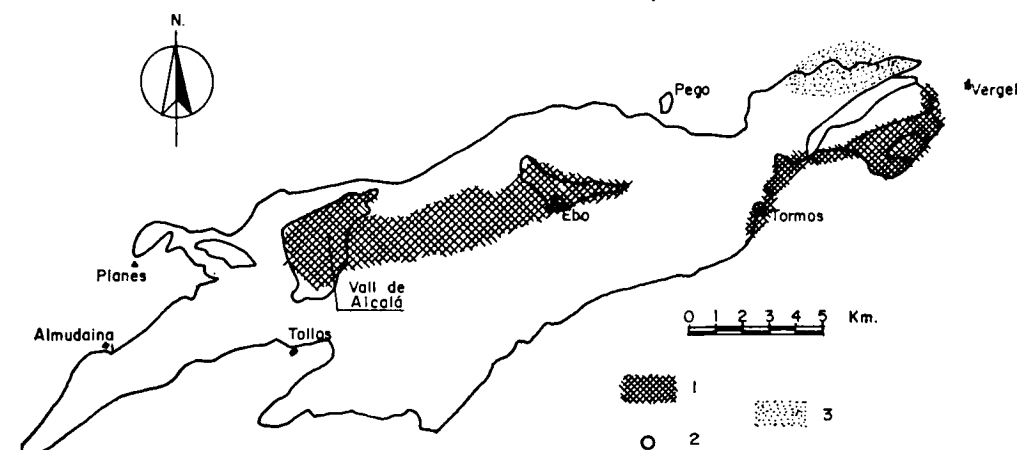


Figura 130.—Principales fuentes potenciales de contaminación existentes en la unidad Alfaro-Medioidia-Segaria. 1: Abonos y pesticidas; 2: Residuos líquidos urbanos; 3: Bombeos de drenaje excesivos (intrusión marina).

ción, en parte debido a lo abrupto e inhóspito del relieve y a la poca productividad de los suelos, que ha influido en que no se instalen núcleos urbanos importantes sobre ella, y que la actividad humana sea reducida. Las principales se reflejan en la figura 130.

Los residuos líquidos y sólidos urbanos de los pocos pueblos existentes sobre los materiales de la unidad (Ebo, Vall de Jovada y Tormos), pueden constituir una fuente potencial de contaminación, aunque debido al poco volumen de contaminantes que pueden aportar la contaminación sería mínima.

En el pozo de abastecimiento a Tormos, excavado junto al manantial del mismo nombre (núm. 8), se detectó la existencia de 0,01 mgr/l de NO_2^- en sus aguas (15/04/77); según las normas de potabilidad vigentes en España, estas aguas no serían potables por este hecho. Aunque el NO_2^- puede estar presente en las aguas subterráneas, sin que ello sea indicio de contaminación (CATALAN, 1969), en este caso se puede deber, a una contaminación de tipo orgánico procedente de las aguas residuales de un chalet próximo que vierte sus aguas en una fosa séptica. También es posible que pueda ser debido a deficiencias en la red de alcantarillado del citado municipio.

En esta unidad existe contaminación de las aguas subterráneas debido a que se bombea bajo el nivel del mar en el borde nororiental (finca Rincón del Rosario), con el fin de drenar el área. Esto ha llevado consigo la intrusión de las aguas del mar en el continente, que contaminan parte del acuífero (aguas del punto acuífero núm. 18). De haberse tomado las debidas precauciones se podría haber evitado esta contaminación, al menos en parte (PULIDO-BOSCH, 1976 c).

Los abonos y pesticidas son otra fuente potencial de contaminación, quizá la más importante. Existen cultivos de regadío a lo largo de todo el borde oriental, parte de los mismos sobre las calizas, como consecuencia del empleo del abancalamiento en las laderas de las montañas. Los cultivos de secano se efectúan en gran parte del interior de la unidad, para lo cual aprovechan el tramo margoso (C_2) de la formación Creu y las arcillas de decalcificación. En este sector se cultiva la vid, el almendro, el algarrobo y otros frutales de hueso. La vid precisa de una serie de tratamientos contra las plagas, que aunque son productos poco solubles, pueden ser arrastrados hasta el interior del acuífero.

También existen muchas cabezas de ganado que pastan por la montaña (más de 500 cabezas en el núcleo de Tormos), cuyos excrementos pueden constituir una fuente potencial de contaminación.

Los cadáveres de animales muertos arrojados en las simas y orificios en las calizas («neveras», que son una especie de pozos de gran diámetro en donde hasta tiempos relativamente recientes se guardaba la nieve

invernal para ser vendida en verano) pueden constituir igualmente una fuente potencial de contaminación. En el interior de la «nevera» existente en las proximidades de Alcalá se pueden observar varios esqueletos de animales.

2.5 UNIDAD PEÑÓN-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

En esta unidad adquieren un especial desarrollo las urbanizaciones que ocupan gran parte de las laderas del Montgó, Tossalet, Tosal y alrededores de Orba (fig. 131). En general, carecen de red de alcantarillado, por lo que utilizan fosas sépticas o pozos negros para la evacuación de los residuos líquidos, con el consiguiente riesgo de contaminación.

Los sondeos de abastecimiento a Orba y Calpe se ubican próximos a urbanizaciones, por lo que puede existir un alto peligro de polución, si no se toman medidas (el Alcalde de Orba, en fecha reciente, ha solicitado un estudio al IGME para determinar este extremo).

Los residuos líquidos y sólidos urbanos constituyen igualmente una fuente potencial de contaminación. Los vertidos sólidos de Denia se que man de forma descontrolada en las laderas del Montgó. Otros núcleos que se ubican sobre materiales permeables de la unidad, totalmente o en parte, son Pedreguer, Gata de Gorgos y Jávea.

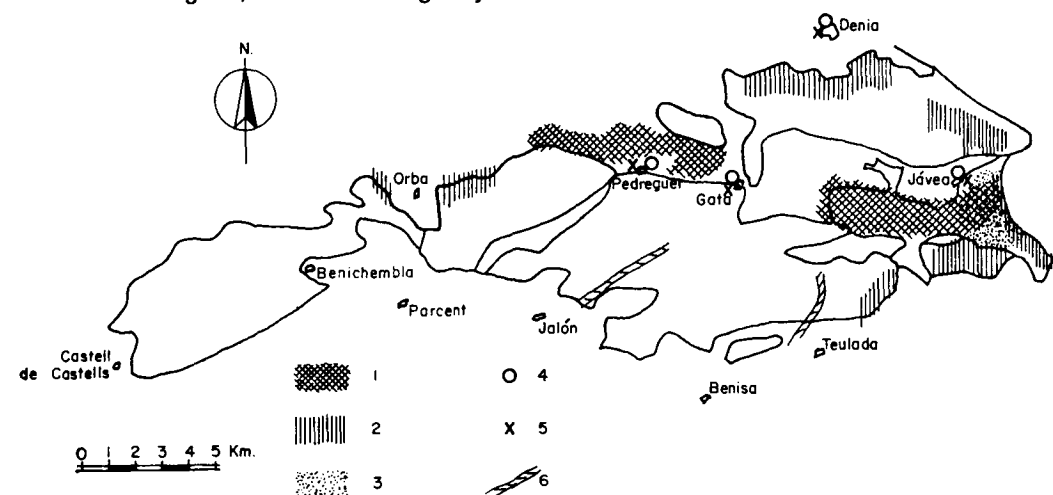


Figura 131.—Fuentes potenciales de contaminación en la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó. 1: Abonos y pesticidas; 2: Urbanizaciones; 3: Intrusión marina; 4: Residuos líquidos urbanos; 5: Residuos sólidos urbanos; 6: Barranco o río posiblemente contaminado, que está en relación con el acuífero.

Los residuos sólidos de Orba se vertían sobre los materiales de la formación Jaraco, al sur de la población, aunque eran recubiertos por materiales impermeables y de derribo.

Los residuos líquidos de los pueblos de Castell de Castells, Benichembla, Parcent, Alcalalí, Jalón y Lliber, van a parar al río Gorgos antes de que sus aguas se infiltren totalmente en los materiales de la formación Jaraco. El riesgo de contaminación por estos residuos es, por tanto, muy elevado.

Asimismo, los residuos líquidos de Teulada, sin depuración de ningún tipo, se arrojan al barranco de la Horta (o Teulada), los cuales se infiltran totalmente en las calizas de la formación Creu de la sierra de Soldetes. Al elevado riesgo de contaminación hay que añadir el olor nauseabundo a lo largo del cañón por donde discurren los residuos; la carretera nacional 332 cruza todo el cañón.

Las extracciones incontroladas en el acuífero detrítico de Jávea han originado la contaminación del mismo por la intrusión del agua de mar. Se miden concentraciones en sales superiores a 4 gr/l y la invasión afecta hasta unos 3 Km de distancia del mar. En este mismo acuífero existe un alto riesgo de contaminación por fertilizantes y abonos, ya que se cultivan unas 660 Has de cítricos y productos hortícolas.

Entre Gata de Gorgos y Orba, existe igualmente riesgo de contaminación por abonos y pesticidas, debido a que todo el borde septentrional de la subunidad Castell de la Solana se encuentra ocupado por cultivos de regadío (cítricos en su mayoría).

En resumen, las fuentes potenciales de contaminación de las aguas subterráneas de las unidades estudiadas son relativamente numerosas, a pesar de ser un área montañosa y agreste. La ignorancia y/o la inconsciencia de las personas pueden dar lugar a la contaminación de las aguas subterráneas, de consecuencias, en determinados casos, imprevisibles.

X RESUMEN Y CONCLUSIONES

El resumen y las principales conclusiones, obtenidas en los diferentes aspectos abordados en este trabajo, los voy a exponer por el mismo orden seguido en la Memoria: Climatología (1), Hidrología (2), Geología (3), Geomorfología kárstica (4), Hidrogeología (5) y Contaminación (6).

Pero antes debo recalcar, de nuevo, el carácter general de este estudio hidrogeológico, que se puede clasificar de «regional», y que pretende servir de base a futuras investigaciones en campos más específicos.

CLIMATOLOGIA

1.1 Dentro de la región estudiada he diferenciado tres sectores climáticos: litoral, de transición e interior. En el primero la temperatura media anual es superior a los 17° C; en éste he considerado dos subsectores de acuerdo con la pluviosidad: uno septentrional, de precipitación media superior a 700 mm, y otro meridional, donde no se alcanza este valor.

El sector interior, de marcada influencia continental, registra precipitaciones inferiores a los 500 mm; ocupa el extremo occidental del área estudiada. Las temperaturas medias anuales oscilan entre 15,5° C y 14° C, con una oscilación media mensual superior a los 16° C. El sector de transición presenta características climáticas intermedias entre ambos.

1.2 Los valores de la evapotranspiración real media, obtenidos por los métodos de THORNTHWAITE, COUTAGNE y TURC, son de 440, 545 y 577 mm, respectivamente.

HIDROLOGIA

2 La realización de embalses de superficie en los ríos del área, además de laminar las avenidas catastróficas, permitiría regular la escorrentía superficial e incluso recargar a los acuíferos existentes, en su papel de embalses reguladores naturales. El embalse de Isbert, en el río Girona, actúa como una gran balsa de recarga.

GEOLOGIA

3.1 Los materiales representados, que he agrupado para su estudio en unidades litoestratigráficas, presentan facies desde continentales hasta marinas someras, con algunos episodios marinos más profundos. De forma general, los materiales de facies continentales se sitúan hacia el Norte, mientras que hacia el Sur las facies de los materiales son esencialmente litorales y/o marinas.

3.2 Los materiales de edad Oligoceno (?) Mioceno (formaciones Tollos, Benigánim y Bélgida), se depositan en discordancia sobre los terrenos más antiguos. Los materiales de edad Paleoceno-Eoceno faltan en la mayor parte del área, especialmente en la mitad septentrional.

Además de esta gran discordancia regional, existe otra, de tipo erosivo, entre los materiales de las formaciones Tollos (Oligoceno ? Mioceno) y Benigánim.

3.3 Los sedimentos depositados sobre los materiales de la formación Bélgida, lo hacen en discordancia angular y erosiva, y corresponden a depósitos poco extensos del Mioceno terminal (?) y Pliocuaternario.

3.4 Desde el punto de vista tectónico, la estructura del área estudiada se caracteriza por la existencia de pliegues de dirección ENE, en general de grandes dimensiones, de vergencia NNO y flancos septentrionales cabalgantes. La complejidad de las estructuras aumenta de Norte a Sur.

En el extremo nororiental existe un área sin claras alineaciones tectónicas, que CHAMPETIER (1972) denomina «zona de interferencia entre Prebético e Ibérico». En ella coexisten pliegues en domo con otros de dirección NNO y ENE.

3.5 La halocinesis y diapirismo de las arcillas y evaporitas del Trías —nivel de despegue de la cobertera plegada— han jugado un notable papel en la paleogeografía de la cuenca, y en determinados casos han podido condicionar la estructura tectónica final (diapiros de Barcheta y Jalón, proximidades de Vallada y Ayelo de Malferit).

3.6 En el plegamiento principal, que afectó al área, están involucrados los materiales de la formación Bélgida (Mioceno Medio-Superior ?). El plegamiento que dio origen a la Cordillera Ibérica (pliegues de dirección ONO a NNO), sucedido entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior, debió afectar de forma más o menos amortiguada a la mayor parte de la cuenca estudiada, aunque sus efectos son más notables en el extremo nororiental.

3.7 El basculamiento que presentan los materiales asignados al Mioceno terminal, y Plioceno en algunos sectores, se interpreta como debido a la halocinesis de los materiales triásicos, que habría continuado después del plegamiento principal.

GEOMORFOLOGIA KARSTICA

4 La distribución de las principales formas kársticas, existentes en el área, está regida por factores litológicos, estructurales y climatológicos. *Existen formas kársticas tanto en calizas y dolomías, como en yesos, areniscas, arenas y conglomerados, travertinos y brechas calizas.*

HIDROGEOLOGIA

5.1 He considerado cuatro grandes unidades hidrogeológicas, que corresponden a las cuatro grandes alineaciones montañosas del relieve. Los materiales acuíferos son esencialmente calizas y dolomías, de permeabilidad por fisuración y karstificación; localmente, la permeabilidad por porosidad primaria puede ser notable. Los potentes niveles margosos miocénicos, que ocupan los sinclinales que separan los antiformes de materiales carbonatados, constituyen la mayor parte de los bordes impermeables.

5.2 Los materiales que componen las tres unidades septentrionales, de las cuatro definidas, se comportan como acuíferos de gran heterogeneidad y anisotropía internas. Los materiales de la unidad meridional (Peñón-Castell de la Solana-Montgó) se comportan más como una red kárstica que como un manto acuífero; la existencia de intercalaciones de margas más o menos rítmicas ha condicionado la génesis de un karst incompleto (mero-karst), sin una zona de saturación definida.

5.3 En la unidad más septentrional —sierra Grossa— se pueden diferenciar bien cuatro subunidades; además, los materiales que rellenan el polje de Bárig constituyen un acuífero colgado.

5.3.1 Esta unidad drena a cota 130 m al río Albaida, y a cotas inferiores a 70 m, a través del borde oriental; se pone de manifiesto la exis-

tencia de una divisoria hidrogeológica entre ambos lugares, cuyo trazado coincide aproximadamente con las fallas de Pinet.

5.3.2 La fluctuación de nivel piezométrico del acuífero es mucho más acusada en las áreas de recarga que en las de descarga; *la misma está regida de forma primordial por la cantidad y distribución de las precipitaciones, y por las extracciones en pozos y sondeos.*

5.3.3 *No existe una relación clara entre los caudales obtenidos en las captaciones y el espesor de acuífero captado; cerca del 60 por 100 de las captaciones existentes en la unidad registran caudales específicos superiores a 5 l/s/m. El rendimiento de los sondeos se ve incrementado notablemente con el desarrollo por acidificación.*

5.3.4 Los parámetros hidráulicos del acuífero son muy variables, de unos puntos a otros; asimismo, la predicción del rendimiento de una nueva captación es extremadamente difícil.

El acuífero, relativamente homogéneo considerado en su conjunto, presenta gran heterogeneidad y anisotropía a escala puntual.

5.3.5 La temperatura normal de las aguas del acuífero oscila alrededor de 18° C. Existen aguas termales en el área de descarga de Bellús (19,5 a 29° C), *termalismo que justifico a partir de aguas meteóricas, de acuerdo con un esquema normal de circulación y un gradiente geotérmico también normal.*

5.3.6 La concentración salina de las aguas de esta unidad es en general baja, y sólo excepcionalmente supera los 500 mgr/l. Las aguas presentan facies bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica. No obstante, existe un sector del acuífero (La Mortera) cuyas aguas registran alto contenido en sales, y son de facies clorurada sódica; este hecho lo explico como consecuencia de la disolución, por las aguas subterráneas, de sales ligadas a los materiales del grupo València (facies Keuper).

5.3.7 *El contenido iónico de las aguas varía considerablemente en el espacio y en el tiempo.*

5.3.8 Las aguas de la unidad son en general potables, de acuerdo con su composición química; localmente, el exceso de sales (sector de la Mortera) o la contaminación (NO₃⁻ y Zn⁺⁺), las transfieren fuera de los límites establecidos de potabilidad.

5.3.9 La infiltración directa del agua de lluvia constituye la principal fuente de alimentación del acuífero. El porcentaje infiltrado oscila alrededor del 50 por 100; la respuesta del acuífero ante esta excitación se hace de forma casi inmediata.

5.3.10 *Las fórmulas empíricas de THORNTHWAITE, COUTAGNE y TURC, que permiten el cálculo de la evapotranspiración real, y por diferencia, la lluvia útil, no son aplicables para estos acuíferos kársticos. Proporcionan valores de infiltración por defecto; el método teórico cuyos resultados se*

aproximan más es el de THORNTHWAITE. Estos métodos no son aplicables debido a la ausencia casi generalizada de suelos y vegetación, y a la presencia de numerosas formas exokársticas abiertas, que absorben instantáneamente la mayor parte de la lluvia caída.

5.3.11 *La estimación de la infiltración del agua de lluvia por el método del balance de cloruros, se revela de gran precisión en este acuífero.*

5.3.12 En la actualidad, el volumen de agua extraída por bombeo del acuífero es inferior al 25 por 100 de los recursos medios, por lo que es una unidad insuficientemente regulada.

5.3.13. Los resultados obtenidos para el balance de los años 1974/75, 1975/76, año húmedo, año medio y año seco, se reflejan en el cuadro 27.

Componentes		Año				
		1974/75	1975/76	Húmedo	Medio	Seco
SALIDAS	Manantiales	68-78	85-95			
	Bombeos	23	23			
	Salidas ocultas	18	18-20	?	?	?
	TOTAL	109-119	126-138	?	?	?
ENTRADAS	Inf. rños	3-5	3-5	?	3-5	?
	Inf. lluvia	106-114	120-135	210-235	122-134	56-62
	TOTAL	109-119	125-140	210-235+?	125-139	56-62+?

Cuadro 27.—Resumen de los balances hídricos de la unidad sierra Grossa (cifras en Hm³/año).

5.4 La unidad Benicadell-Almirante-Gallinera constituye un holokarst asimilable a un acuífero único; en el flanco septentrional existen pequeños acuíferos aislados.

5.4.1 El 86,5 por 100 de los pozos, de caudal conocido, inventariados en esta unidad, superan los 20 l/s; el 60 por 100 registran caudales específicos superiores a 2 l/s/m. A escala puntual, los parámetros hidráulicos presentan valores muy variables.

5.4.2 *Para caudales pequeños, la afluencia del agua a las captaciones puede tener lugar en régimen laminar.*

5.4.3 El drenaje de la unidad se realiza, de forma principal, por dos lugares: al cauce del río Serpis, entre Lorcha y Villalonga, a cota variable, y por los manantiales de la sierra de Mustalla, a cotas comprendidas entre 3 y menos de 1 m.

5.4.4 El termalismo de las aguas de los manantiales de la sierra de Mustalla lo explico mediante el esquema normal de circulación de las aguas en un medio heterogéneo y anisótropo, aunque no descarto otros mecanismos más complejos.

Asimismo, considero que el elevado contenido en sales de estas aguas, se debe a la mezcla de agua continental dulce con agua marina, en un porcentaje variable en el tiempo, y decreciente hacia el interior del continente.

5.4.5 Las aguas de la unidad (sin incluir las de los manantiales de la sierra de Mustalla) presentan, en general, facies bicarbonatada cálcica y baja concentración salina. Son potables y utilizables en agricultura sin prácticas especiales.

5.4.6 La infiltración directa de la lluvia constituye el principal elemento de recarga de la unidad, seguido de las entradas subterráneas a través del borde occidental y de la infiltración en cauces superficiales.

5.4.7 Los resultados obtenidos para el balance de los años 1974/75, 1975/76, medio, húmedo y seco, se reflejan en el cuadro 28.

Componentes		Año				
		1974/75	1975/76	Medio	Húmedo	Seco
SALIDAS	Manantiales	88-101	75-58			
	Bombeos	12	12	?	?	?
	Laterales subt.	10-15	10-15			
	TOTAL	110-128	97-115	-	-	-
ENTRADAS	Laterales subt.	10-20	10-20	10-20	?	?
	Inf. ríos	6-16	10-16	6-16	?	?
	Inf. lluvia	92-94	78-82	73-78	147-156	33-35
	TOTAL	108-130	98-118	89-114	147-156+?	33-35+?

Cuadro 28.—Resumen de los balances hídricos de la unidad Benicadell-Almirante-Gallinera (cifras en $Hm^3/año$).

5.5 Los materiales de la unidad Alfaro-Mediódía-Segaria constituyen un holokarst, asimilable a un manto acuífero; los materiales de la formación Infierno pueden constituir un acuífero profundo, independiente del principal. Se desconoce el muro impermeable del embalse, así como su constitución y geometría.

5.5.1 El sentido general de la esorrentía subterránea es Oeste-Este, con un gradiente hidráulico alto, lo que interpreto como consecuencia de que la transmisividad media de los materiales acuíferos es baja.

5.5.2 El drenaje de la unidad se efectúa a lo largo del borde oriental, a cotas comprendidas entre 2 m (Balsa Sineu) y 70-100 m (Cava-Tormos). Los manantiales temporales de Sagra y Tormos los justifico como «*trop-pleins*» de la Cava (galería drenante).

5.5.3 Interpreto el origen de las aguas termosalinas existentes en esta unidad de forma similar al de las aguas de los manantiales de la sierra de Mustalla, aunque parte de la salinización puede ser debida a un fenómeno de intrusión marina, como consecuencia del drenaje descontrolado de parte de la marjalería.

5.5.4 Las aguas de la unidad, excepción hecha de las localizadas en las proximidades de la marjalería de Pego (cloruradas sódicas), presentan facies bicarbonatada cálcica, y son potables y utilizables en agricultura.

5.5.5 El embalse de Isbert en el río Girona actúa como una gran balsa de recarga de la unidad acuífera. No obstante, la infiltración directa de la lluvia constituye la fuente principal de alimentación.

5.5.6 Los resultados del balance hídrico de los años 1974-75, 1975-76, medio, húmedo y seco, se reflejan en el cuadro 29.

Componentes		Año				
		1974/75	1975/76	Medio	Húmedo	Seco
SALIDAS	Manantiales	58-62	76-80			
	Bombeos	5	5	?	?	?
	Laterales subt.	2	2			
	TOTAL	65-69	83-87	-	-	-
ENTRADAS	Inf. E. Isbert	3-10	3,5-10,5	3,7-11	6-19	2-6
	Inf. lluvia	62-60	80-75	69-80	117-152	36-46
	TOTAL	65-70	83,5-85,5	73-91	123-171	38-52

Cuadro 29.—Resumen de los balances hídricos de la unidad Alfaro-Mediódía-Segaria (cifras en $Hm^3/año$).

