



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

**INVESTIGACION
DE LOS
ACUIFEROS
CARBONATADOS DE LAS
SIERRAS DE CAZORLA Y SEGURA**



MINISTERIO DE INDUSTRIA, COMERCIO Y TURISMO

33193

La presente investigación ha sido realizada en el marco del Convenio de Colaboración existente entre el Grupo de Investigación de Recursos Hídricos del Instituto del Agua y Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada y el Instituto Tecnológico Geo-Minero de España en el trienio 1988-90.

En la misma ha intervenido el siguiente equipo técnico:

INSTITUTO TECNOLOGICO GEO-MINERO DE ESPAÑA

D. J. Antonio López Geta. Ingeniero de Minas.

Jefe de Area de Desarrollo Tecnológico de la Dirección de Aguas Subterráneas.

D. J. Carlos Rubio Campos. Doctor en Ciencias Geológicas. Granada.

D. Ramón Aragón Rueda. Licenciado en Ciencias Geológicas. Murcia.

D. J. Antonio Luque Espinar. Licenciado en Ciencias Geológicas. Granada.

D. Tomás Peinado Parra. Ingeniero Técnico de Minas. Granada.

UNIVERSIDAD DE GRANADA

D. J. Javier Cruz San Julián. Doctor en Ciencias Geológicas.

Director del Instituto del Agua. Universidad de Granada.

D. José Benavente Herrera. Doctor en Ciencias Geológicas.

Profesor Titular de la Universidad de Granada.

D. Francisco Moral Martos. Licenciado en Ciencias Geológicas.

Becario de F.P.I. de la Universidad de Granada.

D. J. Carlos Martínez Garrido. Licenciado en Ciencias Geológicas.

Becario de F.P.I. de la Universidad de Granada.

1. INTRODUCCION	1
1.1. Objetivos	5
1.2. Investigación complementaria (Segunda fase del Proyecto)	5
2. GEOLOGIA	9
2.1. Antecedentes	10
2.2. Localización geológica	10
2.3. Dominio Prebético	11
2.3.1. Prebético Externo	12
2.3.1.1. Unidad de Beas de Segura	12
2.3.1.1.1. Estratigrafía	13
2.3.1.1.2. Tectónica	13
2.3.1.2. Unidad de la Sierra de Cazorla	14
2.3.1.2.1. Estratigrafía	14
2.3.1.2.2. Tectónica	19
2.3.2. Prebético Interno	22
2.3.2.1. Estratigrafía	22
2.3.2.1.1. Kimmeridgiense medio-Berriasiense superior .	22
2.3.2.1.2. Berriasiense superior-Valanginiense inferior .	24
2.3.2.1.3. Valanginiense superior-Hauteriviense	25
2.3.2.1.4. Berriasiense-base del Gargasiense	26
2.3.2.1.5. Aptiense superior-Albiense inferior	28
2.3.2.1.6. Albiense superior	29
2.3.2.1.7. Vraconiense	30
2.3.2.1.8. Cenomaniense-Turoniense	31
2.3.2.1.9. Senoniense inferior	32
2.3.2.1.10. Senoniense superior	33
2.3.2.1.11. Paleógeno	34
2.3.2.1.12. Neógeno	35
2.3.2.2. Estructura	37
2.3.2.2.1. Sector septentrional	38
2.3.2.2.2. Sector central	41
2.3.2.2.3. Sector meridional	41
3. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA	42

4. ESTACIONES DE CONTROL INSTALADAS EN EL PROYECTO	50
4.1. Estación pluviométrica	51
4.2. Estaciones limnimétricas	51
4.2.1. Generalidades	51
4.2.2. Estación de la Natividad	57
4.2.3. Estación del Vadillo	57
4.2.4. Estación del Tejo	63
4.2.5. Otras instalaciones en manantiales	63
4.2.6. Escalas limnimétricas en cursos superficiales	64
5. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS	65
5.1. Unidades Hidrogeológicas del Prebético Externo	66
5.1.1. Unidad de Beas de Segura	66
5.1.2. Unidad de Cazorla	67
5.1.2.1. Control periódico de manantiales: Resultados	70
5.1.2.2. Recursos	101
5.1.2.3. Conclusiones generales	102
5.2. Unidades del Prebético Interno	105
5.2.1. Sector de relieve invertido: Generalidades	105
5.2.1.1. Unidad del Espino	108
5.2.1.1.1. Análisis de los datos climáticos de la estación de las Acebeas	109
5.2.1.1.2. La curva de "recesión"	113
5.2.1.1.3. Las crecidas	119
5.2.1.1.4. Características físico-químicas	121
5.2.1.1.5. Balance del sistema	123
5.2.1.1.6. Conclusiones	124
5.2.1.2. Otras unidades hidrogeológicas	126
5.2.2. Sector de pliegues y pliegues-falla	135
5.2.2.1. Subsector nororiental	136
5.2.2.1.1. Unidad de Juan Quílez	136
5.2.2.1.2. Unidad de Gontar	136
5.2.2.1.3. Unidad de la Loma del Sapillo	138
5.2.2.1.4. Unidad del Calar de Marchena	139
5.2.2.1.5. Unidad de Tobos	139
5.2.2.1.6. Unidad de Huebras	141
5.2.2.1.7. Unidad de Pincorto	141
5.2.2.2. Subsector central	142
5.2.2.2.1. Unidad de las Palomas	142
5.2.2.2.2. Unidad del Almorchón	144

5.2.2.2.3. Unidad de Arroyo Frío	144
5.2.2.2.4. Unidad de la Vidriera	145
5.2.2.2.5. Unidad de Guillimona	145
5.2.2.3. Subsector meridional	146
5.2.2.3.1. Unidad de Pinar Negro	146
5.2.2.3.2. Unidad de la Sierra del Pozo	149
A) Subunidad del nacimiento del Guadalquivir	150
B) Subunidad de la Canal-Torre del Vinagre	164
C) Subunidad del Cabañas-Gualay	187
5.2.2.3.3. Unidad de la Sierra de Castril	190
5.2.2.3.4. Unidad de Peralta	190
5.2.2.3.5. Unidad de Sierra Seca	194
6. CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS	199
7. ISOTOPOS	202
7.1. Introducción	203
7.2. Resultados obtenidos	205
8. RESUMEN Y CONCLUSIONES	211
9. BIBLIOGRAFIA	216

1. INTRODUCCION

Se presenta en esta Memoria los resultados de la investigación hidrogeológica realizada a lo largo de los últimos años sobre los acuíferos carbonatados de las Sierras de Cazorla y Segura.

Se incluyen bajo esta denominación los importantes relieves situados en el límite de las cuencas altas de los ríos Guadalquivir y Segura. Esta región pertenece a las provincias de Jaén, Granada, Murcia y Albacete y en ella está integrado el Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas.

El área investigada ocupa una extensión del orden de 3200 km² (Fig. 1, en mapas anexos). Sus límites se aproximan a los de una elipse, con el eje mayor, de unos 100 km de longitud, orientado en dirección NE-SW. En el extremo suroccidental de la región se encuentra la localidad de Pozo Alcón y a lo largo de su borde occidental se suceden, de SW a NE, las poblaciones de Huesa, Quesada, Cazorla, Villacarrillo, Beas de Segura, Orcera, Baños de Tus y Yeste, población esta última situada aproximadamente en el extremo nordoriental del área estudiada; las poblaciones que delimitan el borde suroriental del sector de estudio son, de NE a SW, Nerpio, Puebla de Don Fadrique, Huéscar y Castril.

En esta región están incluidas, total o parcialmente, las hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000, números 865 (Siles), 866 (Yeste), 867 (Elche de la Sierra), 886 (Beas de Segura), 887 (Orcera), 888 (Yetas), 907 (Villacarrillo), 908 (Santiago de la Espada), 909 (Nerpio), 928 (Cazorla), 929 (San Clemente), 930 (Puebla de Don Fadrique), 949 (Pozo Alcón) y 950 (Huéscar).

La zona oriental del área pertenece a la cuenca del Segura y es drenado por los ríos Tus, Segura, Zumeta y Taibilla. El área occidental pertenece a la cuenca del Guadalquivir y es drenada por los ríos Guadalimar y Trujala, y río Beas en el borde Norte, por el río Guadalquivir y sus afluentes Borosa, Aguamulas, Aguascebas y río de la Vega en la parte central; el borde Sur de la región es drenado por los ríos de Quesada, Guadiana Menor, Guadalentín, Castril, Guardal y Barbatas.

Desde el punto de vista geológico, en esta región están representadas unidades de muy diversa filiación. En el borde nordoccidental afloran materiales pertenecientes a la cobertura tabular de la Meseta y al relleno de la Depresión del Guadalquivir; la parte central de la región está ocupada por las Unidades Prebéticas (Prebético externo y Prebético interno) que constituyen el objeto esencial de este trabajo; en el borde suroriental del área investigada están representadas las Unidades intermedias y el Subbético, además de los materiales neógenos del relleno de la Depresión de Guadix-Baza (Fig. 2 y 3).

La realización de este trabajo responde al convenio establecido en Diciembre de 1989 entre la Universidad de Granada y el Instituto Tecnológico Geo-Minero de España.

Los resultados obtenidos están recogidos, además de en la presente Memoria, en la cartografía hidrogeológica a escala 1:50.000 elaborada expresamente durante esta investigación y en las fichas de diversa naturaleza presentadas en Anexos.

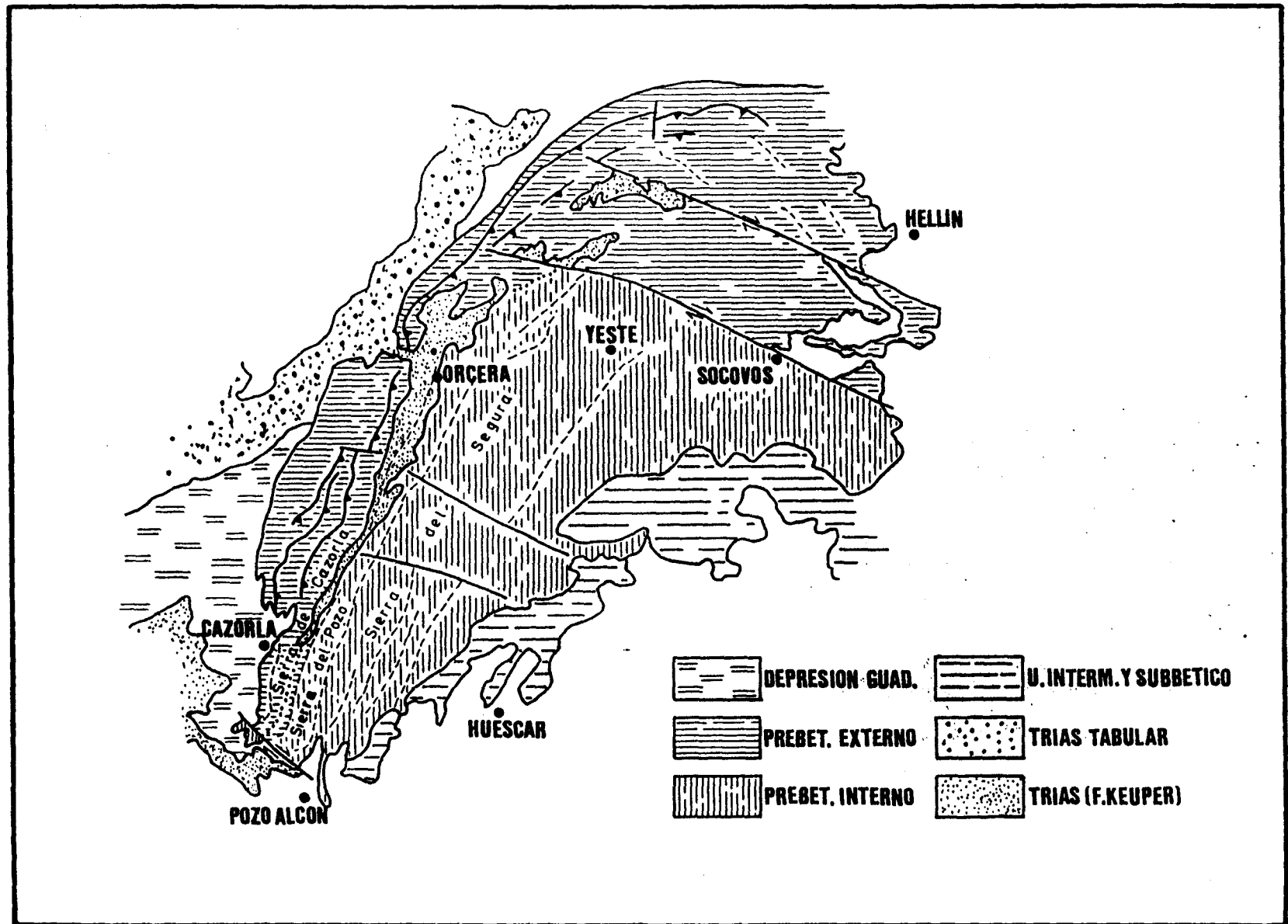


Figura 2.- Localización geológica de la región de estudio.

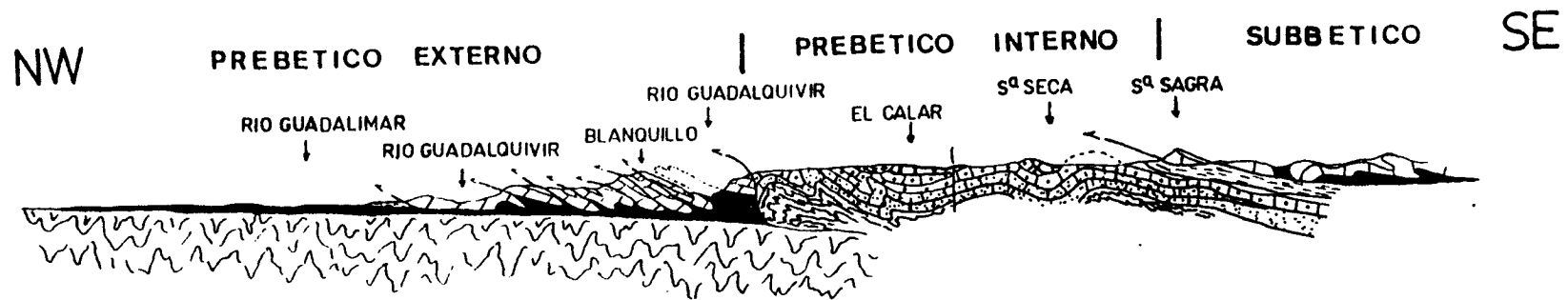


Figura 3.- Corte geológico de la región estudiada.

1.1. OBJETIVOS

Por su situación, su extensión, su accidentado relieve y consecuentemente difícil accesibilidad de buena parte del área estudiada, la información hidrogeológica previa era solo fragmentaria. A estas dificultades se debe añadir que la estructura geológica es particularmente compleja en varias de las Unidades de la región y que en una parte considerable de la misma no se dispone todavía de cartografía geológica de base.

De este modo, el objetivo básico consistía en la delimitación de unidades hidrogeológicas a partir de la realización, o en su caso revisión, de la cartografía geológica y de un detallado inventario de puntos de agua.

El segundo objetivo planteado en esta investigación era el de establecer el funcionamiento de estas unidades hidrogeológicas y evaluar sus recursos, lo que constituye la información necesaria para una gestión óptima de los mismos.

En tercer lugar se ha realizado una investigación hidroquímica regional, con un doble objetivo: el de caracterizar la calidad hidroquímica de las aguas subterráneas (y superficiales) de la región y establecer las bases de su protección.

Pero, además, en esta investigación se pretendía responder a cuestiones más específicas. En efecto, el hecho de que la práctica totalidad de los acuíferos presentes en esta región son kársticos aconsejó poner en práctica métodos de investigación específicamente adecuados para este tipo de sistemas, como se describe en un próximo epígrafe.

Los objetivos de esta labor complementaria eran obtener información sobre el funcionamiento hidrodinámico de cada sistema a partir del control detallado tanto foronómico como hidroquímico, incluyendo en este último apartado la utilización de datos isotópicos. Ello permitiría además realizar un estudio comparativo de las diferentes respuestas de sistemas de distinta composición litológica, utilizando los datos de otros sectores actualmente investigados por el mismo equipo, sometidos a distintas condiciones climáticas.

1.2. INVESTIGACION COMPLEMENTARIA (2ª fase del Proyecto)

Los numerosos datos obtenidos a lo largo de este Proyecto, que son objetivo de exposición y análisis en capítulos posteriores de esta Memoria, permiten considerar cubiertos los objetivos generales del mismo. Así se han identificado las principales unidades hidrogeológicas; el conocimiento de las características litoestratigráficas y estructurales de los acuíferos ha posibilitado la delimitación de las áreas de recarga y una valoración aproximada de la importancia relativa de las reservas que contienen los correspondientes embalses subterráneos; el inventario exhaustivo de puntos de agua y el seguimiento más detallado (foronómico, físico-químico e isotópico) de los más significativos, ha hecho posible un gran avance en la valoración de los recursos subterráneos y en el funcionamiento general

de los sistemas acuíferos.

Además de la investigación con enfoque fundamentalmente aplicado a la evaluación de recursos subterráneos, al establecimiento de la calidad de los mismos y a su posible inclusión en esquemas de regulación -integral o conjunta - de cara a la gestión del agua en las cuencas de los ríos Guadalquivir y Segura, habida cuenta de la situación estratégica de los sistemas en la cabecera de las mismas, hay que tener en cuenta el otro gran objetivo general que se pretendía alcanzar en el Proyecto; desarrollar aportaciones metodológicas para el estudio del comportamiento hidrodinámico de los acuíferos carbonatados, de los que en el área investigada existe toda una gama de posibilidades, a saber: sistemas de flujo por conductos y de flujo difuso; litologías calizas, dolomíticas y mixtas; alimentación con mayor o menor importancia relativa de la recarga nival; con morfologías de holokarst o merokarst superficial; estratigráficamente homogéneos o heterogéneos; con alimentación difusa o con efectos de infiltración localizada (pérdidas de ríos o embalses); con importante cobertura edáfico-forestal o desnudos; colgados topográficamente, imbricados en escamas o recubiertos por impermeables; con numerosas tipologías de descarga, etc. Todo ello con el denominador común, sin apenas excepciones, de su funcionamiento actual en régimen natural, sin afecciones antrópicas significativas, tanto desde el punto de vista de la ausencia de bombeos como de fuentes potencialmente contaminantes de la calidad de las aguas subterráneas. Tales circunstancias confieren al área unas posibilidades excepcionales de cara a su empleo -en caso seleccionados- como verdadero laboratorio natural para el análisis hidrodinámico de sistemas carbonatados.

Conscientes de dicho valor científico y metodológico -además del puramente aplicado que es, por lo demás, obvio- el equipo de trabajo ha estado siempre dispuesto, en la medida que los recursos presupuestarios lo permitían, a mejorar la calidad de la infraestructura inicialmente prevista. Así, en vez de dos estaciones de control, se dispondrá de cuatro (tres están en funcionamiento y otra se va a realizar de inmediato). También se ha preferido, en aras de una mayor calidad en los resultados, sustituir el equipamiento limnigráfico previsto en un principio por instalaciones de registro automático, tipo "data-logger", que permiten analizar, además del caudal, la temperatura y la conductividad eléctrica del agua drenada por las surgencias. El mayor costo económico de estas iniciativas ha implicado detraer recursos de otras procedencia (fundamentalmente subvenciones a la investigación de distinto tipo, concedidas a los miembros del equipo de trabajo por parte del Plan Andaluz de Investigación). Ello prueba el interés que el estudio hidrogeológico iniciado ha despertado en el equipo investigador.

Lógicamente, ese interés por conseguir la máxima calidad posible en las instalaciones de control y en su seguimiento, ha supuesto una ligera demora en su puesta en marcha. La implementación correcta de los dispositivos tipo "data-logger", aunque son cada vez más frecuentes en los estudios hidrogeológicos, sigue planteando más problemas que el montaje de un limnógrafo. Señalemos, a este respecto, que alguna de las sondas hubo de ser reemplazadas al poco tiempo de instalarse, debido a pequeños fallos en el registro, y que - para los ajustes definitivos- debieron venir desde Suiza los técnicos de la casa fabricante de los aparatos.

Otro factor de demora, independientemente del anterior, está en el carácter protegido de la mayor parte del área de trabajo (Parque Natural). Ello ha requerido la evaluación, ante el

organismo rector del Parque, de diversas solicitudes e informes en relación con posibles impactos ambientales de las labores de investigación. A esto hay que añadir, en lo que atañe a la propia contratación y construcción de las instalaciones, la mayor dificultad de estas labores en áreas relativamente alejadas de núcleos de población y con accesos, en algún caso, algo complicados.

Los directores-supervisores del Proyecto han estado cumplidamente informados de tales circunstancias y en ellos siempre se ha encontrado el apoyo decidido en el trabajo.

Por todo ello, el periodo de registro continuo disponible de las tres variables hidrológicas citadas, en el momento actual, es, aproximadamente, de un año. Obviamente, aunque los datos han sido objeto de un detallado análisis, tal longitud de serie resulta claramente insuficiente para las aplicaciones metodológicas deseadas, que se basan en el tratamiento de periodos más dilatados, de manera que sea posible considerar los efectos correspondientes a condiciones climatológicas relativamente contrastadas para analizar su correspondiente traducción en la descarga natural de los sistemas.

También, y por la variedad de características hidrogeológicas presentes en los acuíferos carbonatados del área, según ya ha sido comentado, podría ser de interés diseñar alguna otra estación de control además de las existentes.

Como complemento de las metodologías anteriores, y a la luz de lo reconocido hasta ahora, pensamos también en la utilidad de realizar ensayos de trazadores a partir de formas naturales de absorción kárstica, bien desarrolladas en algunos sistemas.

Obviamente, además del control detallado en las estaciones construidas al respecto, sería deseable mantener el seguimiento hidroquímico, isotópico y foronómico de los puntos más significativos de la descarga de las principales unidades, en las que, por diferentes razones, no ha sido factible la ubicación de dispositivos tipo "data-logger". Este seguimiento es básico para acotar con más detalle las cifras de recursos subterráneos, en base a un número de datos que haga más fiable cualquier estimación al respecto.

Por otra parte, aunque el seguimiento en la descarga que acabamos de proponer se interpretará en función de los datos climatológicos correspondientes, creemos de gran interés efectuar una recopilación exhaustiva de datos de ese tipo (series históricas de precipitaciones y temperaturas en las estaciones del área) para, una vez tratadas estadísticamente, analizar hasta que punto los valores estimados de recursos subterráneos responden de circunstancias hidrológicas "medias" o, por el contrario, se trata de condiciones relativamente extremas, lo que resulta básico a la hora de plantear posibles esquemas de regulación.

Todo lo expuesto justifica sobradamente el que se plantee la conveniencia de no interrumpir la investigación iniciada, al cumplirse el intervalo de 27 meses desde la firma del Proyecto y redactar la presente memoria de resultados. Por el contrario, ahora es cuando -superados los lógicos problemas iniciales- la investigación hidrogeológica resulta más fructífera y la experiencia acumulada en el área debe aprovecharse para facilitar al máximo las necesarias labores de seguimiento y de mejoras puntuales en las metodologías de adquisición de información.

Pensamos, pues, que una segunda fase de este Proyecto, para la que puede proponerse una duración tentativa de dos años, sería una forma de optimizar el rendimiento de los medios humanos y materiales que han hecho posible la realización de esta fase preliminar.

2. GEOLOGIA

2.1. ANTECEDENTES

La síntesis geológica que se presenta en las próximas páginas está basada principalmente en la documentación bibliográfica consultada, de la que se destacan en los próximos párrafos las aportaciones más relevantes, referidas casi siempre a la Geología del Prebético.

En primer lugar, deben reseñarse, como investigaciones de carácter regional, las Tesis Doctorales de Foucault (1971), López Garrido (1971), Dabrio (1972), Jerez (1973), Rodríguez Estrella (1978) y García Hernández (1978).

Son también dignos de mención los siguientes trabajos de síntesis: "Las Microfacies del Jurásico y Cretácico en las Zonas Externas de las Cordilleras béticas" (Azema et al; 1979), el capítulo dedicado a las Cordilleras béticas (pp.515-630) en la obra "El Cretácico en España"(Univ. Complutense de Madrid, 1982) y el volumen nº 10 de la Revista "Cuadernos de Geología de la Universidad de Granada" (1979).

En cuanto a la cartografía geológica, es necesario añadir a la relación anterior la hojas del MAGNA a escala 1:50.000 del área estudiada, en buena parte basadas en los trabajos ya mencionados. Recientemente, Acosta (1989) ha realizado una cartografía geológica detallada de las escamas del sur de Cazorla.

2.2. LOCALIZACION GEOLOGICA

La región estudiada está situada en el sector central de las Zonas Externas de la Cordillera Bética.

Aunque la mayor parte de los materiales que afloran en este sector pertenecen al Dominio Prebético, están también representados en el mismo los siguientes dominios y formaciones (Fig. 2 y 3):

- a)- Depresiones del Guadalquivir y de Guadix Baza.
- b)- Formación de Chiclana de Segura.
- c)- Formación de Hornos-Siles.
- d)- Dominio Subbético.

a) Depresiones del Guadalquivir y de Guadix-Baza.

La Depresión del Guadalquivir está representada en el borde sur-occidental de la zona de estudio por las margas blancas del Mioceno superior, que son cabalgadas por los materiales mesozoicos del Prebético.

La Depresión de Guadix-Baza limita con el borde sur-oriental del área de estudio. Los materiales que afloran en este punto constituyen una alternancia de niveles arcillosos, arenoso

y conglomeráticos.

Asociados a estas depresiones afloran además materiales triásicos en relación con movimientos verticales diapíricos que han llegado a afectar incluso a los materiales cuaternarios.

b) Formación Chiclana de Segura.

La Formación de Chiclana de Segura ha sido definida por López Garrido en 1971.

Corresponde al Trías tabular del borde SE del Paleozoico de la Meseta sobre el que descansa. Limita con la zona de estudio en el borde noroccidental, donde el Prebético ha cabalgado sobre la cobertera tabular.

Está constituida por una secuencia de 400 metros de espesor, en la que predominan las arcillas con intercalaciones de niveles de evaporitas a techo (facies germano-andaluzas). Este conjunto está dispuesto subhorizontalmente.

c) Formación de Hornos-Siles.

La Formación de Hornos-Siles ha sido definida también por López Garrido (1969) como una unidad litoestratigráfica constituida por los materiales más antiguos de la zona Prebética. Aflora desde Siles hasta el embalse del Tranco de Beas, y de aquí hacia el Sur hasta las proximidades del Nacimiento del Guadalquivir.

Está constituida por un tramo inferior calizo, atribuible al Muschelkalk, y otro superior, fundamentalmente arcilloso, con más de 400 metros de potencia y con niveles evaporíticos a techo.

A diferencia de los anteriores, estos materiales presentan una estructura en domo con fallas inversas que ponen en contacto lateral el Trías con los materiales mesozoicos del Dominio Prebético.

d) Dominio Subbético.

El Dominio Subbético se extiende a lo largo del borde oriental de la zona de estudio. El límite de los afloramientos subbéticos constituye un contacto mecánico en el que el Subbético cabalga sobre los materiales del Prebético de Sierra Seca.

2.3. DOMINIO PREBETICO

En la Zona Prebética, y en el sector estudiado, se han definido por diferentes autores diversas unidades geológicas en función de las características estratigráficas y tectónicas.

Foucault (1971) distingue un Prebético Externo y un Prebético Interno donde incluye las Unidades Intermedias. Azema et al (1979) adoptan la subdivisión en Prebético Externo

y Prebético Interno, quedando las Unidades Intermedias individualizadas como dominio paleogeográfico independiente y diferenciando los dos primeros por sus distintas características paleogeográficas:

a) Durante el Portlandiense-Neocomiense el Prebético Externo queda emergido y el Interno sumergido.

b) Sólo existen materiales paleógenos marinos en el Prebético Interno.

c) Las facies detríticas son más abundantes en el Cretácico inferior del Prebético Interno.

López Garrido (1971) distinguió de Oeste a Este, dentro del Prebético externo, las Unidades de Beas de Segura y Unidad de Sierra de Cazorla y definió la Unidad de Sierra de Segura, equivalente al Prebético Interno antes mencionado.

El Prebético Externo, en la región que nos ocupa, corresponde al área más próxima a la Cobertera Tabular de la Meseta, en el sector de la Sierra de Cazorla. Se caracteriza fundamentalmente por el escaso desarrollo de la cobertera mesozoica, en la que faltan o están poco desarrollados los materiales del Jurásico terminal, Cretácico y Paleógeno.

El Prebético Interno presenta una sucesión estratigráfica más potente y completa, con un predominio de los afloramientos cretácicos sobre los del Jurásico.

En cuanto a la estructura, estas unidades presentan un despegue generalizado entre zócalo y cobertera. El nivel de despegue principal es el Trías de facies arcillosas con evaporitas (facies germano-andaluza), que aflora casi siempre asociado a las grandes fallas de desgarre (Falla de Tíscar) y alineaciones diapíricas (Alto Valle del Guadalquivir).

El Prebético Externo se caracteriza por el predominio de escamas con vergencia hacia el antepais, mientras en el Prebético Interno los rasgos estructurales dominantes son los pliegues de grandes dimensiones y fallas. El Prebético Interno es cabalgado por las Unidades Intermedias y el Dominio Subbético (Fig. 3) en el Oeste.

En su extremo Sur el Prebético es afectado por la falla de desgarre de Tíscar que aísla otro conjunto, estratigráficamente similar, denominado la Sierra de Quesada (Foucault 1971).

2.3.1. PREBETICO EXTERNO

2.3.1.1. Unidad de Beas de Segura

La Unidad de Beas de Segura ocupa la zona más occidental de la región estudiada y por tanto la posición más próxima a la Meseta. Hacia el oeste se superpone mecánicamente

a los materiales triásicos de la Cobertera Tabular en el Norte y a las margas blancas del Mioceno de la Depresión del Guadalquivir en el sur. Hacia el este la Unidad de la Sierra de Cazorla cabalga sobre ella.

2.3.1.1.1.- Estratigrafía.

La secuencia estratigráfica está constituida exclusivamente por materiales jurásicos dispuestos sobre el Trías descrito anteriormente y sólo en algunos puntos aparecen términos del Mioceno (Dabrio y López Garrido, 1970; López Garrido, 1971). Se trata de una alternancia de niveles detríticos y carbonatados datados como Jurásico inferior-medio. Estos últimos son generalmente de naturaleza dolomítica y su potencia varía entre 10 y 100 metros. Los niveles detríticos están formados por margas y arcillas rojo-verdosas muy parecidas a las Triásicas y de las que se diferencian por su posición estratigráfica y minerología de las arcillas (López Garrido, 1971).

Muro y techo de la serie no son observables porque los afloramientos están limitados por contactos mecánicos. La potencia mínima es de 300 metros (López Garrido, 1971). Hacia el sur su potencia se estima entre 130-200 m. (Martínez et al 1974).

2.3.1.1.2.- Tectónica.

La Unidad de Beas de Segura presenta un estilo tectónico general que permite encuadrarla en la denominada región de escamas (Foucault 1971; López Garrido 1971). Sus rasgos estructurales más característicos son el gran número de fallas inversas N 30 E que dan lugar a una serie de escamas vergentes hacia la meseta, con fallas transversales N 45 W y N 85 W que cortan a los anteriores.

Las alternancias litológicas dolomías-arcillas deben ser interpretadas como superposiciones mecánicas habida cuenta la existencia de niveles bioclásticos miocenos pellizados por las fallas inversas. Sin embargo, hacia el este los niveles guía del Mioceno desaparecen y no hay criterios para desechar la naturaleza estratigráfica de algunas de estas alternancias (López Garrido 1971).

En la zona de contacto entre la Unidad de Beas de Segura y la Depresión del Guadalquivir las escamas se siguen perfectamente en aquellos casos en que queda pellizado el Mioceno, que sirve de nivel de referencia. Pero en otros casos faltan los materiales miocénicos (más al E en el interior de la Unidad de Beas de Segura). Además, en las superficies de contacto entre arcillas y calizas o dolomías no suelen aparecer signos de deformación tectónica, e incluso el buzamiento de ambos niveles es muy similar. En tales casos se plantea la duda de que se trate de alternancias estratigráficas. Ciertamente que, para algunos niveles, el carácter de alternancia parece claro, sobre todo en cortes en que los materiales presentan una disposición tabular, prácticamente horizontales. Esta disposición sería difícil de explicar mecánicamente a no ser que admitamos una tectónica tangencial o una tectónica gravitatoria que pudiesen dar lugar a la superposición de unidades horizontales. Sin embargo, no hay ninguna evidencia de tales tipos de tectónica, ya que no se observan

estructuras de deslizamiento gravitatorio que, por otra parte, presentarían vergencias hacia el interior de la cuenca sedimentaria, esto es, hacia el E.

En resumen, la existencia de escamas en la Unidad de Beas de Segura queda demostrada al aparecer pellicado Mioceno en unos cuantos niveles. Pero además existen alternancias que pueden ser de naturaleza estratigráfica. Con los datos actuales no parece aconsejable, de momento, tomar ninguna de las posiciones extremas (interpretación exclusivamente estratigráfica o tectónica), y admitir la posibilidad de una solución intermedia.

2.3.1.2. Unidad de la Sierra de Cazorla

La Sierra de Cazorla es la unidad geológica más extensa del Prebético externo (Foucault, 1971). Su límite occidental coincide con la Unidad de Beas en el norte y con las margas blancas del Mioceno superior de la Depresión del Guadalquivir en el sur. El límite oriental está representado por los materiales triásicos de la Formación Hornos-Siles en el norte y la Unidad de la Sierra del Pozo en el sur.

2.3.1.2.1.- Estratigrafía

La Unidad de la Sierra de Cazorla corresponde a un conjunto litoestratigráfico más complejo que la Unidad de Beas de Segura. Su secuencia estratigráfica, que comienza también en los materiales triásicos del facies Muschelkalk y Keuper, contiene un mayor número de términos mesozoicos y terciarios (Foucault 1971; Acosta 1989). Es, sin embargo, muy difícil reconstruir la serie estratigráfica completa ya que la tectónica de escamas que afecta a la unidad sólo permite muestreos puntuales.

Asimismo, la unidad es más compleja en el extremo sur donde la potencia de la secuencia puede alcanzar 700 metros (Acosta 1985) frente a los 375 estimados en el norte (López Garrido, 1971)

Lías-Dogger

En el sector meridional (Fig.4) el Jurásico inferior-medio está representado por un potente paquete carbonatado, mayoritariamente dolomítico, que puede alcanzar más de 400 metros de espesor. Sólo existen dos tramos calizos. El primero de ellos está situado en la mitad inferior y corresponde al Lías medio. El segundo, oolítico, se encuentra a techo del paquete dolomítico y se ha datado como Dogger. Ambos niveles presentan espesores muy variables, debido al origen secundario de la dolomitización.

Acosta (1989) diferencia tres secuencias deposicionales:

1.- Secuencia Lías Inferior-Medio, constituida por un conjunto carbonatado fundamentalmente dolomítico de 150 metros de potencia. Convencionalmente, se ha

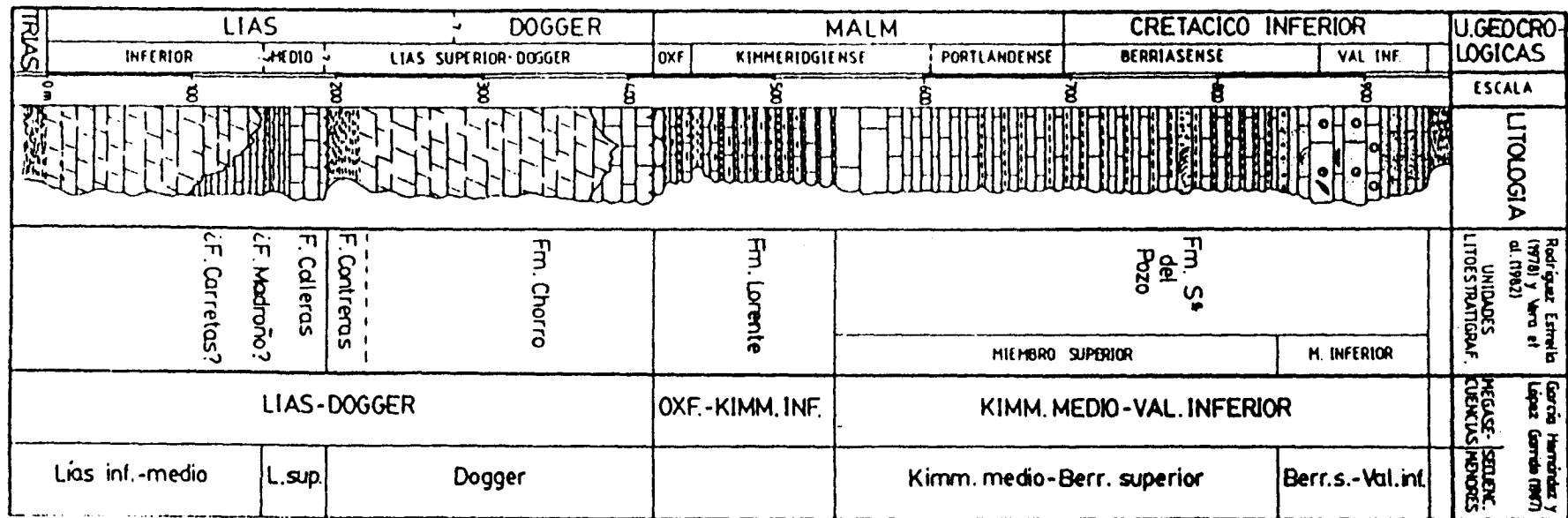


Figura 4.- Serie estratigráfica del sector meridional de la sierra de Cazorla.

establecido su muro en el límite con las arcillas del Keuper (García Hernández y López Garrido, 1987) y su techo allí donde aparecen algunos niveles arcillosos. Sólo en la escama del Gilillo aparecen, a techo, 40 metros de calizas blancas que presentan facies de "Lithiotis", facies peloidales, algales (Paleodasycladus, Cayeuxia etc.) y foraminíferos (Pseudocyclamina, Haurania, etc).

2.- Secuencia Lías Medio-Superior. Está formada por una sucesión dolomítica de 50 metros de potencia, excepto en la escama del Gilillo donde se preservan las texturas calizas, fundamentalmente oolíticas. A techo aparecen niveles arcillosos verdes con intercalaciones de lechos calizos con superficies ferruginizadas.

3.- Secuencia ¿Lías Superior?-Dogger. Su límite superior coincide con un "hardground" sobre el que se desarrolla la sucesión oxfordiense. Es un intervalo dolomítico, a veces con estratificaciones cruzadas, donde se conservan, a techo, 30 metros de calizas con predominio de las facies oolíticas.

En el Sector Septentrional, sobre las arcillas y margas rojas de la Formación Hornos-Siles se pueden diferenciar 3 tramos distintos. El primero de ellos corresponde a 100-125 metros de dolomías bien estratificadas en bancos de potencia variable desde decímetros a varios metros. Intercalados aparecen niveles delgados de margas verdes con un espesor máximo de 50 cm. Por encima, estas mismas dolomías adquieren un aspecto masivo y no aparecen las intercalaciones margosas. Finalmente, el tramo termina con un paquete de 2.20 metros de espesor de calizas crema que puede estar ausente, ya sea por dolomitización total del conjunto carbonatado (dolomitización secundaria) o por erosión posterior (López Garrido 1971). En el extremo Norte de la Unidad las calizas no aparecen, ya que sólo aflora la parte basal del conjunto.

Oxfordiense medio-superior.

Localmente, sobre todo en las escamas más internas y más meridionales de la unidad, el Oxfordiense medio-superior está representado por un tramo de calizas nodulosas, de 15-20 metros de espesor, con abundantes ammonites (Foucault, 1971; López Garrido, 1971; Dabrio, 1973; García Hernández, 1978; Acosta, 1989)

En el sector meridional este tramo descansa sobre un "hard ground" que afecta a las calizas oolíticas y dolomías del Lias-Dogger. Acosta (1989) describe las características de este tramo. Diferencia un paquete inferior de caliza fosilífera pelágica con pisolitos ferruginosos, otro intermedio de caliza nodulosa de hasta 3 metros de espesor y, finalmente, un paquete que puede superar los 20 metros de potencia de calizas y margas alternantes.

Las características del intervalo Oxfordiense medio-superior en las escamas más meridionales varían de Oeste (Escama de Cazorla, El Charco y Gilillo) a Este (Escama de la Viñuela):

a) La potencia en el sector occidental es de 25 metros, mientras en el oriental se reduce a 15.

- b) El nivel de pisolitos ferruginosos está ausente en el sector occidental.
- c) El tramo margoso-calcáreo es más calizo al Este e incluye biohermos de esponjas y estromatolitos en el Oeste.
- d) El tramo acaba con un "hardground" que sólo está representado en el sector Este.

Kimmeridgiense inferior

Corresponde a la parte superior de la Formación Puerto Lorente de Rodríguez Estrella (1978). Se trata de una potente sucesión de alternancias de calizas, margocalizas y margas, de hasta 100 metros de espesor en el sector más meridional, a cuyo techo aparecen las calizas sin intercalaciones margosas del Kimmeridgiense medio-Portlandiense superior que constituyen la base de la Formación Sierra del Pozo.

En esta sucesión, Acosta (1989) describe dos tipos de facies diferentes:

- a) Margas y margocalizas oscuras, pobres en fauna y desarrolladas fundamentalmente en la base.
- b) Calizas bioclásticas, características de la parte superior de la secuencia.

Kimmeridgiense medio-Aptiense superior

Este intervalo corresponde a una laguna estratigráfica en casi toda la Unidad de la Sierra de Cazorla. Sólo en el sector más sur-oriental (Escama de la Viñuela) aparecen niveles del Kimmeridgiense medio y superior.

Se trata de un conjunto carbonatado, irregularmente dolomitizado, de casi 100 metros de espesor, que representa el paso de las facies pelágicas del Kimmeridgiense inferior (Formación Puerto Lorente) a las facies neríticas que caracterizan el intervalo Kimmeridgiense medio-Valanginiense inferior (facies Purbeck; Formación Sierra del Pozo). La transición vertical de una a otra se produce gradualmente, por descomposición de niveles margosos y aumento del carácter bioclástico, oncolítico y oolítico de las facies, así como por la aparición de una asociación bentónica característica (Lituólidos, Miliólidos y Dasycladáceas).

El límite entre los dos tramos corresponde a la base de un potente banco oncolítico-bioclástico a partir del cual la sucesión, de 50 metros aproximadamente, es totalmente caliza.

Cretácico

Los materiales cretácicos de la Sierra de Cazorla son de naturaleza arenosa, arcillosa

y dolomítica. Reposan en discordancia sobre materiales jurásicos de edades diferentes. Estos materiales son más modernos hacia las escamas más internas, es decir, de Oeste a Este se reduce la laguna estratigráfica existente entre la serie cretácica y los materiales infrayacentes.

Esto mismo ocurre hacia el sur, donde, como hemos visto, aparecen incluso los materiales del Kimmeridgiense medio y superior (Escama de la Viñuela: García-Hernández, 1979; Acosta, 1989).

Aptiense superior

Está formado por un nivel guía de margas amarillas y rojas, con abundantes pisolitos y nódulos ferruginosos. En su base aparece una costra ferruginosa que descansa discordantemente sobre distintos tramos jurásicos rellenando una superficie irregular (incluso un paleokarst; Foucault, 1971) que corresponde a un paleorelieve (García-Hernández, 1978).

Su potencia no suele sobrepasar los 5 metros, aunque excepcionalmente puede llegar a 25 metros (Carretera Beas de Segura-Cortijos Nuevos).

Aptiense superior-Albiense inferior

Este intervalo está formado por una sucesión de espesor variable (5-30 metros) de margas verdes con escasos pisolitos ferruginosos. Intercalan a veces niveles de calizas que pueden estar dolomitizadas (García-Hernández, 1979).

Albiense superior

Está constituido por margas dolomitizadas, margas arenosas y arenas, que intercalan a techo niveles de dolomías o calizas de Rudistas y Orbitolinas. Su potencia oscila entre 50 y 60 metros. Pudieran corresponder a las facies Utrillas (García-Hernández, 1979)

Vraconiense-Cenomaniense

Está constituido por un tramo estratocreciente de dolomías pardas que, localmente, en su base, puede contener niveles de calizas oolíticas con Rudistas y Orbitolinas.

Aparece, fundamentalmente, en los cortes más orientales de la Unidad, donde llega a alcanzar hasta 30 metros de espesor.

Sin embargo, está muy bien representado en el sur, donde llega a desarrollar hasta 50 metros de potencia. En el capítulo dedicado al Prebético Interno aparece una descripción más detallada de este tramo.

Terciario

En el Prebético Externo el Terciario está representado exclusivamente por el Mioceno que descansa directamente sobre las dolomías del Cenomaniense. Esto significa que falta en la serie la mayor parte del Cretácico superior y el Paleógeno.

A diferencia del Prebético Interno, se ha identificado solamente un Neógeno pretectónico, aunque diferenciado en alóctono y autóctono (Foucault, 1971).

Los terrenos miocenos autóctonos se localizan en los bordes de los relieves prebéticos y están constituidos exclusivamente por margas del Mioceno medio y superior.

Los terrenos miocenos alóctonos están incorporados a la propia estructura del Prebético Externo, aunque sus afloramientos son escasos. Al contrario que en el resto del Prebético, la base del Mioceno al Oeste de la Sierra de Cazorla es a menudo muy detrítica (Foucault, 1971).

Al norte del embalse del Aguascebas la sucesión miocena, de alrededor de 100 metros de potencia, descansa sobre las margas, dolomías y arenas del Albiense superior y está decapitada a techo por las dolomías del Lías-Dogger. Incluye un primer tramo de casi 60 metros de arenas, conglomerados de cantos carbonatados y cuarcíticos y niveles dolomíticos. A techo se desarrolla un conjunto margoso.

Más al sur, en las Colinas de Chilluévar (Foucault 1971), continuación de la estructura anterior, la base del Mioceno está constituida por 2-3 metros de conglomerados con ostreidos seguidos de una decena de metros de calcarenitas. Por encima aparecen margas blancas con niveles calizos intercalados del Mioceno medio.

Por otra parte, las series miocenas conservadas en las estructuras sinclinales de esta región presentan una serie análoga a la del Prebético Interno (ver capítulo correspondiente).

2.3.1.2.2.- Tectónica.

La Sierra de Cazorla presenta una estructura de fallas inversas, de dirección NNE-SSW y vergencia general hacia el W. Dicha estructura se resuelve hacia el W por un cabalgamiento general del Mesozoico sobre los materiales neógenos del borde oriental de la Depresión del Guadalquivir, de modo que las fallas más occidentales pellizcan a los materiales miocénicos.

Las superficies de las fallas inversas se pueden continuar longitudinalmente incluso a lo largo de 10-15 km., hasta ser interrumpidas por fallas transversales que las desplazan. El buzamiento de las superficies de falla es mayor de 45°, lo que se traduce topográficamente por escarpes casi verticales, que al afectar a materiales duros y blandos configuran un relieve característico.

El conjunto de fallas inversas, su posición relativa y la geometría de las mismas, corresponde a una estructura típicamente de escamas. El buzamiento de las capas varían según su posición relativa dentro de la escama, siendo mayor hacia el frente de las mismas, incluso con inversiones locales.

El número de escamas y los materiales que constituyen cada una de ellas difieren para cada corte. En general, se puede afirmar que son más abundantes hacia el sur (Sierra de Cazorla propiamente dicha), donde la zona de escamas alcanza una anchura, medida sobre el mapa según la perpendicular a las escamas, del orden de 15-18 Km. Hacia el Norte, aproximadamente a la altura de Fuentepinilla, comienza a disminuir en número, de modo que se reducen en cartografía a una banda de 6-8 km. Más al norte aún, las fallas se continúan con dificultad y terminan por desaparecer al Oeste de Torres de Albánchez. Sin embargo, en la región de Alcaraz han sido reconocidas estructuras similares afectando a materiales equivalentes, pero de una dirección NE-SW., lo que supone una apreciable variación respecto a la dirección próxima a la N-S, de las aquí descritas.

En cada escama intervienen dolomías del Lías y Dogger y un nivel incompetente (arcillas y margas del Trías o Kimmeridgense) que actúa como nivel de despegue. Los demás materiales sólo forman parte de alguna de ellas.

El acortamiento máximo que se puede calcular para cada escama es del orden de 1 km. Este valor descarta toda posibilidad de calificar a las escamas como aloctonas o unidades corridas.

El acortamiento total para la Zona Prebética en este sector varía según la transversal. Sin embargo, se puede estimar en un máximo de 16 km y un mínimo de 12 km (Dabrio y López Garrido, 1970)

Estructura en el Alto Valle del Guadalquivir.

El valle del Guadalquivir en este sector discurre por un afloramiento de materiales triásicos cuya estructura es muy interesante.

Hacia el norte López Garrido (1971) estudia la continuación del afloramiento e identifica su estructura anticlinal.

Ya en la transversal del embalse del Tranco de Beas, el contacto Trias-Jurásico (Cretácico) es mecánico, aunque a grandes rasgos la estructura se mantiene como anticlinal. Hacia el sur la compresión de la estructura es cada vez más evidente y acusada.

Los contactos entre los materiales triásicos y jurásico-cretácicos son mecánicos y, estudiados con detalle, presentan superficies de fallas inversas muy verticales, aunque su intersección con la topografía sugiere un buzamiento menor (Figura 5).

La estructura parece corresponder a fenómenos diapíricos originados por la plasticidad de los materiales implicados al ser afectados por los esfuerzos tectónicos, aunque probablemente la estructura original fuese antiforme (Dabrio, 1973).

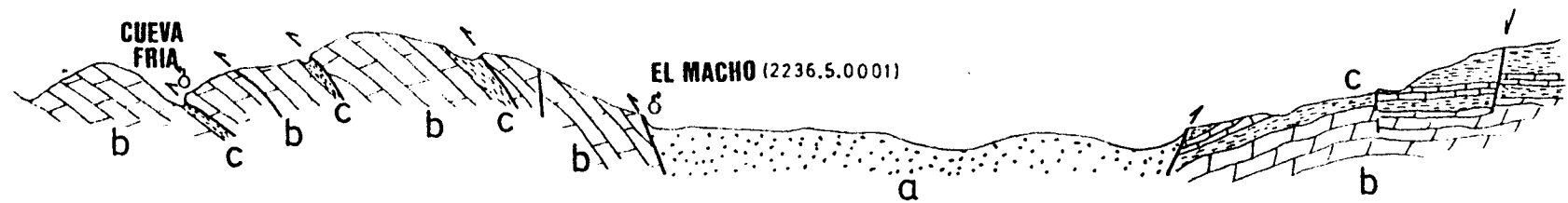


Figura 5.- Corte geológico del valle alto del Guadalquivir.

- a) Arcillas y margas del Trías de facies germano-andaluza.
- b) Calizas y dolomías del Lías y Dogger.
- c) Margas del Jurásico superior y/o Cretácico.

Estructura al sur de la Sierra de Cazorla.

En el sector más meridional de la Unidad de la Sierra de Cazorla, las escamas tienen una anchura de 1-2 km y una longitud de más de 10 km. Foucault (1971) las agrupó en cuatro haces de escamas que denominó de Oeste a Este: Cazorla, El Chorro, Gilillo y Viñuela (Anexo). Un estudio comparado de las diferentes escamas revela que el salto es mayor hacia el este pues afloran en esta dirección términos más antiguos. También la inclinación y la intensidad de la deformación aumentan en esa dirección.

Finalmente, la estructura en escamas de la Sierra de Cazorla ha sido interpretada por Martín Algarra (1987) como un "dispositivo tectónico de sistema cabalgante con abanico imbricado frontal", según la terminología de Bollet y Elliot (1987).

2.3.2. PREBETICO INTERNO

En comparación con el Prebético Externo, presenta una sucesión estratigráfica mucho más potente, con menos lagunas estratigráficas y facies francamente marinas, los materiales detríticos son más escasos, abundan las calizas y dolomías y, en menor medida, las margas y margocalizas.

Por otra parte, existe un claro predominio de los afloramientos cretácicos, quedando el Jurásico localizado exclusivamente en el borde externo. Hasta el Kimmeridgiense inferior las facies son semejantes a las del Prebético Externo (se realiza una descripción conjunta en el apartado de Estratigrafía del Prebético Externo).

A partir del Kimmeridgiense superior y hasta el Berriasiense se depositan los materiales de facies "Purbeck" bastante potentes. El Cretácico muestra series estratigráficas esencialmente continuas, con discontinuidades de poca envergadura. La potencia, muy importante, aumenta progresivamente hacia el SE, y la variedad de facies en espacio y tiempo es considerable.

El Paleógeno marino alcanza gran desarrollo, en general en las partes más surorientales.

2.3.2.1. Estratigrafía

2.3.2.1.1.- *Kimmeridgiense medio-Berriasiense superior (miembro inferior de la formación Sierra del Pozo)*

Los afloramientos de materiales de esta edad en el Prebético Interno son escasos y se limitan al borde occidental del dominio, siendo en la Sierra del Pozo donde alcanzan su máximo desarrollo. Pequeños afloramientos de escasa entidad se localizan en sectores más

internos, como, por ejemplo, los Baños de Tus, los alrededores de Alcantarilla o los núcleos de los grandes anticlinales que constituyen las sierras Seca y de Castril.

En la mayor parte de las sierras de Segura y del Pozo se pueden distinguir tres tramos, que de más antiguo a más moderno son:

- Tramo inferior dolomítico: Se trata de dolomías grises, que presentan una parte inferior bien estratificada que progresivamente se hace más masiva hacia el techo. El contacto basal con las margocalizas es gradual y sólo se observa en las partes externas del sector septentrional (Peñalta, Navalperal, etc). El techo es muy irregular, afectando la dolomitización a los tramos superiores de forma muy variable, de forma que pueden encontrarse totalmente dolomitizados o niveles dolomíticos a distintas alturas de la secuencia.

En las partes externas del sector septentrional presenta una potencia de 25 m (Segura de la Sierra) a 100 m (Navalperal). En los demás sectores la dolomitización del tramo es muy confusa porque no suele aflorar el muro y el techo es muy irregular; no obstante, llegan a alcanzarse potencias de más de 350 m cuando la dolomitización afecta a los tramos siguientes.

- Tramo medio de calizas grises: La potencia es variable ya que la dolomitización del tramo anterior alcanza distintos niveles de la secuencias. En el corte del Oeste del Cabañas, considerado como corte tipo de estos materiales, la potencia es algo superior a 100 m. Los estratos calizos delgados (35-40 cm) pueden presentar laminaciones cruzadas. Ocasionalmente se intercalan bancos con pisolitos ferruginosos y estratificación cruzada.

Se trata de micritas con fósiles y/o intraclastos depositadas en una plataforma carbonatada interna sin aportes continentales del Kimmeridgiense superior.

-Tramo superior de alternancia de calizas y margas: De manera progresiva aparecen entre los bancos de caliza intercalaciones de margas, que no superan el metro de espesor, hasta constituir una alternancia rítmica de calizas y margas. Además existen intercalaciones de conglomerados con pisolitos ferruginosos, niveles finos de calcarenitas con estratificaciones cruzadas y más raramente brechas intraformacionales.

Este tramo no está representado en las partes más externas del sector septentrional de la Sierra de Segura, bien por no llegar a depositarse o bien por haber sido erosionado antes del depósito del Berriasiense.

Presenta una secuencia sedimentaria que se repite rítmicamente, consistente en 2 ó 3 bancos de 50-60 cm. de espesor de superficies irregulares, a veces deformadas por carga y afectadas por bioturbación.

La separación entre estos estratos viene marcada por delgados núcleos arcillosos que representan superficies de discontinuidad; a veces, entre los bancos calizos puede intercalarse un banco margoso de hasta 1 m. En el caso más representativo la secuencia continúa por estratos calizos progresivamente más delgados que dan paso a niveles finamente laminados (bancos de laminitas); en otros casos, los bancos laminados están separados de los más gruesos por niveles de margas de espesor no superior a 30 cm. Sobre las laminitas se vuelve

a repetir de nuevo la secuencia, existiendo, a menudo, separaciones margosas entre las mismas. Los bancos laminados presentan "birdeyes" y estructuras que recuerdan la actividad de raíces y tallos. En las superficies del techo de las laminitas existen grietas de desecación y marcas de gotas de lluvia. Estas secuencias rítmicas son consecuencia de la evolución desde un ambiente que comienza siendo submareal, se hace progresivamente más restringido y termina en supramareal debido a fluctuaciones periódicas en el nivel del mar.

En la sierra de Castril (Los Arenales) y la sierra Seca (las Canalejas), sobre potentes masas dolomíticas que deben corresponder al equivalente lateral de los dos primeros tramos, se sitúa un tramo con influencia pelágica constituido por calizas margosas y margocalizas grises de aspecto limoso, con algunos Ammonites y Calpionellas. La potencia es variable, entre 25 m. en los Arenales y 80 m. en sierra Seca. Estos materiales debieron depositarse en una plataforma abierta con débiles corrientes.

2.3.2.1.2. *Berriasiense superior-Valanginiense inferior (miembro superior de la formación Sierra del Pozo).*

La sedimentación en plataforma carbonatada de tipo submareal a supramareal del periodo anterior quedó interrumpida en la mayor parte de la región a consecuencia de dos hechos importantes: la invasión de aportes terrígenos y la implantación de un complejo arrecifal con Nerineas, Rudistas y Corales. Así, en la mayor parte de la región, se depositan calizas claras con intercalaciones terrígenas o dolomías arenosas y calizas bioclásticas con arenas con cantos de cuarcita.

En parte de la Sierra del Pozo estos fenómenos tienen menor influencia y, al menos parcialmente, continúa la sedimentación rítmica de calizas y margas.

En la parte noroccidental de la Sierra de Segura se depositan dolomías pardas, muchas veces ricas en cuarzo, niveles de calcarenitas y areniscas con frecuentes intercalaciones de margas arenosas y de arenas con cantos de cuarcita. La potencia no siempre puede calcularse, ya que con frecuencia no afloran términos más antiguos; no obstante, en el SE de la Hoja de Orcera y sectores adyacentes oscila entre 200 y 250 m.

Hacia el sur se produce un paso lateral a una alternancia de niveles organógenos y detríticos, pobres en organismos y con abundante laminación paralela y laminación y estratificación cruzada. Los estratos organógenos muestran signos evidentes de rodamiento de los organismos y en menos ocasiones constituyen crecimientos de tipo arrecifal, bien en posición de vida, bien por acumulación masiva. Se presentan también bancos calizos oolíticos con laminación cruzada y, más raramente, niveles métricos de arenas con cantos de cuarcita.

En la Sierra de Castril (Los Arenales) la potencia es de 40 m. y en Sierra Seca (Las Canalejas) de 100 m. Los episodios terrígenos debieron depositarse en un área marina, formando barras arenosas bajo la acción de olas de elevada energía. Cuando los aportes terrígenos eran menores, en los sectores más meridionales (sierras del Pozo, Castril y Seca) se desarrollaron crecimientos de organismos coloniales, tales como Corales y Rudistas, un

nuevo episodio terrígeno podría acabar con la vida del biohermo. En torno a la construcción arrecifal se desarrollaron una gran variedad de facies carbonatadas: calizas oolíticas, niveles de calizas micríticas y de material carbonatado procedente en gran medida de la destrucción de la colonia. La influencia de la sedimentación arrecifal pierde importancia hacia el Norte por la mayor intensidad de los aportes terrígenos.

En las partes más al SO de la Sierra del Pozo se produce un nuevo cambio lateral a facies similares a los del periodo anterior; alternan las calizas micríticas con bancos de margas de mayor potencia; además, se intercalan niveles de calcarenitas con estratificación cruzada. A pesar de la similitud litológica con el tramo anterior, los microfósiles de los niveles margosos presentan una asociación diferente constituida por Caráceas y Ostrácodos.

2.3.2.1.3. Valanginiense superior-Hauteriviense (facies Weald-formación Cerro Lobo).

En este lapso, se depositan un conjunto de unidades litoestratigráficas de naturaleza esencialmente lutítica y arenosa. Desde el punto de vista faunístico, el hecho más significativo es la presencia de ammonites de edad Valanginiense superior-Hauteriviense basal.

Sobre el tramo anterior, en contacto concordante, brusco y, a veces, marcado por una costra ferruginosa, se depositan, durante el Valanginiense superior, margas amarillo-parduzcas con niveles de calizas areniscosas pardas que, en ocasiones, llegan a constituir una rítmica de calizas y margas. Abundan los restos de organismos, sobre todo, las Exogyras, y en menor medida, otros Lamelibranquios, Braquiópodos, Equínidos, Ammonites y algunos Corales.

Esta unidad litoestratigráfica es muy característica de la Sierra del Pozo y sectores más septentrionales. Más hacia el Norte se acuña, hacia el paralelo de Hornos, donde está representada por tan sólo 3 m. La potencia es muy constante, en torno a 30 m, aunque en ciertas partes de la sierra del Pozo (Arroyo de Guazalamanco) llega a los 60 m.

En la Sierra Seca existía un cambio lateral a una alternancia rítmica de margocalizas y margas amarillentas con Ammonites que alcanzan una potencia de 200 m.

En Los Arenales (Sierra de Castril) las margocalizas presentan unas facies intermedias y un espesor de 20-25 cm. Las margas se depositaron en una plataforma marina, poco profunda y poco subsidente y menos influenciada por el continente.

Hacia el Norte de la Sierra de Segura, desaparecen los materiales margosos que son sustituidos por arenas con cantos de cuarcita, margas versicolores y niveles de areniscas dolomitizadas de facies Weald. Al Sur del Yelmo sobrepasa los 60 m. de espesor, al Este presenta casi 100 m, mientras que en sectores más meridionales tan sólo se observan 40 m. (Fuente del Charco) o están poco desarrollados (Arroyo de los Anchos). La facies Weald se depositó en un medio muy influenciado por el continente y donde, con frecuencia, se desarrollarían zonas pantanosas o, incluso, lagos en los que crecerían los Caráceas.

En los sectores central y meridional de la sierra de Segura, sobre los materiales margosos con Exogyras se localizan materiales arcillosos y terrígenos de diversa naturaleza. En muchos casos se trata de margas pardo-grisáceas con finos niveles de limolitas ferruginosas (50 m. en las Collados, Hoja de Santiago de la Espada). Otras veces son arenas, (Cortijo de las Chozuelas, Hoja de Pozo Alcón), que pueden presentar niveles calcáreos con Corales removidos (Arroyo Amarillo, Hoja de Cazorla).

En ocasiones se observa que la barra carbonatada superior corresponde a un arrecife coralino al que se asocian niveles de calcarenitas, calizas bioclásticas y areniscas calcáreas (Fuente del Charco, Hoja de Orcera); las facies arrecifales llegan a alcanzar una potencia de casi 100 m, (Cerro Lobo, Hoja de Santiago).

La edad de estos niveles arrecifales (primer episodio urgoniano) es un tanto imprecisa, puede tratarse del Hauteriviense superior, del tránsito al Berriasiense o, incluso, del Berriasiense inferior, aunque la primera posibilidad es la más probable.

2.3.2.1.4. Berriasiense-base del Gargasiense: (F. Arroyo de las Anchos)

Se identifica con una de las unidades litoestratigráficas más importantes de la sierra de Segura. Está formada por materiales esencialmente carbonatados que, en las partes más externas del sector septentrional, se disponen directamente sobre las dolomías del Kimmeridgiense medio (Peñalta, Segura de la Sierra y Navalperal).

Esta formación carbonatada se ha dividido en dos tramos, uno inferior bastante bien desarrollado constituido por calizas de facies no marinas, y otro superior de calizas de diversa naturaleza (calizas de Miliólidos y Dasycladáceas, calizas de Rudistas y calizas y calcarenitas con Corales), de carácter marino y que se denominan segundo episodio urgoniano.

El tramo no marino está constituido por calizas grises, con Caráceas, algas Cyanofíceas y Gasterópodos lacustres, la estratificación puede ser rectilínea y bien marcada entre bancos calizos o irregular e, incluso, arriñonada entre bancos calizos de poco espesor o con intercalaciones margosas. En el sector septentrional abundan las calizas intraclásticas de tipo "cailloux noirs". Son calizas grises oscuras con intenso olor a materia orgánica en corte fresco (calizas fétidas), que suelen asociarse a niveles margosos y de lignito. Junto a las calizas intraclásticas son frecuentes las calizas laminadas, y, en ocasiones intercalaciones de margas pardas con cantos de arenas y areniscas (Yelmo, río Madera).

En los sectores meridionales predominan calizas bastante blancas, tableadas con algunos "birdeyes". En ocasiones aparecen bancos formados por oncolitos de algas Cyanofíceas (Arroyo del Vidrio).

La potencia del tramo es extremadamente variable, entre nula (parte occidental de la Sierra del Pozo) y 150 m (Sierra Seca).

Los distintos tipos petrográficos se desarrollaron en los distintos subambientes de una amplia llanura situada en la zona supramareal.

Las calizas de Caráceas se formaron en zonas de la llanura supramareal totalmente aislada del mar abierto. En repetidas ocasiones, estas zonas pantanosas debieron quedar desecadas. Los niveles más superficiales se litificarían de forma precoz, desarrollando en principio estructuras de desecación por contracción del material expuesto. El sedimento consolidado llegaría a fracturarse formando intraclastos que pueden permanecer "in situ" y quedar unidos por un barro micrítico cuando de nuevo vuelve a instalarse una zona pantanosa. Los cantos carbonatados han podido, en parte, ser transportados e incorporados a un sedimento micrítico que se depositase en otras áreas, o bien quedar simplemente acumulados como detritus suelto.

En la zona supramareal también se depositaron los sedimentos laminados. La laminación puede estar originada por la acción de algas o corresponder a láminas micríticas que alternan con material detrítico carbonatado.

Sobre estos materiales calizos supramareales se sitúa, de forma gradual, un tramo masivo o segundo episodio urgoniano, de manera, que en las partes más externas de la sierra de Segura es fácil encontrar recurrencias del tramo supramareal en el segundo episodio urgoniano.

La secuencia ideal en la mayor parte de la región y de más antiguo a más moderno es:

- a) Calizas no marinas del tramo supramareal anterior.
- b) Calizas con Miliólidos y Dasycladáceas.
- c) Calizas con Rudistas y Orbitolinopsis.
- d) Calcarenitas pardas con Palorbitolina lenticularis y algas encostrantes. A veces se trata de niveles margosos llenos de Orbitolinas sueltas y Choffatellas (Navalperal, río Madera)
- e) Arrecife de Corales de 5 a 15 m. de espesor y de aspecto masivo. A veces el edificio coralino presenta intercalaciones de areniscas y calcarenitas.
- f) Calcarenitas y areniscas con detritus arrecifal y lentejones de arenas.
- g) Calizas con Rudistas e Iraqia simplex con escasas intercalaciones arenosas. En el sector septentrional se ha medido de 30 a 50 m de espesor, pero en el resto de la región tan sólo se llega a unos pocos metros.
- h) Nivel de margas con pisolitos ferruginosos y/o arenas.

Los puntos b, c, d, e, f y g corresponden al segundo episodio urgoniano. En los puntos b y c son frecuentes las intercalaciones de calizas intraclásticas y con Caráceas.

El segundo episodio urgoniano va a depositarse a consecuencia de la trasgresión que ocupó el Beduliense y cuyos inicios comienzan a materializarse en las facies intermareales con "pellets" y Miliólidos; no obstante, en el sector septentrional es común la implantación periódica del régimen supramareal.

El desarrollo de la transgresión origina en la plataforma marina, toda una gama de

ambientes sedimentarios carbonatados, progresivamente más profundos y agitados y con mayor aporte de terrígenos, que se van a suceder hasta alcanzar el máximo con la facies de arrecifes coralinos.

2.3.2.1.5. Aptiense superior-Albiense inferior. (Facies Utrillas)

Las avalanchas de sedimentos terrígenos que rematan las sucesiones estratigráficas anteriores y, sobre todo, la implantación de un paleosuelo formado por arcillas y margas con pisolitos ferruginosos, constituyen la base para la diferenciación de un nuevo conjunto de unidades litoestratigráficas en la Sierra de Segura. A partir de este momento la sedimentación rebasa el límite paleográfico del Prebético Interno para ocupar áreas más occidentales (Sierra de Cazorla), que ahora van a participar en las mismas vicisitudes sedimentarias que las zonas orientales.

Sobre los niveles con *Iraquia simplex* del Aptiense inferior se deposita un nivel de margas amarillentas y arcillas rojizas con abundantes nódulos y pisolitos ferruginosos en amplios sectores de la Sierra de Segura, sobre todo, en los más externos.

En la Sierra del Pozo se aprecia que los materiales ferruginosos se disponen paulatinamente sobre términos cada vez más antiguos, llegando a situarse sobre las dolomías del Lías-Dogger en la Sierra de Cazorla.

Otro fenómeno importante que caracteriza la sedimentación de este periodo son las intercalaciones de arenas, incluso con cantos de cuarcita, margas versicolores y algunos niveles de areniscas.

La frecuencia con que dichos niveles aparecen, así como el espesor y la continuidad de los mismos, varían de modo considerable. Los primeros episodios, por otra parte, los más generalizados, comienzan a manifestarse en la parte superior del ciclo carbonatado del Barremiense-Aptiense inferior. Se trata de bancos de arenas y areniscas que ponen fin a la vida de la colonia arrecifal antes del depósito de las calizas con *Iraquia simplex*.

Sobre dichas calizas, estos niveles terrígenos están poco representados en el sector central y especialmente en el meridional. No obstante, en el arroyo de Guazalamanco (Sierra del Pozo) a continuación de las calizas con *Iraquia* se levantan unos 30 m de arenas y margas arenosas con lentejones ferruginosos; en el Alto del Calar (Sierra Seca) sobre dolomías y calizas del Beduliense se sitúan 80 m de arenas dolomíticas, margas verdosas y areniscas dolomíticas.