5.6 En la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó, muy compartimentada, diferencio cuatro subunidades, de constitución y funcionamiento peculiares.

5.6.1 En la subunidad Castell de Castells-Peñón los materiales de la formación Jaraco no constituyen un acuífero, sino un conjunto de niveles desigualmente saturados y desconectados entre sí.

5.6.2 Los materiales de esta misma formación (Jaraco) constituyen un merokarst en la subunidad del Castell de la Solana; en ellos se instala

una red kárstica. Los materiales de la formación Creu son un acuífero con zona saturada definida.

5.6.3 La subunidad de Jávea, compuesta por materiales detríticos, constituye un acuífero donde la sobreexplotación ha dado lugar a la intrusión marina.

5.6.4 La subunidad sierra del Montgó drena directamente al mar Mediterráneo. *Para explicar la presencia en ella de aguas con alto contenido salino invoco, como hipótesis más probable, la existencia de aguas marinas fósiles.*

5.6.5 La facies química más generalizada de las aguas de esta unidad, sin considerar las anomalías locales, es bicarbonatada cálcica, y son potables y utilizables en agricultura.

5.6.6 Localmente existe una «explotación minera» del agua (proximidades de Orba).

CONTAMINACION

6 La contaminación de las aguas subterráneas, en las unidades estudiadas, no alcanza en la actualidad características alarmantes, excepto localmente.

6.1 En el borde oriental de la unidad sierra Grossa las aguas subterráneas presentan contenidos elevados en NO_3^- , que interpreto como evidencia de contaminación de tipo agrícola.

Otras fuentes potenciales de contaminación, en esta unidad, son las granjas, los residuos líquidos y sólidos urbanos, los ríos contaminados que alimentan al acuífero y los cadáveres de animales arrojados a las simas.

6.2 Las fuentes potenciales de contaminación en las unidades Benicadell-Almirante-Mustalla y Alfaro-Mediodía-Segaria son idénticas a las de sierra Grossa; en la segunda hay además evidencias de intrusión marina.

6.3 En la unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó el mayor riesgo de contaminación deriva de los vertidos, en pozos negros y fosas sépticas, de residuos procedentes de las numerosas urbanizaciones existentes, ubicadas sobre materiales permeables.

El acuífero detrítico de Jávea se encuentra parcialmente contaminado por intrusión marina, consecuencia de la sobreexplotación a que fue sometido.

ANEJO 1

Inventario de puntos acuíferos

La mayor parte de los puntos acuíferos se han seleccionado del inventario efectuado en el PIHCMBJ, llevado a cabo por el IGME (1972-75). En las páginas finales se señala la correspondencia de la numeración seguida por mí (A) con la del Inventario Nacional (B), compuesta de ocho dígitos; los cuatro primeros corresponden al número de la hoja del MTN (1/50.000); el quinto, al octante correspondiente, y los tres restantes, al número de orden dentro del mismo.

No he recogido todos los puntos acuíferos existentes, sino que he tenido en cuenta tan sólo los más representativos.

Las abreviaturas empleadas tienen el siguiente significado:

- Q = Caudal en l/s
- S = Depresión en metros, para dicho caudal
- M = Manantial
- P = Pozo
- S = Sondeo
- PS = Pozo-sondeo
- INC = Instituto Nacional de Colonización (actual IRYDA)

Cuando se desconoce el dato he puesto un trazo. Las cifras con un asterisco se refieren a cotas obtenidas por nivelación barométrica; y con dos asteriscos son cotas obtenidas por nivelación de precisión.

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA

362

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
1	S	298	—	—	562 *	400	—	C ₁₋₃	Sondeo negativo
2	PS	299	—	—	320	300	—	C ₁₋₃	Sondeo negativo
3	M	—	13	—	340	340	16		
4	S	180	35	130	440	410	—	C ₁₋₃	
5	S	300	—	—	440	—	—	M ₃	Sondeo negativo INC
6	S	300	—	—	600	—	—	C ₁₋₃	Sondeo negativo INC
7	M	—	15	—	400	400	10		Karst en yesos
8	PS	—	5	—	280	—	17	C ₁₋₃	
9	S	301	12	351	300	270	—	C ₁₋₃	Sondeo PIHCMBJ
10	S	372	8	7	380	300	—	C ₁₋₃	Sondeo INC
11	S	300	—	—	230	—	—	M ₃	Sondeo negativo INC
12	S	120	6	10	300	200	—	C ₁₋₃	Sondeo INC aband.
13	PS	95	116	—	226 *	160	17,5	C ₁₋₃	
14	PS	100	50	5	210	160	18	C ₁₋₃	
15	PS	80	100	10	210	160	—	C ₁₋₃	
16	PS	67	50	0,5	200	180	17,5	M ₂ + C ₁₋₃	
17	PS	65	27	1	200	180	17	M ₂ + C ₁₋₃	
18	S	79	—	—	280	—	—	M ₃	Sondeo negativo INC
19	S	648	—	—	300	280	—	M ₂ + C ₁₋₃	Sondeo negativo INC
20	M	—	20	—	180	180	18		
21	M	—	10	—	180	180	18		
22	S	152	50	—	230	140	—	C ₁₋₃	
23	S	162	—	—	260	250	—	M ₃	Sondeo INC

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA (cont.)

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
24	PS	140	58	0,40	210	110	21	C ₁₋₃	
25	PS	100	3	—	210	170	—	M ₂ -C ₃	
26	S	170	95	6	190	100	—	C ₁₋₃	
27	PS	154	75	3	180	90	18	C ₁₋₃	
28	S	460	63	12	160	135	—	C ₃	Sondeo IRYDA
29	S	444	75	12	160	135	—	C ₃	Sondeo IRYDA
30	S	442	30	20	200	150	—	M ₂	Sondeo INC
31	S	190	125	—	155	130	20	C ₃	
32	S	130	66	—	180	130	—	C ₃	
33	S	40	25	6	65	40	—	Qa	
34	M	—	250	—	120	120	20		
35	M	—	40	—	120	120	20,5		
36	M	—	45	—	120	120	26		
37	S	200	—	—	150	125	—	C ₃	
38	M	—	50	—	120	120	19		
39	M	—	0-100	—	130	130	—		«Trop-plein»
40	PS	110	10	—	150	130	17	C ₁	
41	PS	210	17	157	175	125	19	C ₁	
42	S	250	90	12	168 *	140	—	C ₃	Sondeo PIHCMBJ
43	S	50	38	1	150	125	17	C ₃	
44	P	50	60	0,5	150	125	17	C ₃	2 pozos comunicados
45	PS	150	45	60	160	130	—	C ₃	
46	S	242	12	41	184 *	140	—	C ₃	Sondeo PIHCMBJ

363

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA (cont.)

364

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
47	M	—	5	—	200	200	17		
48	S	470	17	45	180	135	22	M ₂ -C ₃	Sondeo INC
49	S	250	—	—	230	—	—	M ₁	Sondeo negativo INC
50	S	212	250	4	180	130	—	C ₁	
51	S	285	6	1	210	130	—	C ₃	Sondeo INC
52	S	207	7	22	190	170	—	M ₂	Sondeo INC
53	S	287	50	9	220	150	16	C ₃	Sondeo PIHCMBJ
54	S	203	67	—	250	150	18	C ₃	
55	PS	135	33	—	200	150	16	C ₁	
56	S	250	—	—	310	150	—	C ₁	Sondeo negativo INC
57	PS	99	10	2	180	170	—	C ₃	
58	S	28	33	1	180	170	17	C ₃	
59	M	—	0-50	—	170	170	17		Estacional
60	S	215	13	—	200	160	20	C ₁₋₃	
61	S	114	50	10	216 *	180	—	C ₁	
62	M	—	20	—	200	200	16		
63	S	205	—	—	380	—	—	C ₁₋₃	Sondeo negativo INC
64	S	320	70	6	226 *	160	—	C ₁	Sondeo PIHCMBJ
65	PS	97	66	19	140	120	19	G ₂	
66	PS	127	83	10	120	100	16	G ₂	
67	PS	—	70	—	130	110	16	G ₂	
68	S	190	—	—	260	210	—	C ₁₋₂	Sondeo negativo INC
69	S	440	21	25	260	180	—	C ₁	Sondeo INC

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA (cont.)

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
70	S	137	20	20	130	70	17,5	G ₂	Sondeo INC
71	M	—	5	—	350	350	15		Grupo de manantiales
72	S	380	—	—	310	140	—	Tk	Sondeo negativo INC
73	PS	76	30	0,5	330	320	14	Q	
74	PS	65	20	1	330	320	14,5	Q	
75	P	15	50	5	50	48	18	G ₂	
76	PS	93	15	2	70	50	17	G ₂	
77	M	—	300	—	60	60	18		
78	S	100	12	—	80	50	17	C ₁ -G ₂	
79	S	121	—	—	380	—	—	Tk	Sondeo negativo INC
80	PS	100	17	10	40,0 **	30	17,5	C ₁	
81	PS	175	28	—	60	30	17,5	C ₁	
82	M	—	100	—	30	30	18		Llega a secarse
83	S	300	12	—	150	90	—	C ₃	Sin instalación
84	S	300	45	—	160	100	17	C ₃	
85	S	165	65	10	130	50	—	C ₃	
86	S	—	—	—	180	100	—	C ₁	Sin instalación
87	S	—	—	—	210	140	—	C ₁₋₂	Sin instalación
88	S	286	—	—	340	160	—	C ₁	Sondeo negativo INC
89	S	211	34	12	160	90	—	C ₁	
90	PS	110	75	6	80	70	—	G ₂	
91	PS	130	33	15	140	60	16	G ₂	
92	S	159	50	—	120	80	17	G ₂	

365

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA (cont.)

366

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
93	S	80	50	—	70	45	18	Q + G ₂	
94	PS	—	50	1	75	40	19	Q + G ₂	
95	PS	88	73	20	70	40	18,5	Q + G ₂	
96	S	208	66	—	80	30	17	Q + G ₂	
97	PS	167	33	3	75	35	18	Q + C ₁	
98	PS	100	33	2	80	40	18	Q + C ₁	
99	PS	83	20	2	60	30	18	Q + C ₁	
100	PS	95	33	—	50	30	18	Q + C ₁	
101	S	—	58	1	40	20	—	C ₁	
102	S	—	72	3	40	20	—	Q + C ₁	
103	P	14	10	—	9,6 **	2	16	C ₁	
104	PS	45	25	9	30	5	—	G ₂	
105	PS	70	12	0,2	52,6 **	2	18	Q + J ₂	
106	P	50	25	—	40	5	18	G ₁ + J ₂	
107	PS	47	33	1	40	10	18,5	G ₁ + J ₂	
108	S	60	33	10	70	40	—	G ₁ + J ₂	
109	M	—	16	—	150	150	17		
110	S	20	20	1	10	5	—	Q + C ₁	
111	PS	21	30	1	15	10	18,5	C ₁	
112	M	—	100	—	2	2	20		
113	PS	58	17	—	15	2	18	C ₁	
114	P	10	20	—	275	270	20	C ₁	
115	PS	90	83	—	90	70	—	M ₂	

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
1	S	102	8	—	500	440	—	C ₁₋₃	
2	M	—	50	—	450	450	—		
3	S	40	58	11	412 *	412	—	C ₃	Surgente
4	S	120	50	40	460	400	17	C ₁	
5	M	—	60	—	450	450	17		
6	S	200	7	20	480	410	—	C ₃	
7	S	100	42	—	480	420	—	C ₃	
8	S	60	—	—	400	—	—	M ₃	Sondeo negativo
9	M	—	20	—	320	320	16		
10	PS	98	33	—	360	340	—	J ₂	
11	S	50	55	20	330	320	—	C ₁	Sondeo INC
12	M	—	5	—	340	340	17		
13	S	150	10	20	360	320	—	M ₁	
14	S	150	40	—	400	350	—	C ₁	
15	S	150	—	—	380	—	—	M ₃	Sondeo negativo
16	S	984	32	12	205	160	30 ?	M ₂ + C ₃	Sondeo INC
17	S	770	—	—	200	—	—	M ₃	Sondeo neg. IRYDA
18	M	—	50	—	300	300	—		Grupo, junto r. Serpis
19	M	—	30	—	280	280	17,5		
20	M	—	1	—	300	300	—		
21	M	—	5	—	300	300	—		
22	M	—	—	—	—	—	—		
23	PS	80	50	3	100	90	15	G ₁ + J ₂	

367

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA (cont.)

368

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	(m) Cot. ter.	(m) N. e.	(° C) T.º agua	captado Acuífero	Observaciones
24	M	—	15	—	170	170	16		
25	S	97	30	40	140	110	16	J ₂	
26	S	70	30	4	60	55	18	C ₁	
27	M	—	35	—	160	160	—		
28	M	—	40	—	130	130	10		
29	S	—	—	—	540	—	—	C ₁	Sondeo negativo
30	M	—	100	—	120	120	12		
31	P	50	50	—	160	140	12	C ₁	
32	PS	70	40	—	160	130	—	C ₁	
33	S	150	73	8	140	120	18	J ₂	Sondeo PIHCMBJ
34	S	300	33	—	295 *	220	—	C ₁	
35	S	150	36	—	160	100	—	C ₁	
36	S	180	20	10	200	100	—	C ₁	
37	PS	150	66	—	140	50	18	C ₁	
38	P	15	200	—	69,6 **	65	10	G ₂	
39	M	—	30	—	57,7 **	57,7	18		
40	PS	70	25	—	60	30	—	Q + G ₂	
41	PS	31	33	—	80	60	—	G ₂	
42	P	39	33	1	40	20	—	G ₂	
43	S	186	55	—	100	20	18	J ₂	
44	S	140	20	30	80	20	19	J ₂	
45	S	202	50	20	89,9 **	50	19	C ₁	
46	PS	110	66	10	60	40	19	C ₁	

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA (cont.)

24

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
47	PS	25	35	30	40	15	18	G ₂	
48	PS	34	66	4	30	10	20	G ₂	
49	M	—	100	—	10	10	17		
50	S	119	—	—	70	—	—	M ₃	Sondeo negativo INC
51	PS	150	50	3	50	35	—	C ₁	
52	M	—	2	—	80	80	18		
53	S	131	83	1	60	25	—	C ₁	
54	S	117	96	7	70	20	—	C ₁	Sondeo PIHCMBJ
55	M	—	500	—	3 **	3	18		
56	M	—	200	—	2	2	19		
57	M	—	500	—	1,4 **	1,4	25		
58	S	50	83	6	15	5	—	C ₁	
59	S	200	16	0	20	5	—	C ₁	
60	P	10	21	4	10,2 **	3,5	16	C ₁	
61	S	250	79	21	410	320	19	C ₁	

369

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

370

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
1	S	252	—	—	619 *	615	—	C ₁₋₃	Consider. neg. INC
2	M	—	2	—	600	600	—		
3	M	—	2	—	720	720	—		
4	M	—	2	—	750	750	—		
5	M	—	15	—	400	400	—		
6	M	—	80	—	200	200	—		Se seca
7	S	120	16	—	108,6 **	95	—	N	
8	M	—	50	—	100	100	12		Grupo de manantiales
9	M	—	200	—	100	—	15		«Trop-plein»
10	S	150	42	2	100	90	—	C ₁	
11	M	—	400	—	85	85	16		Larga galería
12	PS	230	150	2	120	40	—	C ₁	Grupo de tres
13	S	151	8	10	90	55	17	C ₁	Sondeo INC
14	S	200	116	—	78,4 **	70	—	C ₁	
15	S	265	60	—	49,9 **	20	—	C ₁ ?	Sondeo INC
16	P	50	66	10	46,3 **	10	—	C ₁	
17	M	—	100	—	2,1 **	—	17-21		
18	S	36	13	1	11 **	0	17	C ₁	
19	S	95	115	—	40	10	—	C ₁	Tres sondeos más
20	S	90	66	—	29,2 **	5	—	M ₂	
21	PS	45	66	—	48 **	10	—	C ₁	
22	S	100	—	—	84,4 **	68	—	C ₁	Sin equip. Pozo test.

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD PEÑON-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (° C)	Acuífero captado	Observaciones
1	M	—	2	—	480	480	—		
2	M	—	2	—	400	400	14		
3	S	150	—	—	360	—	—	C ₁₋₂	Sondeo negativo
4	M	—	1	—	325	325	14		
5	S	270	45	—	340	280	—	C ₁	Abandonado
6	M	—	2	—	330	330	18		
7	M	—	3	—	300	300	14		
8	S	240	30	—	315	270	—	C ₁₋₃ ?	
9	P	17	10	10	330	320	—	G' ₂	
10	M	—	10	—	300	300	12		Grupo de manantiales
11	S	240	60	1	150	80	—	C ₁₋₃	
12	S	113	116	2	79 **	70	12	J ₂ ?	
13	S	120	50	3	81 **	70	12	J ₂ ?	
14	M	—	20	—	70	70	—		Cueva de las Calav.
15	S	305	16	—	80	50	—	C ₁₋₃ , G' ₂	
16	PS	450	150	0,3	50,2 **	45	14	C ₁₋₃ , G' ₂	
17	M	—	100	—	45	45	14		Se seca
18	S	—	—	—	250	—	—	G ₁	Sondeo negativo
19	S	141	—	—	120	30	—	M ₂ , C ₁₋₃	Sondeo negativo
20	S	148	—	—	100	—	—	C ₁₋₃ , G' ₂	Sondeo negativo INC
21	S	300	150	3	120	50	13	M ₂ , C ₁₋₃	
22	S	319	12	3	81 **	50	—	C ₁ , G' ₂	Sondeo INC
23	S	300	36	3	80	50	—	C ₁₋₃ , G' ₂	

371

PUNTOS ACUIFEROS DE LA UNIDAD PEÑON-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO (cont.)

N.º	Nat.	Prof. (m)	Q (l/s)	S (m)	Cot. ter. (m)	N. e. (m)	T.º agua (°C)	Acuifero captado	Observaciones
24	S	236	16	12	80	35	—	C ₁ , G' ₂	Sondeo INC
25	S	75	39	4	80	30	13	C ₁ , G' ₂	Sondeo INC
26	S	150	—	—	110	—	—	G' ₂	Sondeo negativo INC
27	S	150	2	30	140	35	—	G' ₂	Sondeo negativo INC
28	S	287	—	—	180	15	—	M ₂ , C ₁₋₃	Sondeo negativo INC
29	S	275	3	20	170	25	—	M ₂ , C ₁₋₃	
30	S	109	16	—	60	60	12	G' ₂	
31	PS	97	62	—	60	60	11	G' ₂	
32	S	130	—	—	50	30	—	C ₁₋₂ ?	Sin equipar
33	S	100	13	20	69,1**	5	—	C ₁₋₃	
34	S	291	50	125	100	50	—	J ₂ ?	
35	S	300	25	—	100	40	—	G' ₂	
36	S	158	—	—	54,6**	1	—	C' ₁ , G' ₂	Aband., exceso sal
37	S	149	—	—	215	80	—	C' ₁	Sondeo negativo INC
38	S	110	18	9	60	5	—	C' ₂₋₃	Sondeo INC, exc. sal
39	S	130	20	30	39,7**	5	18	C' ₂₋₃	
40	P	17	3	10	15	5	18	C' ₂₋₃	
41	M	—	—	—	0	—	—	—	Manantial submarino

PUNTOS ACUIFEROS UNIDAD SIERRA GROSSA

A	B	A	B	A	B
1	2832 1003	40	2931 1010	78	2930 7044
2	2831 6004	41	2931 1011	79	2930 7063
3	2831 6003	42	2931 1026	80	2930 7035
4	2831 6001	43	2931 1007	81	2930 7034
5	2831 6002	44	2931 1015	82	2930 7003
6	2831 7008	45	2931 1014	83	2931 4048
7	2831 7009	46	2931 1027	84	2931 4046
8	2831 8004	47	2931 1017	85	2931 4047
9	2831 8012	48	2931 1016	86	2931 4050
10	2831 7004	49	2931 1018	87	2931 4052
11	2831 3020	50	2931 2010	88	2931 4045
12	2831 3024	51	2931 2002	89	2931 4035
13	2831 3023	52	2931 2004	90	2931 4023
14	2831 3025	53	2931 2012	91	2931 4008
15	2831 3026	54	2931 2005	92	2931 4010
16	2831 3028	55	2931 2006	93	2931 4018
17	2831 3029	56	2931 2008	94	2931 4001
18	2831 8011	57	2930 6019	95	2931 4002
19	2831 8003	58	2930 6018	96	2931 4020
20	2831 8006	59	—	97	2931 4026
21	2831 8007	60	2930 6001	98	2931 4027
22	2831 4003	61	2930 6010	99	2931 4044
23	2831 4025	62	2930 6002	100	2931 4030
24	2831 4040	63	2931 3006	101	2931 4032
25	2831 4038	64	2931 3007	102	2931 4037
26	2831 4039	65	2931 3002	103	2930 8029
27	2831 4041	66	2931 3004	104	2930 8054
28	—	67	2931 3001	105	2930 8062
29	—	68	2930 7077	106	2930 8047
30	2931 1023	69	2930 7076	107	2930 8082
31	2931 1004	70	2930 7045	108	2930 8080
32	2931 1020	71	2930 7068.9.0	109	2930 8096
33	2931 1005	72	2930 7066	110	2930 8087
34	2931 1002	73	2930 7074	111	2930 8092
35	2931 1025	74	2930 7075	112	2930 8001
36	2931 1001	75	2930 7048	113	2930 8099
37	2931 1003	76	2930 7047	114	2831 8001
38	2931 1012	77	2930 7001	115	2931 4024
39	2931 1013				

PUNTOS ACUIFEROS UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

A	B	A	B	A	B
1	2832 4003	21	—	41	3031 5040
2	2832 4004	22	—	42	3031 1086
3	2932 1003	23	2931 8001	43	3031 5023
4	2932 1004	24	2931 8002	44	3031 5024
5	2932 1006	25	2931 8003	45	3031 5029
6	—	26	2931 4014	46	3031 5027
7	—	27	2931 8010	47	3031 5022
8	—	28	2931 8011	48	3031 5016
9	2931 6001	29	2931 8014	49	3031 1029
10	2931 6003	30	2931 8009	50	3031 5045
11	2931 6004	31	2931 8004	51	3031 5036
12	2931 6005	32	2931 8005	52	3031 5021
13	2931 6006	33	2931 8016	53	3031 5019
14	2931 6007	34	2932 4002	54	3031 5046
15	2932 2001	35	3031 5013	55	3031 6004
16	2931 5001	36	3031 5038	56	3031 6003
17	2931 6009	37	3031 5014	57	3031 6001
18	—	38	3031 5037	58	3031 6061
19	2931 7001	39	3031 1031	59	3031 6071
20	2931 7002	40	3031 1082	60	3031 6009
				61	2931 6010

PUNTOS ACUIFEROS UNIDAD ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

A	B	A	B	A	B
1	2932 6002	8	3032 2004.5.6	15	3032 3001
2	2932 3001	9	3032 2022	16	3031 6018
3	2932 7007	10	3032 2020	17	3031 6002
4	2932 7008	11	3032 2001	18	3031 6007
5	3032 1004	12	3032 2017	19	3031 7003
6	3032 1005	13	3032 2009	20	3031 7004
7	3032 2024	14	3032 2007	21	3031 7020
				22	3032 2002

PUNTOS ACUIFEROS UNIDAD PEÑON-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

A	B	A	B	A	B
1	3032 5013	15	3032 3008	29	3032 8011
2	3032 1003	16	3032 3004	30	3032 3018
3	3032 1002	17	3032 3010	31	3032 3024
4	3032 1001	18	3032 3042	32	3032 3022
5	3032 5003	19	3032 3041	33	3032 4006
6	3032 2039	20	3032 3015	34	3032 4008
7	3032 2029	21	3032 3013	35	3032 4007
8	3032 2026	22	3032 3011	36	3032 4025
9	3032 2028	23	3032 3012	37	3132 1038
10	3032 2037	24	3032 3016	38	3132 1039
11	3032 2930	25	3032 4001	39	3132 1033
12	3032 2012	26	3032 4003	40	3132 1018
13	3032 2014	27	3032 4026	41	—
14	—	28	3032 8012		

ANEJO 2

**Análisis químicos de las aguas de las unidades acuíferas
estudiadas**

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.º (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
7	25- 1-76	48.250	43.303	6,9	10	1.066,1	214	15.364	298	23.345,8	3.000	159,8	10,8
7'	25- 1-76	2.860	2.612	7,7	10	591,2	77,8	133,4	3,9	182,7	1.564,8	159,8	14,1
8	3- 1-73	730	474	8,5	18	90,2	42,6	16,1	1,8	54	221,3	129,4	4
9	8- 3-75	740	446	7,5	—	100,2	17	23,5	6,1	46,1	28,8	329,4	22,4
9	15-11-76	720	425	7,3	16	96,2	21,9	31	7,4	60,3	38,9	305	18,6
13	16- 7-74	2.797	1.738	7,7	17,5	122,2	40,1	556,6	8,8	667	481,4	280,6	21,5
13	15-11-76	2.950	1.895	7,6	17	121	40,8	529	15,8	773,5	312	224,5	21,3
14	16- 7-74	841	498	7,9	18	58,1	38,9	63,5	2,7	99,3	123,8	207,4	7,5
15	16- 7-74	2.858	1.776	7,7	17	140,3	30,4	499,1	8,5	723,7	308,6	268,4	29,1
17	16- 7-74	2.483	1.770	7,7	17	136,2	31,6	499,1	0,2	709,6	312,5	256,2	29,3
20	23- 7-73	1.189	767	8,1	18	105,2	32,3	84,6	3,9	132,1	177,1	232,5	32,2
21	23- 7-73	901	566	8	18	100,2	24,7	60,7	2,4	54,3	168,5	210,5	72,2
27	28- 9-73	486	265	7,9	18	60,1	24,3	8,7	0,5	25,9	26,8	244	9,6
31	24- 6-73	377	207	8	20	44,9	21,4	9,7	1,6	39,8	29,3	169,6	2,8
34	23- 5-73	415	256	8,3	20	37,5	26	21,8	1,1	36,9	70,1	141,5	3,7
35	19- 9-76	530	310	7,8	20,5	65,3	28,4	18,4	2,6	23,1	69,1	274,5	4,4
36	23- 5-73	545	340	8,3	26	42,1	23,1	31,7	2,4	64,6	72	169,7	5,7
38	19- 9-76	400	230	7,9	19,5	57,7	16	13,3	1	15,8	9,6	256,2	4
41	1-10-73	361	190	7,8	—	60,1	12,3	7,6	0,2	16,3	21,6	207,4	5,1
42	15- 1-75	370	198	8,4	—	52,1	19,4	3,9	0,2	19,5	0,5	225,7	3,3
43	1-10-73	573	320	8	17	90,2	6,1	18,6	0,7	39	34,1	231,8	18,4

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA (cont.)

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.º (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
43	27-12-76	535	315	7,5	—	70,1	25,5	20,7	1,8	42,6	40,8	258,7	20,8
46	8- 3-75	385	226	8,1	—	46,1	19,4	1,3	0,1	10,6	3,4	225,7	3
52	9-10-73	368	199	7,8	17	88,7	18,2	7,6	0,2	17,4	36,5	183	8
53	9- 2-76	438	244	7,6	16	76,1	13,4	12,6	1,2	49,7	38,4	185,5	4,3
54	10-10-73	415	225	8,1	18	70,1	12,2	3,9	1	14,2	31,2	219,6	5
54	17-11-76	460	254	7,5	19	65,3	21,2	14,9	2,3	13,1	38,4	275,8	9,7
55	10-10-73	468	249	7,9	16	70,1	18,2	5,1	2,2	35,5	10,6	237,9	12,9
60	21- 8-72	530	338	8,2	20	70,9	29	14,9	0,4	79,8	22,9	236,6	—
62	21- 8-72	550	351	8,05	16	60,3	32,9	18,4	0,8	70,9	71,7	182,9	—
64	21- 5-75	420	228	7,9	—	66,1	14,6	6,4	1	12,1	38,4	213,5	5,5
65	7- 2-74	543	295	7,8	—	70,1	30,4	6,4	0,2	14,2	38,9	268,4	46,2
67	19-10-73	488	272	7,9	16	60,1	24,3	3,9	1,7	27,3	20,6	237,9	10,9
74	31- 1-73	737	488	7,7	14	130,3	11,2	14	3,4	31,2	8	276,4	62,5
75	26- 1-73	452	264	7,9	18	60,9	13,6	11	0,2	19,8	0	231,8	21,6
77	18- 9-72	490	310	8,05	18	60,3	22,8	16,1	0,4	88,6	1,43	182,9	—
»	6-12-73	671	381	8	—	58,1	21,9	12,4	0,7	21,3	27,4	244	9,5
»	25- 1-74	488	261	7,9	—	56,7	19,4	15,4	0,7	14,2	19,2	205,1	22,1
»	21- 2-74	430	230	7,6	—	54,1	15,8	17,9	0,7	18,8	17,8	231,8	21,7
»	22- 3-74	627	348	8	—	74,5	23,8	9,9	0,2	28,7	48	219,6	40,2
»	30- 4-74	484	267	7,9	—	70,1	12,8	23,5	0,5	14,2	76,8	213,5	8,1
»	3- 6-74	445	236	7,5	—	52,1	21,9	7,6	0,5	14,2	11	244	11,2

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA (cont.)

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.º (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
»	12- 7-74	492	276	7,9	—	60,1	19,4	11,3	0,7	21,3	40,8	185	13,6
»	6- 8-74	498	272	7,9	—	58,1	18,2	22,1	1,4	42,6	0	237,9	14,5
»	6- 2-75	462	243	8,1	—	58,1	20,7	2,8	1	7,1	14,4	256,2	9,5
»	14- 4-75	475	248	7,9	—	64,1	17	6,4	1,1	21,3	9,6	237,9	16,7
»	20- 6-75	457	268	7,6	—	66,1	20,7	11	1,3	22	38,9	228,8	8,6
»	4- 8-75	425	226	7,8	—	78,1	7,3	11,5	1	18,4	26,9	231,8	15,9
77	10-11-75	425	238	7,6	19	76,1	10,9	13,8	1	14,9	27,8	237,3	24
»	28-11-75	550	276	7,6	—	60,9	22,6	37,3	1,8	50,7	38,4	238,5	12,1
»	11-12-75	364	197	7,6	—	52,7	13	13,8	0,9	14,9	29,3	177,5	12,3
»	19- 9-76	425	250	7,8	18	73,5	13,7	14,3	1,4	19,5	27,8	256,2	11,5
»	9- 9-76				18								
80	15- 1-73	432	248	7,9	17,5	67,3	11,7	8,9	0	15,9	0	244	9,9
82	19- 9-72	595	380	8	18,5	79,1	23,8	16,1	0,4	79,8	45,4	206,1	—
82	19- 9-76	440	265	7,9	20	63,5	18,6	13,3	1,1	16	23	256,2	8
95	21- 6-74	625	353	7,8	18,5	76,1	24,3	8,7	0,1	21,3	4,8	231,8	111
96	21- 6-74	357	197	8,1	20	26,1	21,9	5,1	0,7	21,3	ind.	167,8	2
100	21- 6-74	671	386	7,9	18	76,2	26,8	8,7	0,7	28,4	20,2	213,5	110,1
105	18- 1-73	837	515	7,8	18	84,8	45,7	21	1,4	46,1	0	299,5	190
109	26- 1-73	562	322	8	17	62,4	27,7	10	0,4	15,6	0	299,5	39,7
111	26- 1-73	565	343	7,8	18,5	78,5	20,2	19	0,7	23,4	51,8	275,7	16,2
114	19- 7-73	1.219	748	7,9	20	129,7	28,6	78,4	3,6	144,8	254,4	159,9	27,4

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.º (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
3	3- 1-74	442	237	7,8	14	70,1	21,3	2,8	0,72	9,6	33,6	262,3	11,2
4	15-11-76	530	289	7,6	16	69,1	23,7	16,1	1,6	22,3	21,6	292,8	4,4
4	22- 2-77	510	312	7,6	17	69,7	21,8	6,9	1,0	21,2	2,4	292,8	1,6
5	3- 1-74	508	274	7,8	16	90,2	12,2	14,9	0,5	27,4	38,9	274,5	9,8
9	5- 2-74	505	274	7,9	—	90,2	12,2	6,4	0,7	14,2	33,6	244	46,9
9	23- 2-76	412	223	7,8	16,5	59,3	15,1	2,7	1,0	16,3	1,44	232,2	2,3
11	20- 2-76	540	301	7,8	—	75,3	17,5	6,4	0,5	21,6	21,6	262,7	4,7
12	23- 2-76	459	244	7,9	17	67,7	17,3	1,4	0,5	17	1,4	268,8	0,95
19	7-10-76	430	230	8,4	17,5	58,1	24,3	8,0	0,6	23	16,8	244	0,4
30	11-12-73	349	188	8,3	12	48,1	9,7	7,6	0,2	14,2	9,1	170,8	5,1
35	7-12-74	451	242	7,8	—	60,1	24,3	6,4	0,5	14,2	19,2	237,9	40
37	28- 1-74	567	311	7,7	18	90,2	12,2	7,6	0,5	14,2	15,4	237,9	78,9
39	17- 5-73	525	332	8,3	18	57,7	18,7	44,6	2,5	107,9	44,6	139,7	20,6
43	29- 8-73	377	210	8	18	50,1	24,3	12,4	2,6	12,8	87,8	178,1	1,1
44	24- 8-73	517	288	7,7	19	90,1	17,5	22,5	2,9	42,6	ind.	189,1	58,2
45	29- 8-73	426	239	8,2	19	50,1	24,3	9,9	0,2	15,6	53,3	195,2	17,5
46	29- 8-73	507	284	7,9	19	70,1	18,2	9,9	0,7	25,6	41,8	205	37,5
47	29- 8-73	987	600	7,8	18	137,7	18,6	49,9	3	82,4	199,7	192,2	66,5
48	28- 8-73	571	320	8	20	68,1	34,9	26,1	2,1	39,4	35,5	233,7	21,4
49	17- 5-73	994	651	8,2	17	86,1	43,7	84,4	5	105,1	271,2	143,3	37,2
52	29- 8-73	455	260	8	18	50,1	11,2	22,3	1,4	28,4	30,7	183	3
54	21- 4-75	480	260	8	—	60,1	17	3,9	0,5	8,9	9,6	244	9,3
55	18- 5-73	1.514	1.001	8,1	18	57,1	34,6	198,9	10,1	142,3	377,2	168,3	7,8
»	27-12-73	1.380	838	8	—	90,1	24,3	169,2	6,7	294,6	103,2	224,5	6
55	28- 1-74	1.638	1.004	7,6	—	80,1	36,4	214,8	9	376,6	111,8	213,5	20,4

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA (cont.)

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.ª (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
»	15- 2-74	1.671	1.023	8,1	—	80,1	30,5	240,1	10,6	309,5	209,2	225,7	40,6
»	28- 2-74	1.430	869	8,1	—	94,1	19,6	183	8,5	313,1	79,6	225,7	30,5
»	14- 3-74	1.489	907	8,1	18,5	80,1	27,9	188,1	8,6	302,4	62,4	225,7	40
»	18- 6-74	1.481	904	8	19	68,1	31,6	161	8,2	319,5	26,4	213,5	21,9
»	2- 7-74	1.480	904	7,8	18,5	70,1	26,7	209,3	11,6	319,3	120,9	219,6	7,5
»	1- 8-74	1.467	1.003	8	—	70,1	30,4	209,3	7,8	312,2	153,6	201,3	11,5
»	18- 9-74	1.513	1.034	8	—	70,1	27,9	220,8	7,1	340,6	110,4	225,7	11,6
»	10-10-74	1.218	833	7,9	—	68,1	40,1	161	5,6	241,3	148,8	222,6	8,6
»	14-11-74	1.252	810	8,2	—	80,2	26,7	169,3	5,6	262,5	136,3	231,8	7,5
»	12-12-74	1.263	816	7,5	—	68,1	24,3	165,6	5,1	255,4	96	219,6	7,5
»	15- 1-75	1.125	719	7,7	—	68,1	24,3	126,9	4,7	191,6	87,8	231,8	9
»	13- 2-75	1.120	726	7,9	—	68,1	26,7	134,3	5,7	220	72	225,7	13,1
»	21- 4-75	1.330	803	8	—	68,1	26,7	165,6	5,6	262,5	88,8	244	9,3
»	16- 5-75	1.210	732	8	—	64,1	26,3	136,2	6,1	212,8	82,5	216,6	12,7
»	13- 6-75	1.100	708	7,6	—	68,1	37,6	128,3	5,8	216,4	102,2	228,7	7,4
»	11- 7-75	995	594	7,9	18	68,1	30,4	133,4	9,5	196,9	116,6	213,5	14,2
»	12- 9-75	918	545	7,8	25	52,3	25,4	110,4	5,8	177,4	56,6	214,1	18,4
»	21-10-75	923	554	7,8	17	55,1	29,7	101,2	5,5	159,6	101,7	183,3	24,1
»	15-12-75	1.080	650	7,9	16,5	61,9	34,4	152,7	7	212,8	125,2	208,6	31,2
»	29- 1-76	1.100	666	7,6	16	78,1	25,5	151,8	7,1	227	129,6	194	17,4
»	19- 9-76	850	495	7,9	18,2	63,5	22,2	87,4	6,2	138,3	43,2	236,1	10,1
»	10- 3-77	721	468	7,5	18	14,1	23,1	110,4	6	156,1	120	195,2	10
56	6-12-73	3.541	2.217	7,8	—	150,3	85,1	499,1	19,2	979,8	213,6	272,1	23,4
56	28- 1-74	6.353	4.018	7,4	—	150,3	131,3	1.129,3	47	2.080,3	391,2	207,4	20
»	15- 2-74	5.963	3.773	7,6	—	144,2	97,2	1.281,1	42,5	1.899,2	798,7	213,5	14

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA (cont.)

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.ª (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
»	28- 2-74	5.877	3.713	7,5	—	140,6	95,9	1.092,5	36,2	1.775	509,7	219,6	14,2
»	14- 3-74	6.048	3.824	7,9	19	147,8	88,4	961,4	36,2	1.689,8	244,8	207,4	22
»	5- 4-74	5.700	3.568	7,9	17	150,3	91,2	940,7	31,5	1.668,5	307,2	225,7	30,4
»	18- 6-74	3.013	1.882	7,8	20	92,1	63,2	529	18,5	852	280,8	219,6	13,2
»	11- 7-74	2.990	1.874	7,9	20,5	102,2	58,3	673,9	19	809,8	628,3	201,3	13,6
»	1- 8-74	2.835	1.939	8,1	—	104	49,8	616	19	780,6	480	207,4	10
»	18- 9-74	1.123	768	8	—	70,1	25,5	130,2	5,1	220	72	219,6	9,5
»	10-10-74	1.471	1.006	7,8	—	86,2	35,9	202,9	7,6	315,8	118,1	225,7	26
»	14-11-74	4.768	3.221	8,2	—	138,3	81,5	768,2	23,8	140,5	243,8	213,5	7,8
»	12-12-74	944	601	7,5	—	70,1	23,1	97,1	3,6	163,2	61,4	213,5	9,5
»	15- 1-75	1.030	660	7,7	—	62,1	31,6	92,2	3,7	173,8	57,6	207,4	10,5
»	13- 2-75	1.080	644	7,9	—	70,1	20,7	84,6	3,8	135,9	57,1	219,6	15,5
»	21- 4-75	1.400	864	7,9	—	80,2	25,5	111,3	3,8	163,2	88,3	256,2	7,4
»	16- 5-75	1.180	792	7,9	—	80,2	25,5	18,2	4,8	201,5	71,5	262,3	1
»	13- 6-75	1.042	664	7,5	—	66,1	36,4	94,3	5	164,6	96	244	9,9
»	11- 7-75	1.125	670	8	21	72,1	34	165,6	7,8	260,4	81,6	256,2	8
»	12- 9-75	2.060	1.278	7,7	26	79,1	43,1	358,8	13,2	596	149,7	204,3	25,6
»	21-10-75	2.260	1.411	7,5	19,5	85,1	39,5	372,6	39,8	539,2	336	176,9	20
»	15-12-75	3.525	2.216	7,7	18	129,2	41,9	691,8	53,5	972,1	464,6	194,6	28
»	29- 1-76	3.610	2.275	7,5	17	128,2	37,6	713	35,3	993,4	446,4	188,5	15,1
»	10- 3-77	2.793	1.320	7,5	19	90,1	57,1	441,6	24	121,3	221,2	207,4	10,5
57	6-12-73	3.798	2.450	7,7	—	122,8	65,3	654,3	27,2	1.136	191	244	18,4
57	27-12-73	7.590	4.803	7,6	—	240,5	121,6	1.301,8	48,6	2.428,2	390,2	237,9	23,5
»	28- 1-74	6.070	3.836	7,4	—	170,3	115,5	1.145,4	43,8	1.909,8	440,1	219,6	46,9
»	15- 2-74	12.101	7.675	7,9	—	246,5	229,8	2.852	103	4.508,5	1.415,5	237,9	22,9

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD BENICADELL-ALMIRANTE-GALLINERA (cont.)

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.ª (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
»	28- 2-74	14.187	9.020	7,8	—	268,5	256,6	2.875	110	4.686	1.416,9	219,6	14,2
»	14- 3-74	20.720	13.194	7,8	25	374,7	273,3	4.002	175	7.100	950,4	225,7	4,1
»	18- 6-74	22.172	14.125	7,6	28	200,8	389,1	5.554,5	168	8.378	2.882,8	207,4	13,1
»	11- 7-74	21.475	15.230	7,4	29	390,8	385,5	5.363	162	7.237,9	3.667	213,3	0,1
»	1- 8-74	21.643	14.803	7,7	—	398,7	460,2	5.370,5	164	8.160	2.750	201,3	17,5
»	18- 9-74	19.456	13.307	7,6	—	390,8	304	3.845	224	5.676,8	2.462	207,4	1
»	10-10-74	19.628	13.425	7,5	—	364,7	353	4.381,5	110	6.439	2.352	228,8	11,2
»	14-11-74	17.908	12.209	8,1	—	360,7	343,5	3.841	110	5.563	2.448	225,7	5,5
»	12-12-74	16.072	11.244	7,4	—	320,6	261,4	3.450	87	4.967	2.083	219	10
»	15- 1-75	16.200	11.353	7,5	—	284,6	313,7	3.082	95	4.931	1.892	213	13
»	14- 2-75	14.400	9.803	7,7	—	264,5	260	2.916	104	4.243	1.693,9	231,8	22,4
»	21- 4-75	8.050	5.106	7,9	—	168,3	133,8	1.426	53,2	2.355	686	237,9	20,5
»	16- 5-75	19.100	12.181	7,8	—	332	327	3.910	100	6.209	1.359	216,6	5
»	13- 6-75	4.652	3.100	7,4	—	130,3	68,1	837,2	34,8	1.358	391,2	210,5	13
»	11- 7-75	14.050	9.512	8	26	292,5	255,3	3.220	17,5	4.913,9	1.291,2	213,5	32,1
»	12- 9-75	14.610	9.310	7,4	27	283,5	244,9	3.404	130,1	4.960,1	1.536	206,2	14,8
»	21-10-75	13.380	8.929	7,2	26	252,7	187,1	3.404	266	5.676,8	974,4	176,9	23
»	15-12-75	15.610	9.750	7,1	25	282,5	211,5	3.459,4	124,5	5.492,3	1.159,2	201,3	33,8
»	29- 1-76	16.550	11.080	7,4	24	310,6	221,3	3.726	140	5.676,8	1.448,1	179,9	12,9
»	19- 9-76	13.700	10.500	7,6	24	255,7	274	2.990	260	4.371,1	2.400	207,4	4,4
»	19- 9-76	11.050	8.500	7,7	23,2	230,8	218,6	2.300	105	2.370	1.488,5	216,5	17,7
57	10- 3-77	18.483	11.898	7,3	27	316,6	304	3.450	250	5.322	1.920	207,4	7
61	25- 3-77	415	232	8	18	70,1	15,3	6,4	0,7	17,7	19,2	219,4	16,4
MAR	9- 6-76	48.750	37.959	7,8	19	501	1.307	11.684	783	20.578	3.024	176,9	5,1
33	30- 4-76	500	301	7,8	—	64,1	23,1	27,6	0	21,3	96	213,5	1,9

25

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.ª (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
1	21- 2-74	395	207	7,6	—	60,1	10	1,4	3,1	17	5,3	207,4	4
7	15- 4-77	485	283	7,7	19	88,2	4,1	14,3	3,2	21,3	38,4	234,3	10
8	21- 1-74	365	197	8	10	40,1	17	6,4	0,5	10,7	9,1	183	14,1
»	21- 1-74	403	221	7,9	10	50,1	14,6	3,9	0,7	13,5	4,8	189,1	30,4
»	14- 2-74	386	206	8,1	19	40,1	21,9	3,9	0,5	14,2	7,2	201,3	10
9	18- 2-74	396	223	7,8	—	54,1	8,5	2,8	0,1	12,4	7,2	183	5,3
11	21- 1-74	374	200	7,8	17	41,1	18,8	6,4	0,2	10,6	ind.	195,2	22,1
»	9- 8-74	463	277	7,9	—	66,1	14,5	28,9	0,7	56,7	18,7	213,5	9,5
»	20- 9-74	407	257	8,1	—	58,1	12,1	7,5	0,7	21,2	19,4	195,2	7,5
»	10-10-74	367	251	8	—	56,1	9,1	2,7	1	8,8	14,8	189,1	3,7
»	4-12-74	347	182	7,8	—	60,1	4,8	1,3	0,2	5,3	6,2	195,2	5,7
»	6- 2-75	365	199	8,1	—	40	12,1	1,3	1,1	3,5	4,8	176,9	3,5
»	13- 3-75	370	213	7,8	—	56,1	10,9	1,3	0,2	4,2	5,2	201,3	7,5
»	3- 5-75	318	185	7,9	—	64,1	3	6,4	1,2	16,3	19,6	176,9	3,5
»	20- 6-75	345	195	7,7	—	56,1	10,9	6,9	0,8	17	9,6	207,4	0,6
»	22- 7-75	365	191	7,8	17,5	58,1	9,7	14,9	1,5	22,7	7,6	210,4	9,4
»	16- 9-75	330	173	8,2	16	54,1	7,2	11,7	0,7	18,8	5,7	195,2	5,5
»	20-10-75	440	249	7,9	18	75,1	3	16,1	1,2	24,1	48	163,5	15,1
»	14- 1-76	370	200	7,8	—	60,1	7,2	14,2	1	22,3	7,2	180,5	28,3
»	7-10-76	310	190	8,1	18,5	52,1	4,8	13,8	0,9	14,1	4,8	189,7	8,8

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD ALFARO-MEDIODIA-SEGARIA (cont.)