Sin embargo, es en el sector septentrional donde las intercalaciones terrígenas se repiten con mayor frecuencia. Así en el Navalperal, sobre las calizas con *Iraquia* los niveles arenosos y de margas llegan a alcanzar 35 m de potencia; en la Sierra del Agua se encuentran 70 m de arenas con cantos de cuarcita y margas versicolores; y en la Sierra de Huebras los episodios terrígenos, que incluyen niveles de areniscas ricas en óxidos de hierro

y bancos de Ostreidos, constituyen dos tramos de potencia próxima a los 100 m en el Gargasiense inferior y en el Albiense inferior. Las margas y arcillas con pisolitos ferruginoso se atribuyen a un paleosuelo. Las avalanchas de materiales terrígenos se produjeron en un ambiente muy influenciado por el continente, pudiendo ser en algunos sectores de tipo continental; no obstante, la presencia de niveles areniscosos con Ostreidos indicarían un ambiente de playa.

Al margen de los depósitos arenosos, también se desarrolla una sedimentación carbonatada que llegará a ser mucho más importante que la terrígena en los sectores central y meridional.

Está representada por calizas pardas en bancos inferiores al metro de carácter arriñonado entre las que se intercalan niveles de margas verdes que en la base presentan un espesor de 1-15 m y hacia arriba llegan a ser finas películas. En la base pueden aparecer bancos intraclásticos y de calizas con Caráceas y a continuación, excepto en las zonas externas, con Rudistas.

La potencia de estos tramos aumenta hacia el Este, así, en el nacimiento del Guadalquivir no superan los 30 m, mientras que a las Banderillas, los Arenales y el Almorchón la potencia se sitúa en torno a los 150 m.

Más hacia el este, en las sierras de Castril y Seca y parte de la de Huebras desaparecen los niveles terrígenos y se deposita un importante espesor de calizas. Estas calizas presentan dos tipos de estratos, unos bastante tabulares con abundantes Corales, Rudistas y algunas Orbitolinas y otros de aspecto arriñonado donde estas últimas son especialmente abundantes. Estas calizas corresponden al tercer episodio urgoniano y en la Sierra seca alcanzan 350 m de potencia.

2.3.2.1.6. Albiense superior.

La diferenciación entre los dominios septentrional y meridional de la Sierra del Segura es muy marcada. Así, en la Hoja de Orcera está representado por facies exclusivamente terrígenos, carentes de fósiles y cuya atribución al Albiense superior no siempre se puede precisar.

Por el contrario, en el sector meridional y partes internas del central, el predominio es de facies carbonatadas, apareciendo la facies terrígena a la parte superior del conjunto carbonatado. En la Hoja de Santiago pueden observarse indentaciones entre los materiales carbonatados y los terrígenos.

Los materiales terrígenos o facies Utrillas afloran en amplios sectores de la Hoja de Orcera, Yetas de Abajo y Norte de la de Santiago de la Espada. Están constituidos por arenas blancas, ricas en cuarzo, arcillas y margas verdosas y rojizas; suelen encontrarse niveles de areniscas tableadas y calizas con Ostreidos.

La potencia aumenta hacia la parte más interna; en Segura de la Sierra de presentan casi 50 m, en Peñalta 75 m y en el Calar de Cobos más de 200 m.

En las Hojas de Yetas y Santiago aparecen intercalaciones de bancos de calizas con Rudistas, normalmente dolomitizadas, donde se ha datado el Albiense superior.

Los materiales de facies Utrillas se atribuyen a depósitos fluviales o de playa con influencias fluviales o detríticas.

En el sector central y meridional de la Sierra de Segura adquieren mayor desarrollo los materiales carbonatados. Tan sólo en el techo de la secuencia aparecen 15-35 m de arcillas y margas dolomíticas.

En la Sierra del Pozo se encuentran 15-20 m de dolomías masivas y 5-10 m de calizas tableadas muy blancas con finas intercalaciones de margas.

En las Banderillas, Almerchón y Sierra de Huebras se encuentran una base de caliza en bancos gruesos de 30 a 50 m, con niveles de lumaquellas de grandes Ostreidos y bancos de rudistas.

Sobre los carbonatos siempre se encuentran las arenas y arcillas de facies Utrillas.

En la parte meridional de las Sierras de Castril y Seca, bajo materiales arenosos micáceos identificables con la facies Utrillas existen unos 100 m de calcarenitas que ponen de manifiesto un medio agitado, probablemente de barra arrecifal.

2.3.2.1.7. Vraconiense.

No siempre se puede datar a consecuencia de la intensa dolomitización. En muchos sectores, sobre los depósitos de facies Utrillas se levanta una potente serie dolomítica que abarca hasta el Turoniense. No obstante, en las partes más internas de la Sierra de Segura aparecen términos correspondientes a uno de los episodios de mayor influencia pelágica, puesto que existen organismos plantónicos y Ammonites que datan el Vraconiense.

Está compuesto por calcarenitas, con frecuencia parcialmente dolomitizadas que pueden intercalarse con los terrígenos de facies Utrillas; en las Banderillas las calcarenitas pasan lateralmente a una barra de 10-15 m de calizas arrecifales con Corales, muy dolomitizado.

La sucesión Vraconiense continúa con un tramo de características litológicas diversas.

En la mayor parte de las áreas donde puede diferenciarse el Vraconiense está formado por calizas, calizas margosas y margocalizas irregularmente dolomitizadas. Se encuentran grandes Orbitolinas. Las potencias mayores se han medido en el Almerchón (75-100 m) y en la Sierra de Huebras (70 m).

En las Sierras de Castril y Seca sobre el Albiense superior existe una alternancia de margocalizas y margas con organismos plantónicos y Ammonites. En Sierra Seca, la base de las margocalizas viene marcada por un "hard-ground" muy desarrollado y con abundantes Ammonites, Braquiópodos, Equínidos y Lamelibranquios que se sitúa sobre las margas micáceas y calcarenitas del Albiense superior.

2.3.2.1.8. Cenomaniense-Turoniense (Formación Dolomítica).

Corresponde al conjunto dolomítico que aflora extensamente en la zona Prebética y que presenta unas características litoestratigráficas bastante constantes, generalmente está constituido por tres miembros, lo que ha conducido a diversos autores a denominarlo como "trilogía dolomítica" del Cretácico superior.

El muro de esta formación lo constituyen por lo general la facies detrítica de la "Formación Utrillas". Hacia los sectores más meridionales, donde la Formación Utrillas pierde progresivamente espesor, el paso del Albiense al Cenomaniense se localiza en facies exclusivamente carbonatadas (Sierra Seca).

El techo de la formación lo constituyen las calizas blancas del Senoniense inferior, contacto concordante en amplios sectores, pero en discordancia, cada vez más acentuada, en las partes más externas de la cuenca (en Los Collados falta el Turoniense y en El Cuquillo el Senoniense inferior descansa sobre el Cenomaniense inferior, ambas series en la Hoja de Yeste).

El miembro inferior está constituido por dolomías ocreas, de aspecto masivo o con estratificación gruesa. En la parte basal son algo detríticas, especialmente en el sector septentrional, y presentan fantasmas de Orbitolínidos.

Excepcionalmente, en algunos cortes situados en la Hoja de Yeste la parte basal aparece sin dolomitizar y en el de Los Collados se han reconocido las características originales de la roca que son micrítas areniscosas, calcarenitas subnodulosas y algunos bancos de areniscas con estratificación cruzada. La microfacies conservada ha permitido datar el Cenomaniense inferior-medio.

Este miembro aumenta de potencia de forma suave hacia el SE y oscila entre los 150 m y 220 m, no obstante, Rodríguez Estrella (1978) opina que llega a los 400 m en la sierra de Huebras. Es equivalente a la Formación Quesada utilizada en los informes de SEPE y ENPASA y al miembro dolomítico inferior de Rodríguez Estrella (1978).

El miembro medio está formado por dolomicritas blancas, bien estratificadas, con escasísimos restos orgánicos y margas dolomítico-arcillosas blancas. Ocasionalmente, como en el Calar de Cobos, entre estos niveles finamente estratificados aparecen otros más gruesos de dolomías grises masivas semejantes a los del miembro superior. En los Collados algunos bancos se han preservado de la dolomitización y pueden observarse calizas oolíticas tableadas que han permitido datar el Cenomaniense superior. Presenta una potencia media de 40 a 60m.

Equivala a la formación Franco (SEPE, ENPASA) y al miembro dolomítico arcilloso y arcilloso dolomítico (Rodríguez Estrella, 1978).

El miembro superior está constituido por dolomías grises masivas, generalmente azoicas. Este miembro puede faltar en amplias áreas de la parte meridional y oriental de la Hoja de Yetas dado el carácter discordante del Senoniense inferior que se le superpone. La potencia es muy variable, estando comprendida entre 0 y 200 m (serie del Ardal). Se atribuye al Turoniense por su posición en la serie.

En general, esta formación presenta unas características muy uniformes en el Prebético Interno; los únicos cambios destacables son los relativos a la imposibilidad de diferenciar a los tres miembros y/o a los cambios de facies a materiales no dolomitizados.

En el sector de la Sierra Seca y de los alrededores de Santiago de la Espada existe un único tramo de dolomías masivas. Según unos autores sólo representaría al miembro inferior del Cenomaniense inferior-medio ya que el Cenomaniense superior y Turoniense no se habría depositado al existir un umbral en este sector. Otros autores piensan que en las proximidades del Anchuricas se produce un cambio de facies del miembro medio de dolomicritas finalmente estratificadas a dolomías masivas, con lo que se unen los miembros inferior y superior.

En ciertas partes más internas de la Zona Prebética (Alicante, Jaén) se produce un cambio a facies calizas. En el caso concreto de la región de estudio, este fenómeno puede constatarse en la Sierra de Castril y, especialmente, en Sierra Seca. Así, por ejemplo, en las cercanías de La Losa (Sierra Seca) se observan unos 300 m de calizas del Cenomaniense-Turoniense que, en dirección NO, se dolomitizan en la parte superior y adquieren aspecto masivo.

Otro hecho significativo en las sierras de Castril y Seca es el acuñamiento hacia el Sur del conjunto carbonatado del Cenomaniense-Turoniense al haberse erosionado términos progresivamente más antiguos y depositarse en discordancia los materiales terciarios.

2.3.2.1.9.- Senoniense inferior (Formación Sierra de la Solana)

Se trata de calizas que se sitúan concordantes sobre el miembro superior de la Formación Dolomítica, sin embargo, en sectores localizados del borde de la cuenca es discordante sobre otros materiales cretácicos (E de la Hoja de Yeste). El techo lo constituye el paso a los calcarenitas y areniscas con Orbitoides del Senoniense superior.

En la parte noroccidental de la Sierra de Segura afloran calizas blancas o crema, bien estratificadas y de textura micrítica. Estas calizas presentan intraclastos negros ("cailleux noirs"), Caráceas, Gasterópodos, restos de Rudistas y Equinodermos. En el Yelmo, se encuentran bancos con sílex, niveles oolíticos e intercalaciones de dolomías grises y margas amarillentas; no obstante, es en la Hoja de Yeste donde estos cambios son más patentes, con importante desarrollo de la dolomitización y de las intercalaciones arcillosas en la serie.

En zonas más internas, siguiendo una estrecha franja que se sitúa entre Yeste y Pontones, se localizan unas calizas arrecifales con Corales, Rudistas, Equinodermos y Miliólidos. Este arrecife de barrera estaba asentado en una zona de umbral, como lo prueba la reducida potencia de los afloramientos

Siguiendo hacia el interior de la cuenca, en sectores orientales de las Hojas de Yeste y Yetas y al SE de Pontones se encuentran calizas de Lamelibranquios y Equinodermos.

Las máximas potencias se encuentran siguiendo la alineación Mentiras (200 m)-Calar de Pitillas (150 m), al Oeste de la Hoja de Yetas, área que constituiría un surco que se continúa por el Calar del Mundo.

La potencia se reduce tanto hacia el Oeste (Yelmo, 75 m; Navalperal 20 m) como hacia el Este hasta desaparecer en el sector sierra Seca-sierra de Huebras que constituyó un suelo emergido donde no tuvo lugar la sedimentación del Senoniense inferior.

La sedimentación se realizaría en un lugar de muy poca profundidad aislado de la plataforma abierta por barras y arrecifes.

2.3.2.1.10. Senoniense superior (Formación Mariasnal).

Está ausente en numerosas partes de los sectores septentrionales (Hoja de Yeste) y occidentales (Hoja de Orcera, Sierra del Pozo) de la zona de estudio.

En el sector de Los Calarejos-Calar de Mundo se encuentran calcarenitas y algunos niveles de areniscas con Orbitoides que deben responder a un medio marino de alta energía con aportes continentales de terrígenos.

Un poco más al SE (Calar de la Sima, Hoja de Yetas), sobre el Senoniense inferior se observan unos pocos metros de un conglomerado de cantos muy rodados de cuarzo y cuarcita y a continuación, 150 m de calizas con Siderolites, Lepidorbitoides, Pithonellas y fragmentos de Equínidos y Lamelibranquios, de grano fino y con microfacies y textura similares a los del tramo anterior.

En el sector Nerpio-Santiago de la Espada-Pinar Negro la facies cambia a calizas, margocalizas y margas a veces arenosas con Orbitoides, Globotruncanas y fragmentos de Equínidos y Lamelibranquios. La potencia, en este sector, suele oscilar entre 20 y 40 m, aunque en la serie de Mariasnal llega a los 100 m.

Se observa la coexistencia de facies pelágicas y neríticas, abundando más las primeras hacia el Sur; así, en el Norte de sierra Seca se encuentran margocalizas y calizas margosas, a veces arenosas, con Globotruncanas y Rosalinas y tramos de tonos rojos asalmonados, tan característicos de la facies "flysch" del Subbético s. lato ("capas rojas").

2.3.2.1.11. Paleógeno.

Sólo está representado al Sur y Sureste de un línea que uniese Yetas de Abajo, La Toba, Fuente Segura, Pinar Negro, la sierra de Castril y el embalse de la Bolera. Al Sur de la Sierra de Quesada existe un pequeño afloramiento en Cerro Alto.

Hacia las zonas más internas va incrementando su importancia y alcanza su máximo desarrollo en el sector de La Losa-Sierra de Guillimona-Nablanca

Paleoceno: Los afloramientos son escasísimos y tan sólo ha sido datada con seguridad en unas pocas localidades. Al N. de Nerpio en la sierra de Huebras, y en algunas localidades de la Hoja de Santiago se encuentran unos niveles de calizas muy blancos y de aspecto masivo depositados en un ambiente próximo al arrecifal.

Eoceno: Se han distinguido dos unidades litoestratigráficas, la primera comprende el Eoceno calizo (Formación de Cañada Hermosa) y la segunda, situada en posición inferior y, en sectores más internos, indentada lateralmente, constituida por materiales detríticos (Formación Nablanca).

La mayoría de los autores atribuyen ambas formaciones al Eoceno inferior y medio, aunque en el detalle existen algunas discrepancias.

- Formación Nablanca:

Aflora exclusivamente en las partes más internas y meridionales de la Zona Prebética: Sierra Guillimona, Sierra Seca, Sur de la Sierra de Castril y, un pequeño afloramiento al Sur de la sierra de Quesada.

Está constituida por niveles de margas con tonos grisáceos, azulados, verdosos y amarillentos que alternan con bancos de calizas ocreas, areniscas muy ricas en Nummulítidos. La potencia aumenta rápidamente hacia el SE, con valores próximos a los 200 m. en Nablanca y la Peña de Quesada (2 km al Este del embalse de la Bolera) y de casi 500 m en La Losa.

- Formación Cañada Hermosa:

Aparte de los sectores septentrionales y occidentales del Prebético Interno objeto de estudio, tampoco afloran en la vertiente este de sierra Seca donde se produce un cambio a facies totalmente margosas.

Está formada por calizas ocreas y blancas, arenosas silíceas y con abundantes Nummulítidos. Hacia el techo disminuye el carácter arenoso y pueden aparecer niveles de calizas margosas. Aumentan de potencia hacia el SE, desde 30-40 m (Cañada Hermosa, Calar de Las Palomas) hasta casi 250 m (Cuerda de Las Charcas, al S. de la Sierra Guillimona; barranco Seco, en la vertiente oriental de la sierra de Castril), más hacia el SE se produce un rápido cambio a facies margosas en pocos kilómetros.

Oligoceno

En la casi totalidad del área de estudio, sobre el Luteciense se produce una ruptura sedimentaria que provoca la ausencia de sedimentación desde el Eoceno superior al Oligoceno medio. Los afloramientos del Oligoceno superior son muy poco importantes y se limitan a las Hojas de Santiago, Yetas y Nerpio, donde suele hallarse una alternancia de calizas y materiales detríticos (margas, arenas y limos).

2.3.2.1.12. Neógeno.

Pretectónico:

Se presenta en facies marinas y se dispone discordante sobre cualquier material más antiguo incluso dentro del Neógeno preTECTÓNICO existen discontinuidades estratigráficas. Estos materiales han sido datados como Mioceno inferior y medio.

Los principales afloramientos se sitúan en los puntos más internos (Hojas de Yetas, Santiago, Nerpio y San Clemente), mientras que en los más externos los afloramientos aparecen muy localizados y son de poca importancia.

Otro rasgo característico de los afloramientos miocenos preTECTÓNICOS es su disposición en bandas paralelas a las directrices estructurales (NNE-SSO), coincidiendo con la posición de los núcleos sinclinales. Esto da lugar a que en el sector septentrional (Hojas de Yeste, Orcera y Yetas), de relieve invertido, los materiales miocenos se sitúen en las cotas más elevadas.

Son muy frecuentes los cambios de facies y potencia, lo que explica que, en el detalle, los distintos autores no coincidan a la hora de definir las distintas formaciones y establecer su edad.

Dabrio (1973) es uno de los autores que estudia los materiales miocenos con más detalle, por ello, seguiremos sus criterios en la descripción de los mismos.

Los materiales más antiguos son las Calizas Bioclásticas de Pontones que presentan unos afloramientos poco extensos y de escasa potencia, la mayoría dispuestos en una estrecha franja entre las Banderillas y el Calar de Marchena. Normalmente están constituidos por menos de 20 m de calizas bioclásticas de color amarillento o calizas de algas blancas.

A continuación se define la Formación de Santiago de la Espada, mucho más importante tanto por la extensión de sus afloramientos como por la potencia de sus series. Se distinguen tres tramos que de más antiguo a más moderno son:

a) Tramo 1:

En la base, puede encontrarse un conglomerado de cantos de cuarcita con matriz de arenas y lutitas rojas. El resto del tramo son arenas y limos de color blanco en la parte inferior y rojizas y/o amarillentos en la superior.

A veces se intercalan inyecciones de margocalizas con abundantes Gasterópodos o lentejones de conglomerados de cuarcita. Las máximas potencias, entre 50 y 100 m, se encuentran en la sierra del Almorchón y en el arroyo de Los Melgares; al Sur de la Hoja de Santiago prácticamente no aflora.

En el sector más occidental (Banderillas-Pontones), se produce un cambio de facies, observándose una alternancia de margas, lutitas, areniscas calcáreas, calizas detríticas y arenas.

b) Tramo 2:

Calizas arenosas con Algas y calizas bioclásticas, presentan tonalidades blancas, amarillentas o crema y, en general, estratificación grosera. En las sierras de Guillimona y de Castril, abundan los Lamelibranquios y Equínidos.

En las zonas más internas (Vertiente SE de sierra Seca, Hojas de Nerpio y Yetas) se intercalan niveles de naturaleza terrígena y en el sector de Pontones-Torcal de Cueva Humosa se dolomitizan parcialmente. Las potencias suelen oscilar entre 20 y 80 m, aunque a los alrededores de Santiago de la Espada se sitúan en torno a los 150 m (Sierra del Almorchón, Calar de Marchena, Arroyo de los Melgares)

c) Tramo 3:

Alternancia de calizas, margas, lutitas y margocalizas. En el sector meridional (sierras del Pozo, de Castril y Seca) predominan las margas y en el septentrional (Hoja de Yetas) las arenas, areniscas y margas. Las potencias suelen ser importantes y frecuentemente superan los 100 m.

Postectónico

Durante el Mioceno medio y superior se produce el depósito de material carbonatado y detrítico, especialmente en la Vega de Santiago, en discordancia angular o erosiva y que parece poseer una disposición tubular. Estos materiales se conocen bajo la denominación de formación de Don Domingo y están constituidos por un tramo inferior de conglomerados de cantos de cuarcita y de caliza y cemento calizo y de arenas rojas; el tramo superior está formado por calizas bioclásticas, margas y arenas. La potencia total se sitúa en torno a los 50 m.

En el valle del río Taibilla, a lo largo del Mioceno superior y del Plioceno se deposita una potente formación fluvial (más de 200 m de potencia) constituida por areniscas, arenas, limos y margas arenosas en la base, y por un conglomerado poligénico en el techo.

2.3.2.2 Estructura

La gran potencia de las series mesozoicas y terciarias del Prebético Interno, normalmente superior a los 1000 m, muestran una tectónica de grandes pliegues con directrices estructurales próximas a N 20-30 E. Los pliegues suelen ser suaves y simétricos en las partes más internas y septentrionales, mientras que hacia el Sur y hacia el borde externo de la cuenca se vuelven progresivamente más apretados y adquieren una marcada vergencia hacia el ONO que muchas veces se resuelve en la rotura del pliegue por una falla inversa, con saltos de hasta más de 2 km (falla de Almorchón). Otro rasgo característico es la conservación del Mioceno en los núcleos sinclinales, de forma que las bandas de materiales miocenos constituyen verdaderos "niveles-guías" para la localización de los ejes sinclinales.

El límite occidental, de dirección N 30 E, es de naturaleza mecánica y pone en contacto a los materiales jurásicos y cretácicos con el Trías del Alto Guadalquivir y, en el extremo meridional, con el Prebético Externo de las sierras de Cazorla y Quesada (Falla del Alto Guadalquivir-Casa de la Noguera, del sistema N 27-33 E; Rodríguez Estrella, 1978).

El régimen de esta falla no está del todo claro debido a la naturaleza diapírica del Trías que ha podido "extravasarse" sobre materiales más modernos; no obstante, el estilo tectónico regional hace pensar en una falla inversa de vergencia O-NO.

El límite oriental está constituido por el cabalgamiento de los materiales subbéticos (sierras de Taibilla, La Sagra, Duda) que, a pesar de ser muy irregular, se alinea en una dirección N 45° E.

Esta divergencia entre ambos límites podría explicar el estrechamiento del Prebético Interno en dirección perpendicular a las directrices estructurales (más de 40 km en la transversal de Yelmo-Yetas, 30 km en la de Santiago y 24 km en la de San Clemente), de forma que el cabalgamiento hubiera aumentado de envergadura hacia el SO.

Sin embargo, una serie de hechos contradicen esta hipótesis:

- Las directrices estructurales son divergentes hacia el NNE.
- Los pliegues son progresivamente más apretados y aumenta el número de fallas inversas hacia el SSE.
- Al Este de sierra Seca aparecen tramos con características pelágicas (capas rojas del Senoniense superior) que indican el final del Dominio Prebético y que, por tanto, hacia el Oeste se hallan todos los materiales que se depositaron en medio nerítico.

Es evidente que durante la orogenia alpina los esfuerzos compresivos y, en consecuencia, el acortamiento de la cobertera del Prebético Interno, fueron incrementándose desde el NNE al SSO.

Este será el principal factor que condicione las distintas características tectónicas de la región estudiada. En primer lugar, se produjeron grandes fallas de desgarre de dirección N 60 O con gran interés hidrogeológico, ya que compartimentaron en grandes conjuntos a la cobertera y, según L. Jerez Mir (1981), al zócalo, pues, en caso contrario, la cobertera

sería alóctona.

Estas fallas de desgarre se caracterizan por ser verticales ó subverticales, de carácter dextrógiro, presentar saltos en dirección de varios kilómetros o, por lo general, presentar cierto salto en la vertical, siendo el bloque meridional el hundido. Son casi perpendiculares a los pliegues y pliegues-falla a los que interrumpen y desplazan. En la zona de estudio existen, al menos, cuatro de grandes dimensiones que se describen a continuación:

A- Falla de la "Línea Eléctrica":

Constituye el límite NNE de la zona de estudio y, en este sector, marca la división entre el Prebético Externo y el Interno.

Según Rodríguez Estrella (1978) es de carácter profundo, ya que en su trazo se encuentran rocas volcánicas (Calasparra), diapiros triásicos (Fábricas de Riopar, Mesones, La Alfera...) y mineralizaciones de cobre y cinc (Fábricas de Riopar). El salto es del orden de 60 km, como se deduce del hecho de que la serie cretácica del Calar del Mundo sea idéntica a la de la sierra del Molino (sinclinal de Calasparra) o a la de la sierra del Buey (Jumilla).

B- Falla de Pontones-Santiago:

Se sitúa entre Pontones y el Sur de la sierra de Taibilla, con un recorrido próximo a los 30 km. Según Dabrio (1973) el salto se amortigua hacia el Oeste, variando entre 2'5 km en el puerto del Pinar a ser casi inapreciable en Pontones; esto implicaría que empezó a funcionar en épocas de desarrollo de pliegues y fallas inversas, puesto que a un lado y otro de la fractura las estructuras muestran un grado diferente de acortamiento.

C- Falla de La Puebla de Don Fadrique:

Su traza se encuentra a lo largo de más de 25 km, entre la cuenca del río Aguamulas y el Norte de la sierra de La Sagra. El salto disminuye hacia el ONO, siendo máximo en La Cuerda de Las Charcas (en torno a 3 km), mientras que en el río Aguamulas es inferior a 1 km.

D- Falla de Tíscar:

Es la única que presenta forma arqueada, variando su dirección desde N 30 O al S de Quesada y N 80 O en el valle del Guadalentín. El salto es del orden de los 6-7 km y tanto las estructuras como los cambios de facies son análogos a ambos lados de la falla.

En función de estos grandes accidentes se hará una subdivisión en tres sectores de la zona de estudio para la descripción de los rasgos tectónicos (Figura 6).

2.3.2.2.1. *Sector septentrional*

Situado entre los afloramientos triásicos del Alto Guadalquivir (O), el Calar del

Mundo (NO), la falla de la "Línea Eléctrica" (NNE), el anticlinal de Socovos (E), el cabalgamiento Subbético (SE) y la falla de Pontones-Santiago (SS0).

La característica estructural más destacada son los pliegues suaves de gran radio. Sólo los sectores del Calar de Pitillas-Cañada Hermosa y de Sierra de Juan Quflez-Yetas de Abajo se hallan invertidos y afectados por fallas inversas. Entre estos pliegues destacan los sinclinales del Yelmo, del Calar de Cobos, del Calar de la Sima, de la sierra de Gontar y del Puntal del Sotillo.

Entre los anticlinales se pueden citar el del río Madera, el del río Tus, el del río Segura, el de Los Puestos y el de Sege.

Al NO de la alineación embalse de la Fuensanta-sierra de Gontar-Alto Segura se observa una disarmonía entre el Cretácico inferior, que constituye anticlinales muy apretados y buzantes, y el Cretácico superior, que aflora en sinclinales muy suaves y amplios; los materiales de la facies Utrillas parecen haber jugado un papel de despegue entre un conjunto superior carbonatado y competente y otro inferior detrítico e incompetente.

Entre las sierras de Gontar y del Cuquillo se produce una inflexión brusca de los ejes de los pliegues, que Jerez Mir (1981) explica como reacciones de la cobertera a desgarres dextrosos en el zócalo, mientras que Rodríguez Estrella lo atribuye a efectos halocinéticos del Trias. Al SO de la inflexión, los ejes presentan direcciones N20E a N-S y al NE dirección N50E.

El estilo tectónico de esta región se completa con varios juegos de fallas normales; las más importantes paralelas a las direcciones de plegamiento.

Al NE del subsector septentrional se encuentra una región con directrices estructurales NE-SO. Hacia el interior de la cuenca se suceden las siguientes estructuras:

- Franja de terreno que ha sufrido una compresión importante dando lugar a pliegues volcados y a fallas inversas. Forma dos alineaciones: sierra de Juan Quflez-sierra de Lagos, al N, y Calar de Pilillas- Pontones al S.

- Depresión tectónica, debida al funcionamiento de fallas normales, rellena de materiales del Mioceno superior-Plioceno. De nuevo dan lugar a dos alineaciones, la depresión del Taibilla al N y la Cañada Hermosa al Sur.

- Falla inversa del Almorchón, que afecta a un anticlinal con el flanco occidental invertido.

- Depresión de Santiago de la Espada, debida a sistemas de fallas antitéticas. Presentan características similares a la Cañada Hermosa.

- Pliegues suaves simétricos entre la Sierra de Huebras y el cabalgamiento subbético.

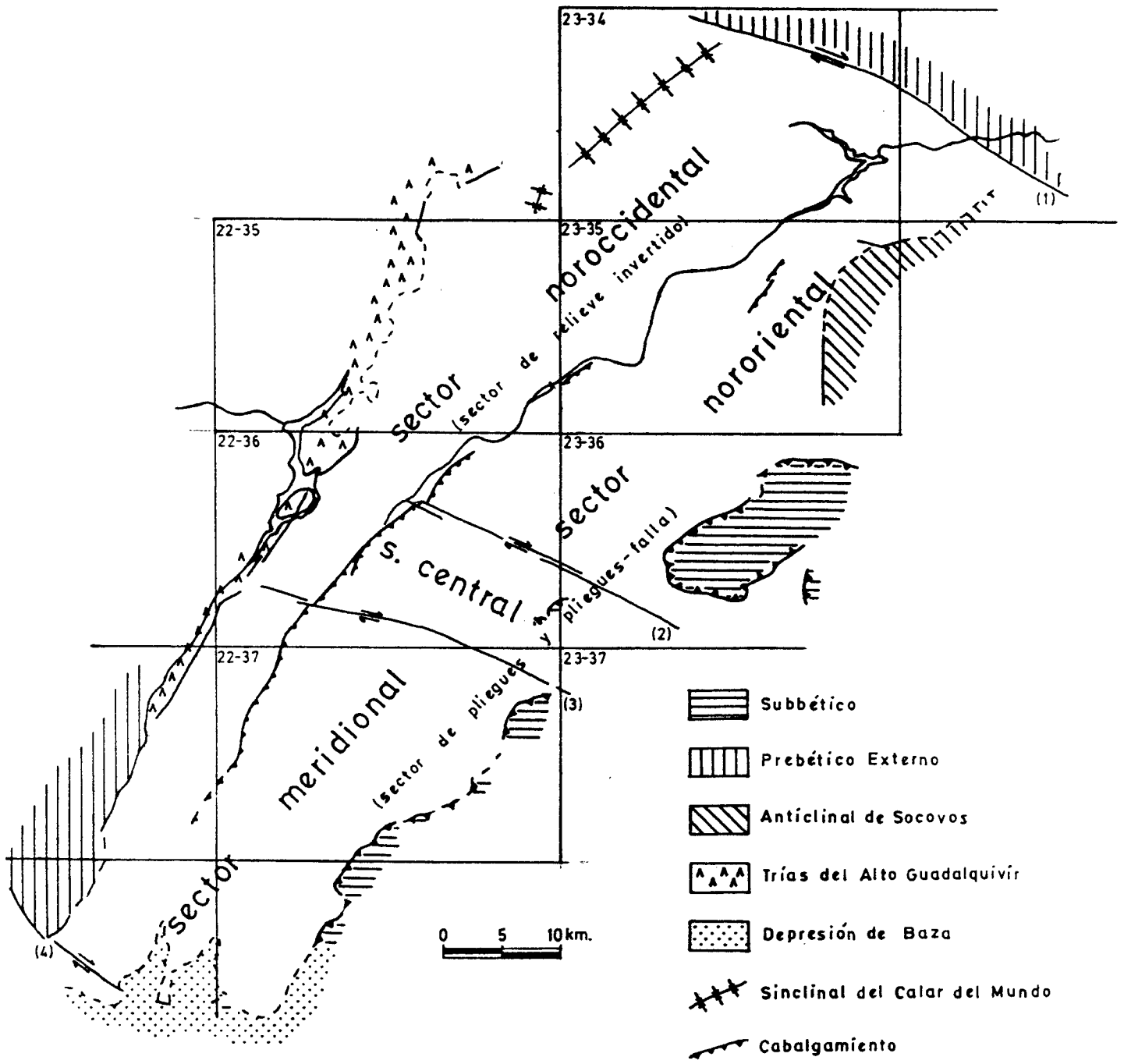


Figura 6.- Grandes accidentes tectónicos del Prebético Interno que, en gran medida, condicionan las características hidrogeológicas de los distintos sectores.

- Fallas de desgarre: (1) Línea Eléctrica
 (2) Pontones-Santiago
 (3) La Puebla de Don Fadrique
 (4) Tíscar

2.3.2.2.2. Sector central:

Limitado por el Trias de Alto Guadalquivir (ONO), la falla de Pontones-Santiago (NNE), el Subbético (ESE) y la falla de la Puebla de Don Fadrique (SSO).

Las estructuras son correlacionables con las existentes en el bloque septentrional de la falla de Pontones-Santiago; están algo más comprimidas y desplazadas al ONO.

2.3.2.2.3. Sector meridional:

Se sitúa entre el Trias del Alto Guadalquivir y el Prebético Externo (O), la falla de la Puebla de Don Fadrique (NNE), el cabalgamiento subbético (SE) y los materiales margosos de la depresión de Baza y del valle del Guadiana Menor (SO).

La estructura se resuelve en tres grandes anticlinales que forman las alineaciones montañosas de las sierras del Pozo, de Castril y Seca, separadas por sinclinales muy apretados por donde circulan los ríos Guadalentín y Castril.

3. INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

El volumen de información disponible sobre el inventario de puntos de agua es variable según se trate de la parte septentrional (Hojas de Siles, Yeste, Elche de la Sierra, Orcera y Yetas de Abajo) o de la parte meridional (Hojas de Santiago de la Espada, Nerpio, Cazorla, San Clemente, Puebla de Don Fadrique, Pozo Alcón, Huéscar, Villacarrillo y Beas de Segura).

Esto es debido a la existencia de un inventario bastante completo de la parte septentrional, que se realizó durante los años 1970 y 1971, con motivo del "Estudio Hidrogeológico Cazorla-Hellín-Yecla". Por ello, el trabajo de inventario en este sector se ha limitado a la actualización de los puntos de mayor interés hidrogeológico.

Por el contrario, en el sector meridional la información era prácticamente inexistente, lo que ha obligado a dirigir el esfuerzo principal a esta parte de la región de estudio mediante la realización de un inventario de los puntos más representativos.

En la actualidad se dispone de un total de 1684 puntos, de los que 322 son de nueva creación y el resto proceden mayoritariamente del "Estudio Hidrogeológico Cazorla-Hellín-Yecla".

En cuanto a la naturaleza de los diferentes puntos, destaca el gran predominio de los manantiales, que representan un total de 1524 puntos (90.5 %), siendo muy inferior el número de pozos (68), de sondeos (68) y drenajes (51). Esto es índice, en la mayor parte de las ocasiones, del funcionamiento de forma natural de las distintas unidades hidrogeológicas de la zona de estudio, debido a la escasa explotación de las aguas subterráneas.

Por otra parte, es significativa la existencia de 16 manantiales con un caudal medio superior a los 100 l/s, y muestra del gran interés de las aguas subterráneas en la Sierra de Segura.