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.ª (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
»	10-11-76	310	198	8	18,5	52,1	4,8	14,9	0,9	13,4	4,8	192,1	5,7
»	10-11-76	370	210	7,7	17	57,7	7,5	13,8	1	26,6	9,6	189,7	7,5
13	4- 4-74	513	283	7,9	17	9,2	0,2	13,8	0,7	16	26,4	225,7	40,2
16	20- 8-73	1.743	1.069	7,7	—	120,2	36,5	191,4	8,8	369,9	114,7	225,7	78,4
»	28- 1-74	1.841	1.156	8,1	—	110,2	54,7	198,7	5	390,5	229	134,2	65
17	18- 5-73	2.830	1.899	7,9	17	110,4	49,7	460	15,1	855,5	130,6	181,2	18,2
»	21-12-73	3.012	1.878	7,5	—	130,3	54,7	382,9	18,8	745,5	141,6	237,9	37,5
»	19- 9-76	2.200	1.300	7,9	21	84,1	38,9	345	29	564,1	84	256,2	15
18	20- 8-73	3.367	2.115	7,8	—	141,1	54,2	545,1	21,6	950	268,3	183	45,5
»	11-11-76	4.550	2.900	7,6	17	223	105,4	759	33	1.326,9	506,4	244	29,6
Estac. bomb.	5- 4-74	11.286	7.154	7,7	17	460,9	88,7	1.987	67,4	3.532	604,8	286,7	22,1

ANALISIS QUIMICOS DE LA UNIDAD PEÑON-CASTELL DE LA SOLANA-MONTGO

N.º	Fecha	Cond. ele. (µmhos/cm a 25° C)	Res. sec. (mg/l a 110° C)	pH	T.ª (° C)	Ca ⁺⁺ (mg/l)	Mg ⁺⁺ (mg/l)	Na ⁺ (mg/l)	K ⁺ (mg/l)	Cl ⁻ (mg/l)	SO ₄ ⁼ (mg/l)	CO ₃ H ⁻ (mg/l)	NO ₃ ⁻ (mg/l)
2	21- 2-74	334	183	8,1	14	50,1	12,2	2,8	0,2	10,6	38,9	152,5	3,1
4	24- 2-74	425	235	7,9	14	72,1	3,6	3,9	0,2	21,3	12,5	189,1	10,2
7	18- 3-74	587	333	7,9	—	66,1	17	20,9	0,7	78,1	9,6	195,2	5
12	22- 1-74	558	308	7,7	—	90,2	12,2	8,7	0,2	21,3	28,8	244	46,2
16	7-10-76	530	305	7,9	21	67,3	4,6	29,9	1,8	49,6	9,6	183	28,8
17	18- 1-74	704	399	7,6	14	110,2	18,2	29	1	23,1	130,1	259,9	45,8
21	18- 1-74	673	395	7,8	13	60,1	18,2	55,7	2,2	17,7	165,1	176,9	12
25	22- 1-74	586	326	7,9	13	100,2	12,2	17,3	1,1	34,4	48,5	244	54,1
»	9-11-76	470	280	7,6	17	76,9	6,8	16,1	1,5	20,2	33,6	224,5	8,4
30	19- 1-74	636	356	7,7	12	97,2	15,2	14,9	0,2	22,4	41,3	256,2	70
31	19- 1-74	674	382	7,8	10	120,2	6,1	18,6	0,7	40,8	54,2	244	70,4
39	22- 2-74	2.285	1.401	7,5	18	250,5	48,6	161,4	5,2	536	146,9	292,8	184,2
40	22- 2-74	2.345	1.434	7,4	18,2	110,2	42,6	331,2	10,8	532,5	152,2	523,4	30,4

BIBLIOGRAFIA

- ALBINET, M. (1963).—«La pollution des eaux souterraines. Etude documentaire». *BRGM. D. E. 63. A. 127.*
- ALBINET, M., y MARGAT, J. (1970).—«Cartographie de la vulnérabilité à la pollution des nappes d'eau souterraine». *Bull. BRGM, 2.ª Serie, Sec. III, núm. 4, pp. 13-22. París.*
- ALMELA, A., y MESEGUER, J. (1957).—«Mapa geológico de España; explicación de la Hoja núm. 770, Alcira». *IGME. 79 p.*
- ALMELA, A.; QUINTERO, I.; GOMEZ, E., y MANSILLA, H. (1975).—«Mapa geológico de España; Hoja 29-32, Alcoy». *IGME. 96 p.*
- ALVAREZ, C. (1971).—«Balance hídrico de España». *I. C. H. I. L. A. G. E., Sec. 3, T. I, pp. 15-29.*
- ANONIMO (1954).—«Diagnosis and improvement of saline and alkali soils». *U. S. Salinity Laboratory Staff. U. S. Dept. Agriculture. Hand. 60, 160 p.*
- (1964).—«Normas internacionales para el agua potable». *O. M. S. 218 p. Ginebra.*
- (1966).—«Plan general de explotación de aguas subterráneas en España. Informe zonas 11 y 12» (Mem. inéditas). *Aero Service LTD-INC.*
- (1967).—«Código Alimentario Español». *B. O. E. 17-23 octubre.*
- (1970).—«Légende internationale des cartes hydrogéologiques». Ed. *UNESCO/IASH/IAH. Institute of Geological Sciences. London.*
- (1972-75).—«Proyecto de investigación hidrogeológica de la Cuenca Media y Baja del río Júcar. Informes y notas técnicas. Inventario de Puntos Acuíferos». *IGME-IRYDA. (Inéditos.)*
- ASTRE, G. (1933).—«Sur les petits Agria tubuleux de l'Urgoaptien». *Bull. Soc. Géol. de France. 5.ª serie. T. III, pp. 99.*

- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E., y PAQUET, J. (1971).—«Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques». *Cuad. Geol. Ibérica*. Vol. 2, pp. 91-182.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A., et FOURCADE, E. (1973).—«Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. I. Essai de coordination». *1^{er} Col. Estr. y Paleog. del Cretácico de España*. Tresp. 1973. ENADIMSA. *Trab. de Congr. y Reun. Serie 7*, número 1 (1975).
- AZEMA, J.; BOURROUILH, R.; CHAMPETIER, Y.; FOURCADE, E., et RANCHEARD, Y. (1974).—«Rapports stratigraphiques, paléogéographiques et structuraux entre la Chaîne ibérique, les Cordillères Bétiques et les Baléares». *B. S. G. F. 7.^a serie*. T. XVI, núm. 2, pp. 140-160.
- BABOT, Y., et SIMLER, L. (1970).—«Pollution des eaux souterraines (Etude bibliographique)». *Serv. Géol. Alsace et Lorraine*. 179 p. Estrasburgo.
- (1972).—«Etude bibliographique de la pollution des eaux souterraines par les dépôts d'ordures ménagères en milieu alluvial». *Serv. Géol. Alsace et Lorraine*. 89 p. Estrasburgo.
- BALLESTER, I. (1928).—«Mogente, Albaida». *An. Serv. Inf. Prehist. Excma. Dip. Prov. Valencia*. Vol. I.
- BEAR, J. & SCHWARZ, J. (1966).—«The hydrological Regime of the Turoanian Cenomanian Aquifer of Central Israel». Tel-Aviv.
- BENITEZ, A. (1972).—«Captación de aguas subterráneas». *Ed. Dossat* (2.^a edición). 618 p. Madrid.
- BERNABE, J. M., y MATEU, J. F. (1976).—«Tratamiento estadístico de precipitaciones aplicado al País Valenciano». *Cuad. Geogr. Fac. Filosofía y Letras*, núm. 18, pp. 1-25. Univ. Valencia.
- BODEGA, M. A.; PULIDO-BOSCH, A., y TRAC, N. Q. (1976).—«Modelo matemático del acuífero detrítico de la Plana de Gandía-Denia». *Simp. Nac. Hidrogeología. A. G. E.*, pp. 1181-1199. Valencia.
- BOSCA, E. (1922).—«La *Natica Leviathan* en Oliva, Valencia». *Bol. Soc. Esp. Nat.* Vol. XX, p. 59.
- BOTELLA, F. (1854).—«Descripción de las minas, canteras y fábricas de funciones del Distrito de Valencia, precedida de un bosquejo geológico del terreno». *Revista Minera*. Tomo V.
- BOWLES, G. (1782).—«Introducción a la Historia Natural y a la Geografía física de España». Madrid.
- BRINKMANN, R. (1931).—«Las Cadenas Béticas y Celtibéricas del Sureste de España» (trad. de GOMEZ DE LLARENA, 1948). Un plano 1:250.000, cortes, 6 lám. *Publ. Extr. Geol. Esp. T. IV. Inst. «Lucas Mallada», C.S.I.C.*
- BRINKMANN, R., y GALLWITZ, H. (1933).—«El borde externo de las Cadenas Béticas en el Sureste de España» (trad. por GOMEZ DE LLARENA,

- 1950). Un plano color 1:600.000 y cortes. *Publ. Extr. Geol. Esp. T. V. Inst. «Lucas Mallada». C. S. I. C.*, pp. 173-290.
- BURGER, A., y DUBERTRET, L., Edit. (1975).—«Hydrogéologie des terrains karstiques». *J. A. H. Serie B*, núm. 3. 190 p. París.
- CALVIN, J. (1976).—«Contaminación agrícola». *Simp. Nac. Hidrogeología. A. G. E. T. II*, pp. 965-983. Valencia.
- CALVO, L. (1908).—«Hidrografía subterránea». 289 p. 52 figs. Gandía.
- CASTANY, G. (1963).—«Traité pratique des eaux souterraines» (trad. español, 1971, edit. Omega). *Ed. Dunod*. 657 p. París.
- (1968).—«Prospection et exploitation des eaux souterraines». *Ed. Dunod*. 738 p. París (trad. español, 1975, ed. Omega).
- CATALAN (1969).—«Química del agua». *Ed. Blume*. 355 p. Madrid.
- CAVANILLES, A. J. (1795-97).—«Observaciones sobre la Historia Natural, Geografía, Agricultura, población y frutos del Reyno de Valencia». Madrid (2.^a Edit. 1958, 2 t. 747 p. C. S. I. C. *Dep. Geogr. Aplic. de Inst. «Elcano». Zaragoza*).
- COLOM, G. (1936).—«Los foraminíferos de las margas azules de Enguera (Provincia de Valencia)». *Bol. Soc. Esp. de Hist. Nat.* T. XXXVI, núm. 4, pp. 205-225.
- COMA *et al.* (1972).—«Mapa Hidrogeológico Nacional». *Mem. IGME* número 81, 44 p.
- COOK (1830).—«Description of parts of the kingdoms of Valencia, Murcia, Granada in the South of Spain». *Proceed of Geol. of London*.
- (1834).—«Sketches in Spain». 2 t. París.
- CORTAZAR, D., y PATO, I. M. (1882).—«Descripción física, geológica y agrológica de la provincia de Valencia». *Mem. Com. Map. Geol.* Vol. X (plano 1:400.000).
- COTECCHIA, V.; TADOLINI, T.; TAZIOLI, G. S., y TULIPANO, L. (1973).—«Estudio hidrogeológico della zona della Sorgente Chidro (Taranto)». *Actas 2.^o Col. Intern. Agua Subt.* Palermo, pp. 523-535.
- COUTAGNE, A. (1954).—«Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum». *La Houille Blanche*, pp. 360-369.
- C. R. V. (1970).—«Jornadas Espeleológicas de Vallada, Valencia» (Mem. inédita).
- (1975).—«Jornadas Espeleológicas de Pinet, Valencia» (Mem. inédita).
- CRUZ-SANJULIAN, J., y GARCIA-ROSSELL (1975).—«Termalismo en España meridional». *Bol. Geol. y Min.* T. LXXXVI-II, pp. 179-186.
- CSALLANY, S. C. (1965).—«The hydraulic properties and yields of dolomite and limestone aquifers». *Actes Coloq. Hydrog. des Roches fissurées. Dubrovnik*. T. I, pp. 120-138. *A. I. H. S.* París.
- CUSTODIO, E., y GALOFRE, A. (1976).—«Evolución de la calidad del agua

- de la surgencia litoral de la Falconera en relación con un gran vertedero de basuras en el Macizo de Garraf (Barcelona)». *II Asamb. Nac. Geod. y Geof.* Barcelona.
- CUSTODIO, E., y LLAMAS, M. R. (1976).—«Hidrología subterránea». *Edit. Omega*. 2 t. 2.359 p. Barcelona.
- CVIJIC, J. (1893).—«Das Karstphänomen. Geogr.». *Ab. her. von A. Penck*. V, 3, Leipzig.
- (1918).—«Hydrographie souterraine et évolution morphologique du karst». *Rec. Trav. Inst. Géograph. Alpine*. 6, 4, pp. 1-56.
- (1960).—«La Géographie des terrains calcaires». *Académie Serbe des Sciences et des Arts*. T. CCCXLI, p. 212. Belgrado.
- CHAMPETIER, Y. (1966).—«Coupe du Jurassique Supérieur de l'anticlinal d'Olive (Province de Valence, Espagne)». *Comp. Rend. Acad. Scien. Paris*. Vol. 261, pp. 1354-1357.
- (1966).—«Etude du Jurassique et du Crétacé de la Sierra Fontanells». *Dipl. Sup. Nancy*. 40 p., 7 pl., 9 ph.
- (1966).—«Sur un type particulier d'extrusion: le relief dolomitique du Montnegre (province d'Alicante, Espagne)». (Sobre un tipo particular de extrusión: el relieve dolomítico de Montnegre, Provincia de Alicante.) *C. R. Som. Séan. Soc. Géol. Franc.*, fasc. 2, p. 52 (1967, *Not. Com. IGME*, núms. 101-102, pp. 151-154).
- (1967).—«Le Crétacé terminal et le tertiaire de la sierra del Mediodía (Province d'Alicante, Espagne). Présence de Paleocène à facies lagunaire». *Comp. Rend. Acad. Scien. Paris*. T. 264, pp. 1683-1685.
- (1972).—«Le Prébétique et l'Ibérique côtiers dans le Sud de la province de Valence et le Nord de la province d'Alicante (Espagne)». *Tesis Univ. de Nancy. Science de la Terre*, núm. 24, 169 p.
- DABRIO, C. (1972).—«Geología del sector del Alto Segura. Zona Prebética». *Tesis Doctoral, Univ. Granada*. 2 t. 388 p., 135 figs., 15 láms.
- DARDER, B. (1929).—«La estructura geológica de los valles de Montesa y Enguera». *Mem. Soc. Esp. Hist. Nat.*, p. 603.
- (1932).—«Investigación de aguas subterráneas para usos agrícolas» (2.ª edición ampliada, 1961). 511 p., 301 fig. *Ed. Salvat*. Barcelona.
- (1945).—«Estudio geológico del Sur de la provincia de Valencia y Norte de la de Alicante». *Bol. IGME*. T. LVII, 2 fasc. 1.º, pp. 58-362; 2.º, 1-837; 221 fig., 101 fot., 11 lám., un mapa 1:150.000 color.
- DAVIS, W. M. (1930).—«Origin of limestone caverns». *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 41, pp. 475-628.
- DAVIS, S. N., y DE WIEST, R. (1966).—«Hydrogeology». *Ed. John Wiley & Sons*, 463 p. (trad. esp. 1971. *Edit. Ariel*).
- DEGALLIER, R. (1969).—«Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes». *B. R. G. M. Sección III*, núm. 2, pp. 7-57. París.

- DERRUAU, M. (1965).—«Précis de géomorphologie». *Masson*. 413 p. París (trad. 1966. *Edit. Ariel*).
- DE TERAN, M., y SOLE SABARIS, L. (1968).—«Geografía regional de España». 491 p. *Edit. Ariel*. Barcelona.
- DE WIEST, R. J. M. (1965).—«Geohydrology». *Edit. John Wiley & Sons*. New-York.
- DONAT ZOPO, J. (1960).—«Catálogo de simas y cavernas de la provincia de Valencia». *Grupo espeleológico «Vilanova y Piera»*. Valencia.
- (1966).—«Catálogo espeleológico de la provincia de Valencia». *Mem. IGME*, núm. LXVII, 186 p.
- DUMAS, B. (1969 a).—«Glacis et croûtes calcaires dans le Levant espagnol». *Bull. Ass. Géogr. Franc.*, núm. 375-376, pp. 553-561.
- (1969 b).—«Rejeu tectonique quaternaire au flanc sud de la sierra de Benicadell (Levant espagnol)». *C. R. Somm. S. Soc. G. F.* Fasc. 1.
- (1971).—«Alternance des niveaux continentaux climatiques et de hauts niveaux marins sur la côte du Levant espagnol». *Quaternaria*, t. 15, pp. 161-166. Roma.
- DUPUY DE LOME, E. (1955).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica número 794, Canals (Valencia)». 84 p., plano geológico 1:150.000 y cortes 1/50.000. *IGME*.
- DUPUY DE LOME, E.; MARIN, A., y MESEGUER PARDO, J. (1961).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica núm. 795, Játiva (Valencia y Alicante)». 130 p. Plano y cortes geol. 1:50.000. *IGME*.
- DUPUY DE LOME, E., y SANCHEZ LOZANO, R. (1956).—«El Sistema Cretáceo en el Levante español». *In «El Cretáceo en España»*. *Mem. IGME*, t. LVII, pp. 203-255.
- (1957).—«Memoria explicativa de la Hoja Geológica núm. 821, Alcoy (Alicante, Valencia)». 96 p., plano y cortes geológicos 1:50.000. *IGME*.
- (1968).—«Mapa geológico de la provincia de Valencia». *IGME*.
- ELIAS, F., y GIMENEZ, R. (1965).—«Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España». *Direcc. Gen. de Agricultura*. 293 p., 6 pl. color. Madrid.
- ERASO, A. (1975).—«Le rôle des facteurs physico-chimiques dans le processus de karstification». *Symp. Int. de la Com. de physico-chimie du karst. (Granada)*. *Ann. Spéléol.*, 30, 4, pp. 567-580.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques». *Inst. «Lucas Mallada»*. T. VIII, pp. 83-172. Madrid.
- FERNANDEZ-RUBIO, R. (1972).—«Representación gráfica de la Calidad Química de las Aguas para el consumo humano». *Cuad. Geol. Univ. Granada*. Vol. 3.1, pp. 49-53. 2 fig.
- FONTBOTE, J. M. (1965).—«Las Cordilleras Béticas». *In «Mapa Geológico de España y Portugal»*. *Edit. Paraninfo*.

- FONTBOTE, J. M., y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968).—«Essai de systématisation des unités Subbétiques alloctones dans le tiers central des chaînes bétiques». *C. R. Ac. Sc. Paris*. T. 266, pp. 186-189.
- FONTBOTE, J. M., y GARCIA-ROSSELL (1970).—«Memoria y Mapa Geológico de España. Esc. 1:200.000». Hoja de Alcoy, 28 p. *IGME*.
- FOUCAULT, A. (1971).—«Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (Prov. de Jaén et Grenade, Espagne méridionale)». *Thèse Fac. Sc. de Paris*. 633 p.
- FOURCADE, E. (1970).—«Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes bétiques et ibériques». *Thèse*. 3 t., 427 p., 37 lám. Paris.
- FUSTER, J. (1971).—«Variación de la transmisibilidad en la explotación de acuíferos calizos fisurados. Importancia y consecuencias». *I. C. H. I. L. A. G. E. Sec. 5*, pp. 243-251. Madrid.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A. C., y PULIDO-BOSCH, A. (1973).—«Observaciones sobre el contacto subbético-prebético en el sector de Nerpio». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, núm. 4, pp. 77-91, 3 figs.
- GARCIA, F., y GONZALEZ, F. (1964).—«Métodos en uso y su empleo para el cálculo de la evapotranspiración». *M. O. P.*, Centro Est. Hidrog. Secc. de Planificación, 137 p. Madrid.
- GARCIA-RODRIGO (1968).—«Estudio geológico de la Zona prebética al N de Alicante». *Tesis Univ. Granada*, 456 p. (Mem. inédita).
- GEZE, B. (1965).—«La spéléologie scientifique». *Edit. du Seuil*. 191 p. París (trad. *Ed. Microcosmo*, Barcelona, 1968).
- GIGNOUX, M., y FALLOT, P. (1926).—«Contribution à la connaissance des terrains néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne». *XIV Congrès Géol. Int.* 2.º fasc., pp. 413-442. París.
- GRUND, A. (1903).—«Die Karsthydrographie». *A. Penck Geogr. Abhandl.*, Leipzig, Treubner, 7, 3, pp. 3-200.
- GÜNAY, G. (1973).—«Hydrogeological investigation of Ovacik Submarine springs». *Acts 2.º Col. Intern. Agua Subter.* Palermo, pp. 549-570.
- HEDBERG, H. D., Edit. (1976).—«International Stratigraphic Guide». Cap. 5. 200 p. *John Wiley & Sons*. New-York.
- HEM, J. D. (1970).—«Study and Interpretacion of the chemical characters of natural water». *Geol. Surv. Water-Supply Paper 1473*. 2.ª edic. ampliada. 363 p. Washington (1.ª ed. 1959).
- HERAS, R. (1970).—«Métodos prácticos para el estudio hidrológico completo de una cuenca». *Centro de Estud. Hidrog.* Publ. núm. 71, 185 p. VI anejos, cuadros y figs. Madrid.
- (1972).—«Métodos prácticos para el estudio de aguas subterráneas». *Centro Estud. Hidrog.* 564 p. Madrid.
- (1973).—«Relación de programas hidrológicos del Centro de Estudios Hidrográficos para estudios completos de recursos hidráulicos con datos insuficientes». *Simp. Proy. Rec. Hidr. con datos insuficientes. UNESCO-IAHS*. T. II, pp. 603-646. Madrid.
- HERNANZ-LOPEZ, A. (1970 a).—«Generalidades sobre las formas kársticas y el proceso de karstificación». *Curso de Hidrol. Gen. y Apl. C. E. H.* Madrid.
- (1970 b).—«Aspectos generales de la Hidrología del karst». *Curso de Hidrol. Gen. y Apl. C. E. H.* Madrid.
- HIDALGO, J. (1974).—«Estudio Hidrogeológico del polje de Zafarraya y áreas adyacentes (Granada y Málaga)». *Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada*. 165 p. (Mem. inédita).
- HIDALGO, J., y FERNANDEZ-RUBIO, R. (1974).—«Vulnerabilidad a la polución de las aguas subterráneas en el polje de Zafarraya y zonas adyacentes (Granada y Málaga)». *Bol. Geol. y Min.* Vol. LXXXV-III, pp. 32-39, 3 fig., 4 fot. Madrid.
- JACOB, C. E. (1946).—«Radial flow in a leaky artesian aquifer». *Trans. Am. Geophys. Union*, v. 27, pp. 198-205.
- JEREZ-MIR, L. (1973).—«Geología de la Zona prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincias de Albacete y Murcia)». *Tesis Doct. Univ. Granada*. 2 t., 750 p.
- JIMENEZ DE CISNEROS, D. (1907).—«Excursiones por el N de la prov. de Alicante». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 165-175, 2 fig. Madrid.
- (1915).—«Geología y Paleontología», in «Geografía General del Reino de Valencia», pp. 303-420. Barcelona.
- (1917).—«Geología y Paleontología de Alicante». *Trab. Museo Nac. Cienc. Nat.*, núm. 21, 140 p., XI lám. Madrid.
- (1931).—«Algunas consideraciones acerca del nummulítico del Sudeste de España». *Asoc. Esp. para el Progreso de las Ciencias. Congr. Lisboa*. T. V, p. 33. Madrid.
- (1932).—«La cueva de Benidoleig». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, pp. 417-422. Madrid.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIVEIRO, A., y CONDE, L. (1972).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares (Contribución al Mapa tectónico de Europa de la Comisión Nacional de Geología de España y de la Direcção de Minas e Serviços geológicos de Portugal)». *IGME*. Madrid.
- KESSLER, H. (1965).—«Water balance investigations in the karstic regions of Hungary». *Act. Coloq. Hydrog. des roches fissurées. Dubrovnick*. T. I, pp. 91-105. *AIHS*. París.
- KIRALY, L. (1975).—«Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques» (in «Hydrogeology of karstic terrains»). *I. A. H.*, pp. 53-67. París.

- KOENIG, L. (1960).—«Survey and analysis of well stimulation performance». *Am. Water Works Assoc. Jour.* V. 52, pp. 333-350.
- KOMATINA, M. (1975).—«Development conditions and regionalization of karst» (in «Hydrogeology of karstic terrains»). *IAH*, pp. 21-29. París.
- KRUMBEIN, W. C., y SLOSS, L. L. (1969).—«Estratigrafía y sedimentación». *UTEHA México*. Traducido por R. García Díaz.
- KULLMAN, E. (1965).—«La circulation des eaux karstiques dans les complexes carbonatés et son bilan quantitatif». *Actas Col. Hydrog. des roches fissurées. Dubrovnik*. T. I, pp. 152-160. A. I. H. S. París.
- KUNOW, P. (1966).—«El clima de Valencia y Baleares». *Univ. de Valencia. Depart. Geografía*. 235 p.
- LALLEMAND-BARRES (1974).—«Quelques cas de pollution des eaux souterraines par les nitrates, en milieu rural». *B. R. G. M.* 74 SGN 226 AME. 12 p.
- LAMBERT, J. (1935).—«Sur quelques échinides fossiles de Valence et d'Alicante communiqués para le professeur M. Darder Pericás». *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.* T. 35.
- LA MOREAUX, P. E.; LEGRAND, H. E., y STINGFIELD, V. T. (1975).—«Progress of knowledge about hydrology of carbonate terrains» (in «Hydrogeology of karstic terrains»). *I. A. H.*, pp. 4-52. París.
- LAURENT, C. (1863).—«Etudes dans les provinces du Levant espagnol concernat le captage des eaux souterraines». *Revue de Géologie*. Vol. III. París.
- LOPEZ BERMUDEZ, F. (1973).—«La Vega Alta del Segura». *Tesis Doctoral. Dep. Geografía. Univ. Murcia*. 288 p.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. (1971).—«Geología de la Zona Prebética al NE de la Provincia de Jaén». *Tesis Doct. Univ. Granada*. 371 p.
- LOPEZ GOMEZ, A. y J. (1959).—«El clima en España según la clasificación de Köppen». *Rev. Est. Geogr.* XX: 167-188.
- LOPEZ VERA, F., y SAIZ, J. (1976).—«Evaluación de recursos hídricos subterráneos en regiones kársticas semiáridas». *Bol. Geol. y Min.* Tomos LXXXVII-III, pp. 274-283.
- LLAMAS, M. R. (1967).—«Sobre el papel de las aguas subterráneas en España». *Agua*, pp. 2-19.
- LLOPIS, N. (1965).—«Nappes karstiques et conduits karstiques». *Actas Coloq. Hydrogéol. des roches fissurées (Dubrovnik)*. A. I. H. S., T. I, pp. 200-203. París.
- (1970).—«Fundamentos de Hidrogeología cárstica». *Ed. Blume*. 269 p. Madrid.
- MAILLET, E. (1905).—«Essai d'hydraulique souterraine et fluviale». *Hermann*. 218 p. París.
- MANGIN, A. (1975).—«Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères

- res karstiques». *Tesis*. 3 art. *Ann. Spéléol.* (1974) 29, pp. 283-332; 29, 4, pp. 495-601; (1975) 30, 1, pp. 21-124. Dijon.
- MARGAT, J. (1968).—«Vulnérabilité des nappes d'eau souterraine à la pollution. Bases de sa cartographie». *68 SGL 198 HYD B. R. G. M.*
- (1969).—«Ressources en eaux souterraines et bilan de nappes». *69 SGL 208 HYD. B. R. G. M.*
- MARTEL, E. A. (1894).—«Les abîmes». *Delagrave*. 581 p. París.
- (1911).—«Notice sur les travaux scientifiques de E. A. Martel». París.
- (1921).—«Nouveau traité des eaux souterraines». *Doïn*. 840 p. París.
- MARTEL, M. (1975).—«Afloramientos volcánicos en el triásico de "Lugar Nuevo de Ferrollet" (Valencia)» (Simposio 1971). *Estudios Geol.*
- MATHERON, G. (1965).—«Les variables régionalisées et leur estimation». *Masson*. 305 p. París.
- MARTINEZ, W.; BENZAQUEN, M., et al. (1975).—«Mapa geológico de España. Hoja 28-31: Canals». *IGME*.
- MARTINEZ, W.; BENZAQUEN, M.; CABAÑAS, I., y URALDE, M. A. (1975).—«Explicación de la Hoja de Onteniente (820) del Mapa Geol. de España. 1:50.000». *IGME*. 49 p. Madrid.
- MAURIN, V., y ZOELT, J. (1965).—«Salt water en croachment in the low altitude karst water horizons of the island of Kephallivia (Ionian islands)». *Actas Col. Hydrog. roches fissurées (Dubrovnik)*. T. II, pp. 423-438. A. I. H. S. París.
- MESEGUER PARDO, J. (1954).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica núm. 823, Jávea (Alicante)». 56 p., plano 1:150.000 y cortes 1:50.000. *IGME*.
- MESEGUER PARDO, J., et al. (1957).—«Memoria explicativa de la Hoja geológica núm. 794, Onteniente (Valencia)».
- MORTIER, C., y SAFADI, F. (1965).—«Phénomènes karstiques dans les gypses de Jezireh (NE de la Syrie)». *Actas Col. Hydrog. roches fissurées (Dubrovnik)*. T. I, pp. 334-338. A. I. H. S. París.
- MOULLARD, L.; MIJATOVIC, B.; KAREH, R., y MASSARD, B. (1965).—«Exploitation d'une nappe karstique captive à exutoires sous-marins. Problèmes posés et solution adoptée. Côte libanaise». *Act. Col. Hydrog. roches fissurées (Dubrovnik)*. A. I. H. S. T. I, p. 237. París.
- MUGA, E. (1915).—«Description físico-geográfica», in «Geografía del Reino de Valencia», pp. 3-302. Barcelona.
- MURCIA, A. (1967).—«Las aguas subterráneas y los regadíos españoles». *Agua*, pp. 20-37.
- NIKLES, R. (1888).—«Nota sobre el Senoniense y Daniense del SE de España». *Bol. Com. Mapa Geol. de España*. T. XV, p. 245.
- (1889).—«Sur le Necomien du SE de l'Espagne». *Comp. R. Ac. Sc. Paris*.
- (1891).—«Etudes géologiques sur le Sud-Est de l'Espagne. Terrains se-

- condaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence». *Thèse*. Lille. L. Danel. 219 p. 10 pl.
- (1892).—«Recherches géologiques sur les terrains secondaires et tertiaires de la province d'Alicante et du Sud de la province de Valence (Espagne)». *Annales Hébert*. T. I, 220 p. Paris.
- (1902).—«Sur l'existence de phénomènes de recouvrement dans la zone subbétique». *Comp. Rend. Ac. Sc. Paris* (trad. esp. en *Bol. Com. del Mapa Geol. de España*. T. VIII, 41 p. Madrid, 1906).
- (1904).—«Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone subbétique». *Bul. Soc. Geol. de France*, serie 4.^a, tomo IV. París (trad. esp. en *Bol. Comp. Mapa Geol. de España*, t. VIII, pp. 77-103. Madrid, 1906).
- NOVO, P. (1915).—«Reseña geológica de la prov. de Alicante». *Bol. Int. Geol. Esp.* T. XXXVI, pp. 57-148, plano 1:400.000.
- NOVO, P., y BENITO, F. (1944).—«Programa para el estudio de las cuencas hidráulicas subterráneas de Valencia». *Notas y Com. IGME*. Vol. 12, p. 149.
- ORTI CABO, F. (1972).—«Estudio litológico, estratigráfico y paleogeográfico de la cuenca evaporítica de la facies Keuper en el Levante español». 281 p. *Fund. Juan March*.
- (1973).—«El Keuper del Levante español. Litoestratigrafía, Petrología y Paleogeografía de la cuenca». *Tesis Doct. Univ. Barcelona*. 174 p. (Mem. inédita).
- (1974).—«El Keuper del Levante Español». *Est. Geol. Inst. «Lucas Mallada»*. C. S. I. C., núm. 30, pp. 7-46.
- PALOC, H. (1967).—«Carte hydrogéologique de la France. Région karstique Nord-Montpellieraine. Notice explicative». Un plano 1:80.000. *Mémoires du B. R. G. M.*, núm. 50. 229 p. 25 láminas.
- (1969).—«Hidrogeología especial del karst». *III Cursillo de Hidrog. Aplicada*. Madrid, pp. 233-258 (IGME, E. T. S. I. M. y FAO).
- (1972).—«Carte hydrogéologique de la région des Grandes Causses. Notice explicative». *CERGA. B. R. G. M.* 82 p. + carte.
- (1975).—«Cartographie des eaux souterraines en terrains calcaires» (*in «Hydrogeology of karstic terrains»*). *I. A. H.*, pp. 137-148. París.
- (1975).—«Glossaire d'hydrogéologie du karst» (*in «Hydrogeology of karstic terrains»*). *I. A. H.*, pp. 151-186. París.
- PAPADOPULOS, I. S. (1965).—«Nonsteady flow to a well in an infinite anisotropic aquifer». *Actes Coll. Dubrovnik. AIHS. UNESCO*, 1, pp. 21-31.
- PAQUET, J. (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». *Mém. S. G. F.*, t. XLVIII, núm. 111, 270 p., 1 carte couleur 1:100.000.
- PEZZI, M. C. (1975).—«Algunas observaciones sobre sistemas morfoclimáticos y karst en las Cordilleras Béticas». *Cuadernos geográficos. Univ. Granada*, núm. 1, pp. 59-83.
- PIPER, A. M. (1944).—«A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses». *Am. Geoph. Union Trans.* V. 25, pp. 914-23.
- PLA, G., et al. (1953).—«La cova de la punta de Beniamequi (Montgó)». *Speleon*, IV, p. 11.
- PLA, G. (1953).—«Avenc de Cuatretonda. Cuatretonda (Valencia)». *Speleon*. Vol. V, fasc. 1-2.
- (1954).—«Avencs d'Ebo. Vall de Ebo (Alicante)». *Speleon*, V, núm. 1-2.
- (1955).—«Catálogo de cavidades de la provincia de Alicante». *Speleon*. Vol. VI, núm. 1-2, pp. 37-51.
- (1964).—«Nuevos descubrimientos en la Cova Fosca de Vergel (Alicante)». *Geo y Bio Karst*, núm. 3, p. 112.
- (1971).—«Memoria de las Jornadas Espeleológicas de Villalonga». C. E. A. (inédita).
- PLAUD, M. (1967).—«Evapotranspiración régionale». *Thèse. Faculté de Bordeaux*.
- PORTERO, R. (1974).—«Contribución al estudio hidrogeológico de las Vegas de Antequera y Bobadilla». *Tesis de Licenciatura. Univ. Granada*. 161 p. (Mem. inédita).
- PORTERO, R., y FERNANDEZ-RUBIO, R. (1975).—«Estudio climático del alto valle del Guadalhorce (Málaga)». *Jorn. Min. Met.* Bilbao. T. III, pp. 193-208.
- POTIE, L. (1973).—«Etudes et captage de resurgences d'eau douce sous-marines». *Actas 2.º Col. Intern. Agua Subt.* Palermo, pp. 603-620.
- PUIG LARRAZ, G. (1896).—«Cavernas y simas de España». *Bol. Com. Mapa Geol.* T. XXI (T. I, 2.^a serie), 443 p.
- PULIDO-BOSCH, A. (1972).—«Estudio geológico de un sector al SO de Nerpio (provincias de Albacete y Murcia)». *Tesis de Licenciatura Dep. Estr. Univ. Granada*. 90 p. (Mem. inédita).
- (1975 a).—«Estudio hidrogeológico de sierra Grossa. Provincia de Valencia». *V Jorn. Min. Metal.* Vol. III, pp. 25-35. Bilbao.
- (1975 b).—«Los manantiales salinos de la sierra de Mustalla». *V Jorn. Min. Met.* Vol. III, pp. 117-128. Bilbao.
- (1976 a).—«Bosquejo sobre la hidrogeología kárstica del Prebético nor-oriental». *Cuad. de Geol. Univ. Granada* (en prensa).
- (1976 b).—«El karst en yesos de Vallada (Valencia). Incidencia en la calidad química de las aguas». *IV Congr. Nac. de Esp.* Marbella (en prensa).
- (1976 c).—«Los bombeos de drenaje entre los ríos Jaraco y Girona. Consecuencias hidrogeológicas». *Simp. Nac. Hidrogeología. A. G. E.* T. II, pp. 760-771. Valencia.

- (1976 d).—«Salinización y recarga artificial en el acuífero de Jávea». *Simp. Nac. Hidrogeología. A. G. E. T. II*, pp. 772-787. Valencia.
- RAMOS, J. M. (1975).—«Criterios de clasificación de aguas termales». *Tecniterrae*, núm. 7, pp. 34-36, 3 cuadros. Madrid.
- REMENIERAS, G. (1960).—«L'hydrologie de l'ingénieur». *Edit. Eyrolles*, 413 p. París.
- RENAULT, P. (1967).—«Contribution a l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléologie (suite). Première partie. Les actions mécaniques à l'échelle du massif». *Ann. Epéleol.* 12, 2, pp. 209-267.
- (1971).—«La formación de las cavernas». *Col. Qué sé?* 124. Barcelona.
- RIBERA, E. (1904).—«Las aguas subterráneas de Valencia». *B.R.S.E.H.N.*, IV, pp. 198-204.
- RIOS, J. M.; NAVARRO, A.; TRIGUEROS, E., y VILLALON, C. (1961).—«Explicación de la Hoja de Benisa (822) del Mapa Geol. de España». 1: 50.000. *IGME*. 106 p.
- ROFAIL, N. E. (1965).—«Analysis of pumping test in fractured rocks». *Actes Coll. Dubrovnik. AIHS. UNESCO*, 1, pp. 81-88.
- ROSSELLO, V. M. (1963).—«Notas preliminares a la morfología litoral del N de Valencia». *Saitabi*, XIII, pp. 105-144.
- (1968).—«El macizo del Monduver. Estudio geomorfológico». *Est. Geograf.*, núm. 112-113, pp. 423-474.
- (1970).—«Clima y morfología pleistocena en el litoral mediterráneo español». *Papeles Depart. Geogr. Univ. de Murcia*. 2, pp. 79-108.
- SAHUQUILLO, A.; FERRANDO, J. A.; PALANCAR, M., y SANCHEZ, J. (1971).—«Resumen del estudio de los recursos hidráulicos de las cuencas de los ríos Sellent, Albaida y Serpis». *I. C. H. I. L. A. G. E. Sección 5*, pp. 645-653. 4 fig. Madrid.
- SAHUQUILLO, A., y col. (1971).—«Estudio de recopilación y síntesis de los recursos hidráulicos totales de los ríos Albaida, Sellent y Serpis». *D. G. O. H., S. G. O. P.*
- SCHOELLER, H. (1962).—«Les eaux souterraines». *Masson*, 642 p. París.
- (1965).—«Hydrodynamique dans le karst (écoulement et emmagasinement). Hydrogéologie des roches fissurées». *Simposio de Dubrovnik. A. I. H. S. Tomo I*, pp. 3-20. París.
- SOKOLOV, D. S. (1965).—«Hydrodynamic Zoning of karst water». *Actes Col. Hydrog. des roches fissurées. Dubrovnik. T. I*, pp. 204-207. *A.I.H.S.* París.
- SOLE-SABARIS, L. (1961).—«Oscilaciones del Mediterráneo español durante el Cuaternario». *Gráficas Marinas*, pp. 7-57. Barcelona.
- STEFANON, A. (1973).—«Evaluation and capture of submarine springs». *Actas 2.º Col. Intern. Agua Subt. Palermo*, pp. 579-590.
- (1973).—«Ulteriori osservazioni sulla polla di Rovereto e sulle altre

- sorgenti sottomarine della Mortola (Riviere di Ponente)». *Actas 2.º Coloquio Intern. sobre Agua Subt. Palermo*, pp. 591-601.
- STIFF, M. A. (1951).—«The interpretation of chemical water analysis by means of patterns». *Journ. of Petrol. Tech.* V. 3, núm. 10, pp. 15-17.
- TERAN, de, M., y SOLE SABARIS, L. (1968).—«Geografía regional de España». 491 p. *Edit. Ariel*. Barcelona.
- THIESSEN, A. H. (1911).—«Precipitation averages for large areas». *Monthly Weather Review*, p. 1082.
- THORNTHWAITE, C. W. (1948).—«An approach toward a national classification of climate». *Geogr. Review*, 38, núm. 1, pp. 55-94.
- TROMBE, F. (1950).—«Les eaux souterraines». *Que sais-je?* 126 p. *Press. Univ. France* (2.ª edic. ampl., 1969). París.
- (1952).—«Traité de Spéléologie». *Payot*, 376 p. París.
- (1965).—«La spéléologie». *Que sais-je? Press. Univ. France*, pp. 127. París.
- (1969).—«Les eaux souterraines». *Que sais-je? Press Univ. France*. París.
- TURC, L. (1955).—«Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement». *Ann. Agron.* (1954), pp. 491-495; 1955, pp. 5-131.
- USERA, J. (1972 a).—«Microbioestratigrafía del neógeno marino en la provincia de Valencia». *Tesis Doct. Fac. Ciencias. Valencia* (Mém. inédita).
- (1972 b).—«Paleografía del Mioceno en la provincia de Valencia». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (geol.)*, 70: 307-315.
- (1974).—«Microbioestratigrafía del neógeno marino en la provincia de Valencia». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 72, pp. 213-228.
- VAN VEEN, G. W. (1969).—«Geological investigation in the region west of Caravaca South-eastern Spain». *Tesis Univ. Amsterdam*. 143 p.
- VEGAS, F.; PEDRAZA, J.; CABAÑAS, I., y URALDE, M. A. (1975).—«Memoria explicativa de la Hoja de Jávea (31-32)». *IGME*.
- VEGAS, R.; PEDRAZA, J.; ZAZO, C., y GOY, J. L. (1975).—«Mapa Geológico de España. Hoja 30-31: Gandía». *IGME*. 27 p.
- VERA, J. A. (1966).—«Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes». *Tesis Doctoral. Univ. Granada. Mem. IGME. T. LXXII*, 191 p. (1969).
- VERNEUIL, E., y COLLOMB, E. (1852).—«Del terreno cretáceo de España». *Rev. Minera*. T. III.
- VIDAL, M. (1942).—«Melanopsis de la Cueva del Penfralló (Gandía, Valencia)». *B. R. S. E. H. N.* XL, pp. 349-350.
- (1947).—«Cova del Parpalló. IV. La fauna malacológica de la cova del Parpalló». *S. I. P. Valencia*, núm. 10, p. 23.

- VILANOVA Y PIERA, J. (1867).—«Note sur la géologie de la province de Valence». *Bull. Soc. Geol. France*. 2^e serie. T. XXIV.
- (1880).—«Teoría y práctica de pozos artesianos y arte de alumbrar aguas». *Imp. Tello*, 593 p. Madrid.
- (1881-1884).—«Reseña geológica de la prov. de Valencia (mapa 1: 400.000)». *Bol. Soc. Geogr.* T. XII, XIII y XIV.
- (1893).—«Memoria Geognóstica-Agrícola y Protohistórica de Valencia». *Soc. Geográfica*. 488 p., 2 lám., 3 fig., 1 plano color 1:400.000. Madrid.
- VIÑES, G. (1914).—«Hidrografía setabense». Játiva.
- (1928).—«La Cova Negra (Játiva)». *An. Serv. Inf. Prehist. Excma. Dip. Prov. Valencia*. Vol. 1.
- (1942).—«Cova Negra de Bellús. Notas sobre las excavaciones practicadas». *Serie de trabajos varios del Serv. Inv. Preh. de la Excma. Dip. Prov. de Valencia*.
- VIRGILI, C.; FONTBOTE, J. M., y col. (1971).—«Memoria y mapa geológico de España. E. 1:200.000. Hoja de Albacete-Onteniente». 23 p. *IGME*.
- WASMER, H. R. (1969).—«Ablagerung fester abfallstoffe und gewässer-schutz». *Gas-Wasser-Wärme*. T. 49, núm. 5, 7 p.
- ZARAGOZA, G., y FERNANDEZ, A. (1971).—«Estudio para la presa de Bellús». *I. C. H. I. L. A. G. E.* Sección 5, pp. 287-294.