En los siguientes cuadros se detalla el estado en que se encuentra el inventario para cada hoja del mapa 1:50.000. De cada octante sólo se consideran los puntos incluidos en la zona estudiada.

SILES (22-34)

Octante	Ptos.	Man.	Poz.	Sond.	Dren.	Manantiales (Caudal l/s)	
						0-10	10-50
II	7	7	-	-	-	7	-
III	8	7	1	-	-	7	-
IV	8	8	-	-	-	7	1
VI	10	9	-	1	-	9	-
VII	28	23	-	1	5	22	1
VIII	29	25	-	-	4	25	-
TOTAL	90	79	1	2	9	77	2

YESTE (23-34)

Octante	Punt.	Man.	Poz.	Sond.	0-10	Manantiales (Caudal l/s)	
						10-50	50-100
III	61	61	-	-	59	2	-
IV	70	63	7	-	63	-	-
V	20	20	-	-	17	2	1
VI	23	23	-	-	23	-	-
VII	83	64	16	3	63	1	-
VIII	24	19	3	2	18	1	-
TOTAL	281	250	26	5	243	7	1

ELCHE DE LA SIERRA (24-34)

Octante	Punt.	Man.	Poz.	Sond.	Manantiales (Caudal l/s)	
					0-10	
I	21	20	1	-	20	
V	36	34	-	2	34	
TOTAL	57	54	1	2	54	

BEAS DE SEGURA (21-35)

Octante	Punt.	Man.	Sond.	Manantiales (Caudal l/s)	
				0-10	10-50
III	10	10	-	10	-
IV	20	20	-	19	1
VII	9	9	-	9	-
VIII	14	13	1	12	1
TOTAL	53	52	1	50	2

ORCERA (22-35)

Octante	Punt.	Man.	Poz.	Sond.	Dren.	Manantiales (Caudal l/s)		
						0-10	10-50	>100
I	46	45	-	1	-	42	3	-
II	98	62	3	19	14	56	5	-
III	64	50	3	-	11	47	3	-
IV	27	27	-	-	-	26	1	-
V	47	47	-	-	-	41	6	-

ORCERA (22-35)

Octante	Punt.	Man.	Poz.	Sond.	Dren.	Manantiales (Caudal l/s)		
						0-10	10-50	>100
VI	41	38	-	3	-	35	5	-
VII	32	32	-	-	-	31	1	-
VIII	22	22	-	-	-	20	1	1
TOTAL	377	323	6	23	25	298	25	1

YETAS DE ABAJO (23-35)

Octante	Punt.	Man.	Poz.	Manantiales (Caudal l/s)		
				0-10	10-50	>100
I	54	54	-	54	-	-
II	41	38	3	38	-	-
III	43	43	-	41	2	-
IV	1	1	-	1	-	-
V	74	74	-	72	2	-
VI	41	32	9	28	4	-
VII	41	41	-	40	-	1
TOTAL	295	283	12	274	8	1

VILLACARRILLO (21-36)

Octante	Ptos.	Man.	Poz.	Sond.	Dren.	Manantiales (Caudal l/s)		
						0-10	10-50	50-100
IV	22	22	-	-	-	18	4	-
VI	14	9	5	-	-	9	-	-
VII	35	31	1	1	2	30	1	-

VILLACARRILLO (21-36)

Octante	Ptos.	Man.	Poz.	Sond.	Dren.	Manantiales (Caudal l/s)		
						0-10	10-50	50-100
VIII	28	28	-	-	-	23	5	-
TOTAL	99	90	6	1	2	80	10	-

SANTIAGO DE LA ESPADA (22-36)

Octante	Punt.	Man.	Caudal (l/s)			
			0-10	10-50	50-100	> 100
I	9	9	2	7	-	-
II	2	2	1	1	-	-
III	3	3	1	-	-	2
IV	11	11	9	1	-	1
V	2	2	-	-	2	-
VI	1	1	-	-	-	1
VII	6	6	5	-	-	1
VIII	1	1	-	-	1	-
TOTAL	35	35	18	9	3	5

NERPIO (23-36)

Octante	Punt.	Man.	Caudal (l/s)		
			0-10	10-50	50-100
I	5	5	2	1	2

CAZORLA (21-37)

Octante	Ptos.	Man.	Poz.	Sond.	Dren.	Manantiales (Caudal l/s)		
						0-10	10-50	50-100
III	24	23	1	-	-	22	1	-
IV	37	36	1	-	-	32	4	-
VI	10	8	-	2	-	8	-	-
VII	47	45	-	2	-	38	7	1
VIII	12	12	-	-	-	7	4	-
TOTAL	130	124	2	4	-	107	16	1

SAN CLEMENTE (22-37)

Octante	Punt.	Man.	Poz.	0-10	10-50	50-100	> 100	Manantiales (Caudal l/s)
I	4	4	-	1	2	-	1	
II	1	1	-	-	-	-	1	
IV	3	3	-	-	1	2	-	
V	1	1	-	-	-	-	1	
VI	9	9	-	6	-	2	1	
VII	13	9	4	4	3	-	1	
TOTAL	31	27	4	11	6	4	5	

POZO ALCON (21-38)

Octante	Ptos.	Man.	Poz.	Sond.	Manantiales (Caudal l/s)			
					0-10	10-50	50-100	>100
I	3	3	-	-	3	-	-	-
II	49	37	-	12	31	4	1	-
III	17	17	-	-	10	5	1	1
IV	20	13	5	2	10	1	1	2
VII	10	8	-	2	6	1	1	1
VIII	11	11	-	-	6	4	-	1
TOTAL	110	84	5	16	66	15	4	5

HUESCAR (22-38)

Octante	Punt.	Man.	Caudal (l/s)	
			0-10	50-100
I	4	4	4	-
II	1	1	-	1
TOTAL	5	5	4	1

4. ESTACIONES DE CONTROL

INSTALADAS EN EL PROYECTO

4.1. ESTACION PLUVIOMETRICA

Está instalada en el paraje de la Nava de San Pedro, a unos 1350 m de altitud. Se trata de un pluviógrafo de balancín, conectado a un dispositivo tipo "data-logger". El objetivo es disponer de un registro en continuo de la precipitación, que pueda ser comparable con otros dispositivos similares (en este caso para registrar variaciones en caudal, temperatura y conductividad) en algunos de los principales puntos de descarga de los sistemas.

Hay que señalar que, por parte del propio equipo de trabajo, se han efectuado algunas modificaciones en el aparato, respecto al modelo convencional, diseñadas para conocer mejor el momento en que se produce la recarga del acuífero por agua de deshielo, que de otra forma podría pasar inadvertido.

4.2. ESTACIONES LIMNIMETRICAS

4.2.1. GENERALIDADES

De las instalaciones efectuadas en manantiales, tres corresponden a estaciones con vertedero: la Natividad (2237.7.0002), el Vadillo (2138.2.0036) y el Tejo (2235.4.0017); en las dos primeras el control es de tipo "data-logger" (Madd-2) y, además de caudales, registran la temperatura y la conductividad de las aguas subterráneas. En la fuente del Tejo el registro se lleva a cabo mediante limnógrafo.

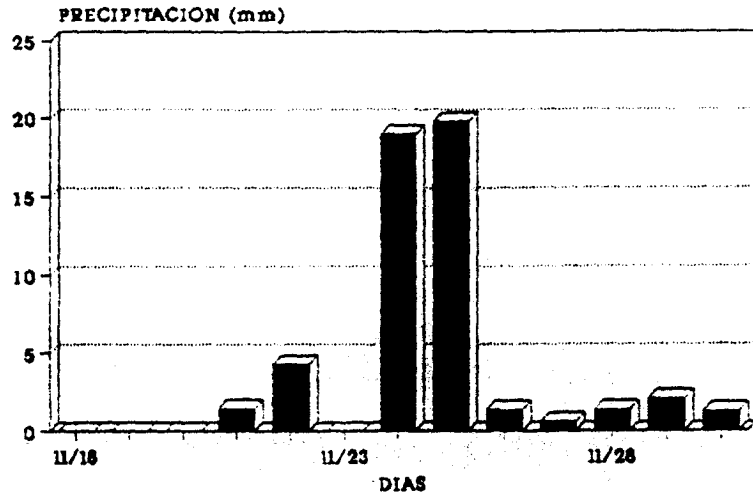
El Madd-2 es un módulo de adquisición de datos autónomo que permite registrar medidas a intervalos de tiempo que pueden variar desde algunos segundos a varias horas o memorizar el momento en que ocurre un evento. Para almacenar la información se utiliza una memoria portátil intercambiable de gran capacidad (16000 o 32000 medidas); la lectura de dicha memoria se efectúa en un ordenador personal utilizando el programa Madd-lpc que permite la creación de ficheros importables a los programas con hoja de cálculo más comunes (SYMPHONY, QPRO, etc.).

El Madd-2 posee tres entradas que, conectadas a sondas adecuadas, permiten registrar fenómenos físicos tales como la temperatura, humedad, presión, etc., con una resolución de 4000 puntos. En el presente trabajo el módulo ha sido dotado con una sonda para el registro simultáneo de temperatura, conductividad y presión (equivalente a altura de lámina de agua) y se ha programado para la toma de medidas a intervalos de media hora.

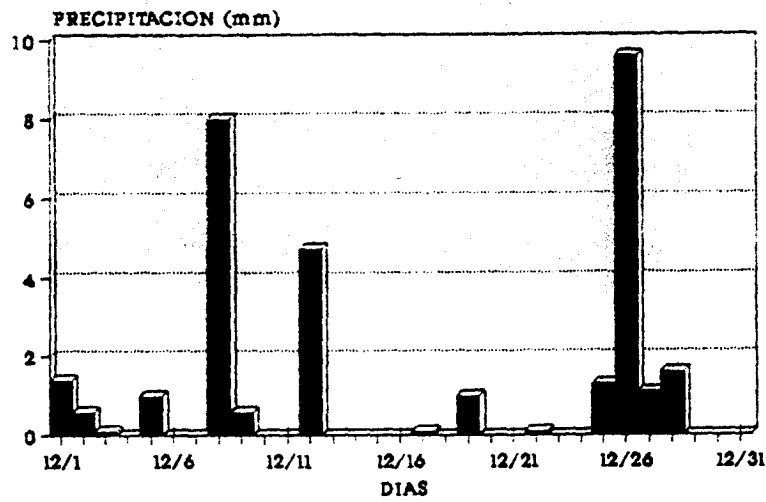
En otros dos manantiales, La Canal (2138.3.0007) y Fuente Alta (2237.7.0011) se ha aprovechado el acondicionamiento ya existente para instalar limnógrafos. No se ha construido, pues, vertedero, y el control del caudal se hace a través del establecimiento de las correspondientes curvas de gastos.

Está en proyecto, y su construcción se prevé muy próxima, la realización de otra

PLUVIOGRAFO DE LA NAVA DE SAN PEDRO
NOVIEMBRE DE 1990



DICIEMBRE DE 1990



PRECIPITACION EN ENERO DE 1991

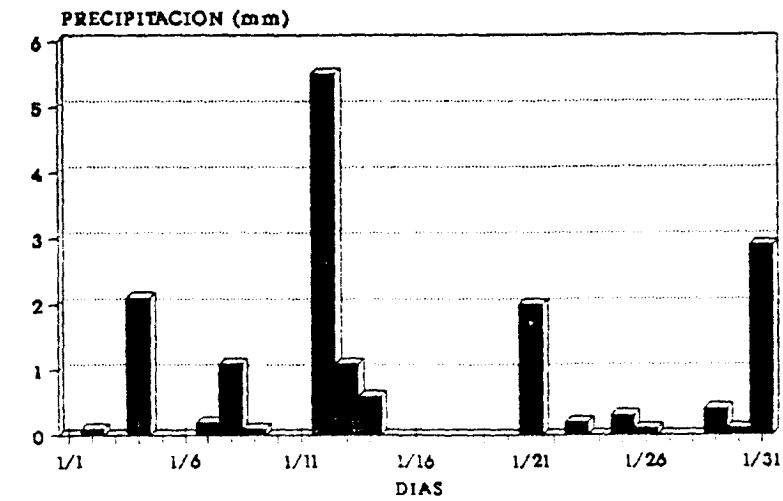
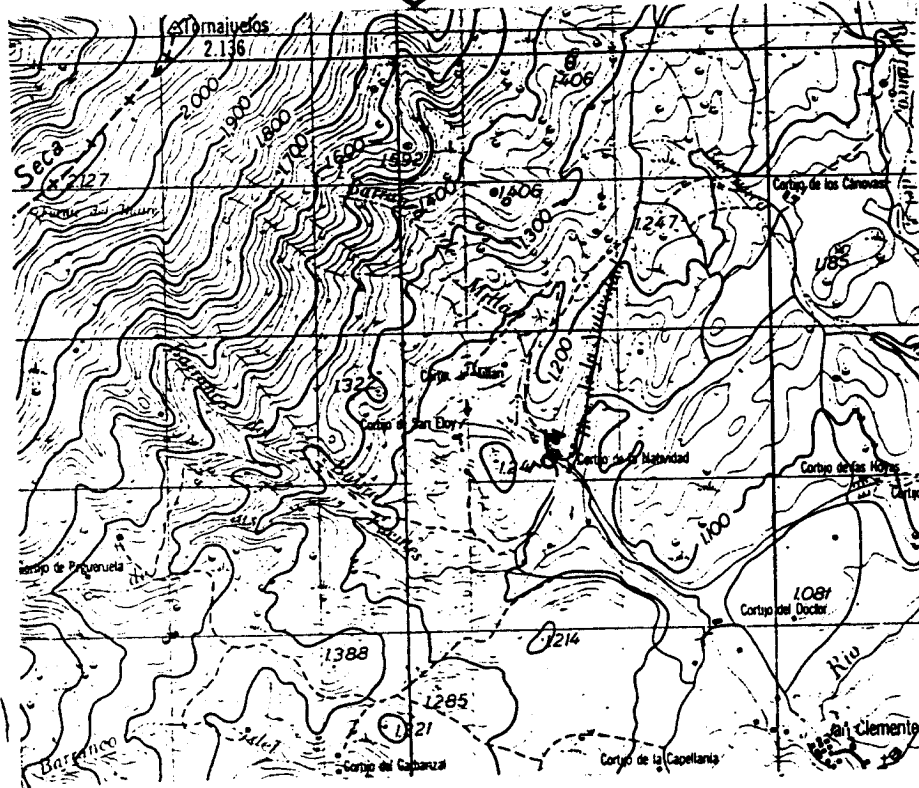
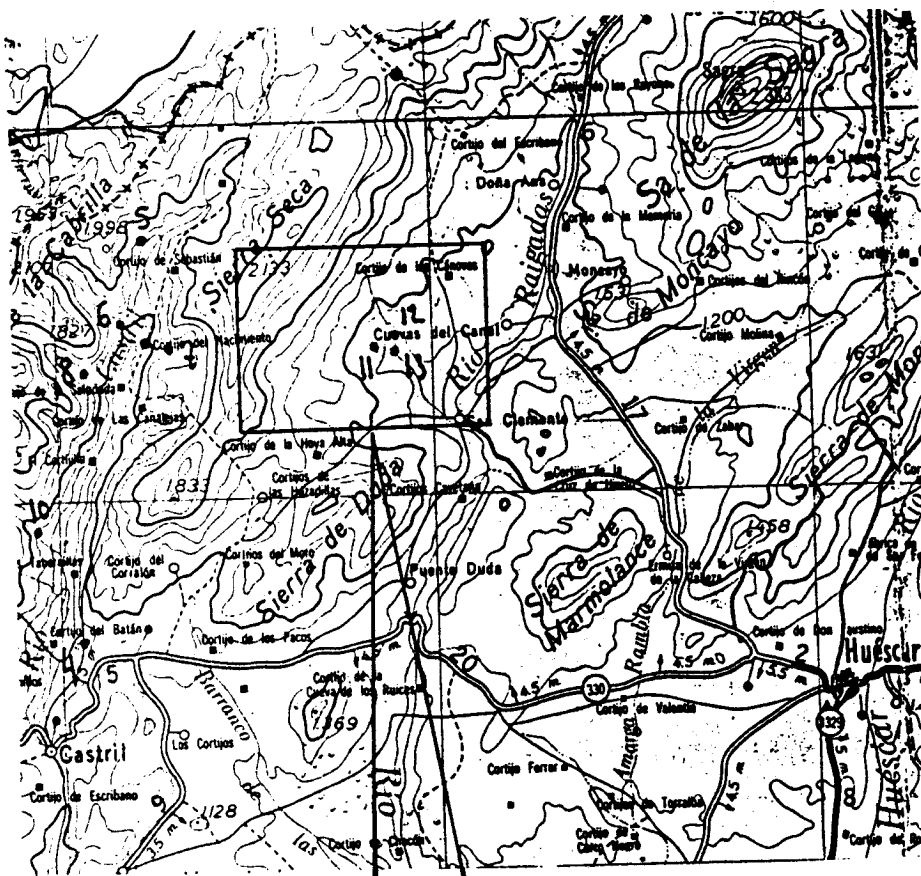


Figura 7.- Precipitación registrada en el pluviógrafo de la Nava de San Pedro entre Noviembre de 1990 y Enero de 1991.

Figura 8.- Localización de la estación de aforos de La Natividad.



♂ Manantial de la Natividad

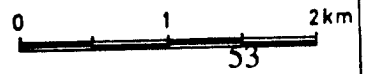


Figura 9.- Esquema del canal de Carlos III, junto al nacimiento de la Natividad.

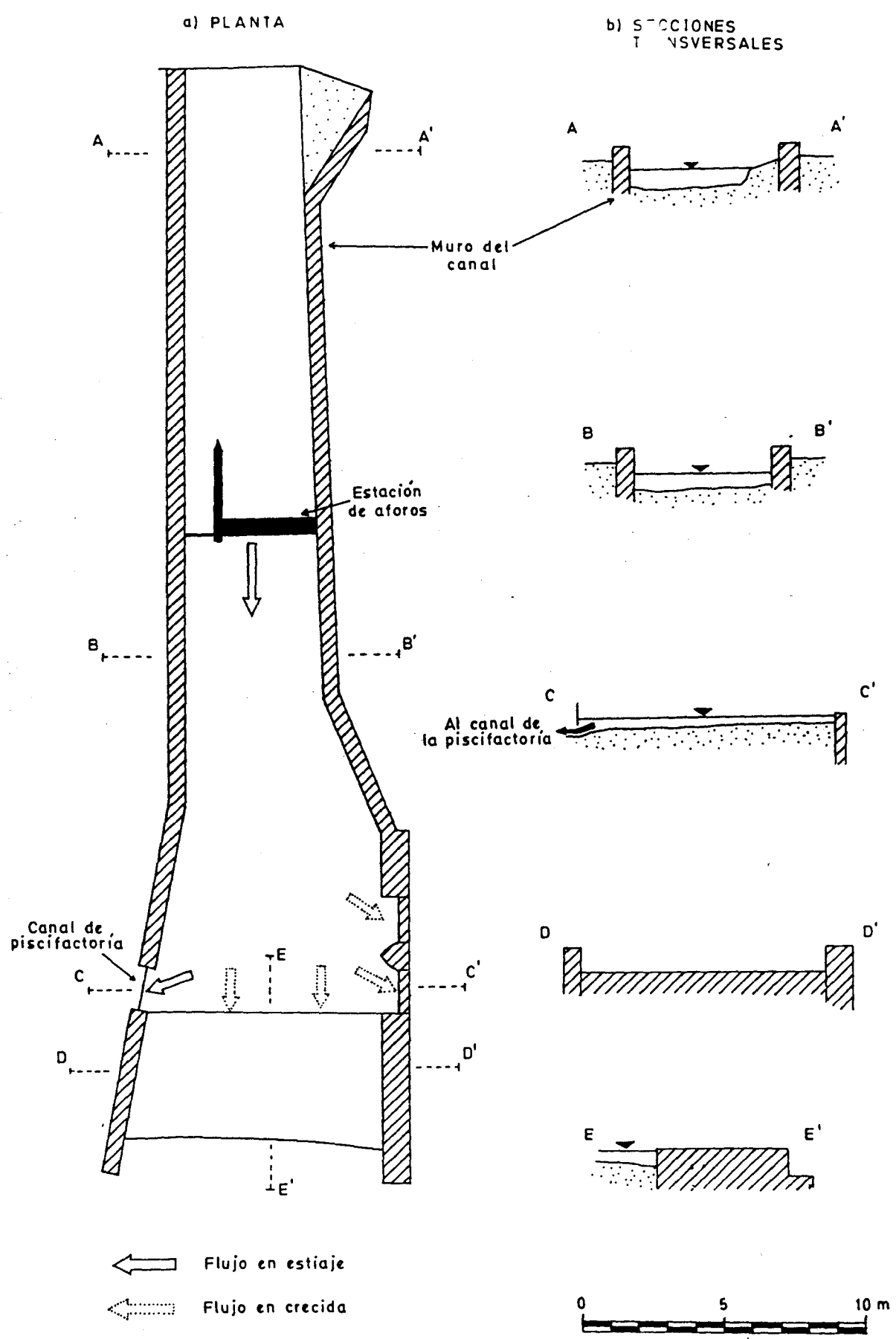


Figura 10.- Esquema de la planta de la estación de aforos de La Natividad.

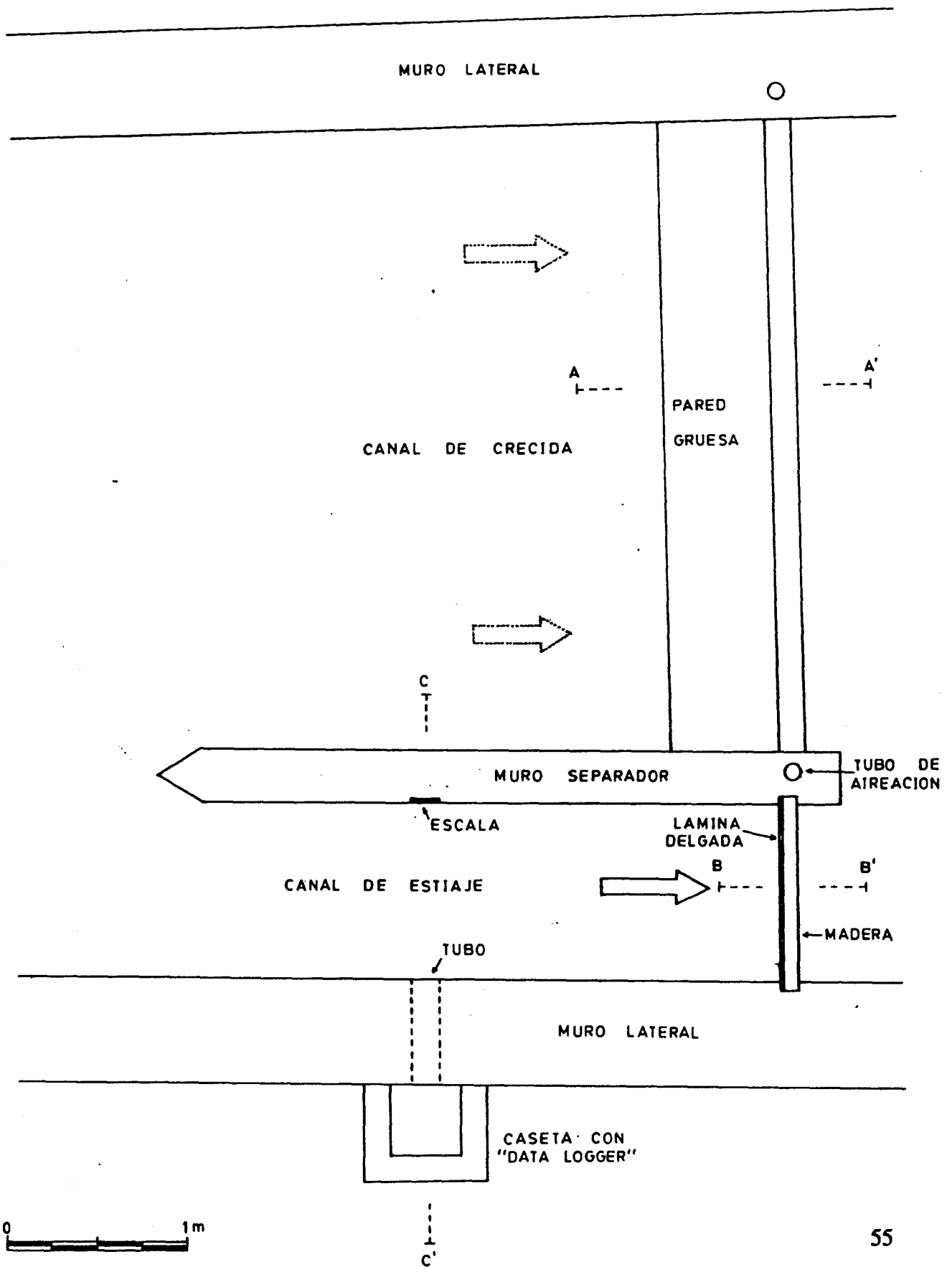
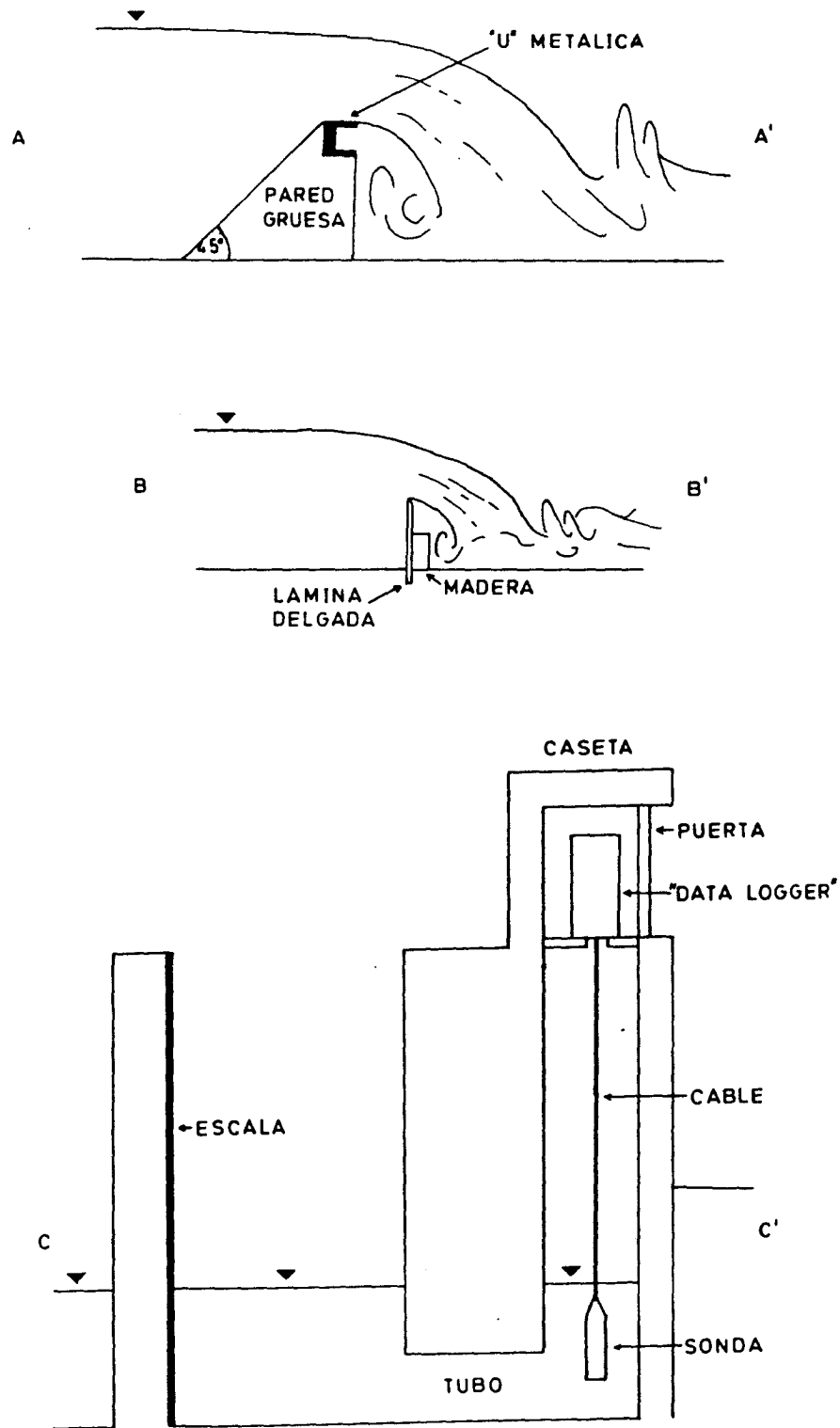


Figura 10 (continuación).- Secciones longitudinales (A y B) y transversal de la estación de aforos de la Natividad.



0 1m

estación de control (con vertedero y limnógrafo) en el manantial de la Parrilla (2235.2.0095).

Cabe señalar que las estaciones de control se ubican, por una parte, en puntos de descarga de sistemas topográficamente "colgados", como es el caso de la fuente del Tejo en relación con el sinclinal que origina el relieve invertido del Espino. Por otra parte, otros manantiales drenan sistemas asociados a estructuras plegadas (la Natividad, el Vadillo) y a sectores de escamas tectónicas (la Parrilla, en proyecto). De esta manera se controlarán los tres tipos estructurales de acuíferos más representativos existentes en el área de estudio.

4.2.2. ESTACION DE LA NATIVIDAD

De los tres manantiales que drenan el sistema kárstico de la vertiente oriental de Sierra Seca y que originan el río Guardal, el más importante es el de la Natividad (1090 m de cota, aproximadamente).

Los aforos directos realizados indican valores de alrededor de 200 l/s, aunque corresponden a épocas de estiaje e incluso de sequía. Por datos de la estación de aforos del Doctor, aguas abajo en el río, y de las consultas a los lugareños, se desprende que pueden alcanzarse valores de unos pocos m /s en crecidas.

En la actualidad, las aguas se utilizan en la explotación de una piscifactoría, situada unos 150 m aguas abajo del manantial, y en menor medida, aprovechando las obras de un canal que se proyectó en el siglo pasado para conducir el agua del nacimiento hasta tierras murcianas, para el riego de un sector localizado al norte de San Clemente. Es, precisamente, en dicho canal donde se ha construido la estación (figuras 8, 9 y 10).

La estación se localiza algunas decenas de metros aguas abajo de la surgencia y consta de un canal doble. El canal sensible consiste en un vertedero rectangular de pared delgada y sin contracción lateral, para medir con precisión caudales inferiores a 400 l/s. El canal principal, separado del anterior por un muro de 3.5 m de longitud y 30 cm de espesor, consta de un vertedero rectangular de pared gruesa para medir los caudales mayores.

En una caseta anexa se ha instalado el módulo del "data-logger" equipado con la correspondiente sonda, en este caso, como ya se ha dicho, con tres sensores: de presión (altura de agua), temperatura y conductividad.

4.2.3. ESTACION DEL VADILLO

La unidad drenada por esta surgencia es el sinclinal del Nacimiento del Guadalquivir y está situada en la sierra del Pozo.

El manantial se localiza a unos 900 m de cota. Es de destacar su buena accesibilidad y mejores condiciones para la realización de la obra proyectada.

A unos 15 m aguas abajo del manantial existe un puente que atraviesa el arroyo, más abajo existe una pequeña represa que durante el verano se utiliza con fines recreativos. Toda

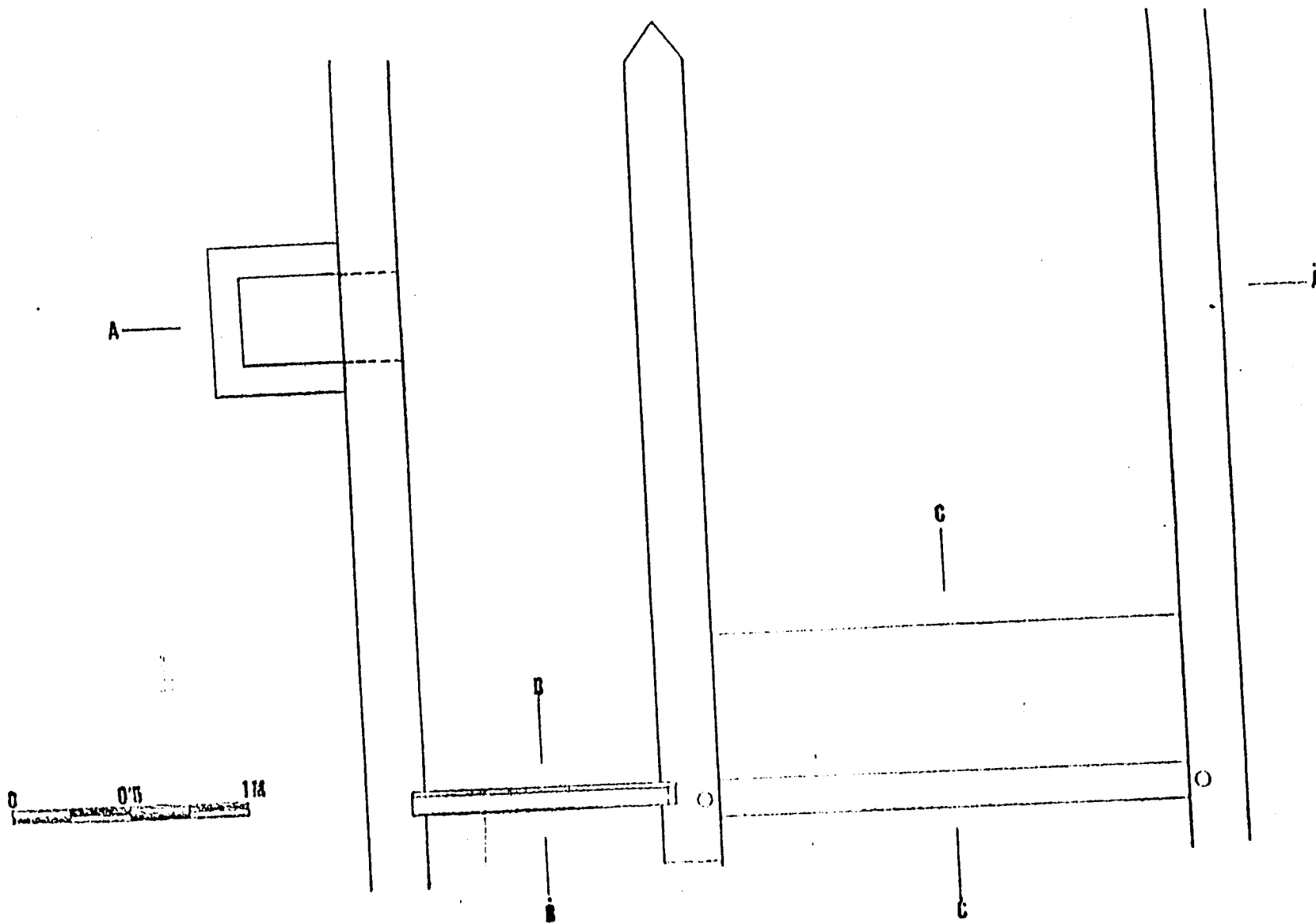


Figura 11.- Esquema de la estación de aforos del Vadillo (planta).