INDICE GENERAL

	Págs.
Presentación	7
Prólogo	9
I. Introducción	13
1 Objetivos	13
2 Metodología	13
3 Agradecimientos	14
II. Localización geográfica y geológica	17
1 Localización geográfica	17
2 Localización geológica	17
III. Antecedentes	21
1 Antecedentes sobre geología regional	21
2 Antecedentes hidrogeológicos	24
IV. Climatología	29
1 Consideraciones generales	29
2 Precipitaciones	29
2.1 Datos existentes y su tratamiento	29
2.1.1 Datos de base	29
2.1.2 Tratamiento de los datos	31
2.1.3 Análisis de las precipitaciones	35
3 Temperaturas	41
4 Clasificación climática	45
5 Evapotranspiración potencial	48
6 Evapotranspiración real	48
6.1 Método de cálculo	48

	Págs.		Págs.
V. Hidrología de superficie	59	1.2.5.2 Edad	98
1 Generalidades	59	1.2.5.3 Distribución de los afloramientos	98
2 Río Albaida	59	1.2.6 Formación Mediodía	99
2.1 Hidrografía	59	1.2.6.1 Descripción del corte tipo	101
2.2 Estudio de las aportaciones	63	1.2.6.2 Edad	101
2.3 Regulación	70	1.2.6.3 Distribución de los afloramientos	102
3 Río Serpis	71	1.2.7 Formación Tollos	102
3.1 Hidrografía	71	1.2.7.1 Descripción del corte tipo	103
3.2 Aportaciones y regulación	73	1.2.7.2 Edad	105
4 Otros ríos	73	1.2.7.3 Distribución de los afloramientos	105
4.1 Río Jaraco	73	1.2.8 Formación Benigánim	107
4.2 Río Beniopá	74	1.2.8.1 Descripción del corte tipo	107
4.3 Río Gallinera	74	1.2.8.2 Edad	109
4.4 Río Bullens-Vedat	74	1.2.8.3 Distribución de los afloramientos	109
4.5 Río Racons	74	1.2.9 Formación Bélgida	111
4.6 Río Girona	74	1.2.9.1 Edad	112
4.7 Río Gorgos	75	1.3 Materiales postorogénicos	113
VI. Geología	77	1.3.1 Mioceno Superior	113
1 Estratigrafía	77	1.3.2 Pliocuaternario y depósitos más modernos	114
1.1 Terrenos representados	77	2 Tectónica	114
1.2 Materiales preorogénicos	78	2.1 Consideraciones generales	117
1.2.1 Grupo Valencia	78	2.2 Estructura de la alineación sierra Grossa	119
1.2.1.1 Antecedentes	78	2.2.1 Sector occidental	119
1.2.1.2 Litología y distribución de los afloramientos	79	2.2.2 Sector oriental	121
1.2.1.3 Edad	81	2.2.2.1 Consideraciones generales	121
1.2.2 Formación Infierno	81	2.2.2.2 La estructura del sector oriental	122
1.2.2.1 Descripción del corte tipo	83	2.3 Estructura de la alineación sierras de Benicadell-Almirante-Gallinera	124
1.2.2.2 Edad	83	2.3.1 Consideraciones generales	124
1.2.2.3 Distribución de los afloramientos	84	2.3.2 Estructura interna de la alineación	124
1.2.3 Formación Oliva	86	2.4 Estructura de la alineación sierras de Alfaro-Medio-día-Segaria	126
1.2.3.1 Descripción del corte tipo	86	2.5 Estructura de la alineación sierras del Peñón-Castell de la Solana-Montgó	129
1.2.3.2 Edad	88	2.5.1 Consideraciones previas. Antecedentes	129
1.2.3.3 Distribución de los afloramientos	89	2.5.2 Estructura de las sierras de Castell de Castells y del Peñón	130
1.2.4 Formación Jaraco	89	2.5.3 El diapiro de Jalón	130
1.2.4.1 Descripción del corte tipo	90	2.5.4 Estructura de la Solana de Llosa y Tosalet	131
1.2.4.2 Edad	92	2.5.5 La sierra del Montgó y alrededores	131
1.2.4.3 Distribución de los afloramientos	93		
1.2.5 Formación Creu	94		
1.2.5.1 Descripción del corte tipo	94		

	Págs.
2.5.5.1 Estructura	131
2.5.5.2 Sentido y génesis del corrimiento	132
2.5.6 Las estructuras resultantes y el diapirismo	133
2.6 Cronología relativa de los accidentes	133
VII. Geomorfología kárstica	135
1 Generalidades	135
2 Alineación sierra Grossa	137
3 Alineación Benicadell-Almirante-Gallinera	145
4 Alineación sierras de Alfaro-Mediodía-Segaria	149
5 Alineación sierras del Peñón-Castell de la Solana-Montgó	152
6 Conclusiones	154
VIII. Hidrogeología	157
1 Consideraciones generales	157
1.1 Sobre la zonación hidrodinámica del karst	157
1.2 Las unidades hidrogeológicas	158
2 Unidad sierra Grossa	159
2.1 Puntos acuíferos inventariados	159
2.2 Comportamiento hidrogeológico de las formaciones	160
2.2.1 Grupo Valencia	160
2.2.2 Formación Infierno	161
2.2.3 Formación Oliva	161
2.2.4 Formación Jaraco	161
2.2.5 Formación Creu	162
2.2.6 Formación Tollos	164
2.2.7 Formación Benigánim	164
2.2.8 Formación Bélgida	165
2.2.9 Otros materiales acuíferos	165
2.2.10 Relación entre las formaciones acuíferas	166
2.3 Geometría del embalse subterráneo	167
2.4 Características hidráulicas	175
2.4.1 La superficie piezométrica y el régimen del acuífero	175
2.4.2 Caudales y parámetros hidráulicos	181
2.4.2.1 Caudales	181
2.4.2.2 Acidificación y rendimiento de las captaciones	184
2.4.2.3 Transmisividad, permeabilidad y coeficientes de almacenamiento	185

	Págs.
2.5 Características físico-químicas de las aguas	189
2.5.1 Generalidades	189
2.5.2 Características físicas	190
2.5.3 Características químicas	196
2.5.4 Calidad de las aguas para consumo humano	210
2.5.5 Calidad de las aguas para uso agrícola	213
2.6 Funcionamiento hidrogeológico de la unidad	213
2.6.1 Aspectos generales	213
2.6.2 Recarga	214
2.6.3 Descarga	217
2.6.3.1 Salidas por manantiales	217
2.6.3.2 Bombeos en captaciones	225
2.6.3.3 Salidas ocultas laterales	225
2.7 El balance	226
2.7.1 Componentes	226
2.7.2 Balance para el año 1974-75	227
2.7.2.1 Salidas	227
2.7.2.2 Entradas	228
2.7.2.3 Otros métodos	229
2.7.2.4 Análisis crítico	230
2.7.3 Balance para el año 1975-76	230
2.7.3.1 Salidas	230
2.7.3.2 Entradas	230
2.7.3.3 La infiltración según el balance de cloruros	231
2.7.4 Balance del año húmedo	232
2.7.5 Balance del año seco	232
2.7.6 Balance del año medio	233
3 Unidad Benicadell-Almirante-Gallinera	233
3.1 El inventario de puntos acuíferos	233
3.2 Formaciones acuíferas	234
3.2.1 Consideraciones generales	234
3.2.2 Formación Infierno	235
3.2.3 Formación Jaraco	235
3.2.4 Formación Creu	236
3.2.5 Formación Benigánim	236
3.2.6 Otros materiales acuíferos	237
3.2.7 Relación entre las formaciones acuíferas	237
3.3 Geometría del embalse subterráneo	237
3.4 Características hidráulicas	239
3.4.1 La superficie piezométrica y el régimen del manto.	239

	Págs.
3.4.2	Caudales y parámetros hidráulicos 241
3.5	Características físico-químicas de las aguas 245
3.5.1	Introducción 245
3.5.2	Las aguas de las surgencias de la sierra de Mustalla 246
3.5.2.1	Características físicas 246
3.5.2.2	Características químicas 250
3.5.2.3	Origen de la salinidad de las aguas 253
3.5.2.4	Calidad de las aguas para consumo humano 256
3.5.2.5	Calidad de las aguas para uso agrícola 259
3.5.3	Las aguas del resto de la unidad 259
3.5.3.1	Características físicas 259
3.5.3.2	Características químicas 260
3.5.3.3	Calidad de las aguas para consumo humano 262
3.5.3.4	Calidad de las aguas para uso agrícola 266
3.6	Funcionamiento hidrogeológico de la unidad 266
3.6.1	Generalidades 266
3.6.2	Recarga 266
3.6.3	Descarga 269
3.7	El balance 278
3.7.1	Componentes 278
3.7.2	Balance para el año 1974-75 279
3.7.2.1	Salidas 279
3.7.2.2	Entradas 279
3.7.3	Balance para el año 1975-76 281
3.7.3.1	Salidas 281
3.7.3.2	Entradas 281
3.7.4	Balance de los años húmedo, seco y medio 283
4	Unidad Alfaro-Mediodía-Segaria 284
4.1	El inventario de puntos acuíferos 284
4.2	Formaciones acuíferas 285
4.2.1	Consideraciones generales 285
4.2.2	Formación Infierno 285
4.2.3	Formación Creu 286
4.2.4	Formación Mediodía 286
4.2.5	Formación Benigánim 286
4.2.6	Otros materiales acuíferos 287
4.2.7	Relación entre las formaciones acuíferas 287
4.3	Geometría del embalse subterráneo 288
4.4	Características hidráulicas 290

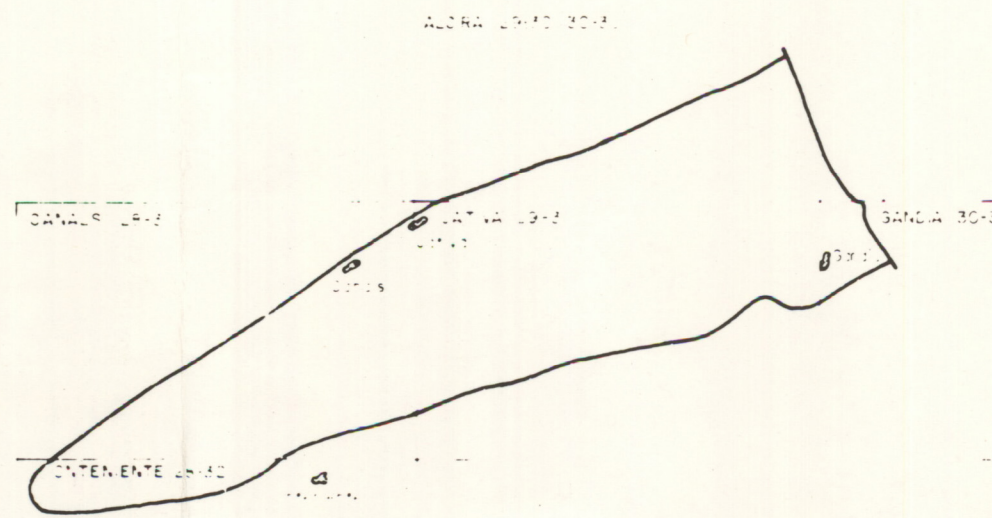
	Págs.
4.5	Características físico-químicas de las aguas 292
4.5.1	Aspectos generales 292
4.5.2	Características físicas 293
4.5.3	Características químicas 294
4.5.4	Calidad de las aguas para el consumo humano 300
4.5.5	Calidad de las aguas para uso agrícola 300
4.6	Funcionamiento de la unidad acuífera 300
4.6.1	Generalidades 300
4.6.2	Recarga 302
4.6.3	Descarga 303
4.6.3.1	Salidas por manantiales 303
4.6.3.2	Extracciones por bombeo 310
4.6.3.3	Salidas subterráneas 310
4.7	El balance 311
4.7.1	Componentes 311
4.7.2	Balance para el año 1974-75 311
4.7.2.1	Salidas 311
4.7.2.2	Entradas 312
4.7.3	Balance para el año 1975-76 313
4.7.3.1	Salidas 313
4.7.3.2	Entradas 314
4.7.4	Balance para los años medio, húmedo y seco 315
5	Unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó 316
5.1	El inventario de puntos acuíferos 316
5.2	Formaciones acuíferas 316
5.2.1	Generalidades 316
5.2.2	Formación Jaraco 317
5.2.3	Formación Creu 318
5.2.4	Formación Mediodía 319
5.2.5	Formación Benigánim 319
5.2.6	Otros materiales acuíferos 319
5.2.7	Relación entre las formaciones acuíferas 319
5.3	Las subunidades acuíferas. Geometría y características hidráulicas 320
5.3.1	Introducción 320
5.3.2	Subunidad Castell de Castells-sierra del Peñón 321
5.3.3	Subunidad sierra de Castell de la Solana 323
5.3.4	Subunidad sierra del Montgó 326
5.4	Características físico-químicas de las aguas 327
5.4.1	Generalidades 327

	<u>Págs.</u>
5.4.2 Características físicas	328
5.4.3 Características químicas	328
5.4.4 Calidad de las aguas para consumo humano	332
5.4.5 Clasificación de las aguas para uso en agricultura.	335
5.5 Funcionamiento hidrogeológico de la unidad acuí- fera	335
5.5.1 Subunidad Castell de Castells-sierra del Peñón ...	335
5.5.2 Subunidad Castell de la Solana	336
5.5.3 Subunidad Montgó	337
IX. Anotaciones en torno a la contaminación de las aguas sub- terráneas en las unidades estudiadas	339
1 Introducción	339
2 Principales fuentes de contaminación	340
2.1 Generalidades	340
2.2 Unidad sierra Grossa	341
2.3 Unidad Benicadell-Almirante-Gallinera	347
2.4 Unidad Alfaro-Mediodía-Segaria	349
2.5 Unidad Peñón-Castell de la Solana-Montgó	351
X. Resumen y conclusiones	353
Anejo 1.—Inventario de puntos acuíferos	361
» 2.—Análisis químicos de las aguas de las unidades acuífe- ras estudiadas	377
Bibliografía	389



MAPA HIDROGEOLOGICO DE LA UNIDAD SIERRA GROSSA

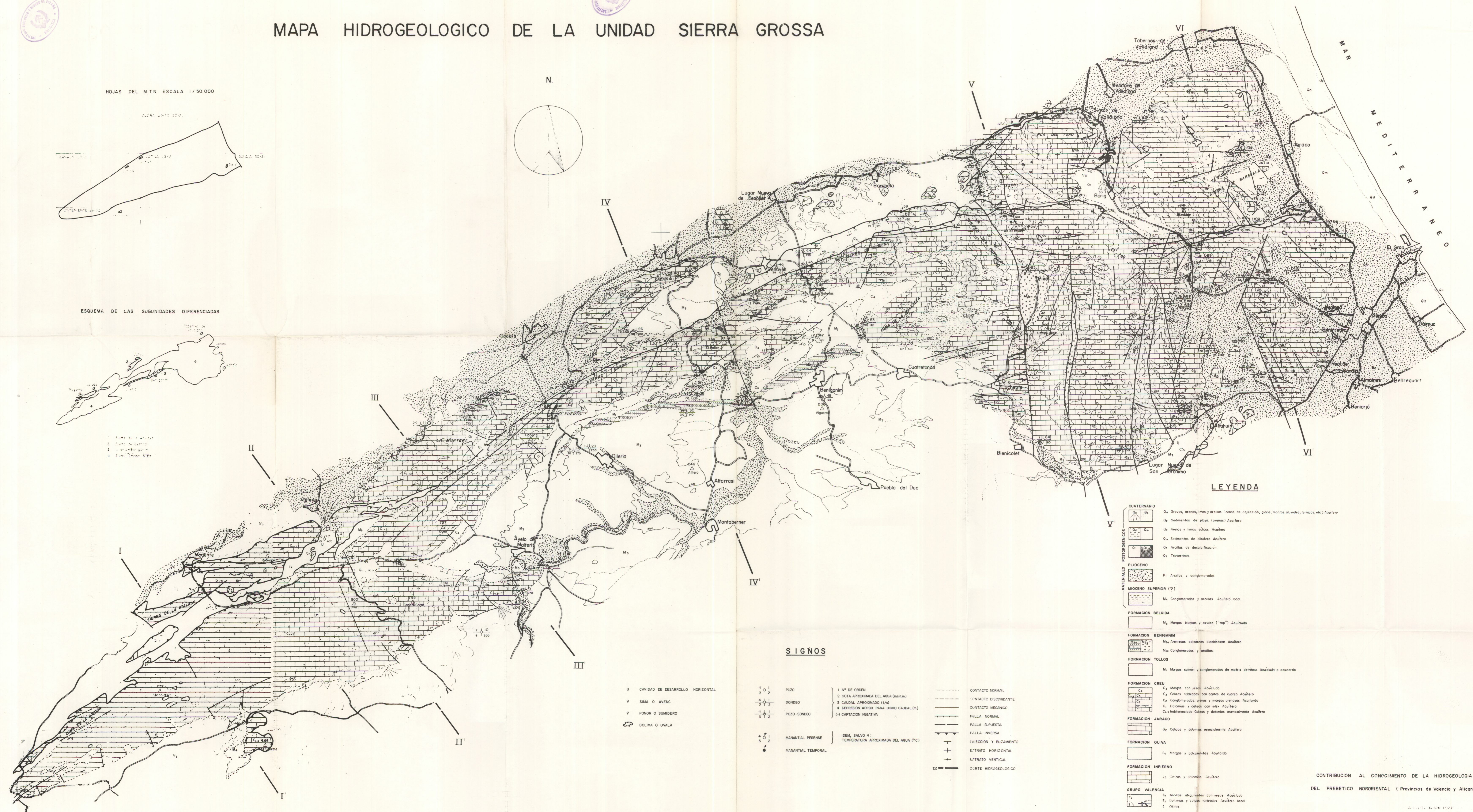
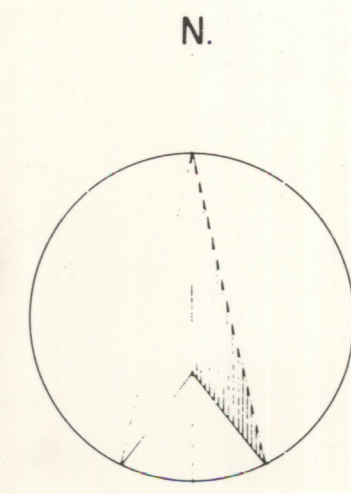
HOJAS DEL M.T.N. ESCALA 1/50.000



ESQUEMA DE LAS SUBUNIDADES DIFERENCIADAS



1. Form. de la Sierra Grossa
2. Form. de Benissa
3. Form. de Beniganim
4. Form. de Jaraco



LEYENDA

- CUATERNARIO**
 - Q₄ Gravas, arenas, limos y arcillas (conos de deyección, gaos, montes aluviales, terrazas, etc.) Acuífero
 - Q₃ Sedimentos de playa (arenas) Acuífero
 - Q₂ Arenas y limos calcáreos Acuífero
 - Q₁ Sedimentos de albufera Acuífero
 - Q₀ Arcillas de decalcificación
 - Q₀ Travertinos
- MATERIALES HISTÓRICOS**
 - P₁ Arcillas y conglomerados
- MIOCENO SUPERIOR (?)**
 - M₄ Conglomerados y arcillas. Acuífero local
- FORMACION BELSIDA**
 - M₃ Margas blancas y azules ("top") Acuífero
- FORMACION BENIGANIM**
 - M₂ Arenas calcáreas biocásticas Acuífero
 - M₂ Conglomerados y arcillas
- FORMACION TOLLOS**
 - M₁ Margas salinas y conglomerados de matriz detrítica Acuífero o acuífero
- FORMACION CREU**
 - C₄ Margas con yesos Acuífero
 - C₃ Calizas nubeadas con cantos de cuarzo Acuífero
 - C₂ Conglomerados, arenas y margas arenosas Acuífero
 - C₁ Dolomitas y calizas con yeso Acuífero
 - C₀ Indiferenciado Calizas y dolomitas esencialmente Acuífero
- FORMACION JARACO**
 - J₁ Calizas y dolomitas esencialmente Acuífero
- FORMACION OLIVA**
 - O₁ Margas y calcarenitas Acuífero
- FORMACION INFIERNO**
 - I₁ Yesos y dolomitas Acuífero
- GRUPO VALENCIA**
 - V₁ Arcillas oligocenas con yesos Acuífero
 - V₂ Yesos y calizas nubeadas Acuífero local
 - V₃ Oligos

SIGNOS

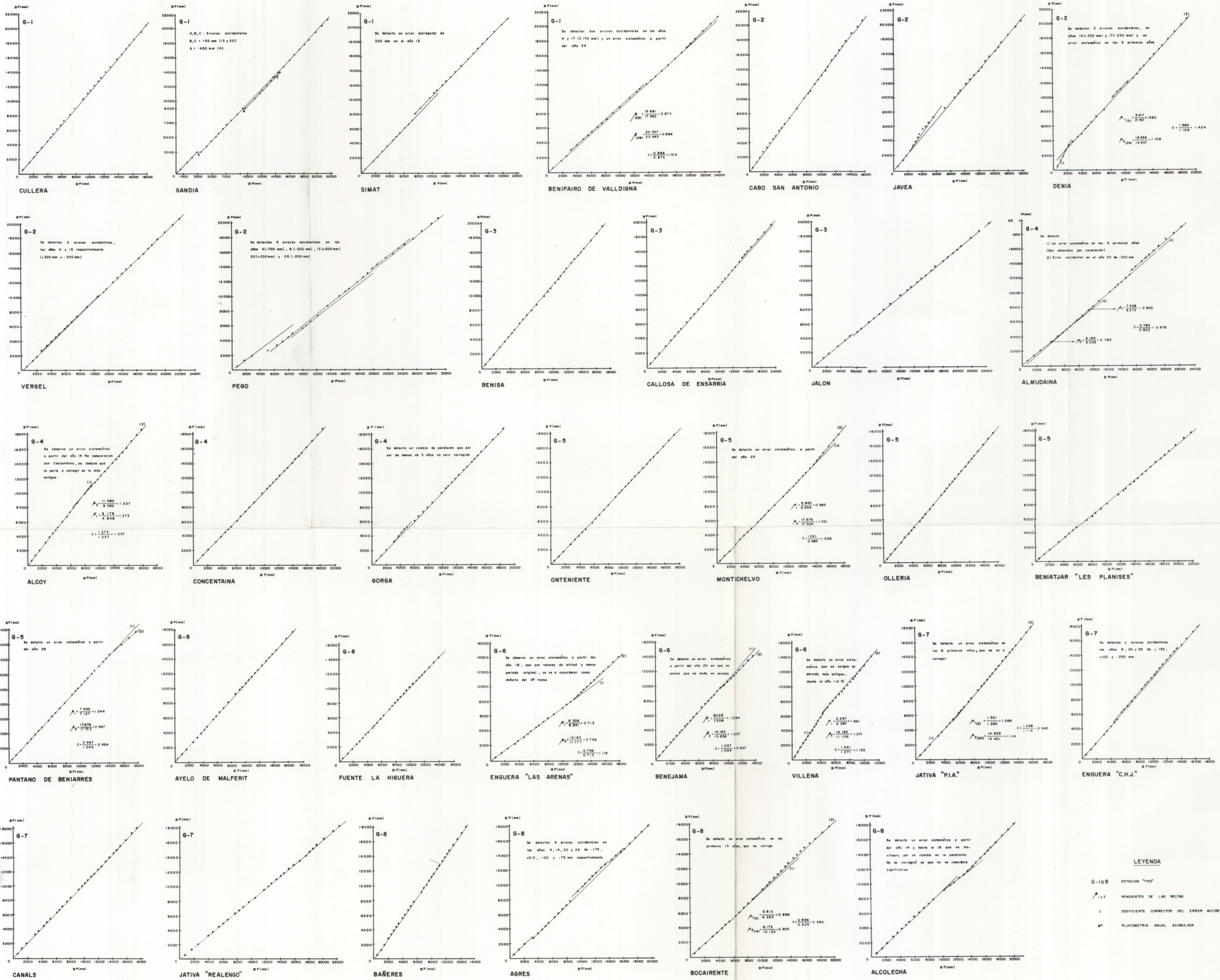
- U CAVIDAD DE DESARROLLO HORIZONTAL
- V SIMA O AVENC
- V PONOR O SUMIDERO
- DOLINA O UVALA
- PCZO 1 N.º DE ORDEN
2 COTA APROXIMADA DEL AGUA (m.n.m.)
- SONDEO 3 CAUDAL APROXIMADO (l/s)
4 EXPRESION APROX. PARA DICHO CAUDAL (m)
(-) CAPTACION NEGATIVA
- PCZO-SONDEO 1 N.º DE ORDEN
2 COTA APROXIMADA DEL AGUA (m.n.m.)
3 CAUDAL APROXIMADO (l/s)
4 EXPRESION APROX. PARA DICHO CAUDAL (m)
(-) CAPTACION NEGATIVA
- MANANTIAL PERENNE 1 DEM, SALVO 4: TEMPERATURA APROXIMADA DEL AGUA (°C)
- MANANTIAL TEMPORAL 1 DEM, SALVO 4: TEMPERATURA APROXIMADA DEL AGUA (°C)
- CONTACTO NORMAL
- CONTACTO DISCORDANTE
- CONTACTO MECANICO
- FALLA NORMAL
- FALLA SUPUESTA
- FALLA INVERSA
- EMBUCCION Y BUZAMIENTO
- ESTRATO HORIZONTAL
- ESTRATO VERTICAL
- ORTE HIDROGEOLOGICO