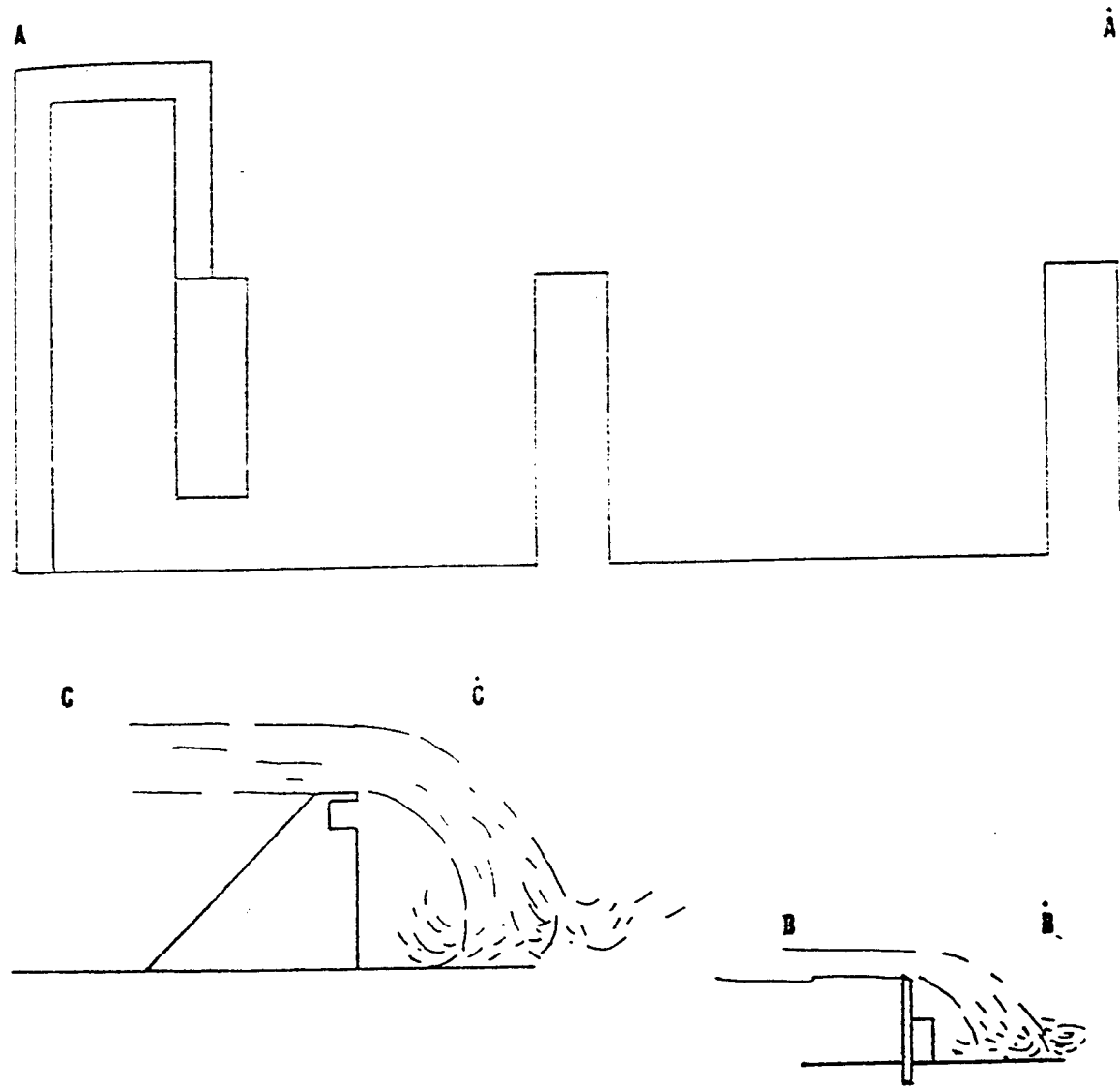
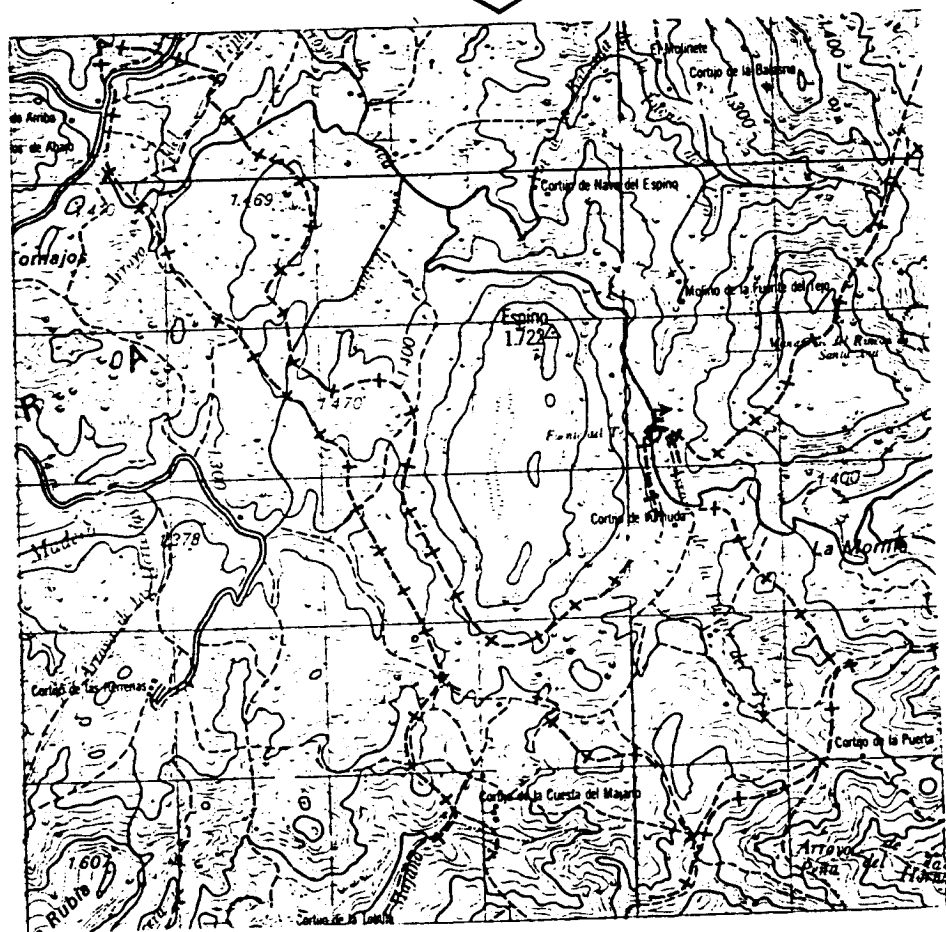
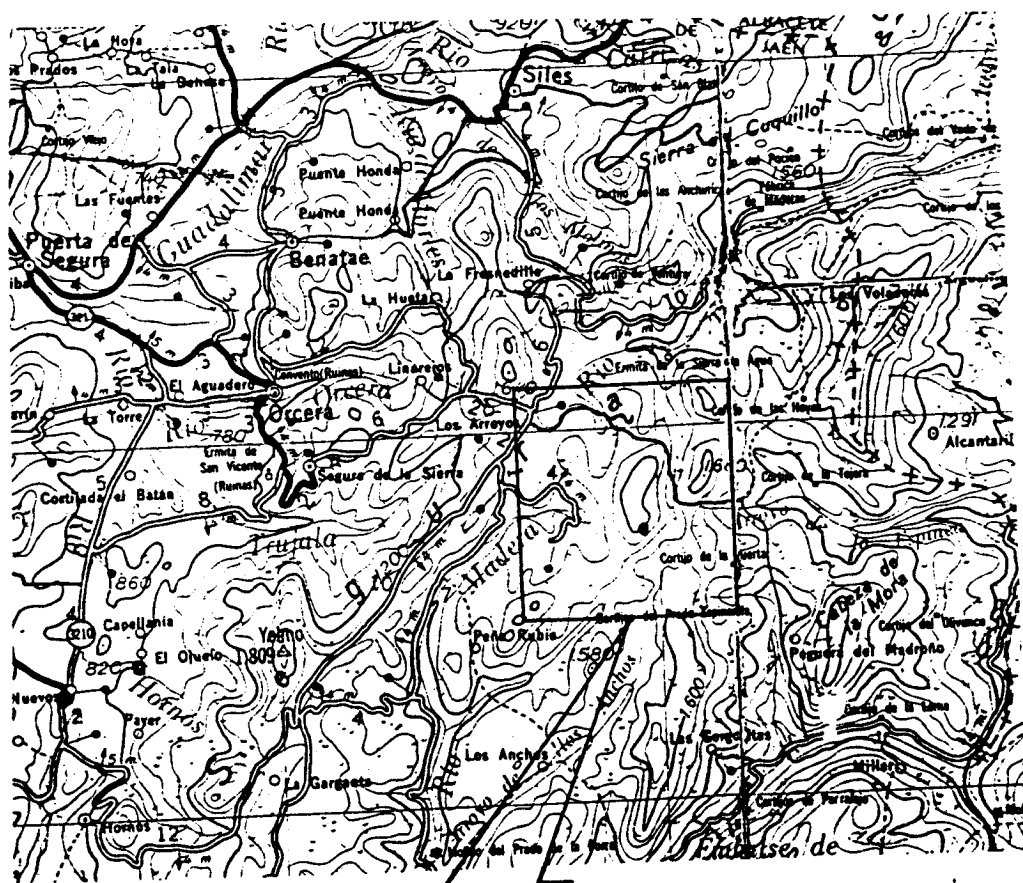


Figura 12.- Esquema de la estación de aforos del Vadillo (corte longitudinal y transversal).

Figura 13.- Localización de la estación de aforos de la fuente del Tejo.



♂ Fuente del Tejo

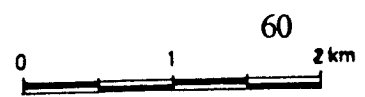


Figura 14.- Esquema de la planta de la estación de aforos del Tejo.

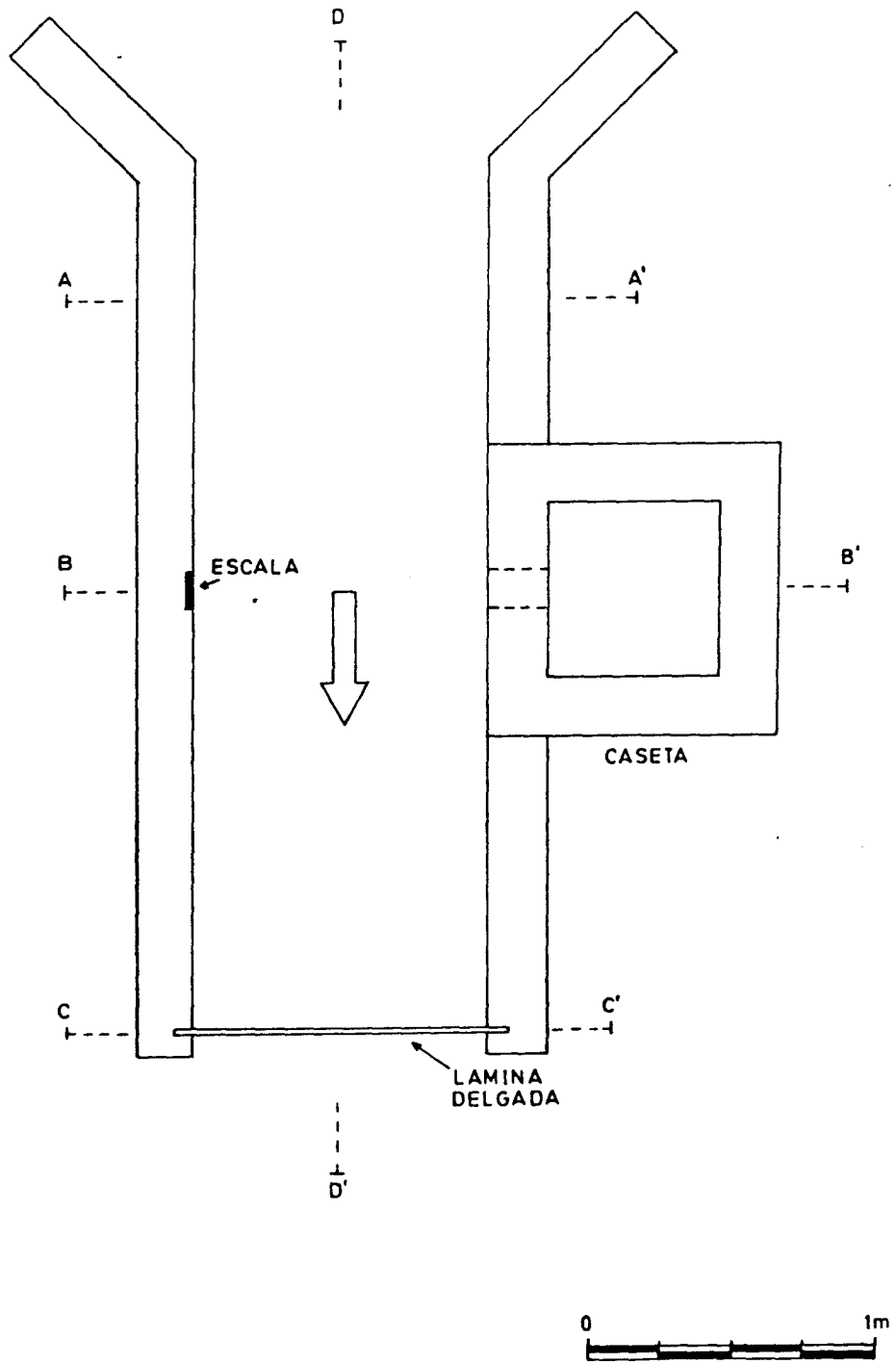
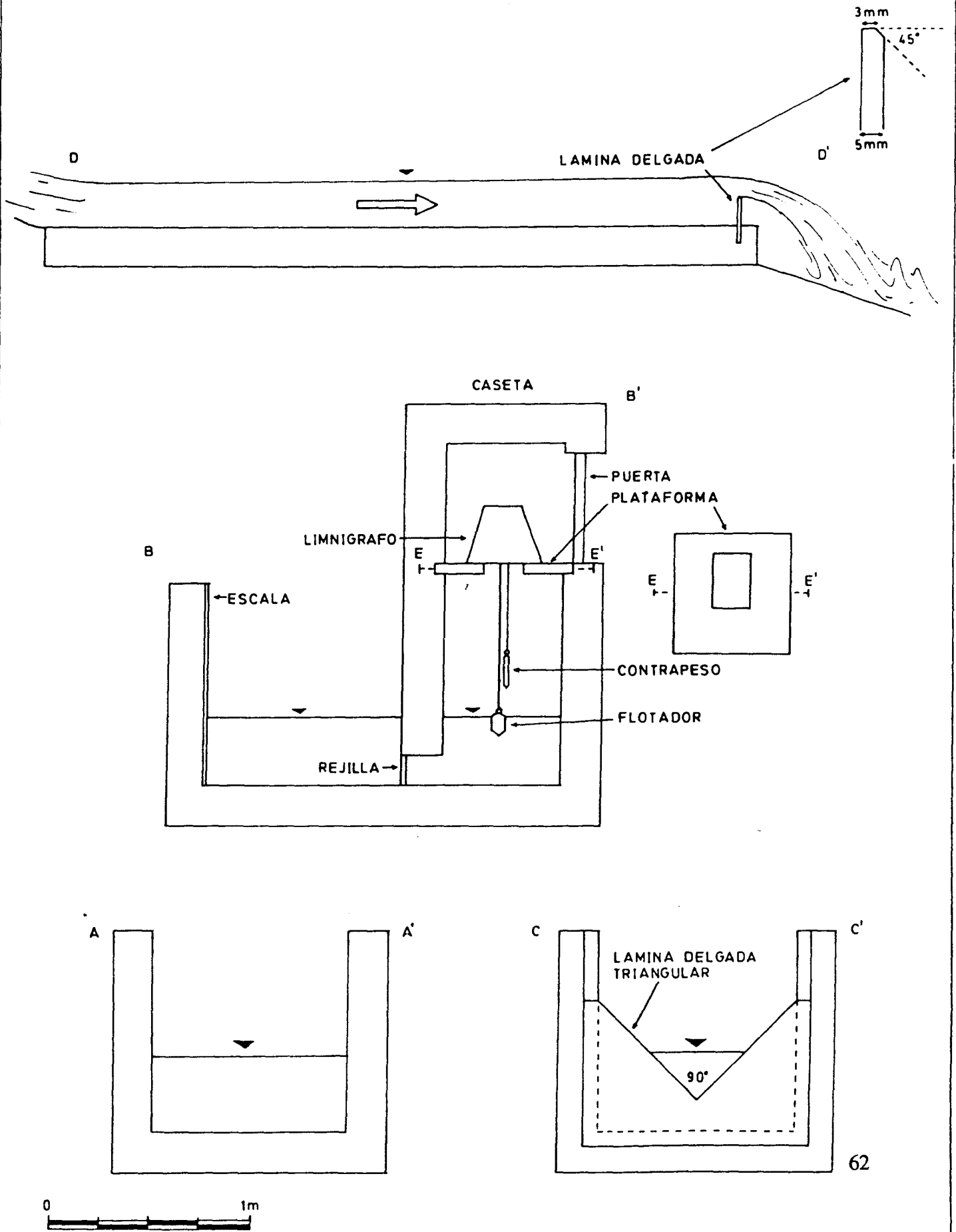


Figura 14 (continuación).- Secciones transversales (A, B y C) y longitudinal (D) de la estación de aforos del Tejo.



el agua durante los periodos de estiaje, y parte de ella en las crecidas, se desvía por una acequia hacia la cortijada de Don Pedro. El sobrante sigue su curso a lo largo del río Tíscar, tributario del Guadiana Menor.

Los aforos directos realizados ponen de manifiesto variaciones entre algo más de 10 l/s y casi 200 l/s. Según los lugareños, los caudales pueden ser, eventualmente, bastante mayores.

La obra realizada (figuras 11 y 12) consta de un doble canal. Comprende un vertedero rectangular de lámina delgada de 30 cm de altura, y sin contracción lateral, para medir con precisión caudales inferiores a 400 l/s, y un canal accesorio con vertedero rectangular de pared gruesa para caudales mayores.

La construcción está completada con una caseta de protección del aparato de registro ("data-logger" similar al de la Natividad)

4.2.4. ESTACION DEL TEJO

El manantial se localiza a unos 1320 m de cota y drena el pequeño afloramiento carbonatado del Espino (2 km aproximadamente, con una altitud máxima de 1772 m).

Los valores de caudal son bastante variables: algo más de 5 l/s en estiajes severos y más de 100 l/s en las crecidas, momento en el que entran en funcionamiento varios "tropical".

Ha habido algún intento de canalizar las aguas de esta surgencia hasta Segura de la Sierra, localidad que padece algunos problemas de abastecimiento en verano. Este proyecto ha sido descartado por la gran distancia y la necesidad de bombear el agua en algunos tramos.

La estación (figuras 13 y 14) es de canal sencillo, con un vertedero de lámina delgada triangular, diseñado para medir caudales de hasta 240 l/s, y un limnógrafo.

4.2.5. OTRAS INSTALACIONES EN MANANTIALES.

El manantial de la Canal se sitúa en el Término Municipal de Quesada. Es utilizado para abastecimiento del Municipio de Huesa y la Pedanía de Belerdas así como para riego. Para ello existe una acequia de casi 3 km de longitud y una balsa de captación donde se ha instalado un limnógrafo. Ha sido, por tanto, necesario la realización de la curva de gastos aunque para caudales superiores a 150 l/s no está aún bien definida.

En cuanto al limnógrafo de Fuente Alta, se ha instalado recientemente, y por ello no se dispone aún de datos pero permitirá el control continuo de dicha fuente mediante la realización de una curva de gastos. Se podría considerar el funcionamiento de una fuente asociada a un sistema calizo, relativamente karstificado, con el desarrollo de drenes por donde circule el agua rápidamente y que, en consecuencia, parece poseer un poder de

autorregulación inferior al de los acuíferos dolomíticos.

Por otra parte, con estos datos se intentará investigar la posible relación entre la Fuente Alta y la Natividad ya que se encuentran muy próximas entre sí y a una cota similar.

El manantial de La Parrilla está situado en la Sierra de Cazorla, dentro del Término Municipal de Segura de la Sierra. Actualmente es utilizado para riego. Es una pequeña surgencia con un caudal medio de 20 l/s cuyo interés radica en su comportamiento hidrodinámico a lo largo del año. De hecho, las variaciones de caudal han sido escasas durante el periodo de estudio (18-25 l/s) cuando otros manantiales han experimentado variaciones acentuadas. Por otra parte es representativo de un amplio grupo de surgencias (El Macho, El Tobazo, etc.) todos ellos situados al pie de la formación dolomítica liásica.

Dada la pequeña entidad de sus caudales se ha escogido una estación de aforos de caudal simple de 80 cm de ancho con vertedero triangular de 90° de ángulo, capaz de apreciar variaciones de 1 l/s en el caudal.

4.2.6. ESCALAS LIMNIMÉTRICAS EN CURSOS SUPERFICIALES

Se controlan en la actualidad, mediante escalas limnimétricas, los caudales de los ríos Guadalquivir, en la desembocadura del Arroyo María (aguas abajo de la presa del Tranco, en la margen izquierda); el río de Beas de Segura, a la altura del Cortijo de la Manuela y el río Guazalamanco.

Tan sólo en el primero de tales embalses se dispone de lecturas diarias. En los dos últimos los registros son sólo esporádicos.

5. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS

5.1. UNIDADES HIDROGEOLOGICAS DEL PREBETICO EXTERNO

Reciben este nombre los acuíferos carbonatados situados en la zona oriental de la Provincia de Jaén, dentro del Dominio Paleogeográfico del Prebético Externo. A lo largo del estudio se han diferenciado dos grandes unidades hidrogeológicas, ambas con una extensión aproximada de 600 km², que son de Oeste a Este: La Unidad de Beas de Segura y la Unidad de la Sierra de Cazorla. Las dos están incluidas en el sistema acuífero nº 49, denominado "Complejo Calizo-Dolomítico Prebético", según la nomenclatura utilizada por el Instituto Tecnológico Geo-Minero de España.

5.1.1 UNIDAD DE BEAS DE SEGURA

La Unidad Hidrogeológica de Beas de Segura es la más occidental del área de estudio y coincide también con la zona topográficamente más baja y morfológicamente menos abrupta.

Se extiende a lo largo de 40 km en dirección SW-NE, con una anchura de 10 km en su extremo Norte y aproximadamente 6 km en su borde más meridional.

A lo largo de su límite occidental se sitúan poblaciones de diferente importancia como Beas de Segura y La Puerta del Segura, Arroyo del Ojanco, Mogón etc.

Esta unidad pertenece a la Zona más Externa del Prebético y está constituida por una serie liásica de alternancias de niveles arcillosos y calizos. Estos últimos pueden alcanzar los 100 metros de potencia. Estas alternancias pueden representar superposiciones tectónicas, sobre todo si a lo largo de las fallas inversas quedan pellizcados niveles miocenos, y/o repeticiones estratigráficas. López Garrido (1971) la incluyó en la Unidad de Escamas, formada también por la Unidad de la Sierra de Cazorla.

Esta unidad hidrogeológica coincide totalmente con la unidad geológica del mismo nombre, que definió López Garrido (1971). Sus límites son por tanto bastante claros. En su borde occidental cabalga sobre las margas del Mioceno Medio de la Depresión del Guadalquivir en el Sur y sobre la Cobertera Tabular en el Norte. Su límite oriental coincide con el cabalgamiento de la Unidad de la Sierra de Cazorla sobre ella.

La extensión aproximada de este conjunto hidrogeológico es de 190 km², de los cuales más del 50 % corresponden a afloramientos arcillosos. Por tanto, la atomización de los niveles acuíferos calizo-dolomíticos junto con la escasa extensión de sus afloramientos confieren a esta unidad una escasa importancia hidrogeológica.

Los puntos inventariados son muy numerosos aunque los más importantes son Fuente Pinilla (2135.4.0017) y Zangullo (2135.4.0016) en las proximidades de Beas de Segura. Fuente Pinilla, situada en el borde oriental de la unidad, está posiblemente en relación con la Unidad de la Sierra de Cazorla. Todos ellos han sido captados por el Ayuntamiento de esta localidad.

La estructura monoclin de la serie, con vergencia hacia el Oeste, confiere a los acuíferos liásicos una notable complejidad. Las características estructurales anteriormente comentadas y el exiguo caudal de las múltiples surgencias permiten calificar como escasos los recursos hídricos de esta unidad.

Las características morfológicas de esta unidad, los cultivos intensivos y la proximidad de importantes núcleos urbanos la convierten en un conjunto muy vulnerable a la contaminación de las aguas subterráneas. De hecho, el manantial del Zangullo estuvo contaminado por vertidos de una almazara próxima en los materiales tobáceos que drenaba el manantial.

Teniendo en cuenta estas características generales, durante la fase preliminar del trabajo se puso de manifiesto la conveniencia de centrar el estudio en la Unidad de la sierra de Cazorla, por diversas razones:

a) Ambas unidades presentan características geológicas similares que pueden permitir extrapolar los resultados obtenidos en la Unidad de la Sierra de Cazorla.

b) La escasa extensión de los afloramientos carbonatados y su compartimentación dan lugar a un complejo inventario de puntos de agua y a una unidad de escasos recursos hídricos subterráneos.

c) La cartografía geológica de la Unidad está parcialmente confeccionada. Solamente es posible diferenciar los paquetes carbonatados en la Hoja de Orcera y Beas de Segura por lo que queda aproximadamente la mitad de la unidad sin diferenciar (Hoja 1:50.000 de Villacarrillo). Este hecho complicaría aún más el estudio ya que generalmente cada paquete dolomítico está drenado por uno o varios manantiales de pequeño caudal.

5.1.2 UNIDAD DE LA SIERRA DE CAZORLA

Quedan englobados bajo esta denominación todos los relieves calizo-dolomíticos de la sierra de Cazorla propiamente dicha, sierra de Las Cuatro Villas y las serranías comprendidas entre Cañada Catena, Cortijos Nuevos y la Puerta del Segura.

Está definida por límites muy concretos: en el Oeste su cabalgamiento sobre la Unidad de Beas de Segura al Norte y sobre las margas del Mioceno Medio de la Depresión del Guadalquivir en el Sur. Su límite oriental está bien definido en el Sur, por el flanco Noroeste del sinclinal del Nacimiento del Guadalquivir, que da paso a la Unidad de la Sierra del Pozo, y en el Norte por la falla del Alto Guadalquivir, que la pone en contacto lateral con el Trías "rojo" de la Formación Hornos-Siles.

Sus alineaciones montañosas de dirección SW-NE configuran la divisoria de aguas entre la Cuenca Hidrográfica del Alto Guadalquivir y la Cuenca Hidrográfica del Guadalquivir medio, regulada, ésta última, por múltiples embalses (La Cerrada, Guadalmena, etc).

Las sierras mencionadas presentan caracteres fisiográficos diferentes. Destacan en el

paisaje los relieves agrestes de la Sierras de Cazorla y Las Villas, con cotas próximas a 2000 metros (El Gilillo, Blanquillo, Pardal, etc.), y el paisaje relativamente alomado de las secuencias más septentrionales, con cotas que no superan los 1400 metros.

La red hidrográfica está muy encajada y jerarquizada. Podemos destacar el río Guadalquivir que discurre paralelo al borde oriental de la Unidad y los ríos Cazorla, Quesada, Aguascebas y Beas que la atraviesan desde su núcleo en dirección Oeste.

Las sierras de Cazorla y Las Villas están catalogadas desde 1985 como Parque Natural junto con las sierras de Segura y el Pozo. Todas forman el mayor Parque Natural de Europa. Esta figura proteccionista ha condicionado e incluso ralentizado en muchos casos el estudio de la zona. Se trata por las mismas razones de una región francamente despoblada que dificulta en muchos casos la realización del inventario de puntos de agua e impide generalmente la instalación de instrumentos, como las regletas limnimétricas, que necesitan de la colaboración deseablemente diaria de los lugareños.

Por otra parte, dada la riqueza paisajística y biológica, esta región está sometida a una fuerte presión turística, que coincide precisamente con las épocas estivales, en las que los cursos fluviales y manantiales están en estiaje. Además, en sus bordes se localizan ciudades relativamente importantes que actualmente están en crecimiento: Cazorla, la Iruela, Quesada, Cortijos Nuevos, Peal de Becerro. Incluso los recursos hídricos de la zona son aprovechados para abastecimiento y riego de una de las comarcas más pobladas e industrializadas de la provincia de Jaén, como es La Loma de Ubeda e incluso Linares. Esta demanda continua de agua ha creado problemas de abastecimiento en algunos núcleos como Peal de Becerro, Quesada y Cortijos Nuevos, que necesitaron de la realización de sondeos para cubrir sus necesidades, o en la Loma de Ubeda, donde fue necesario tomar medidas urgentes en Consejo de Ministros y recrecer la presa del embalse que la abastece.

En el interior del Parque Natural se encuentra uno de los embalses más importantes de Andalucía: el Embalse del Tranco de Beas, cuya capacidad es de 500 hm³, que es utilizado secundariamente para producción energética y principalmente como regulador de las aguas superficiales de la Cuenca Hidrográfica del Alto Guadalquivir. Los desembalses coinciden normalmente con los meses de Mayo-Octubre de cada año y llegan a alcanzar los 24 m³/s en continuo durante 16 horas diarias. Además, existe otro pequeño embalse (Las Aguascebas) que abastece, como dijimos anteriormente, a la comarca de la Loma de Ubeda y que regula la cuenca más alta del Río Aguascebas Chico. Finalmente, una parte poco significativa de los recursos hídricos de la Unidad, concretamente los cursos fluviales más septentrionales (Río Hornos principalmente), está captada, junto con el Río Trujala, procedente de la Sierra de Segura, por el Embalse del Guadalmena.

La Unidad de la Sierra de Cazorla, con una extensión superior a 400 km², coincide casi en su totalidad con la Unidad geológica del mismo nombre, definida en el Prebético Externo (López-Garrido 1971). Sin embargo, en esta última se incluye el sinclinal del Nacimiento del Guadalquivir, formado por los materiales jurásicos, cretácicos y miocenos de la escama más oriental del Prebético Externo y que da lugar a relieves conocidos como El Rayal, Villalta, etc. Este conjunto ha sido incluido en la Unidad hidrogeológica de la Sierra del Pozo.

Las características estratigráficas y estructurales de la Unidad de la Sierra de Cazorla, que fueron descritas detalladamente en el capítulo correspondiente, condicionan sustancialmente el funcionamiento del acuífero. En síntesis, la serie estratigráfica está constituida por un Trías arcilloso, a veces con niveles de yesos, un Lías-Dogger calizo-dolomítico, los materiales margosos y margocalizos del Oxfordiense-kimmeridgiense y finalmente las dolomías arenosas, arenas y calizas blancas del Cretácico superior y Mioceno inferior respectivamente.

Los principales materiales acuíferos de esta Unidad son, por tanto, las calizas y dolomías del Lías-Dogger; aunque potencialmente también podían considerarse como tales los materiales correspondientes al Cretácico superior y Mioceno inferior, los datos de campo ponen de manifiesto su escaso interés hidrogeológico.

El acuífero carbonatado jurásico presenta una potencia que varía entre 250 en el Sur (Acosta, 1989) y 185 en el Norte (López Garrido, A. C., 1971; Dabrio, C.J., 1973). Hay que tener en cuenta que se trata de potencias mínimas, ya que en ningún corte se han encontrado muro y techo de la serie. Estos materiales constituyen un acuífero carbonatado muy complejo que en superficie ocupa una extensión de 350 km². La complejidad de su funcionamiento está ligada a sus características estructurales. En definitiva, se puede hablar de una acentuada compartimentación del acuífero, provocada por la existencia de numerosos cabalgamientos de dirección SW-NE y vergencia hacia el Oeste y de fallas transversales que cortan perpendicularmente a los anteriores. Este tipo de estructura, denominada por Foucault (1969) como escamas, da lugar a un aspecto escalonado característico de esta zona.

El apilamiento vertical de las escamas produce duplicaciones y reducciones de la potencia del acuífero, dependiendo de la existencia o no de materiales incompetentes entre ellas. Así como en superficie es fácil definir los límites de los afloramientos calizos y dolomíticos, no existe, sin embargo, suficiente información sobre la estructura en profundidad; por esta razón subsisten muchas dudas sobre la continuidad lateral de los diferentes materiales. De la cartografía geológica y de los cortes geológicos aportados por diversos autores, parece deducirse que se trata de acuíferos casi confinados separados por un nivel de base impermeable, generalmente triásico, y otro a techo, generalmente Oxfordiense-Kimmeridgiense, que se acuña en profundidad debido al efecto de los cabalgamientos. Esta hipótesis se vería ratificada si observamos la densidad y distribución de la mayor parte del inventario de puntos de agua. Sin embargo, como veremos más adelante, la hipótesis que nosotros proponemos, basada en los datos obtenidos a lo largo de este periodo de estudio, es que en esta unidad existe una interconexión en profundidad de varias escamas constituyendo uno o varios sistemas con importantes reservas, independientemente de que puedan existir pequeños sistemas de importancia local, colgados sobre los anteriores, con tiempos de tránsito de las aguas subterráneas relativamente cortos.

En efecto, si hubiera que destacar alguna característica importante del inventario de puntos de agua, ésta sería su gran densidad. Sin embargo, a pesar de este elevado número de surgencias, son muy escasos los manantiales que superan los 10 l/s, siendo lo más normal aquellos de caudal aproximado de 1 l/s.

Estas pequeñas surgencias suelen aparecer en las zonas topográficamente deprimidas en la base de cada escama, o a techo, y, con menos frecuencia, al pie de las calizas de dichas

escamas (por ejemplo el Nacimiento de Aguascebas $Q = 25-30$ l/s).

Por el contrario, los manantiales más caudalosos se encuentran generalmente próximos al borde de la Unidad y al pie de las escamas más bajas (Béjar, Artesón, Nacerríos, La Raja, etc.).

Los sondeos inventariados están limitados a las zonas de mayor presión urbana y agrícola. Son numerosos los sondeos que el antiguo Instituto Nacional de Colonización realizó en la Comarca de Segura de la Sierra y Orcera y que actualmente están inutilizados. No ocurre lo mismo con los sondeos más modernos, de los que cabe resaltar la Majuela (2137.7.0008) y El Chorro (2137.7.0017; abastecimiento de Peal de Becerro) y los proyectados en Béjar (abastecimiento de Quesada) y La Parrilla (abastecimiento de Cortijos Nuevos).

Una característica del inventario de puntos de agua, fundamental para comprender el funcionamiento hidrogeológico de esta unidad, es la diversidad de cotas de los manantiales (500 a 1400 metros), lo cual ratifica la complejidad global del acuífero por superposición de diferentes sistemas como anteriormente propusimos.