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA HIDROGEOLOGIA DEL PREBETICO NORORIENTAL (Provincias de Valencia y Alicante)



CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA HIDROGEOLOGIA DEL PREBETICO ORIENTAL

Corrección de los datos pluviométricos por dobles masas



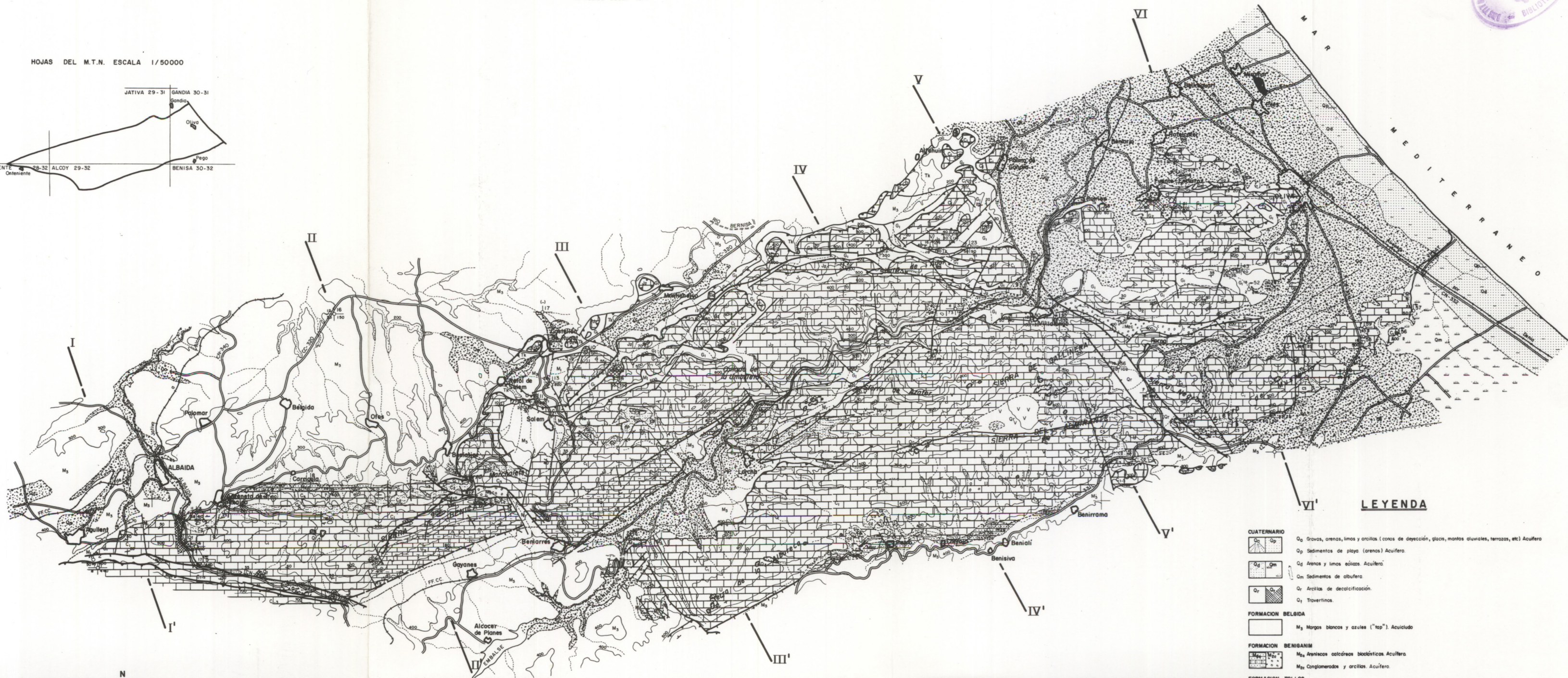
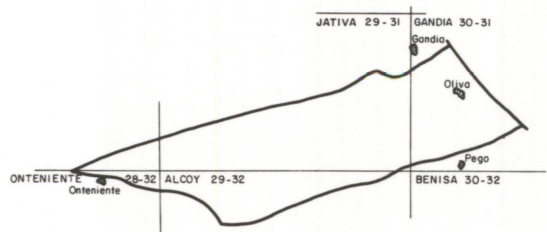
MAPA HIDROGEOLOGICO DE LA UNIDAD ALMIRANTE - BENICADELL - GALLINERA

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA HIDROGEOLOGIA DEL PREBETICO NORIENTAL (Provincias de Valencia y Alicante)

A. PULIDO BOSCH 1977

PLANO Nº 9

HOJAS DEL M.T.N. ESCALA 1/50000



LEYENDA

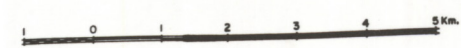
- CUATERNARIO**
- Q₁ Gravas, arenas, limas y arcillas (conos de deyección, glacis, montos aluviales, terrazas, etc) Acuífero
 - Q₂ Sedimentos de playa (arenas) Acuífero
 - Q₃ Arenas y limas silíceas Acuífero
 - Q₄ Sedimentos de albufera
 - Q₅ Arcillas de decalcificación
 - Q₆ Trovertinos
- FORMACION BELSIDA**
- M₁ Margas blancas y azules ("lap") Acuífero
- FORMACION BENISANIM**
- M₂ Areniscas calcáreas biocásticas Acuífero
 - M₃ Conglomerados y arcillas Acuífero
- FORMACION TOLLOS**
- M₄ Margas esódicas y conglomerados de matriz detrítica. Acuífero o acuífero.
- FORMACION CREU**
- C₁ Calizas tabulares con cantos de cuarzo. Acuífero
 - C₂ Margas y margas arenosas Acuífero
 - C₃ Dolomías y calizas Acuífero
 - C₄ Indiferenciado. Calizas y dolomías esencialmente Acuífero
- FORMACION JARACO**
- J₁ Calizas detríticas y dolomías, esencialmente Acuífero
 - J₂ Calizas, dolomías, margas y arenas. Acuífero
- FORMACION OLIVA**
- O₁ Margas y calcarenitas. Acuífero
- FORMACION INFIERNO**
- I₁ Calizas y dolomías Acuífero
 - I₂ Margas, margocalizas y calizas Acuífero
 - I₃ Indiferenciado. Acuífero
- GRUPO VALENCIA**
- V₁ Arcillas obagoradas con yesos. Acuífero

SIGNOS

- | | | | | | | |
|---|----------------------------------|-------|--------------------|--|-------|------------------------|
| U | CAVIDAD DE DESARROLLO HORIZONTAL | 4 0 1 | POZO | 1 Nº DE ORDEN | ----- | CONTACTO NORMAL |
| V | SIMA O AVENC | 3 0 2 | SONDEO | 2 COTA APROXIMADA DEL AGUA (m.a.s.n.m.) | ----- | CONTACTO DISCORDANTE |
| ∇ | POZOR O SUMIDERO | 4 1 1 | POZO-SONDEO | 3 CAUDAL APROXIMADO (l/s) | ----- | CONTACTO MECANICO |
| ⊖ | DOLINA O UVALA | 3 1 2 | | 4 DEPRESION APROX. PARA DICHO CAUDAL (m) | ----- | FALLA NORMAL |
| | | 4 1 1 | | (-) CAPTACION NEGATIVA | ----- | FALLA SUPUESTA |
| | | 3 1 2 | | | ----- | FALLA INVERSA |
| | | 4 0 1 | MANANTIAL PERENNE | IDEM, SALVO 4 | ----- | DIRECCION Y BUZAMIENTO |
| | | 3 0 2 | MANANTIAL TEMPORAL | TEMPERATURA APROXIMADA DEL AGUA (°C) | ----- | ESTRATO HORIZONTAL |
| | | 6 | | | ----- | ESTRATO VERTICAL |
| | | | | | ----- | CORTE HIDROGEOLOGICO |
| | | | | | ----- | LIMITE DE HOJA 50.000 |



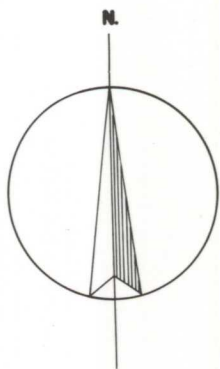
ESCALA 1/50.000



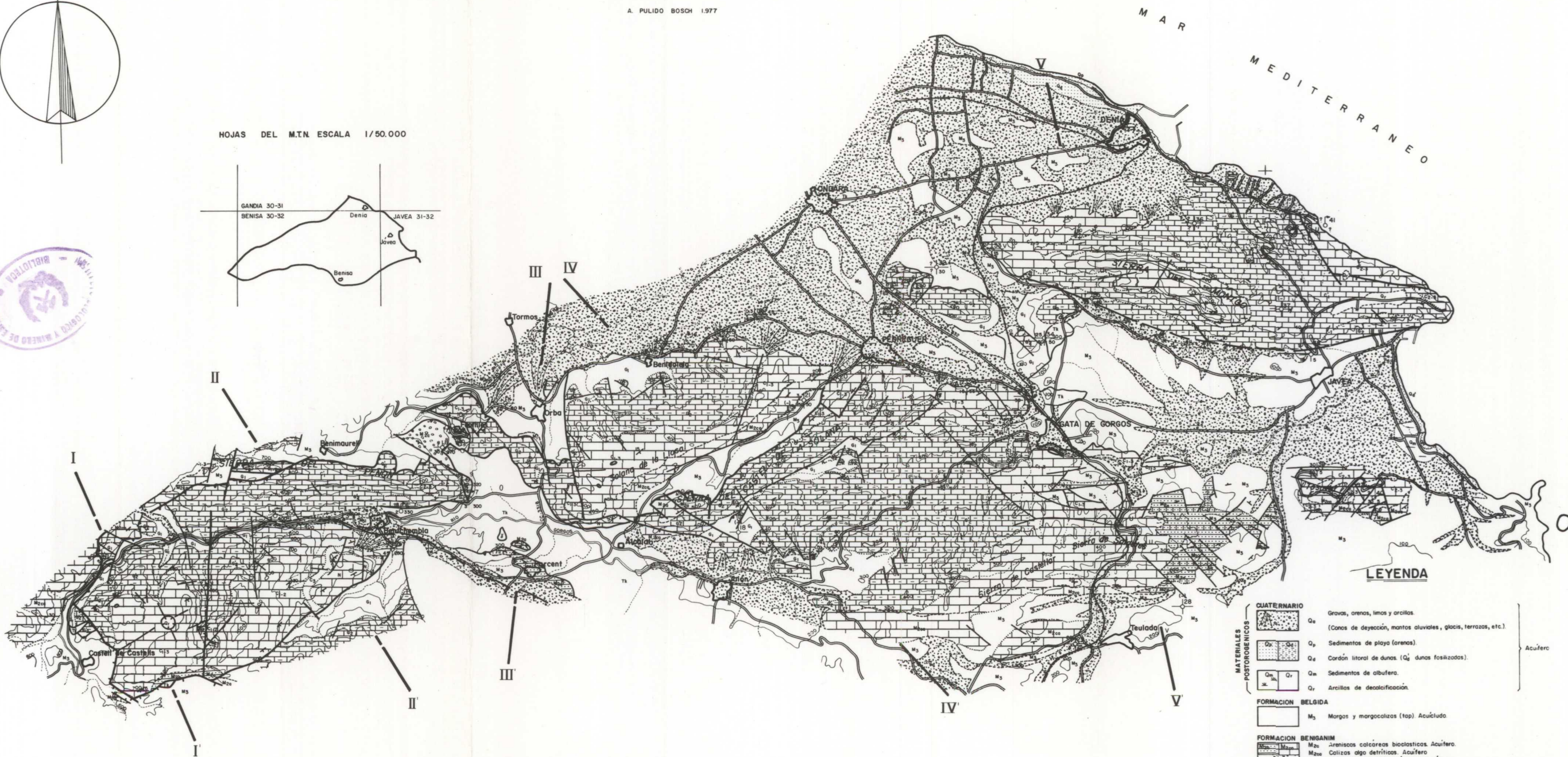
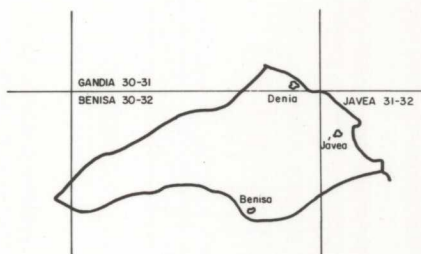
MAPA HIDROGEOLOGICO DE LA UNIDAD PEÑON - CASTELL DE LA SOLANA - MONTGO

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA HIDROGEOLOGIA DEL PREBETICO NORORIENTAL (Provincias de Valencia y Alicante)

A. PULIDO BOSCH 1977



HOJAS DEL M.T.N. ESCALA 1/50.000



LEYENDA

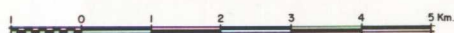
MATERIALES POSTOROGÉNICOS	Q ₄	Gravas, arenas, limos y arcillas (Conos de deyección, mantos aluviales, glacis, terrazas, etc.)	Acuífero
	Q ₃	Sedimentos de playa (arenas)	
	Q ₂	Cordón litoral de dunas (Q ₄ dunas fosilizadas)	
	Q ₁	Sedimentos de albufera	
	Q ₀	Arcillas de decalcificación	
FORMACION BELGIDA			
	M ₃	Margas y margocalizas (top) Acuícludo	
FORMACION BENGANIM			
	M _{2b}	Areniscas calcáreas biocásticas Acuífero	
	M _{2a}	Calizas algo detriticas Acuífero	
	M _{2c}	Conglomerados heterométricos Acuífero	
FORMACION TOLLOS			
	M ₁	Arcillas y margas color salmón. Acuícludo ó acuífardo	
FORMACION MEDIODIA			
	N	Calizas Acuífero	
FORMACION CREU			
	C ₂₋₂	Calizas esencialmente Acuífero	
	C ₁₋₂	Calizas margocalizas y margas Acuífardo y/o acuífero local	
	C ₁₋₁	Calizas esencialmente Acuífero	
	C ₂	Margas Acuífardo	
	C ₁₋₂	Calizas Acuífero	
FORMACION JARACO			
	G ₂	Alternancia de margas, margocalizas, calizas y areniscas Acuífardo y/o acuífero local	
FORMACION OLIVA			
	G ₁	Margas amarillentas Acuícludo, localmente acuífardo	
GRUPO VALENCIA			
	T ₃	Arcillas aglomeradas con yesos Acuícludo	
	I	Rocas subvolcánicas	

SIGNOS

U	CAVIDAD DE DESARROLLO HORIZONTAL	$\frac{4}{3} \frac{1}{2}$	POZO	1 N° DE CRIEN	-----	CONTACTO NORMAL
V	SIMA O AVENC	$\frac{4}{3} \frac{1}{2}$	SONDEO	2 COTA APROXIMADA DEL AGUA (m.s.n.m)	-----	CONTACTO DISCONTINUIDAD
∇	PONOR O SUMIDERO	$\frac{4}{3} \frac{1}{2}$	POZO-SONDEO	3 CAUDAL APROXIMADO (l/s)	-----	CONTACTO MECANICO
∞	DOLINA O UVALA	$\frac{4}{3} \frac{1}{2}$		4 DEPRESION APROX. PARA DICHO CAUDAL (m.)	-----	FALLA NORMAL
∆	PERDIDA	$\frac{4}{3} \frac{1}{2}$	MANANTIAL PERENNE	(-) CAPTACION NEGATIVA	-----	FALLA SUFUESTA
+	LIMITE DE HOJA TOPOGRAFICA ESCALA 1/50000		MANANTIAL TEMPORAL		-----	FALLA INVERSA
					-----	DIRECCION Y BUZAMIENTO
					-----	ECHINATO HORIZONTAL
					-----	ECHINATO VERTICAL
					-----	CORTE HIDROGEOLOGICO

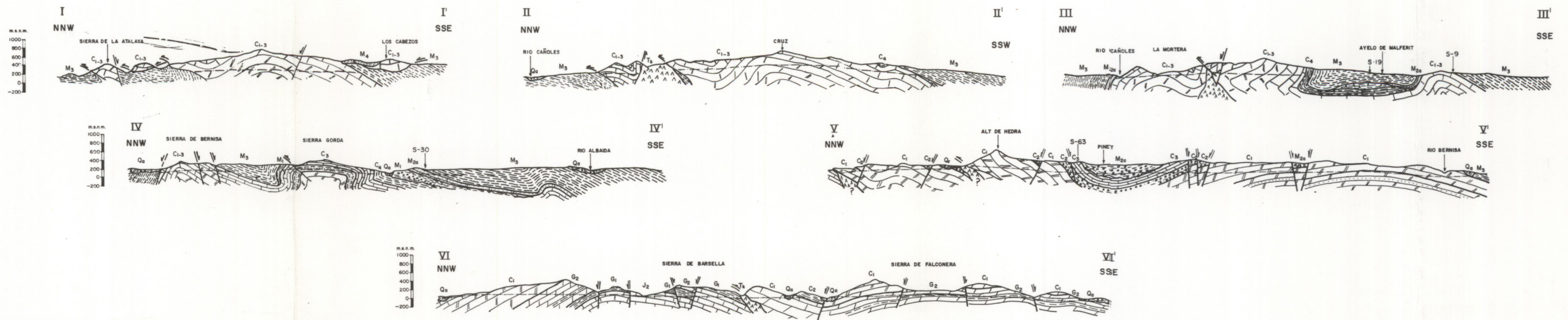
PLANO N° 11

ESCALA 1/50.000

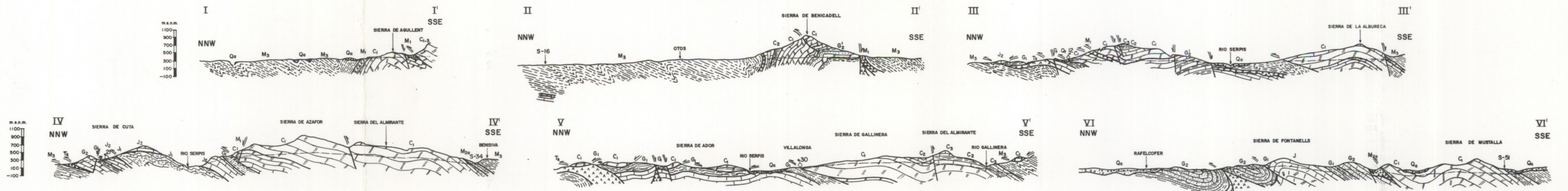


CORTES HIDROGEOLOGICOS

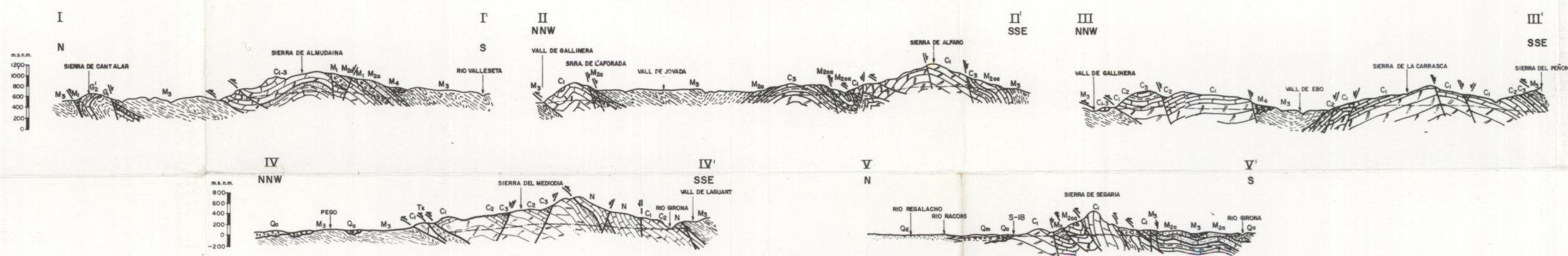
UNIDAD SIERRA GROSSA



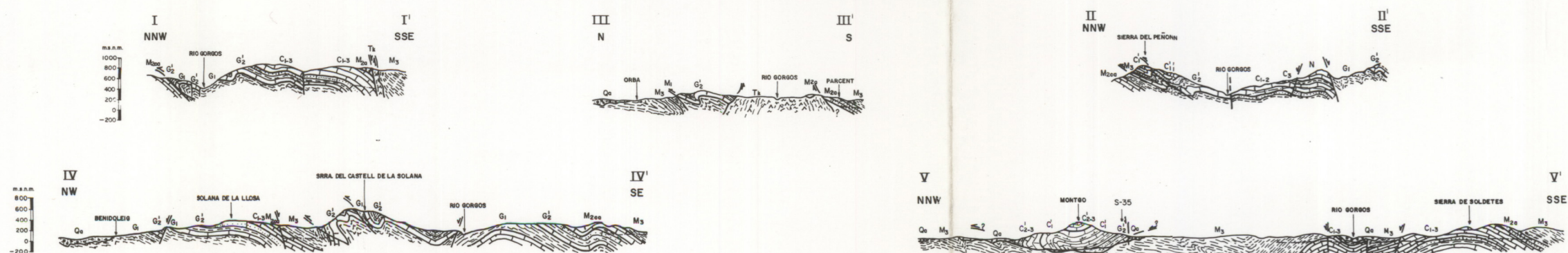
UNIDAD BENICADELL - ALMIRANTE - GALLINERA