5.1.2.1 Control Periódico de Manantiales: Resultados.

Para el control periódico de las características físico-químicas de las aguas subterráneas de la Unidad de la Sierra de Cazorla se han seleccionado diversos manantiales, de acuerdo con varios criterios. Se ha pretendido de esta forma abarcar todas aquellas surgencias que pudieran aportar información de interés respecto al funcionamiento del acuífero jurásico. Los criterios seguidos son:

A) Magnitud de la surgencia. Naturalmente, se ha puesto especial énfasis en el escaso grupo de manantiales cuyos caudales superan en algún momento del año los 50 l/s:

- Artesón (2137.7.0001)
- Nacerríos (2137.7.0016)
- Béjar (2138.3.0004)

B) Regularidad de la surgencia. Después de un estudio previo se seleccionó un grupo de manantiales cuyas variaciones estacionales son mínimas:

- La Parrilla (2235.2.0095)
- Guabras (2235.6.0018)
- El Tobazo (2235.2.0035)
- Sauco (2137.4.0001)
- El Macho (2236.5.0001)

C) Localización. Se seleccionó el manantial del Aguascebas por su posición interna dentro de la unidad y teniendo en cuenta que de todos aquellos en situaciones similares es el que muestra mayores caudales.

D) Delimitación del área de recarga. El manantial del Berral corresponde al único drenaje de un pequeño sistema denominado El Carrasco. Su estudio puede aportar una información significativa para todo el conjunto.

E) También se controla el tramo del Río Guadaquivir que presenta un importante incremento de caudal a partir de surgencias difusas. Incluye además un posible manantial que sin duda sería el más importante cuantitativamente: Aliviadero del Tranco ($Q = 100 \text{ l/s}$).

F) De forma menos regular se han muestreado otros manantiales que pueden aportar información adicional.

a) Artesón

El manantial del Artesón está situado en las proximidades de Quesada y es utilizado para abastecimiento y riego de esta población. Se sitúa a una cota de 1020 metros, al pie de las dolomías de la escama más baja, en el extremo Sur de la unidad. Los afloramientos carbonatados se extienden 1.25 km^2 y forman un anticlinal de dirección SW-NE. La surgencia se produce a través de grietas abiertas en estos afloramientos, inmediatamente por encima del contacto con una formación tobácea que se apoya en dicha escama.

Su caudal puede superar los 70 l/s (Tabla 1), pero llega a secarse durante los meses de estiaje. En 1990 se ha identificado un agotamiento entre 28 l/s el 7-5-90 y 1 l/s el 11-7-90, lo que permite calcular un coeficiente de agotamiento de $\alpha = 5.00 \cdot 10^{-2} \text{ d}^{-1}$ y un volumen dinámico de 0.046 hm^3 .

A lo largo de los diferentes muestreos se han medido valores de temperatura entre $12-14 \text{ }^\circ\text{C}$ y de conductividad entre $400-440 \text{ } \mu\text{S/cm}$. Estos parámetros han experimentado aumentos paralelos a los descensos de caudal (Figura 15).

Sus aguas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas, con contenidos inferiores a 10 ppm de Cl^- y entre $15-30 \text{ ppm}$ de SO_4^{2-} . Este último anión experimenta un aumento proporcional al descenso de caudales durante el estiaje. Por su parte, el pH presenta un amplio rango de variación ($7.3-7.8$).

El IGME realizó un estudio de afección para poner en explotación el sondeo de La Majuela, en el que se concluye que este sondeo no afectaba al Artesón.

Por otra parte, los análisis de contenidos de 0-18 han arrojado valores medios de -8.37 , o lo que es lo mismo, una cota media de la recarga entre $1500-1600$ metros, es decir, alturas correspondientes a afloramientos carbonatados de escamas más altas.

b) Béjar

El manantial de Béjar está situado al Sur del Artesón, al pie del mismo paquete dolomítico. Existen, sin embargo, diversos puntos de surgencia. Se presenta también en relación con una formación tobácea de mayores dimensiones incluso que la del Artesón. Los

ARTESON 2137.7.0001

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T*	pH	eH	O2	Q
2/2/89	1	236	9		32	28				435	12				5
10/10/89	250														0
9/1/90	341	313	7	16	60	22	3	1	-0,06	404	12				66
25/4/90	447	275	5	22	52	29	3	1	0,01	419	13,4	7,62	-0,34		25
7/5/90	459	282	6	20	52	28	3	1	-0,01	404	13,5	7,83	-0,56		28
8/6/90	491	290	5	24	46	28	2	1	-0,07	435	13,8	7,58	-0,28		6
11/7/90	524	282	6	25	50	32	3	1	0,00	431	13,9	7,32	-0,12		0,5
17/8/90	561														0
13/9/90	588														0
6/1/91	703	275	6	28,5	55	21	2	0	-0,07	407	13,3	7,6			5

Tabla 1.- Características físico-químicas del manantial del Artesón.

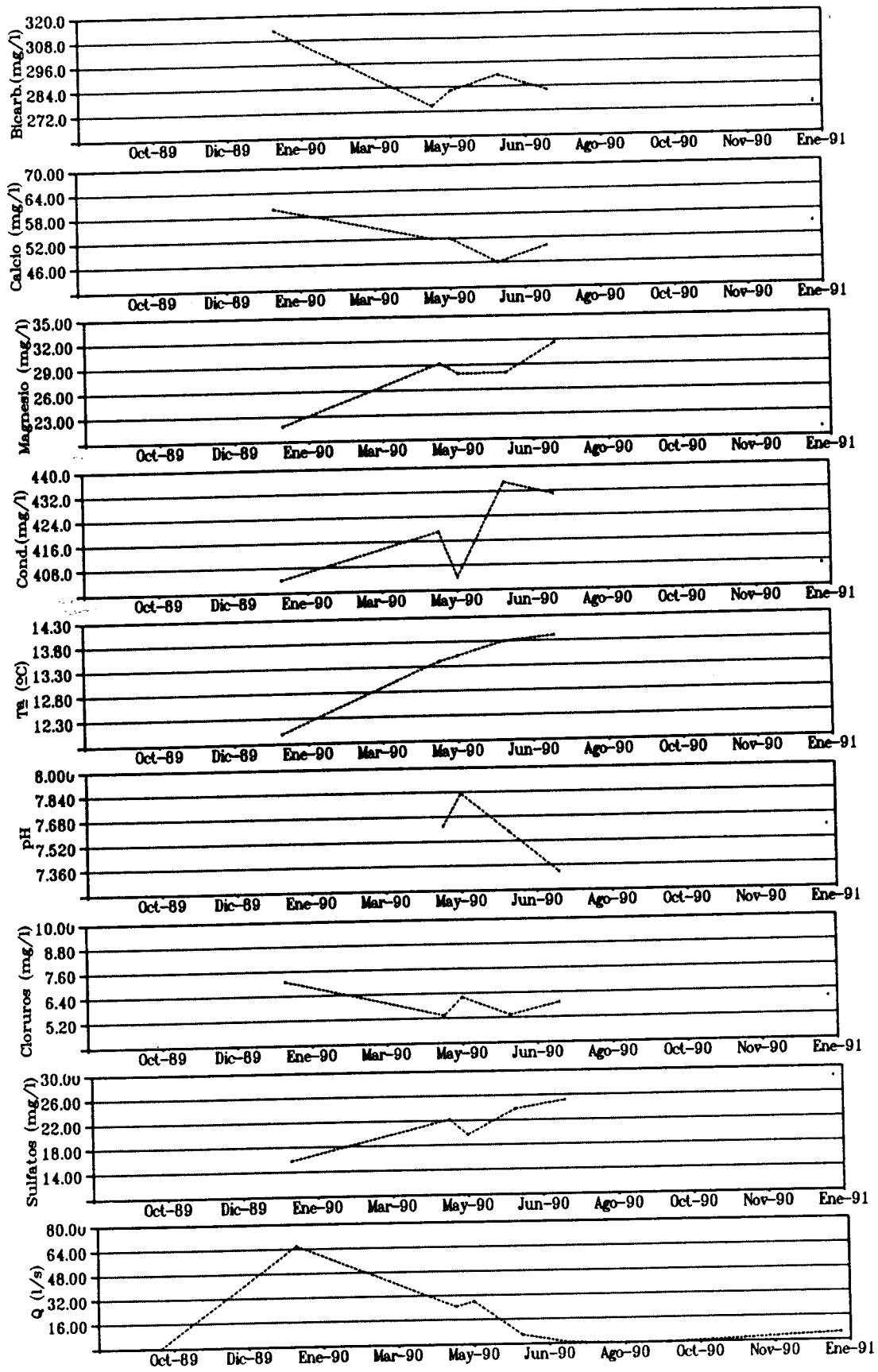


Figura 15.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Artesón" (2137.7.0001).

BEJAR 2138.3.0004

	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T ^a	pH	eH	O2	Q
2/2/89										403	11				69
9/3/89										410	12				
10/10/89	1	273	7	15	56	22	6		0,01	445	14				65
9/1/90	91	305	7	12	56	24	4	1	-0,04	398	9,5				214
7/3/90	148	267	5	24	60	22	3	1	-0,01	395	13,1	7,73	-0,3		
25/4/90	197	275	7	13	56	24	4	1	0,00	391	13,4	7,85	-0,4		118
7/5/90	209	259	9	13	48	26	4	1	-0,01	380	14,3	7,74	-0,5		129
8/6/90	241	275	5	15	46	25	2	1	-0,05	403	15,1	7,72	-0,4		69
11/7/90	274	259	5	13	40	32	3	1	0,01	414	15,4	7,79	-0,4		57
13/9/90	338	290	5	17	48	32	3	1	-0,02	419	15,2	7,13	0		50
23/10/90	378	297		22	52	25	3	1		425	14,5	7,63	-0,1	87	50
7/11/90	393	213		22	31	26	4	1		416	14,5	7,71			40
6/1/91	453	275	4	17	54	20	27	1	0,05	388	12,2	7,89			113

Tabla 2.- Características físico-químicas del manantial de Béjar.

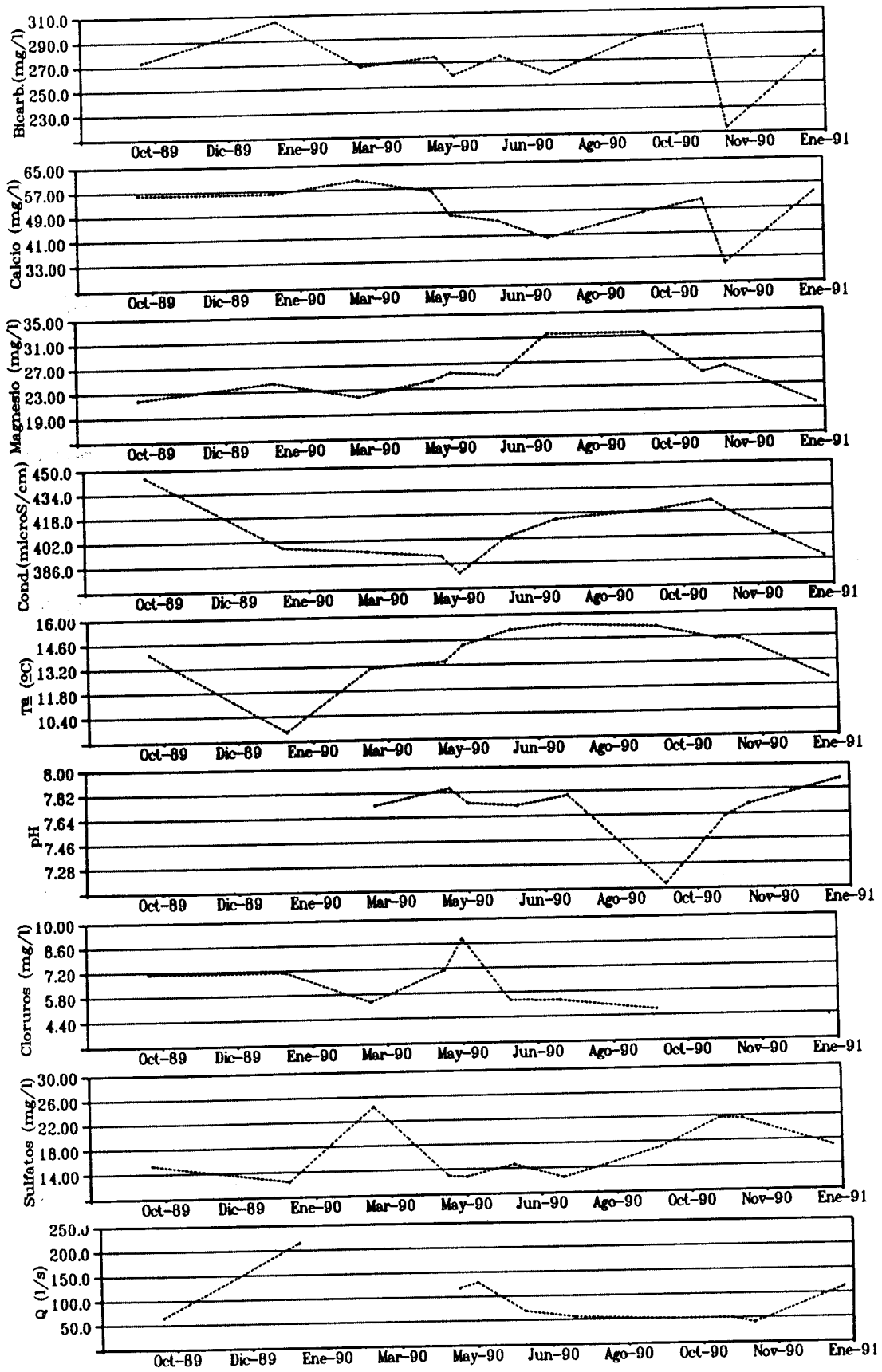


Figura 16.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "Béjar" (2138.3.0004).

muestreos hidroquímicos se realizan precisamente en las surgencias que aparecen en la superficie de la toba (Tabla 2).

Aproximadamente 15-20 l/s son utilizados durante todo el año para abastecimiento en la ciudad de Quesada.

Los caudales se miden en el río Quesada, antes de la desembocadura del arroyo del Artesón. Por ello, en épocas de crecida, los caudales del río corresponden parcialmente a otros aportes que provienen de la Cerrada de Villena y la Bojeda (Río Extremera).

El manantial de Béjar se sitúa a una cota de 900-950 metros. Se han aforado caudales que oscilan entre 40-220 l/s y se ha calculado un coeficiente de agotamiento aproximado $\alpha = 8.59 \cdot 10^{-3} \text{d}^{-1}$ y un volumen dinámico de 0.69 hm^3 partiendo de $Q_0 = 69 \text{ l/s}$ el 8-6-90 y un $Q_t = 30 \text{ l/s}$ el 13-9-90.

Sus aguas presentan conductividades y temperaturas más variables que el Artesón: 380-440 $\mu\text{S/cm}$ y 9-15°C respectivamente. Ambas muestran correlación inversa con el caudal, sobre todo durante el estiaje (Figura 16).

Son aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas o magnésico-cálcicas en los meses de máximo estiaje. Las concentraciones en Cl^- y SO_4^{2-} varían entre 4-9 ppm y 15-25 ppm, respectivamente. Este último, como en el Artesón, aumenta con el descenso de caudal. Finalmente, los valores de pH son aún más variables (7.1-7.9).

Como en el Artesón, el contenido medio de 0-18 ($\delta\text{O}-18 = -8.12$) supone que la recarga se realiza en escamas más altas. Los valores menos negativos en Béjar, a pesar de situarse ambos al pie del mismo afloramiento, podrían deberse a la influencia de diferentes componentes del flujo subterráneo. Tengamos en cuenta el funcionamiento estacional del manantial del Artesón, que llega a secarse en los meses de estiaje, pudiendo corresponder a un comportamiento tipo "trop plein".

c) Nacerríos

El manantial de Nacerríos está situado en el Valle del Río Cazorla, a una cota aproximada de 1050 metros y al pie de las calizas y dolomías de la Escama del Gilillo. Se compone de diversos puntos de surgencia, captadas en su mayor parte por el Ayuntamiento de Cazorla para abastecimiento y riego.

Como los anteriores, también se produce en relación con una formación travertínica que descansa sobre dicha escama. El punto de agua topográficamente más bajo captado es precisamente el que drena esta formación cuaternaria.

El control de caudales ha sido en este periodo incompleto, dadas las dificultades de acceso a las casetas de captación. Los caudales medidos oscilarían entre 52 y 62 l/s, pero pueden ser muy superiores a 100 l/s en épocas de crecida (Tabla 3).

Sus aguas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas y excepcionalmente magnésico-

NACERRIOS 2137.7.0016

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T*	pH	eH	O2%	Q
3/9/89	1	267	4	12	44	27	2	0	-0,02	370	12,0				
23/1/90	142	267	7	12	48	22	3	0	-0,05	353	11,0				
8/3/90	186	252	5	15	60	17	2	0	-0,01	355	11,0	7,97	-0,47		
9/5/90	248	252	5	11	46	24	2	0	-0,01	358	11,4	7,81	-0,48		
16/6/90	286					23	3		1,00	360	11,5	7,84	-0,41		
8/7/90	308	244	4	8	40	27	4	1	0,01	362	11,6	7,71	-0,34		
11/9/90	373	267	4	15	48	27	3	1	-0,02	365	11,8	7,47	-0,15		
9/11/90	432	213	6	17	29	24	3	1	-0,06	360	11,9	7,81			52
21/1/91	505	252	6	16	42	18	3	0	-0,11	339	11,3	7,8		96	62

Tabla 3.- Características físico-químicas del manantial de Nacerríos.

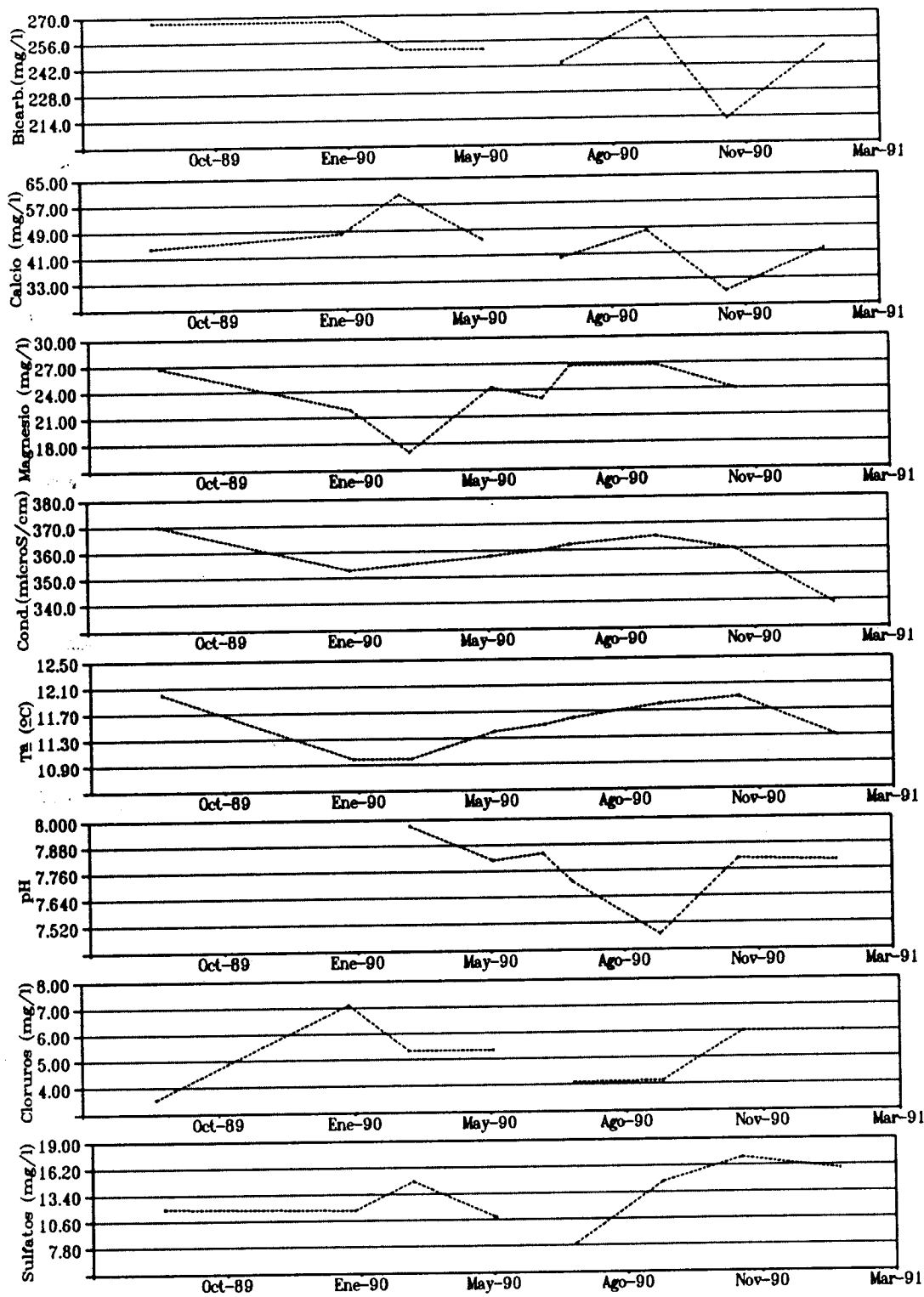


Figura 17.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "Nacerríos" (2137.7.0016).

cálcicas, con bajas concentraciones de Cl^- (7ppm) y SO_4^{2-} (8-17ppm). La temperatura, la conductividad y el pH variaron entre 11-12°C y 330-370 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 7.4-8.0, respectivamente (Figura 17).

Finalmente, cabe resaltar el contenido muy negativo de $\delta\text{O}-18$ (-8.44) atribuible a cotas de recarga de 1500-1600 m, equivalentes a las del Artesón.

d) La Parrilla

La Parrilla es un manantial situado en las proximidades de Cortijos Nuevos, a una cota de 800 metros. Actualmente se utiliza exclusivamente para riego, aunque se pensó en aprovecharlo para abastecimiento de esta pedanía de Segura de la Sierra. Actualmente está previsto construir un sondeo con este fin en sus proximidades. Surge al pie de los materiales dolomítico-liásicos y en relación con la falla de Alto Guadalquivir.

La surgencia es difusa ya que se produce gradualmente en una zona deprimida excavada en materiales tobáceos rojos de 300-400 m². Se caracteriza por un intenso burbujeo.

Durante el periodo de estudio (Tabla 4) los caudales variaron entre 18 y 30 l/s, siendo las variaciones estacionales muy suaves. A lo largo del estiaje de 1990 se ha podido calcular un coeficiente de agotamiento mínimo $\alpha = 4.28 \cdot 10^{-3} \text{d}^{-1}$, con un volumen dinámico de 0.52 hm³ teniendo en cuenta un caudal de 26 l/s al inicio del agotamiento.

La temperatura ha variado entre 15 y 16.5°C, coincidiendo los mínimos caudales con los máximos de temperatura. Por su parte la conductividad muestra una gran regularidad ya que varía entre 540 a 565 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y su comportamiento no guarda una relación muy clara con las diferencias de caudal ni de temperaturas. Esta misma homogeneidad aparece en las medidas de pH que oscilaron en 1990 entre 7.20 y 7.40 (Figura 18).

Las aguas del manantial de La Parrilla son bicarbonatadas magnésico-cálcicas, con una concentración de Cl^- de 5-11 ppm y de SO_4^{2-} entre 10-25 ppm coincidiendo el máximo de éste último con los mayores caudales.

El contenido medio en $\delta\text{O}-18$ es $\delta\text{O}-18 = -7.81$ siendo el más negativo -7.90 en la primavera de 1989 y -7.71 el menos negativo en verano de 1989. Estos valores corresponden a cotas medias de recarga de 1200-1300 metros.

e) Manantial de Guabras

El manantial de Guabras, situado en las proximidades de la aldea del mismo nombre, aparece en un contexto hidrogeológico similar al manantial de La Parrilla, y a una cota de 880 metros. Se utiliza para riego, aunque un pequeño porcentaje del caudal se aprovecha para consumo en la aldea.

De la misma forma presenta un caudal poco significativo que oscila entre 12 y 17 l/s. La temperatura, la conductividad y el pH han sido muy regulares, siendo los intervalos de

LA PARRILLA 2235.2.0095

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T*	pH	eH	O2	Q
14/2/89	1									600	15,0				
3/9/89	201	419	5	19	44	46	4	1	-0,09	550	16,0				
13/1/90	333	427	11	20	48	53	4	1	-0,05	543	15,0				
22/2/90	373	412	9	25	72	36	4	1	-0,05	554	15,3	7,37	-0,12		
26/4/90	436	397	9	18	64	44	4	1	-0,01	559	16,0	7,34	-0,17		23
5/6/90	476	389	9	19	40	52	3	1	-0,04	557	16,4	7,37	-0,15		26
6/7/90	507	397	7	12	44	53	4	1	-0,01	557	16,2	7,33	-0,11		26
14/8/90	546	405	7	19	64	40	4	1	-0,04	564	16,0	7,19	-0,03		25
12/9/90	575	412	5	18	66	43	4	1	-0,03	562	15,9	7,19	-0,02		22
10/10/90	603	389	7	21	68	43	4	1	0,01	557	15,8			91	18
8/11/90	632	335	6	24	36	44	5	1	-0,04	547	15,8	7,23			21
17/1/91	702	412	7	23	44	39	4	1	-0,14	553	15,6	7,25		83	24

Tabla 4.- Características físico-químicas del manantial de La Parrilla.

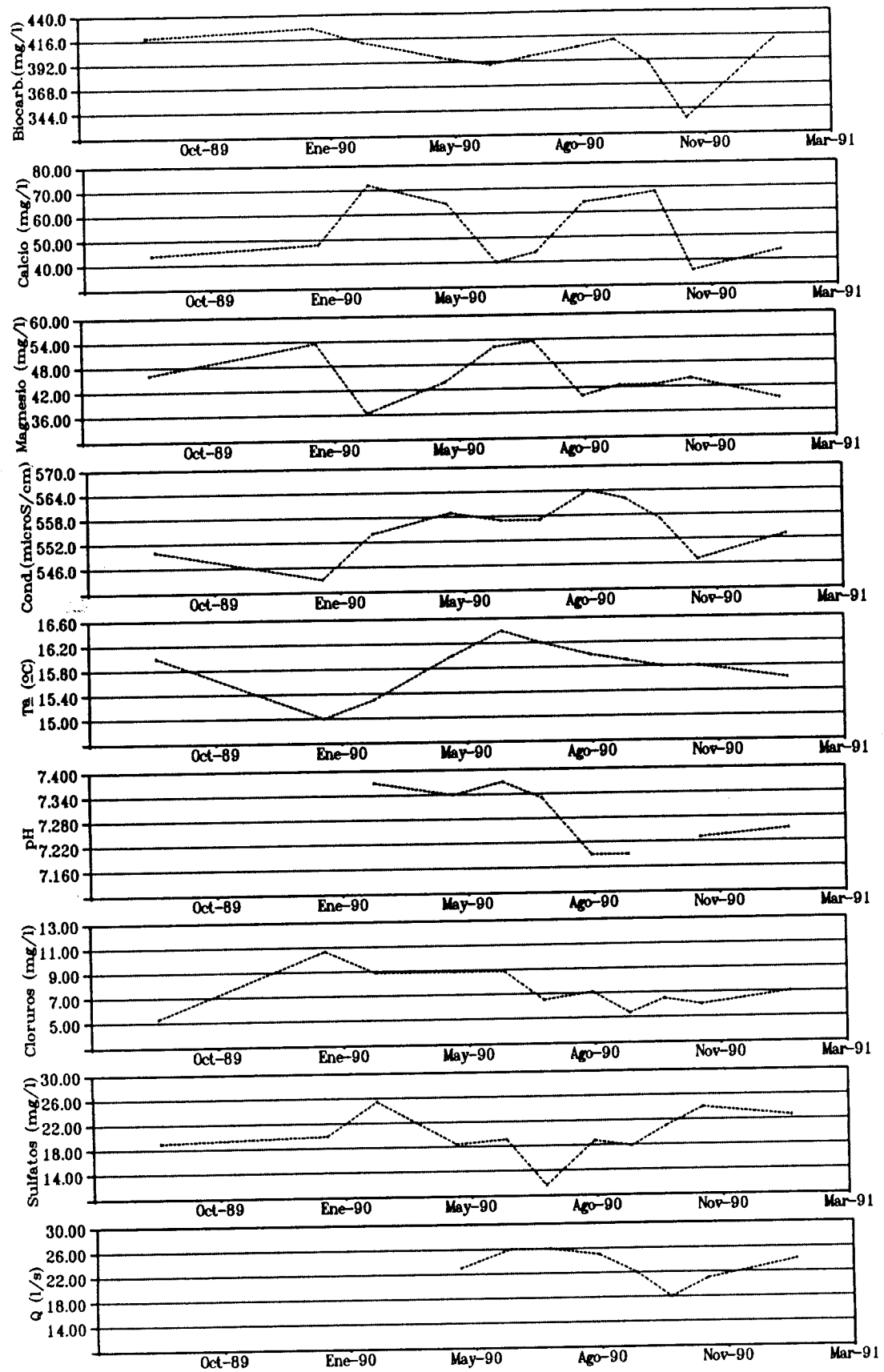
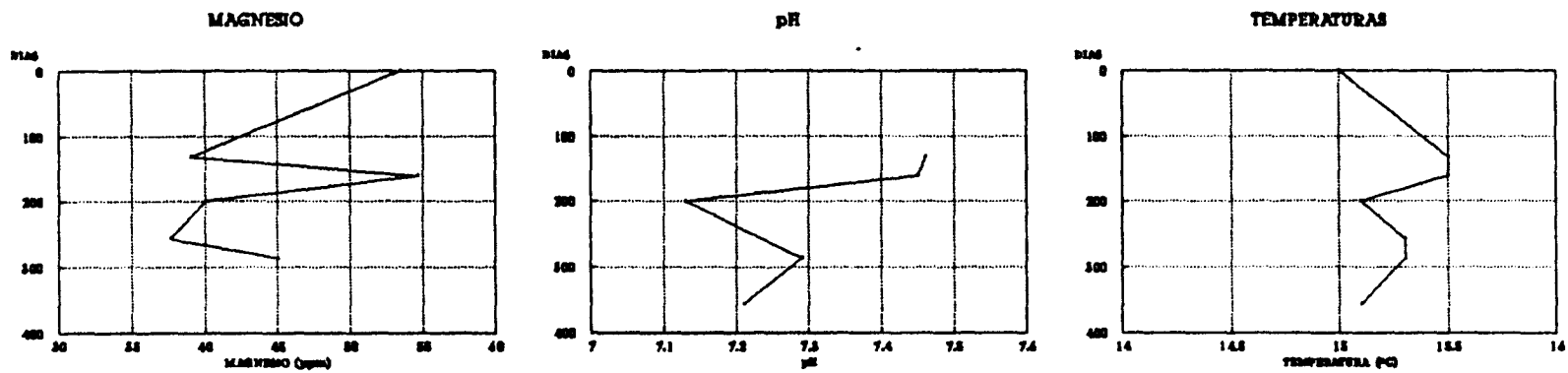


Figura 18.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "La Parrilla" (2235.2.0095).

GUABRAS 2235.6.0018

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T*	pH	eH	O2	Q
25/1/90	1	427	7	9	48	53	3	0	-0,03	524	15,0				
6/6/90	132	389	7	9	44	39	2	0	-0,10	532	15,5	7,46	-0,16		
6/7/90	162	389	6	2	34	55	3	1	-0,02	539	15,5	7,45	-0,16		
14/8/90	201	405	6	8	64	40	3	1	-0,02	530	15,1	7,13	-0,01		
10/10/90	258	404	5	8	66	38	3	1	-0,03	547	15,3			97	14
8/11/90	287	351	7	9	35	45	3	0	-0,05	527	15,3	7,29			12
17/1/91	357	419	4	11	38	39	3	0	-0,16	521	15,1	7,21	-0,05	88	17

Tabla 5.- Características físico-químicas del manantial de Guabras.



MANANTIAL DE GUABRAS

del 25/1/1990 al 17/1/1991

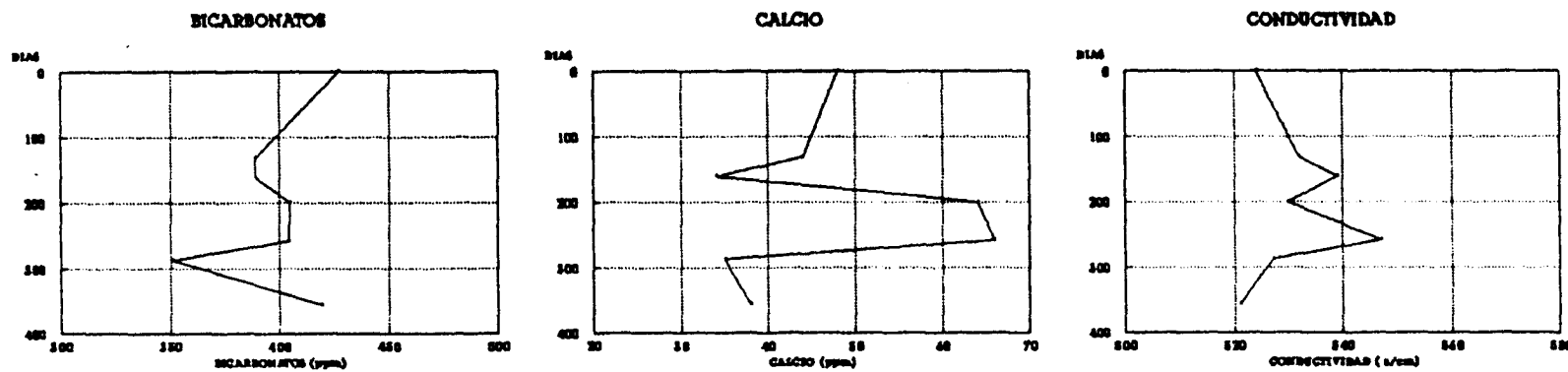


Figura 19.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de Guabrás (2235.6.0018).

variación de 15-15.5°C y 520-550 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 7.15-7.45, respectivamente. Sus facies hidroquímicas son bicarbonatadas magnésico-cálcicas, con bajas concentraciones de Cl^- (5-7 ppm) y de SO_4^{2-} (2-11 ppm) (Tabla 5 y figura 19).

f) El Tobazo

El manantial de Tobazo está situado a una cota de 877 metros, muy próximo a La Parrilla. Se utiliza para riego fundamentalmente, aunque parte de su caudal es bombeado desde una caseta hasta el restaurante Cortijo de Ramón.

En este punto sólo se ha pretendido seguir un control de las características físico-químicas de sus aguas ya que el control foronómico directo es actualmente imposible. El caudal medio se puede estimar, sin embargo, en 10 l/s, sin grandes oscilaciones (8-15 l/s). Existen 3 puntos de surgencia muy próximos cuyas aguas desembocan en una antigua balsa.

Como su propio nombre indica, dichas surgencias aparecen en relación con materiales tobáceos, actualmente en crecimiento, en los cuales se han podido identificar "oncolitos". Como La Parrilla, drena parcialmente las dolomías liásicas más septentrionales, en el contacto mecánico con el Trías de la Formación Hornos-Siles.

Las aguas del manantial Tobazo son bicarbonatadas magnésico-cálcicas, con bajas concentraciones de Cl^- (5-9 ppm) y de SO_4^{2-} (7-19 ppm). Existe una alta correlación directa en la relación Temperatura y pH. Estos parámetros, al contrario que la conductividad (530-570 $\mu\text{S}/\text{cm}$), experimentan fuertes fluctuaciones (13.5-18°C y 7.40-7.90 respectivamente). Particularmente los máximos de temperatura coinciden con conductividades relativamente bajas (Tabla 6 y figura 20).

Los valores de $\delta\text{O}-18$ y, por tanto, también las cotas medias de recarga son similares a las de la Parrilla.

g) El Sauco

El Sauco es un pequeño manantial que drena dolomías liásicas, aunque aparece en el pie de una pequeña toba. Se sitúa a una cota de 760 metros. La localidad más próxima es la aldea de Arroyo Frío. Se utiliza para riego y consumo en algunas urbanizaciones de la zona.

En 1989 y 1990 los caudales oscilaron entre 25 y 5 l/s. Estas variaciones vienen acompañadas por una variación inversa de la temperatura y conductividad y directa del pH. La temperatura experimenta un incremento de 13 a 17°C y la conductividad de 450 a 505 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a lo largo del estiaje. El pH, para este mismo periodo, disminuye de 7.5 a 7.3, siendo su máximo valor de 7.65 (Tabla 7, figura 21).

El control de caudales proporciona valores mínimos del coeficiente de agotamiento de $\alpha = 6.60 \cdot 10^{-3} \text{d}^{-1}$ y su volumen dinámico $V_d = 0.12 \text{ hm}^3$ tomando como caudal en el inicio del agotamiento 9 l/s el 7-6-90.

TOBAZO 2235.2.0016

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T°	pH	eH	O2
14/2/89	1									562	14,0			
3/9/89	201	366	5	12	48	41	4	0	-0,03	550	14,5			
13/1/90	333	392	9	12	68	39	4	0	-0,01	528	14,0			
22/2/90	373	392	9	17	68	40	4	1	-0,01	573	13,9	7,53	-0,21	
26/4/90	436	404	7	13	70	38	4	0	-0,02	539	15,7	7,81	-0,44	
5/6/90	476	397	5	13	32	53	3	0	-0,06	553	17,4	7,92	-0,45	
6/7/90	507	374	7	8	36	52	4	1	-0,01	551	17,9	7,84	-0,39	
14/8/90	546	412	5	13	60	41	4	1	-0,04	545	17,0	7,64	-0,28	
12/9/90	575	397	6	11	68	38	4	1	-0,03	547	16,3	7,42	-0,14	
10/10/90	603	397	7	14	58	47	4	1	0,00	544	14,7			98
17/1/91	702	419	7	19	48	39	3	0	-0,13	533	13,3	7,7		97

Tabla 6.- Características físico-químicas del manantial del Tobazo.

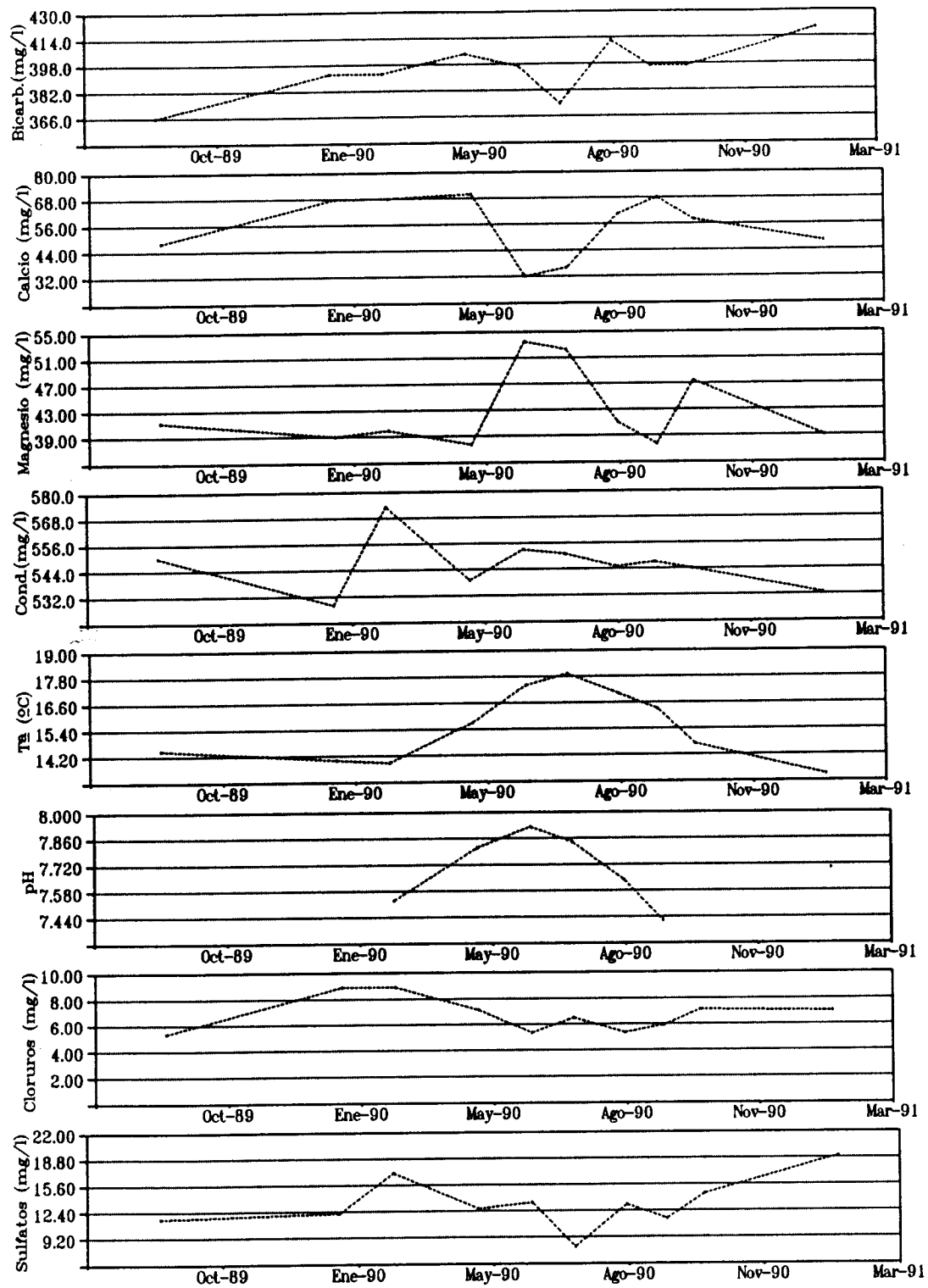


Figura 20.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Tobazo" (2235.2.0016).

SAUCO 2137.4.0001

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ERR	COND	T*	pH	eH	O2	Q
3/9/89	1	351	9	25	48	39	11	1	-0,03	500	17,0				10
10/11/89	68														9
25/1/90	144	358	9	17	44	41	6	1	-0,05	454	13,2				15
27/4/90	236	336	11	13	56	34	7	1	-0,01	475	14,5	7,49	-0,26		18
7/6/90	277	336	9	18	44	36	7	1	-0,05	498	16,0	7,41	-0,2		9
7/7/90	307	328	11	26	42	44	9	1	-0,01	507	16,6	7,38	-0,15		7
15/8/90	346	334	9	28	58	35	11	1	0,00	504	16,8	7,32	-0,11		6
13/9/90	375	328	9	28	56	35	10	1	-0,04	490	16,9	7,3	-0,06		5
11/10/90	403	328	12	30	61	35	10	1	0,00	502	16,9			98	6
18/1/91	502	351	7	15	36	31	5	1	-0,15	471	13,5	7,66		97	21

Tabla 7.- Características físico-químicas del manantial del Sauco.

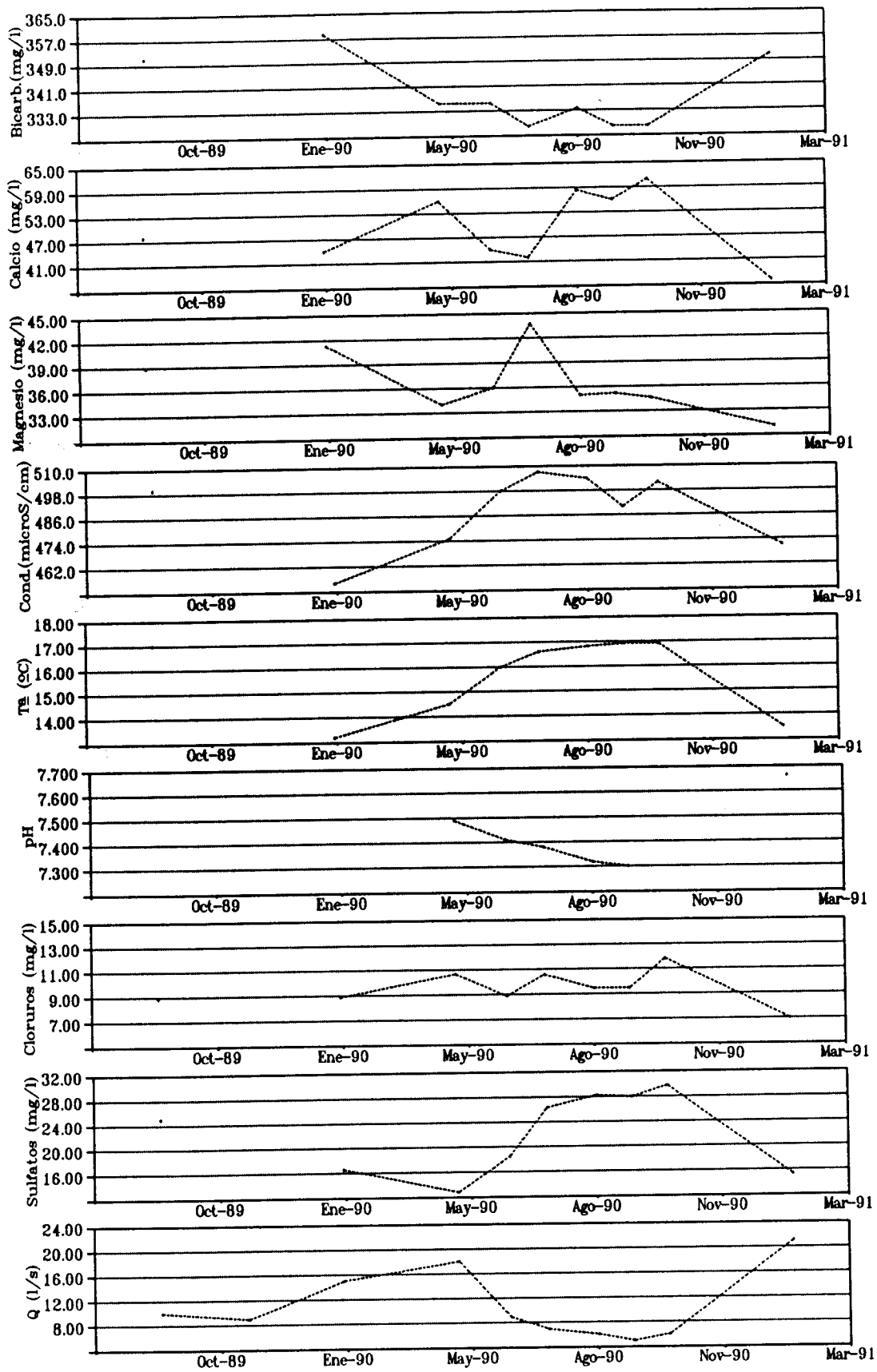


Figura 21.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Sauco" (2137.4.0001).

Las aguas del Sauco son bicarbonatadas fundamentalmente magnésico-cálcicas y en menor medida cálcico-magnésicas, con concentraciones que oscilan entre 9 y 12 ppm de Cl⁻ y entre 12 y 30 ppm de SO₄⁼. Este último se incrementa con la temperatura de forma apreciable.

Presenta valores relativamente altos de δO-18 (-7.59), correspondientes a cotas medias de recarga entre 1100-1200 metros.

h) El Macho

El Macho es uno de los manantiales más peculiares estudiados en la Unidad de la Sierra de Cazorla. Aunque se pueden apreciar otros pequeños puntos de surgencia, el principal se produce debajo de la cementación de uno de los drenes que atraviesan la carretera.

El Macho se sitúa en una cota de 660 metros, en el contacto de la Unidad de la Sierra de Cazorla y el Trías de la Formación Hornos-Siles, posiblemente en uno de los contactos mecánicos más verticalizados de estas unidades.

Como en manantiales anteriormente descritos, el Macho se caracteriza por una acentuada regularidad de su régimen hidrodinámico, con variaciones de caudal entre 37 y 31 l/s. Estas variaciones, que durante el estiaje se han desarrollado entre 37 y 35 l/s, han proporcionado valores del coeficiente de agotamiento $\alpha = 5.79 \cdot 10^{-4} \text{d}^{-1}$ y un $V_d = 5.52 \text{ hm}^3$, que indican la importancia de las reservas en este sistema (Tabla 8, figura 22).

Sus aguas son bicarbonatadas magnésico-cálcicas, con concentraciones relativamente elevadas de Cl⁻ (21-25 ppm) y SO₄⁼ (20-30 ppm), el primero en relación directa con el caudal y el segundo en relación inversa.

La temperatura varía de 15-17°C y la conductividad entre 410-460 μS/cm respectivamente. Además, sus variaciones no guardan una relación observable con el caudal. El pH varía entre 7.3-7.6.

El contenido medio de δO-18 es de -7.93, lo que supone que la recarga se produce al menos 700 metros por encima de la cota del manantial.

i) Río Guadalquivir desde el Embalse del Tranco

Tratamos de incluir en este apartado una de las zonas más importantes y problemáticas de la Unidad de la Sierra de Cazorla. Como dijimos en anteriores apartados, desde el Embalse del Tranco y hasta su salida de la Unidad, el Río Guadalquivir alcanza caudales de hasta 600 l/s (según datos históricos pueden ser varios m³/s) partiendo de 0 l/s. Este incremento del caudal se produce de forma gradual y sólo se han detectado algunas surgencias puntuales de escasa importancia. También recibe las aportaciones de varios arroyos con un caudal medio de 100-150 l/s.

EL MACHO 2236.5.0001

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T*	pH	eH	O2	Q
3/9/89	1	290	21	21	44	29	18	1	-0,03	415	15				
10/11/89	68														31
25/1/90	144	305	23	22	44	34	16	1	-0,03	442	16,5				
27/4/90	236	267	25	22	46	32	17	1	0,01	455	17,2	7,56	-0,29		
6/6/90	276	259	25	21	42	32	16	1	0,00	460	17,3	7,38	-0,19		31
7/7/90	307	259	24	20	42	33	16	1	0,02	452	17,6	7,42	-0,15		37
15/8/90	346	263	22	22	50	27	17	1	0,01	457	17,5	7,36	-0,13		36
12/9/90	374	267	21	23	46	32	16	1	-0,05	453	17,3	7,28	-0,06		
11/10/90	403	267	25	25	49	27	16	1	-0,02	460	17,5			98	35
8/11/90	431	229	23	28	28	30	18	1	-0,03	447	17,5	7,40			35
18/1/91	502	275	24	29	48	25	16	1	-0,05	443	17,4	7,45		96	36

Tabla 8.- Características físico-químicas del manantial de El Macho.

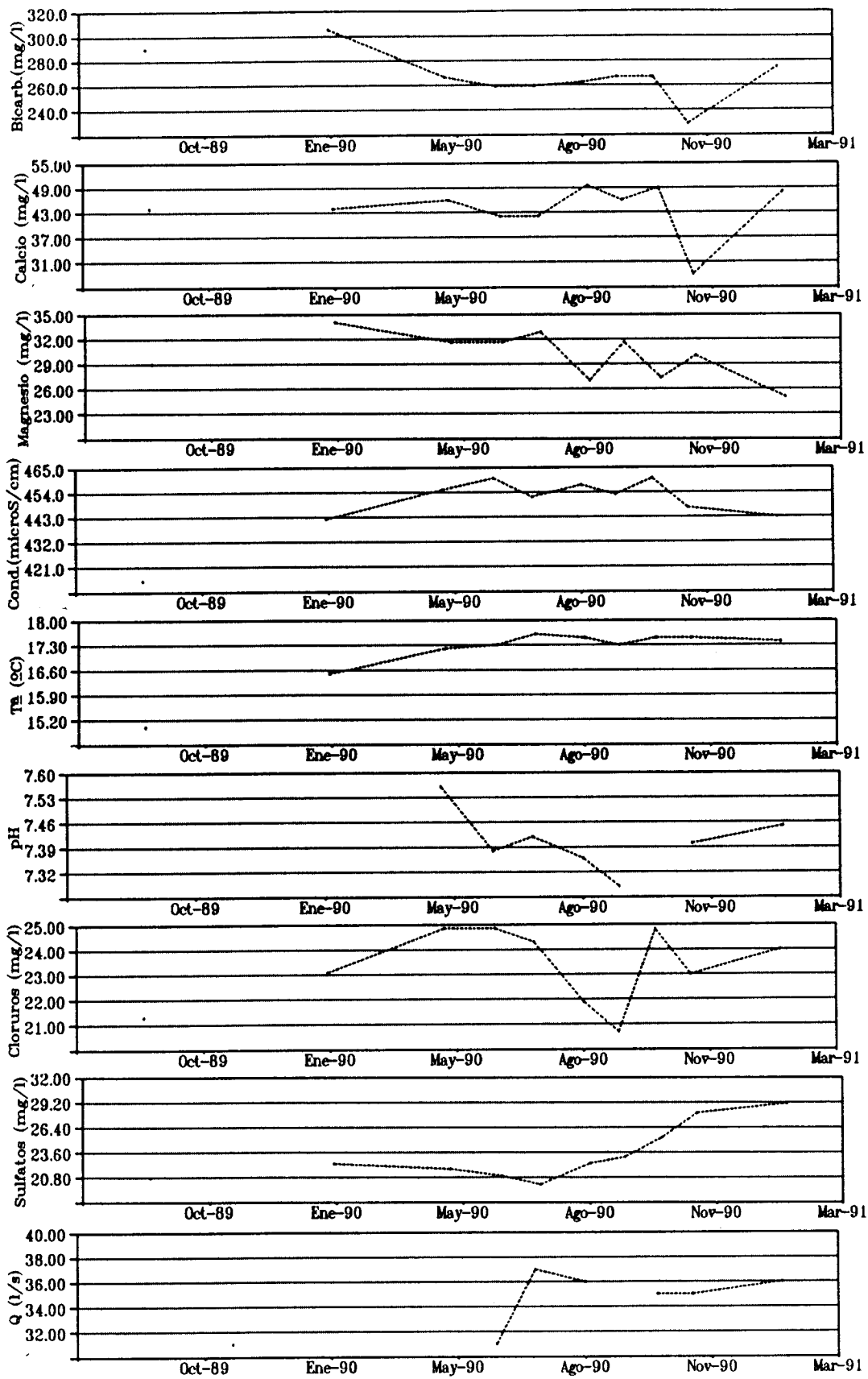


Figura 22.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Macho" (2236.5.0001).

A lo largo de este trayecto, el Río Guadalquivir atraviesa las diferentes escamas de la Unidad perpendicularmente a su dirección. La cota varía desde 700 a 500 metros. Además, paralelamente al curso del río, pero a cota inferior, se construyó un túnel que procede de la chimenea de equilibrio de la central, y que aporta caudales importantes (100-160 l/s), al parecer procedentes de una vía de agua abierta durante la construcción.

Se sospecha que dicha vía puede coincidir con Fuente Negra, pequeño manantial a una cota de 550 metros, situado próximo a la desembocadura del túnel.

Ante esta situación se ha planteado el estudio de la siguiente forma:

- 1.- Control periódico químico y foronómico de las aguas aportadas por el túnel.
- 2.- Control periódico foronómico del Río Guadalquivir en Fuente Negra.
- 3.- Control químico periódico de Fuente Negra (Nº 2235.5.0028, Tabla 10, figura 24).
- 4.- Control foronómico continuo del Río Guadalquivir en el Vertedero del Charco de la Pringue (Nº 2235-2). Para ello se dispone de una medida diaria de la escala desde Febrero de 1990.
- 5.- Control foronómico continuo del Río Guadalquivir a su salida de la Unidad (Nº 2235-1).

Sin embargo, este proyecto sólo se puede seguir temporalmente durante los meses del año que no se realizan desembalses. Un control más detallado de este tramo del Río es también muy difícil debido a la existencia de importantes aluviones donde se producen infiltraciones.

Los caudales medidos en la desembocadura del Túnel arrojan valores muy regulares, que oscilan entre 100-160 l/s, seguramente por defecto, dadas las filtraciones que hay bajo la obra. Igual ocurre con los caudales del Río en los puntos escogidos. En Fuente Negra, el rango de variación está comprendido entre 60 y 160 l/s, siendo el máximo agotamiento registrado de 160 a 96 l/s ($\alpha = 2.07 \cdot 10^3 d^{-1}$) y en la salida de la Unidad de 580-700 l/s. Esto supone que a partir del vertedero de Arroyo María (2235-2) el río incrementa su caudal en 400 l/s aproximadamente, de los cuales al menos 150 l/s proceden de aportes superficiales de arroyos afluentes.

El control químico más continuo de estas aguas se realiza en el manantial de Fuente Negra (545 metros s.n.m.), que llega a secarse a finales del estiaje.

Se trata de aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas y magnésico-cálcicas, con bajas concentraciones de Cl^- y SO_4^{2-} . Su conductividad varía entre 380 y 405 $\mu S/cm$, su temperatura entre 13 y 15°C y el pH lo hace entre 7.3-7.8.

Las características hidroquímicas de las aguas del Túnel y del Río Guadalquivir en estos puntos son similares a las descritas excepto en su pH más básico (7.8-7.95), quizás

AGUASCEBAS 2136.4.0019

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ERR	COND	T*	pH	eH	O2	Q
22/1/89										365	8,0				
10/3/89										336	10,5				165
26/1/90	1	290	7	8	44	29	3	0,0	-0,04	365	10,0				
23/2/90	28	259	7	9	52	24	3	0,0	0,01	345	9,7	7,72	-0,36		
10/5/90	104	267	6	8	46	27	3	0,0	-0,01	355	10,3	7,62	-0,34		107
6/6/90	131	267	5	9	42	28	2	0,0	-0,02	358	10,8	7,75	-0,37		72
14/8/90	200	263	4	8	47	24	2	0,0	-0,02	348	11,7	7,49	-0,2		28
10/10/90	257	267	4	9	48	24	2	0,0	-0,02	358	11,7	7,45	-0,16	102	26
16/1/91	355	275	6	9	48	24	2	0,3	-0,04	355	10,1	7,67		98	151
10/5/90		259	5	8	34	32	3	0	-0,01	349	12,1	8,25	-0,69		
6/6/90		259	4	7	36	29	2	0	-0,03	368	13,1	8,26	-0,61		
10/10/90		267	5	9	48	27	3	0	0,00						

Tabla 9.- Características físico-químicas del manantial de Aguascebas.

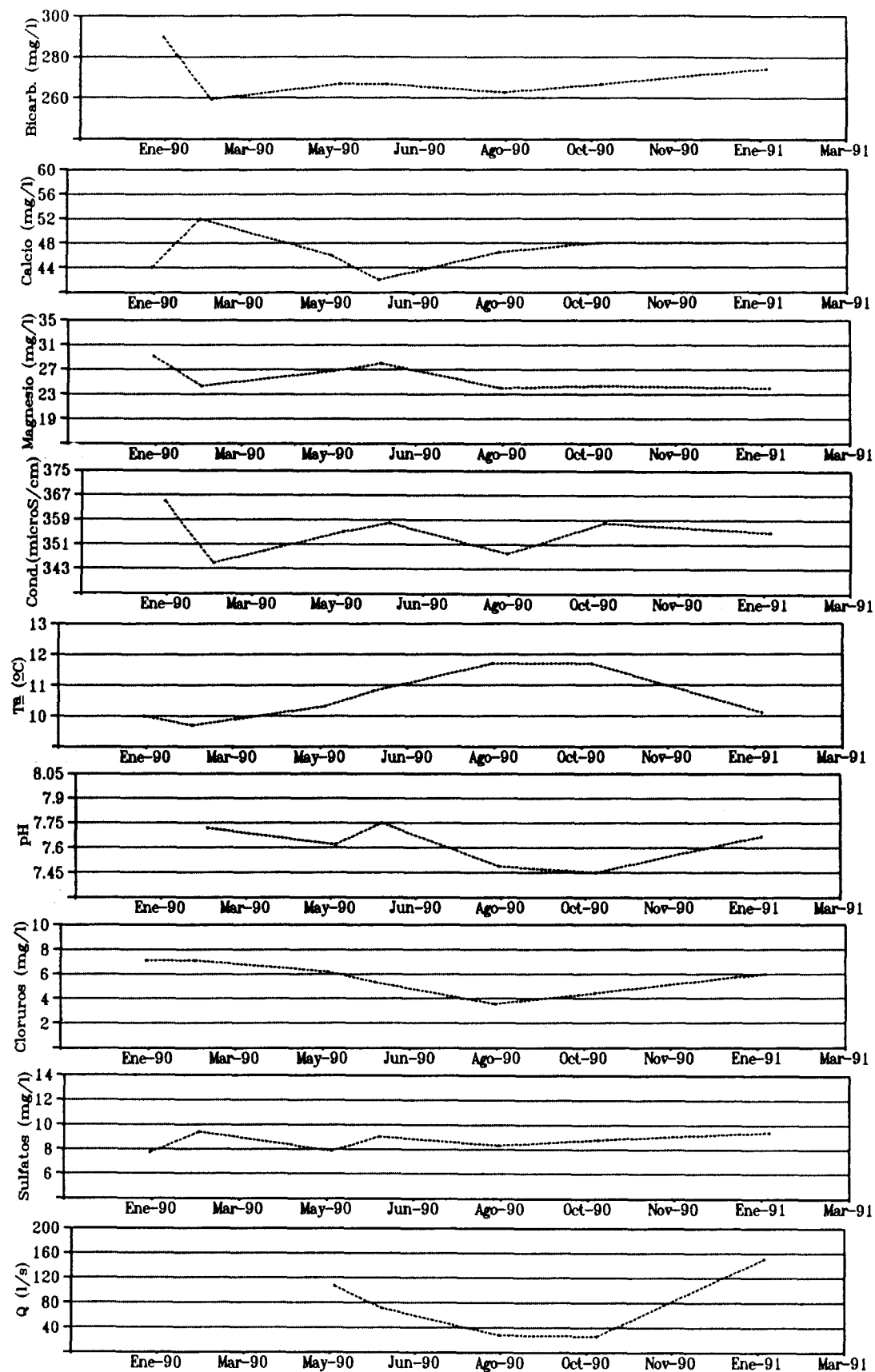


Figura 23.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Aguascebas" (2136.4.0019).

debido a los cambios químicos sufridos desde su nacimiento. Cabe resaltar que las aguas nacidas a lo largo del lecho fluvial aparecen con un grado de turbidez mayor en comparación con los manantiales restantes.

j) Nacimiento del río Aguascebas.

El río Aguascebas es uno de los enclaves paisajísticos más importantes del Parque Natural. El manantial donde nace se encuentra en el centro de la unidad, a una cota de 1130 metros y al pie de las calizas blancas liásicas de una de las escamas internas. El impermeable de base en este caso son las dolomías de la misma edad y escama.

Dada la imposibilidad de aforar directamente las aguas de dicho manantial, las medidas de caudal se realizan en una explanada cercana donde confluyen otros dos afluentes de características similares con manantiales que drenan los mismos materiales.

Estas medidas han puesto de manifiesto variaciones de caudal de 150 a 25 l/s. En el estiaje el valor mínimo del coeficiente de agotamiento es $\alpha = 1.49 \cdot 10^{-3} \text{d}^{-1}$ y el volumen dinámico $V_d = 1.74 \text{ hm}^3$. Como ocurría en algunos manantiales del Sur de la Unidad, las aguas del Nacimiento de Aguascebas pueden ser clasificadas como frías (9.5°C), aunque en períodos de máximo estiaje alcanzan valores de 11.5°C . La conductividad es relativamente baja ($345\text{-}360 \mu\text{/cm}$) y el pH oscila entre 7.4-7.7 (Tabla 9, figura 23).

Las aguas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas con bajas concentraciones de Cl^- (3-7 ppm) y de SO_4^{2-} (7-9 ppm).

k) Otros Manantiales

Durante el periodo de estudio se han realizado controles menos regulares de las características físico-químicas de estos manantiales, que pueden aportar información adicional acerca de la Unidad.

Al Norte de los afloramientos dolomíticos se ha seguido un control hidroquímico de algunas surgencias, con salinidades relativamente altas ($500\text{-}700 \mu\text{S/cm}$): El Tobón, Carboneros, El Pino, Espinareda, El Fresno, La Noguera etc. Todos ellos situados a cotas comprendidas entre 650 y 950 metros. Son fundamentalmente pequeños manantiales de caudal inferior a 15-20 l/s, con pocas variaciones estacionales y aguas bicarbonatadas magnésico-cálcicas. Presentan pH inferiores a 7.40 y temperaturas generalmente superiores a 14°C . Las concentraciones de Cl^- son siempre inferiores a 20 ppm y sólo en dos casos (El Fresno y Carboneros) se obtienen contenidos en SO_4^{2-} relativamente altos (40-80 ppm) y justificables ya que aparecen en el Trías de la Formación Hornos-Siles.

FUENTE NEGRA 2235.5.0028

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	Cond.	T*	pH	eH	O2	Q
25/1/90	1	297	7	11	44	32	3	0	-0,03	390	13				
23/2/90	29	290	7	17	52	29	3	0	-0,02	391	13,3	7,8	-0,34		
27/4/90	92	282	7	13	52	27	3	0	-0,02	398	13,9	7,65	-0,36		26
10/5/90	105	275	5	17	46	30	3	0	-0,01	391	13,9	7,54	-0,33		
6/6/90	132	259	7	14	40	33	2	0	0,01	395	14	7,65	-0,29		
9/7/90	165	275	6	11	36	34	3	1	-0,01	406	13,1	7,35	-0,14		
14/8/90	201	277	4	13	52	27	2	0	0,00	398	14,9	7,53	-0,23		1
10/10/90	258														0
16/1/91	356	282	4	16,7	46	25	2	0,3	-0,07	383	14	7,52		87	5

Tabla 10.- Características físico-químicas del manantial de Fuente Negra.

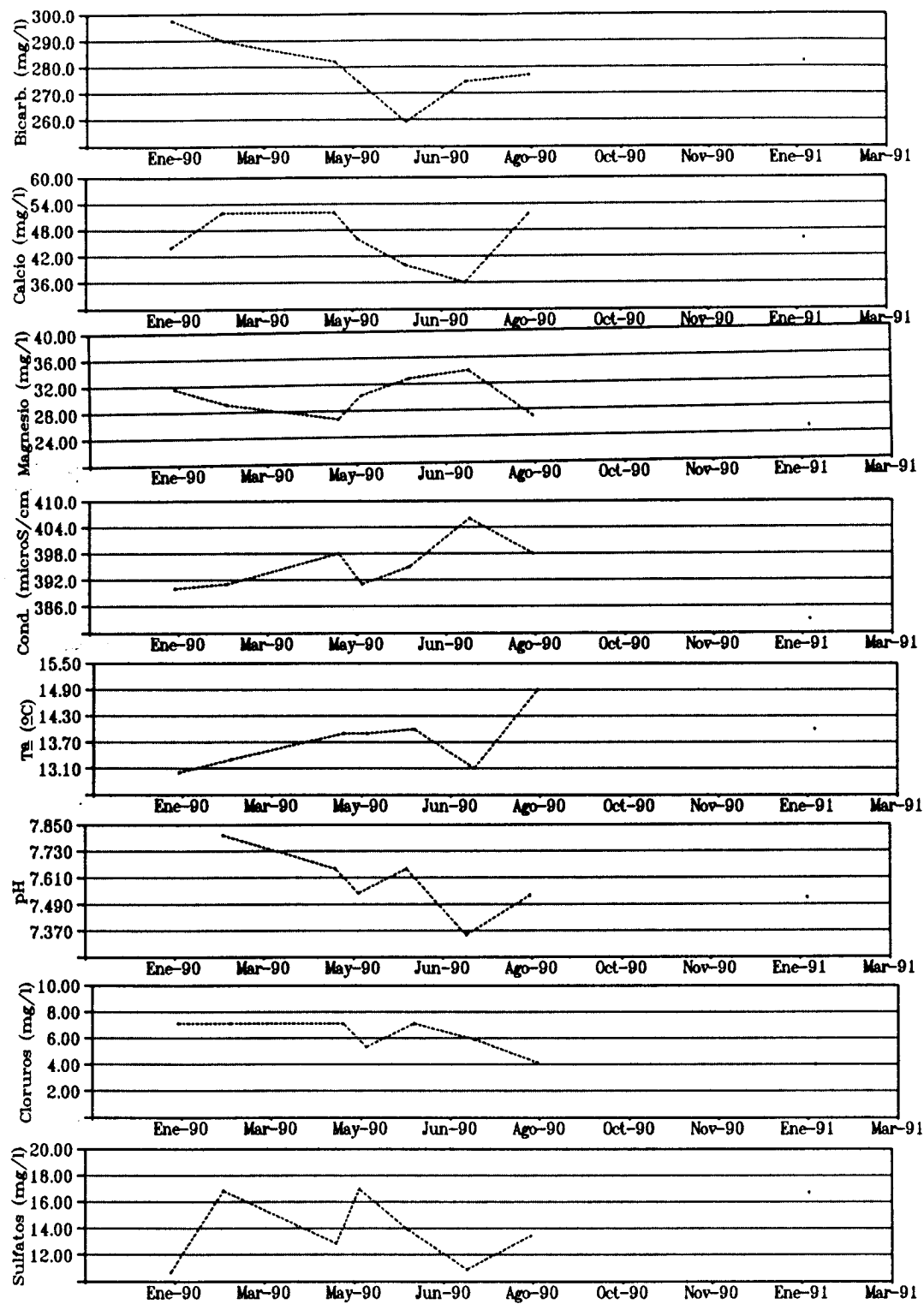


Figura 24.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "Fuente Negra" (2235.5.0028).

m) Sistema del Carrasco.-

El sistema del Carrasco está constituido por unos pequeños afloramientos de dolomías liásicas, con una extensión global de 10.8 km². Está situado entre la Unidad de Sierra de Cazorla y la Unidad de la Sierra del Segura, en el Valle del Río Hornos (Norte). Sobre ella se instala la aldea denominada el Carrasco, con apenas 100 habitantes.

Estos afloramientos dan lugar a una zona alomada, atravesada de Sur a Norte por el Río Hornos.

Los materiales acuíferos presentan una estructura tabular que se acuña de Este (100 metros de potencia máxima) a Oeste. Descansan sobre el Trías de la Formación Hornos-Siles. Su límite oriental coincide con una falla inversa que pone en contacto lateral ambos materiales. En relación con este sistema aparecen importantes formaciones aluviales cuaternarias. Una de ellas la pone en contacto con el sistema del Yelmo, drenado parcialmente por la Fuente del Ojuelo (2235.2.0014; $Q < 35$ l/s), que finalmente vierte sus aguas en el sistema del Carrasco.