UNIDAD ALFARO - MEDIODIA - SEGARIA



UNIDAD PEÑON - CASTELL DE LA SOLANA - MONTGO



PLANO Nº 12

A. PULIDO BOSCH 1977

SIGNOS

- NIVEL PIEZOMETRICO
- ♂ MANANTIAL Y SU Nº DE INVENTARIO
- S-18 CAPTACION Y SU Nº DE INVENTARIO

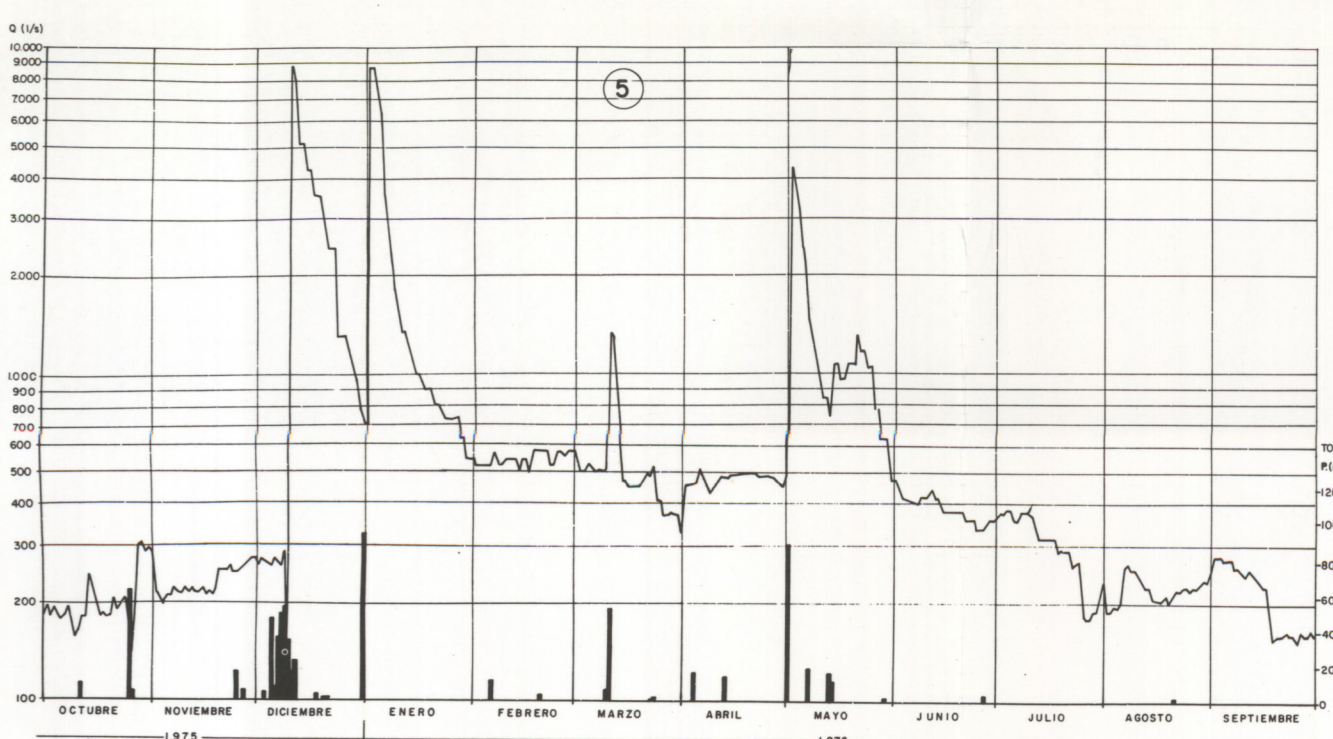
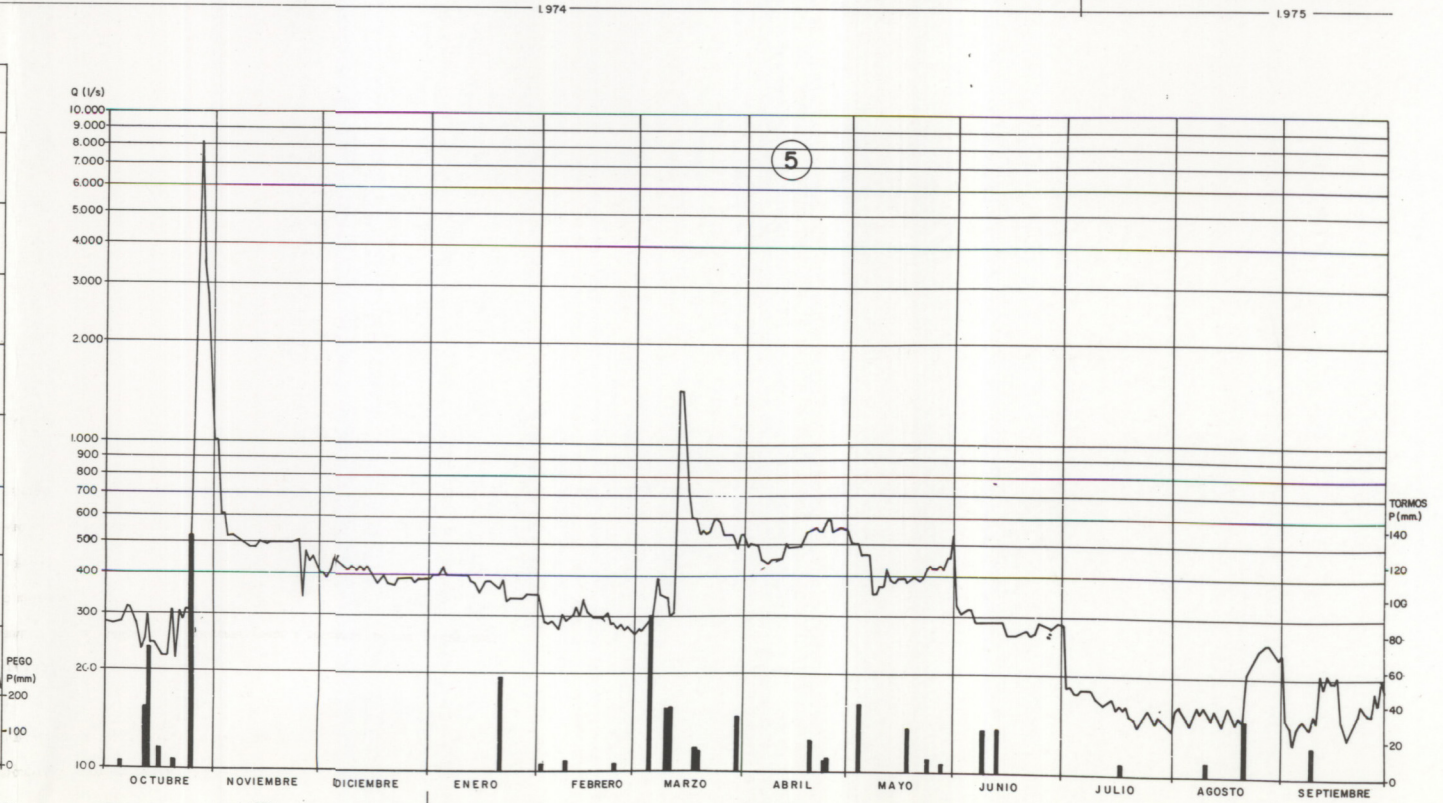
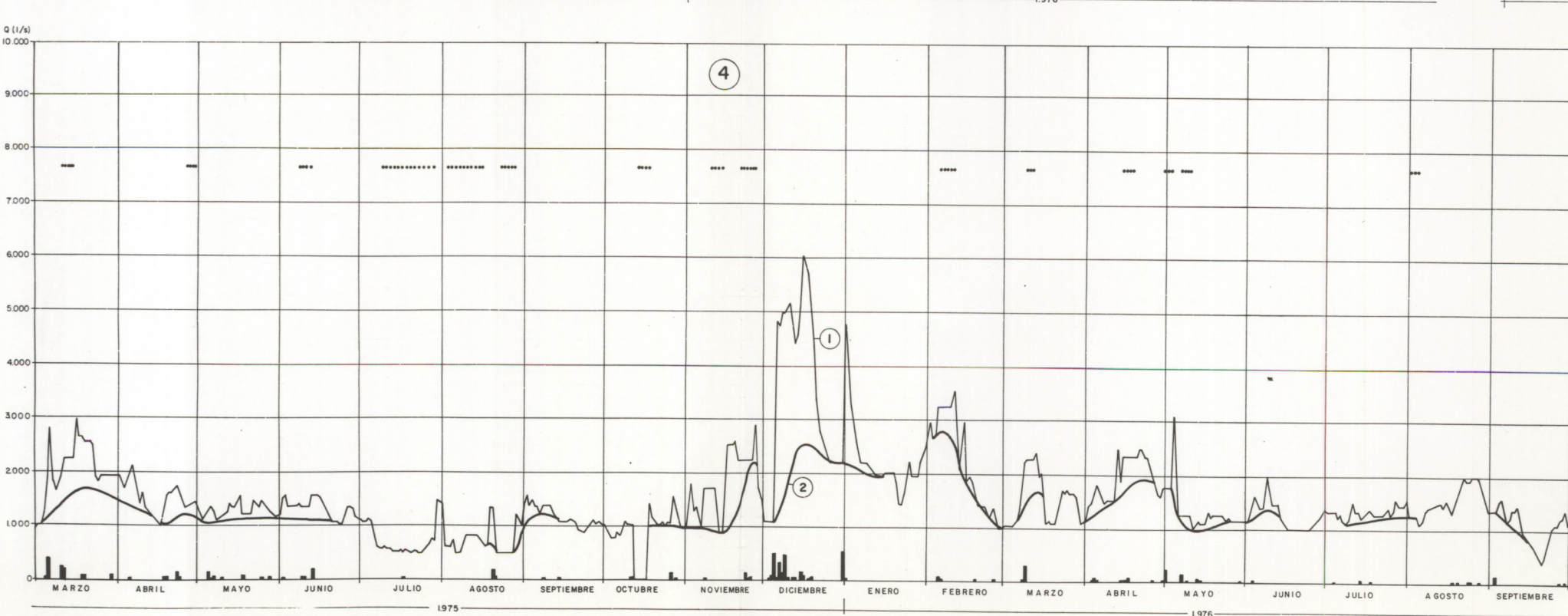
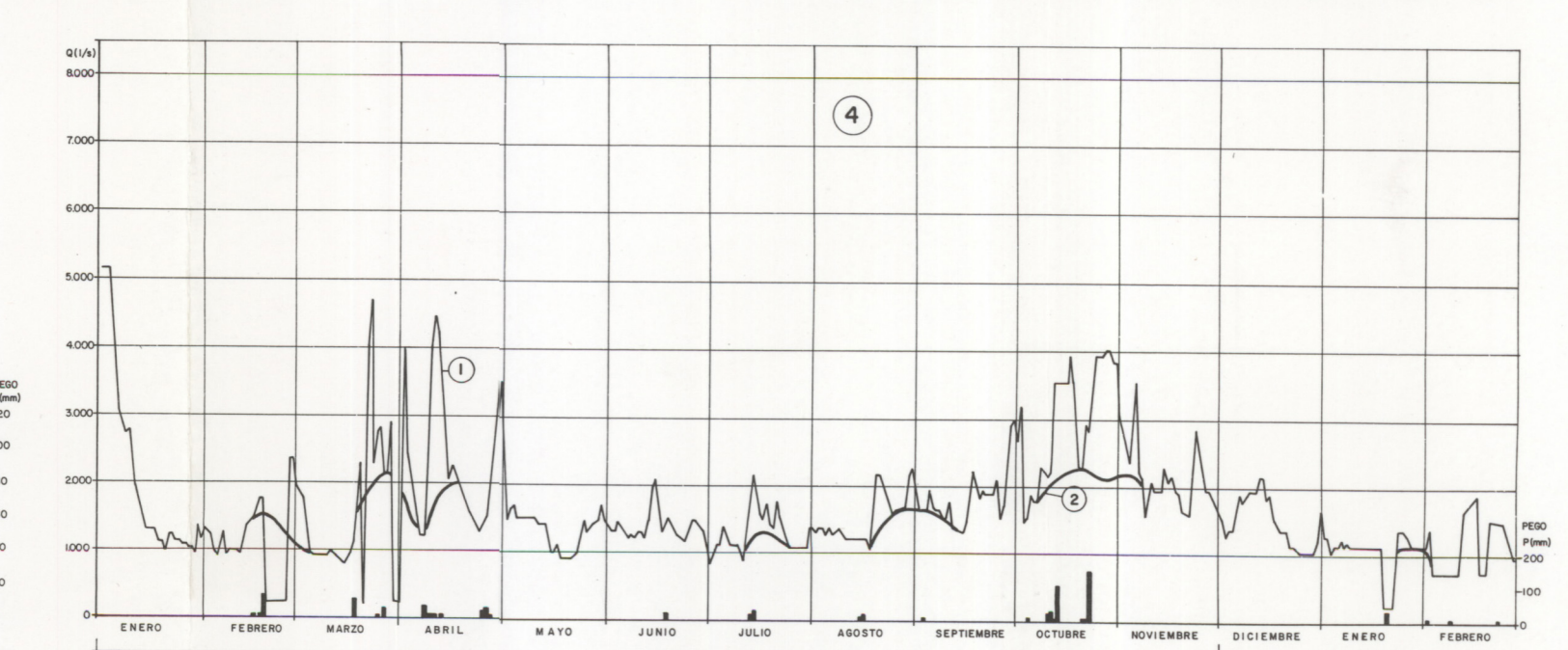
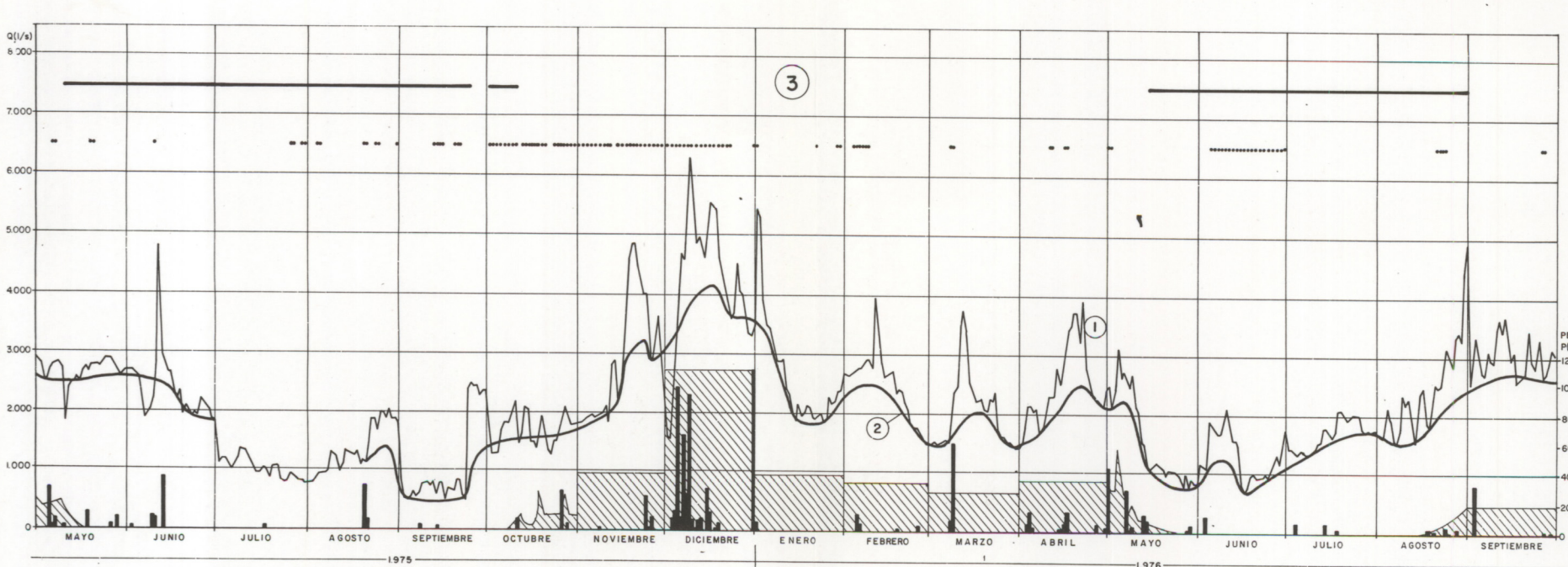
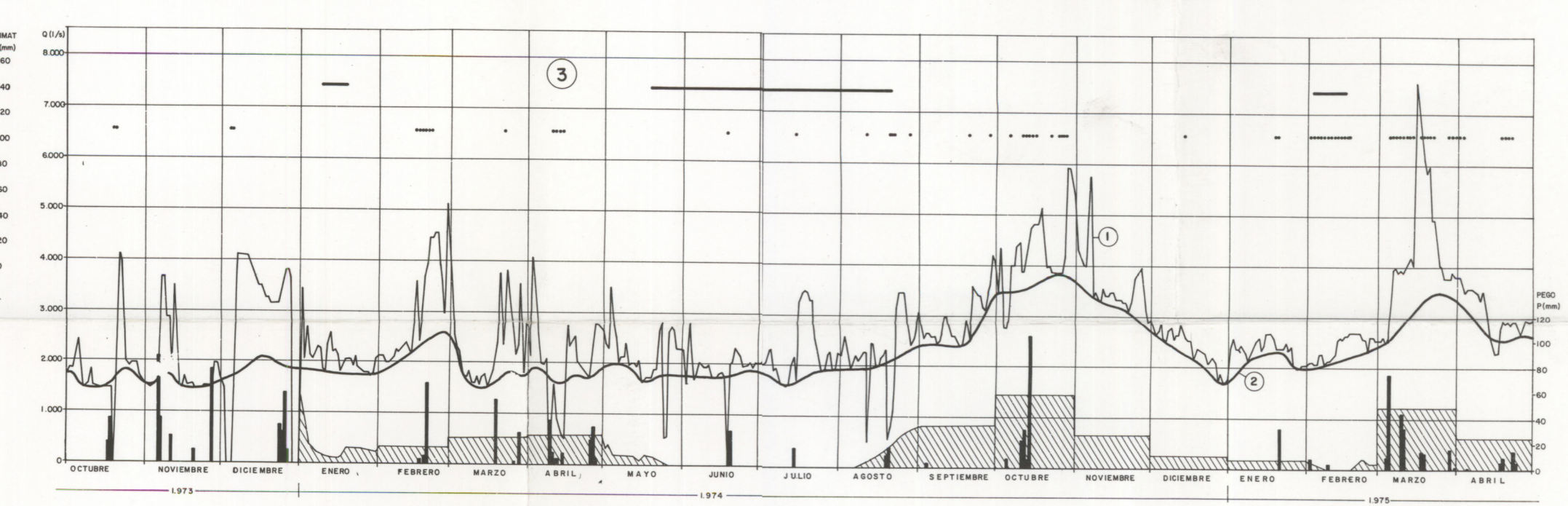
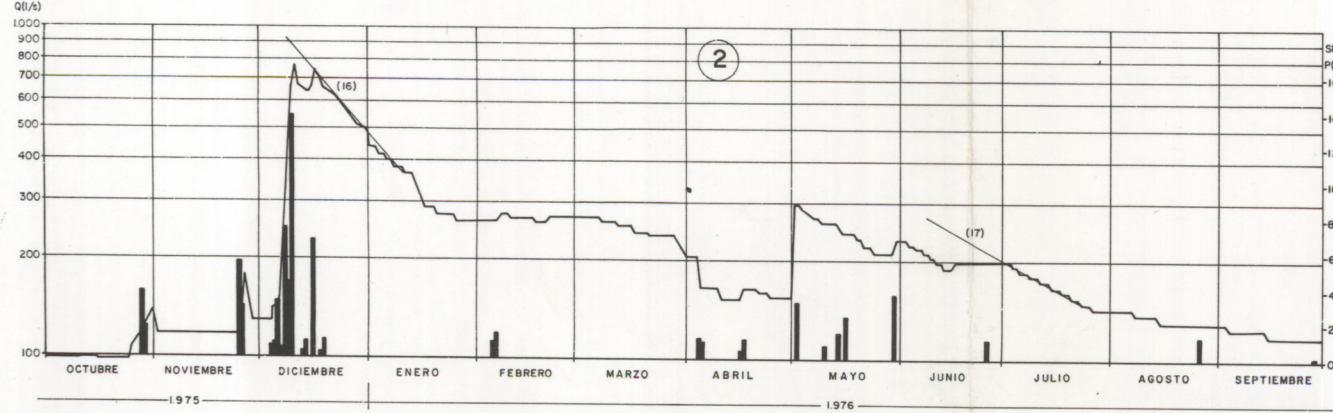
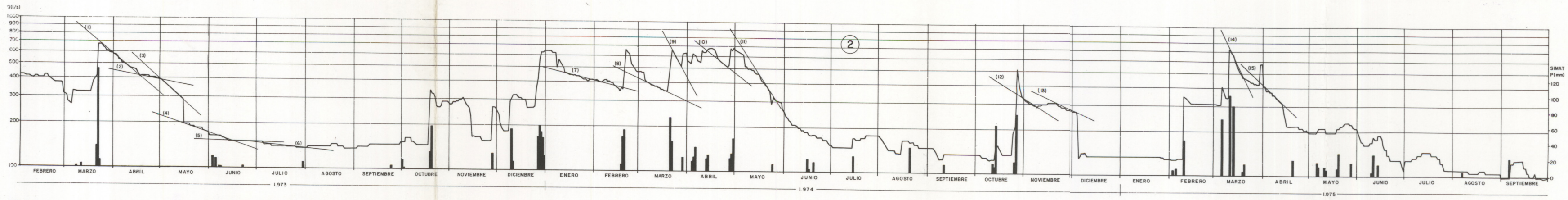
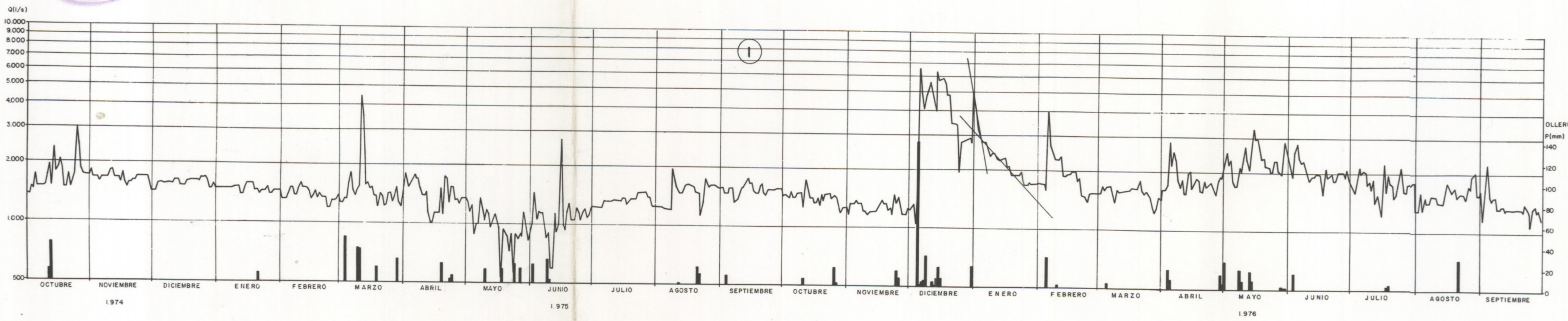
LEYENDA

MATERIALES POSTOROGENICOS	SEDIMENTOS CUATERNARIOS
Q ₀ Q ₁ Q ₂	Q ₀ Q ₁ Q ₂
M ₄	MIOCENO SUPERIOR
M ₃	FORMACION BELGIDA
M _{2a} M _{2b} M _{2c}	FORMACION BENISANIM
M ₁	FORMACION TOLLÓS
N	FORMACION MEDIODIA
C ₃₋₃ C ₁ C ₂	FORMACION CREU
C ₃ C ₁ C ₂₋₃	
G ₂ G ₁	FORMACION JARACO
G ₁	FORMACION OLIVA
J ₁ J ₂	FORMACION INFIERNO
T _x	GRUPO VALENCIA

NOTA: Los siglos empleados son los mismos que en los respectivos mapas hidrogeológicos (nº 8,9,10 y 11), donde pueden verse las litologías correspondientes, así como las orientaciones de los cortes.

ESCALA HORIZONTAL 1/50.000

HIDROGRAMAS DE LAS SURGENCIAS PRINCIPALES



- ① DESCARGA AL ALBALÁ (CAUDAL EN ALBROY MAS CAUDAL EN MURTA MENOS CAUDAL EN BELLUS)
 - ② FUENTE MAYOR DE SIMAT (EJEMPLOS DE AGOTAMIENTO EN QUE SE HA CALCULADO Q₁)
 - ③ MANANTIALES DE LA SIERRA DE MUSTALLA (RIOS RULLENS-VEDAT Y BARRANQUET)
 - ① CAUDALES AFORZADOS
 - ② CAUDALES DESCONTADA LA ESCORRENTIA SUPERFICIAL
 - ▨ CAUDAL MEDIO MENSUAL DEL RIO BARRANQUET, QUE NO CORRESPONDE A DESCARGA DE LOS MANANTIALES
 - **** DIAS DE MAR ALTA O MAREJADA
 - DESVIO DE AGUA A LOS ARROZALES
 - ④ DESCARGA EN LA MARJALERA DE PESO (RIO RACONS-RESALACHO)
 - ⑤ DESCARGA EN LAS PROXIMIDADES DE SAGRA. CAUDALES SUMA DE LOS MEDIDOS EN CAVA Y BOLATA
- (Fuente de los datos: I.G.M.E.)

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DE LA HIDROLOGIA DEL PREBETICO NORORIENTAL
A. PULIDO BOSCH 1977