Uno de los afloramientos carbonatados, de 2.6 km² de extensión, está aislado cartográficamente del resto por aluviales cuaternarios y es drenado por el manantial del Berral (2235.2.0009). Esta surgencia se sitúa a una cota de 720 metros, justo en el contacto con el Trías arcilloso. Se trata de un pequeño manantial utilizado para riego, con caudales que oscilan entre 1-15 l/s. El agua mana del suelo acompañada de un intenso burbujeo.

Para el estiaje de 1990 se ha calculado un coeficiente de agotamiento de $\alpha = 0.0189$ d⁻¹ y un volumen dinámico de $V_d = 0.070$ hm³ a partir de los valores $Q_0 = 15$ l/s y $Q_t = 4$ l/s en Julio y Agosto de este año.

Las aguas están relativamente mineralizadas, con conductividades de 620-650 μ S/cm y temperaturas altas y muy estables (16-16.8°C) y pH ligeramente básicos (7.0-7.30), como puede observarse en la tabla 11 y en la figura 25.

Son de naturaleza bicarbonatada magnésico-cálcica, con concentraciones relativamente altas de Cl⁻ (17-20 ppm) y de sulfatos (30-50 ppm).

Por otra parte, lo más probable es que todos los afloramientos estén interconectados por debajo de los materiales cuaternarios. De hecho, en el Cortijo del Contadero el I.N.C. realizó un sondeo (2235.2.0007) donde se bombearon hasta 60 l/s, lo que llegó a secar en pocas horas la fuente del Berral.

El sistema del Carrasco es por tanto un acuífero libre con un nivel piezométrico relativamente alto (> 720 metros) y con una estructura geológica que permite suponer unas reservas relativamente importantes. Estaría alimentado por la infiltración del agua de precipitación, sin olvidar la posible influencia en la recarga de las aguas del manantial del Ojuelo.

EL BERRAL 2235.2.0009

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	Cond.	T*	pH	eH	O2	Q
26/4/89										630	16,0				
13/1/90	1	435	18	39	64	49	12	1	-0,04	618	16,0				11
22/2/90	40	343	18	48	72	41	12	2	0,03	625	16,2	7,28	-0,1		
26/4/90	103	374	20	40	58	51	12	2	0,01	621	16,5	7,25	-0,1		15
5/6/90	143	374	20	43	50	49	10	2	-0,04	627	16,6	7,31	-0,1		15
6/7/90	174	389	18	34	44	57	11	2	-0,01	639	16,7	7,18	0,0		9
14/8/90	213	390	17	41	73	41	12	2	-0,01	649	16,8	7,18	0,0		4
12/9/90	242	389	17	34	72	47	11	2	0,00	628	16,8	7,00	0,1		1
10/10/90	270	389	18	43	70	49	12	2	0,02	648	16,8			72	1
8/11/90	299	320	17	42	38	47	13	2	-0,01	627	16,8	7,13			0,5
17/1/91	369	397	19	46	98	40	11	1	0,04	622	16,7	7,14		66	5

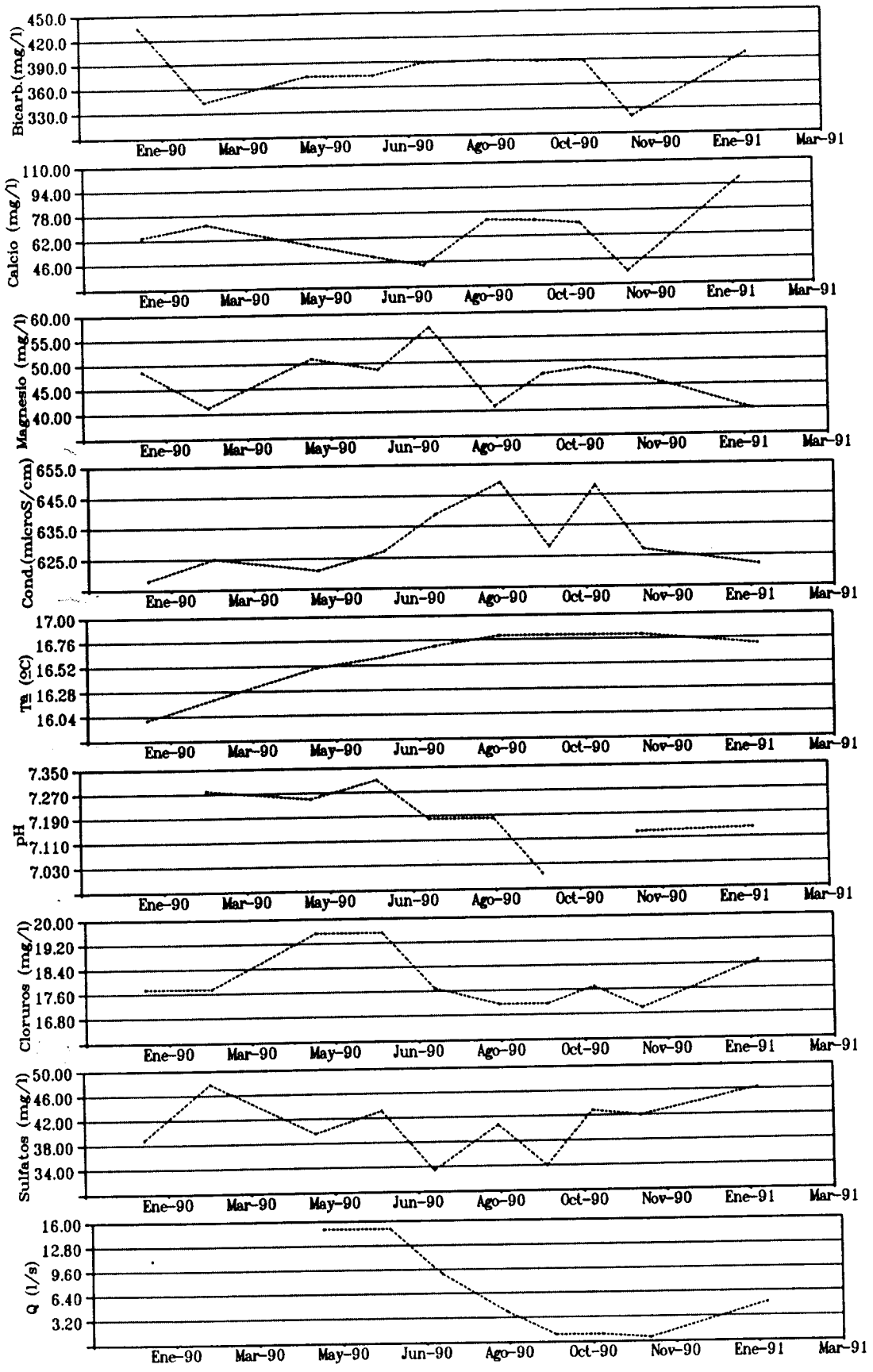


Figura 25.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Berral" (2235.2.0009).

5.1.2.2. Recursos

Dada la imposibilidad de controlar y delimitar cada uno de los sistemas de esta unidad, se decidió llevar a cabo el control periódico de diferentes tipos de manantiales y a la vez un control de los recursos totales de la Unidad en las principales salidas.

El drenaje de la Unidad se produce principalmente hacia el Oeste a través de los ríos Guadalquivir (2136-9, 2235-2, 2135-1), Aguascebas (2136-8), Beas (2135-12 y 2135-3), Cazorra (2137-15 y 2137-10) y Quesada (2138-13). Hacia el Este las salidas son menos significativas, siendo las de mayor interés el Arroyo del Membrillo (2137-11) y los ríos Hornos (2235-7 y 2235-14) (Sur y Norte).

Los recursos hídricos subterráneos medios anuales medidos en esta unidad por medio de aforos directos en los cauces mencionados y en diferentes periodos son:

- Octubre-Noviembre 1989 = 30 hm³/año
- Mayo 1990 = 57 hm³/año
- Octubre-Noviembre 1990 = 32 hm³/año
- Enero 1991 = 55 hm³/año

MEDIA = 43.5 hm³/año

Teniendo en cuenta que el área de recarga de la unidad es algo inferior a 350 km² (300-330 km²), los caudales específicos medios obtenidos son:

- Octubre-Noviembre 1989 = 3.2 - 2.9 l/s/km²
- Mayo 1990 = 6.0 - 5.5 l/s/km²
- Octubre-Noviembre 1990 = 3.4 - 3.1 l/s/km²
- Enero 1991 = 5.8 - 5.3 l/s/km²
- MEDIA = 4.4 - 4.2 l/s/km²

A estas cifras hay que añadir una media de 100-150 l/s de caudal captado para abastecimiento: Manantiales de Béjar, Artesón, Cerrada de Villena, Río Cañamara, Aguascebas Chico y Fuente Pinilla, y los caudales bombeados en el Charco y La Majuela (30 l/s). Estos caudales suponen un incremento medio de 5.7 hm³ en los recursos totales y de 0.6 - 0.5 l/s/km².

Estas cifras parecen relativamente bajas si tenemos en cuenta que en otras unidades se obtienen valores medios de 7-8 l/s/km². Este déficit se acentúa al considerar la posible influencia del Embalse del Tranco, cuyo frente se apoya en niveles carbonatados de la Unidad, en la recarga con aguas procedentes de las Unidades de Sierra de Segura y el Pozo.

Para explicar esta aparente anomalía se puede suponer que una parte importante del agua de precipitación se transforma en escorrentía superficial debido a los bajos coeficientes de infiltración de las calizas y dolomías liásicas. Sin embargo, hemos de tener en cuenta otros procesos más complejos. Existen indicios de la realización de sondeos muy productivos en la zona de la campiña, es decir, sobre las margas del Mioceno Medio que descansan sobre los materiales Jurásicos. Incluso parece existir algún pozo artesiano con caudales

relativamente importantes (10-15 l/s). Esto significaría que existe conexión hidráulica a través de las unidades de la Sierra de Cazorla, Beas de Segura y parte de la Depresión del Guadalquivir. Uno de los objetivos propuestos para la continuación del trabajo es precisamente la realización de muestreos isotópicos en dichos puntos a fin de demostrar la existencia o no de dicha conexión.

5.1.2.3. Conclusiones generales.

Uno de los resultados más interesantes obtenidos de los análisis de contenido de isótopos ambientales es la relación cota media del área de recarga/ $\delta O-18$ para los manantiales de la Unidad de la Sierra de Cazorla.

Como vimos anteriormente, la diversidad de cotas en las surgencias de esta unidad ponía de manifiesto la complejidad hidrogeológica del conjunto. De aquí, que la relación cota del manantial/ $\delta O-18$ no aporte información alguna sobre el origen de la recarga. Sin embargo, a partir de la recta:

$$\delta O-18 = -0.0028h - 4.1489$$

obtenida para aquellos sistemas de Cazorla y Segura bien conocidos, se puede estimar, a gran escala, la cota media de la recarga en los distintos sistemas.

En la zona Sur de la Unidad, que incluye las cuatro escamas más meridionales (Cazorla, Chorro, Gilillo y Viñuela), los valores de $\delta O-18$ son relativamente diferentes y oscilan entre -7.31 en la Fuente del Cuerno (Nº 2137.3.0010) y -8.49 en la Fuente del Valle (Nº 2137.3.0018). Así, el área de recarga media en este sector presentaría una cota variable entre 1100 y 1600 metros. Los resultados más significativos aparecen en la escama de Cazorla, drenada por los manantiales de Béjar (950 metros) y Artesón (1020 metros), y la escama del Gilillo drenada fundamentalmente por el manantial de Nacerríos (1100 metros). Los valores de $\delta O-18$ obtenidos en sus aguas (-8.12, -8.37 y -8.44 respectivamente) corresponden a la infiltración de aguas de precipitación en escamas más altas y por tanto responden a un modelo de interconexión hidráulica más o menos complejo de los diferentes conjuntos calizos. Esta intercomunicación, a falta de los datos correspondientes, se puede producir a través de los materiales más incompetentes que funcionarían como semipermeables o bien por superposición directa de los conjuntos carbonatados debido al acuñamiento de los tramos margosos.

Por otra parte, el valor más negativo en el Artesón, junto con su funcionamiento estacional (llega a secarse en Julio), puede deberse a la existencia de diferentes compartimentos hidrodinámicos dentro del acuífero o de diferentes sistemas de flujo siendo las aguas del Artesón las de menor tiempo de tránsito.

Si extrapolamos estos resultados al resto de la unidad, y tenemos en cuenta las características estructurales de la misma (sobre todo los grandes acortamientos de la cobertera mesozóica que se traduce en un acentuado engrosamiento de los materiales jurásicos), hemos de suponer la existencia de un gran acuífero "confinado" que drena fundamentalmente en los

tramos más bajos de la unidad y que posee un gran volumen de reservas. Este acuífero se caracterizaría por su gran heterogeneidad y anisotropía y por numerosas barreras hidráulicas que explicarían las diferentes cotas de los manantiales de base y, por tanto, del nivel piezométrico regional. A estas mismas conclusiones se llega en el informe realizado por el I.T.G.E. en 1983 en relación con la posible afección de los manantiales de la Majuela y del Artesón por la realización de un sondeo en sus proximidades. Este estudio se basa en los resultados obtenidos durante un ensayo de bombeo y recuperación en los cuales se obtuvieron tres transmisividades diferentes:

$$T_1 = 4.2 * 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg}$$

$$T_2 = 1.2 * 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg}$$

$$T_3 = 2.9 * 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg}$$

Según se concluye "dado lo complejo de la estructura tectónica del área, podría tratarse de barreras hidráulicas, máxime cuando el sondeo se emplaza en el borde de una escama probablemente en conexión con el macizo de Sierra de Cazorla".

Por último, los manantiales más altos, generalmente de escaso caudal, corresponden a drenajes de pequeños acuíferos que coinciden con los afloramientos carbonatados de las escamas. Consecuentemente, el agua que se infiltra podría ser drenada rápidamente al pie, pero al menos parte de la recarga en las escamas más altas sería drenada por los manantiales más bajos de la unidad.

En el sector septentrional (tomando como límite Sur el Valle del Guadalquivir), el área de recarga de la unidad está menos compartimentada por los cabalgamientos. Se ha medido una cota media de 1100-1300 metros. Los resultados isotópicos obtenidos (Fuente de la Parrilla; 800 metros, Fuente del Tobazo; 877 metros, Fuente del Tobón; 860 metros, Fuente del Pino; 980 metros, Fuente del Fresno; 840 metros, etc) presentan escasas diferencias ($\delta O-18 = -7.60$ y -7.80) y corresponden a la infiltración del agua de lluvia caída a una cota media de 1200-1400 metros).

Por otra parte, podemos concluir, como ya se ha podido deducir del contexto hidrogeológico, que se pueden establecer tres sectores latitudinales en la unidad de la Sierra de Cazorla.

a) Sector Meridional, que comprende las escamas antes enumeradas y cuyo límite septentrional se situaría cerca de los primeros afloramientos Triásicos en la falla del Alto Guadalquivir. En este sector el nivel piezométrico regional presentaría una cota cercana a 950 metros en el extremo Sur y 1100 metros en las proximidades de Cazorla.

b) Sector Central, que incluye la zona de escamas comprendida entre el sector antes descrito y el Valle del Guadalquivir que atraviesa la Unidad. Corresponde a la zona más extensa y drena en los tramos más bajos del Río Guadalquivir y Aguascebas. En principio no hay porque suponer que existe comunicación hidráulica entre este sector y el anterior.

El nivel piezométrico en este sector puede coincidir con la cota 550, aunque es difícil de establecer con precisión, sobre todo si tenemos en cuenta la posible influencia que puede

ejercer el Embalse del Tranco de Beas y la bajada generalizada provocada por la construcción del Túnel de aireación por debajo de la cota del Río Guadalquivir.

c) Sector Septentrional, que se extiende hasta el corredor triásico de la Puerta del Segura. Los conjuntos carbonatados drenarían a través de pequeños manantiales en el contacto con el Trías y seguramente hacia el Sur en el Río Guadalquivir. El nivel piezométrico se situaría a una cota aproximada de 800-880 metros aunque podría ser inferior en las cercanías del Valle del Guadalquivir.

La delimitación de un solo acuífero (Calizas y dolomías del Lías-Dogger) está justificada puesto que casi todos los puntos de agua inventariados pertenecen a este conjunto carbonatado. Cabe resaltar, sin embargo, que los intervalos calizos pueden funcionar independientemente, comportándose en algún caso los términos dolomíticos como substrato del sistema. Como ejemplo de este esquema se ha estudiado el manantial del Nacimiento del Aguascebas.

Por otra parte, son también reseñables las formaciones cuaternarias fósiles, de naturaleza travertínica, que se encuentran fundamentalmente en los mismos puntos de surgencia. Estos conjuntos, con dimensiones cartografiables, presentan espesores de hasta 50 metros y, en ocasiones, están drenados por pequeños manantiales de escaso caudal y gran regularidad. Con estas características podemos suponer que a pesar de la elevada permeabilidad de estas rocas en este caso realizan un papel regulador de los recursos del acuífero mesozóico.

Por último, hay que señalar la existencia de manifestaciones termales en la Unidad de la Sierra de Cazorla. La fuente de los Baños de la Marrana (2136.7.0019) constituye el único manantial con temperatura superior a 20°C. Está ligado a una de las pocas fallas normales que afectan al conjunto. Sus características hidroquímicas son similares a las del resto de las aguas del sector, sobre todo en las concentraciones de SO_4^{2-} y Cl^- .

Otra zona en la que pueden existir manifestaciones geotérmicas es el borde oriental de la unidad, en relación con la falla del Alto Guadalquivir. Los manantiales asociados a este límite presentan temperaturas superiores a 15°C, pero, lo más importante, durante el estiaje pueden alcanzar los 18°C, lo que puede deberse a la mezcla estacional de aportes profundos con aguas superficiales más frías. Estas aguas, además, presentan conductividades relativamente elevadas ($> 500 \mu\text{S}/\text{cm}$), facies hidroquímicas magnésico-cálcicas y pH bajos (< 7.5).

5.2 UNIDADES HIDROGEOLOGICAS DEL PREBETICO INTERNO

El Prebético Interno ocupa la parte central y oriental de la zona de estudio, abarcando toda la sierra de Segura y sus prolongaciones meridionales, es decir, las sierras del Pozo, de Castril y Seca.

Como puede apreciarse en la figura 26, el acuífero principal está constituido por la Formación Dolomítica, a la que pueden superponerse las calizas del Senoniense inferior.

Otros materiales del Cretácico inferior pueden tener interés acuífero secundario, al ser menores la potencia y superficie de afloramiento de las rocas carbonatadas. No obstante, en la parte meridional adquieren gran relevancia, como sucede en la sierra del Pozo con la Formación homónima o con la Formación Arroyo de los Anchos en las sierras de Castril y Seca.

Las calizas eocenas y miocenas suelen estar conectadas hidrogeológicamente al acuífero principal, aunque, como ocurre en la sierra de Guillimona, pueden llegar a formar acuíferos individualizados.

Las dolomías del Jurásico tan sólo afloran en el borde occidental de la sierra de Segura; a pesar de ello, cabe esperar que se encuentren en el subsuelo de dicha sierra bajo la sucesión cretácica. En consecuencia, es posible que posean unas reservas considerables aunque, desafortunadamente, no se conocen las características físico-químicas de estas aguas, en el supuesto de que realmente existan.

5.2.1. SECTOR DE RELIEVE INVERTIDO DE LA SIERRA DE SEGURA (NOROCCIDENTAL): GENERALIDADES

Al NO del cauce del río Segura, en las subcuencas de los ríos Madera y Tus, se encuentra más de una veintena de unidades hidrogeológicas, por lo general de escasas dimensiones, que presentan unas características bastante uniformes (Ver figura 27).

Los materiales de mayor interés hidrogeológico son los pertenecientes a la Formación Dolomítica del Cenomaniense-Turonense, constituida por unos 300 m de dolomías masivas con niveles de margas dolomíticas. La secuencia suele continuar con calizas del Senoniense inferior, que alcanzan su mayor desarrollo (100 a 300 m) en la alineación Cabeza de la Mora-Calar de la Sima-Sierra del Cujón.

En discordancia sobre los materiales del Cretácico superior, a veces aparecen materiales miocenos de naturaleza caliza y/o detrítica (Sierra de Ardal, Calar de Cobos, Espino, Cabeza de la Mora).

Toda esta sucesión estratigráfica, a pesar del distinto comportamiento hidrogeológico de los diferentes tramos, constituye una unidad en lo referente al funcionamiento, delimitada en la base por las arenas y margas de facies Utrillas, que forman el sustrato impermeable.

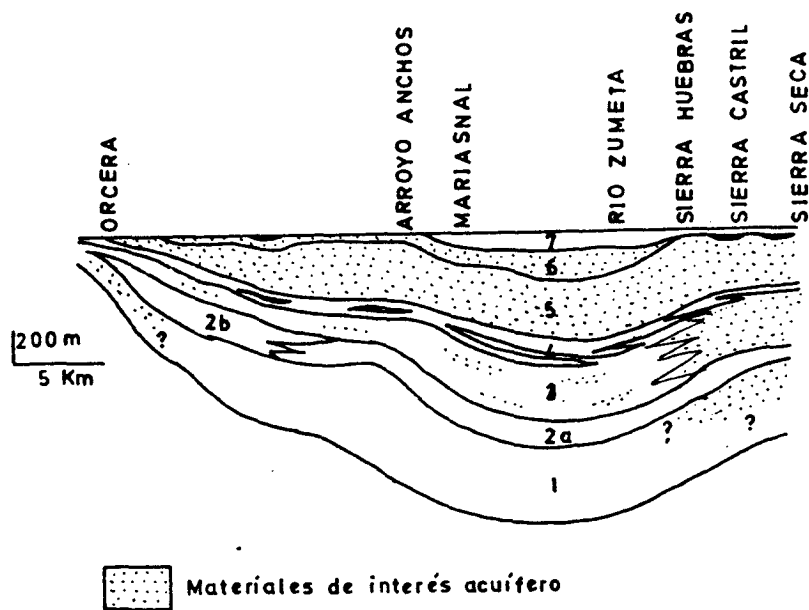


Figura 26.- Disposición de las distintas unidades estratigráficas del Cretácico de la sierra de Segura, con indicación de las que poseen mayor interés hidrogeológico. 1, Formación Sierra del Pozo; 2a, Formación Cerro Lobo; 2b, Facies Weald; 3, Formación Arroyo de los Anchos; 4, Facies Utrillas; 5, Formación Dolomítica; 6, Formación Sierra de la Solana; 7, Formación Mariasnal.

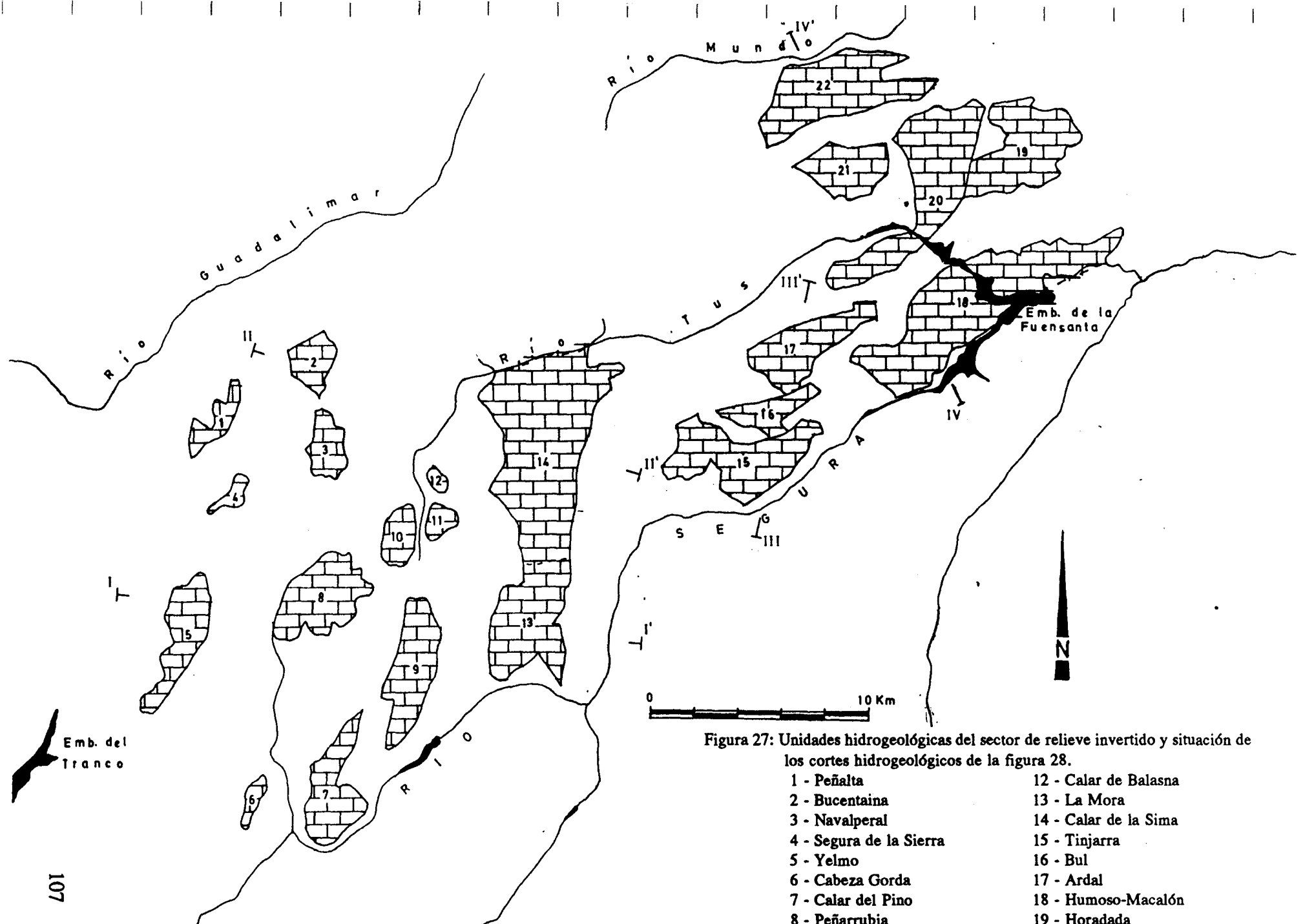


Figura 27: Unidades hidrogeológicas del sector de relieve invertido y situación de los cortes hidrogeológicos de la figura 28.

- | | |
|-------------------------|-----------------------|
| 1 - Peñalta | 12 - Calar de Balasna |
| 2 - Bucontaina | 13 - La Mora |
| 3 - Navalperal | 14 - Calar de la Sima |
| 4 - Segura de la Sierra | 15 - Tinjarra |
| 5 - Yelmo | 16 - Bul |
| 6 - Cabeza Gorda | 17 - Ardal |
| 7 - Calar del Pino | 18 - Humoso-Macalón |
| 8 - Peñarrubia | 19 - Horadada |
| 9 - Calar de Cobos | 20 - Rala-Herrada |
| 10 - Espino | 21 - Peñas Coloradas |
| 11 - Calar de Morilla | 22 - Sierra del Cujón |

Ocasionalmente, en el borde occidental de la Sierra de Segura (proximidades del Yelmo), la Formación Arroyo de los Anchos presenta niveles carbonatados de interés acuífero local.

La estructura del sector es sencilla, de pliegues suaves de dirección N 10 E entre Pontones y el Calar de la Sima, que sufren una brusca inversión a N 50° E entre la Sierra de Ardal y la Falla de la Línea Eléctrica (Ver figura 28 en cortes anexos).

Desde el punto de vista geomorfológico destaca el profundo encajamiento de la red fluvial, que circula siguiendo el eje de los pliegues anticlinales, condicionando la existencia de un relieve invertido, de manera que los materiales impermeables del Cretácico inferior afloran preferentemente en los valles fluviales, mientras que los materiales de interés acuífero del Cretácico superior y Mioceno constituyen las elevaciones montañosas.

De este modo, se encuentran numerosas unidades hidrogeológicas en el núcleo de los sinclinales, con la base impermeable, normalmente, a mayor cota que los cauces fluviales lo que condiciona la existencia de sistemas colgados, drenados por surgencias situadas a media ladera, y limita la importancia de las reservas, que en conjunto es pequeña.

Cuando las calizas senonienses o miocenas tienen un importante desarrollo en la cumbre de las distintas unidades, como en el Espino, el Calar de la Sima o la Sierra del Cujón, condicionan la existencia de un relieve relativamente llano, donde se desarrolla un notable modelado kárstico con frecuentes dolinas y lapiazes. Por el contrario, las dolomías, que en los ejemplos anteriores constituyen las laderas de las elevaciones montañosas, suelen presentar un relieve abrupto, con fuertes pendientes y escaso desarrollo de la morfología kárstica.

5.2.1.1. Características hidrogeológicas: Unidad del Espino.

Para el estudio de las características hidrogeológicas del sector noroccidental se ha decidido el control detallado de la fuente del Tejo, ya que se considera un ejemplo muy representativo por diferentes razones, entre las que cabe destacar el ser una de las surgencias más caudalosas del sector, ya que drena la casi totalidad de los recursos de una unidad muy bien delimitada.

La existencia de una estación termopluviométrica en las Acebeas, 4 kms al NO del Espino, ha permitido disponer de una información muy valiosa para el cálculo del balance hídrico del sistema.

El Espino es una elevación montañosa situada 9 km al E de Segura de la Sierra, en la divisoria de las cuencas de los ríos Tus y Madera, con una cota máxima de 1.722 m.

En planta, presenta forma de elipse, con el eje mayor orientado en dirección N-S, de 3 km de longitud y 2 km de anchura, lo que supone una superficie aproximada de 4 km².

La cumbre está constituida por calizas senonienses y miocenas, con gran desarrollo

de formas kársticas que han dado lugar a la existencia de una superficie endorreica con una extensión de 1 km².

Las laderas, muy pendientes, están formadas por dolomías mucho menos karstificadas, lo que evidentemente favorecerá en gran medida los procesos de escorrentía.

La principal surgencia que drena el Espino es la del Tejo, situada en la base de las dolomías.

La fuente del Tejo se encuentra a 1.340 m, al pie de la ladera oriental del Espino, junto al arroyo homónimo, en la cuenca del río Tus. Durante la realización del presente trabajo se han controlado de forma continua o periódica diversos parámetros que han ofrecido los resultados que se comentan en los siguientes apartados.

El control del manantial se ha llevado a cabo mediante la construcción de una estación de aforos y la instalación de un limnógrafo y la realización de visitas periódicas para la toma de medidas de temperatura, conductividad, pH, Eh y de muestras para análisis químico e isotópico.

En la figura 29 se representan los valores de caudal medidos en la fuente del Tejo desde abril de 1990 hasta febrero de 1991. Se ha obtenido un caudal medio de 21'4 l/s; no obstante, el caudal medio anual podría cifrarse en unos 23 l/s al no haberse tenido en cuenta los meses de marzo y abril, bastante lluviosos, para realizar el cálculo. Los valores extremos han oscilado entre 57'9 l/s el 25 de noviembre y 11'8 l/s el 31 de octubre.

5.2.1.1.1. Análisis de los datos climáticos de la estación de las Acebeas durante 1990.

En principio, se han estudiado los datos del año 1990 ya que se dispone de medidas sistemáticas de caudal y de otros parámetros físico-químicos. No obstante, debe tenerse en cuenta que ha sido un año poco lluvioso, especialmente en los primeros meses, y que, por tanto, los distintos componentes del balance darán valores inferiores a las medias interanuales.

En la figura 30 se han representado los valores mensuales de precipitación y temperatura. La precipitación, en gran medida en forma de nieve durante el periodo invernal, presenta un máximo otoñal (octubre-noviembre) y otro primaveral (abril) de menor importancia. Los meses más secos se presentan en el verano (julio, septiembre), con la notable anomalía del mes de febrero que ha registrado una precipitación nula. En total se han contabilizado 830 mm.

La temperatura media mensual ha variado entre los 22'1°C de julio y los 2'6°C de diciembre, con una notable anomalía positiva en el mes de febrero. La temperatura media anual se ha situado próxima a los 11'3°C.

A partir de los datos de precipitación y de temperatura se ha hallado la evapotranspiración real y la lluvia útil diaria mediante el método de Thornthwaite. No obstante, los valores de temperatura media mensual se han extrapolado a todos los días del mes correspondiente al no disponerse de los valores diarios.

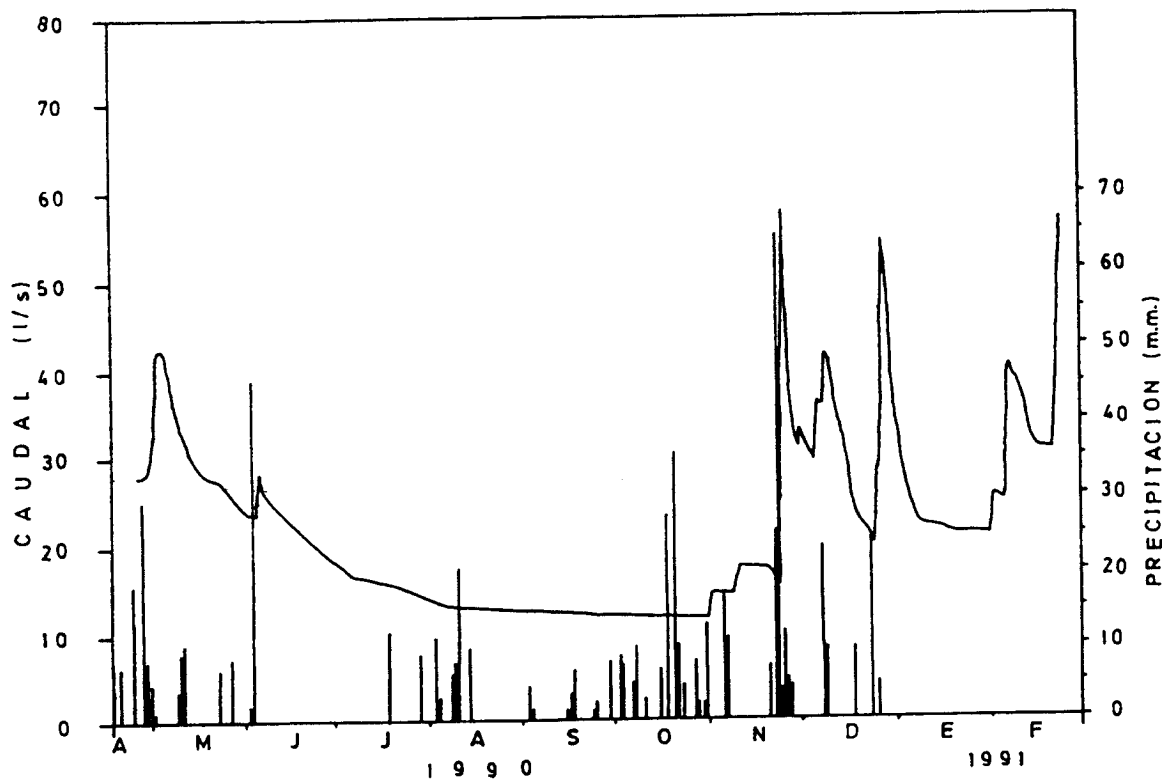


Figura 29.- Hidrograma de la fuente del Tejo y precipitación registrada en la estación de las Acebeas.

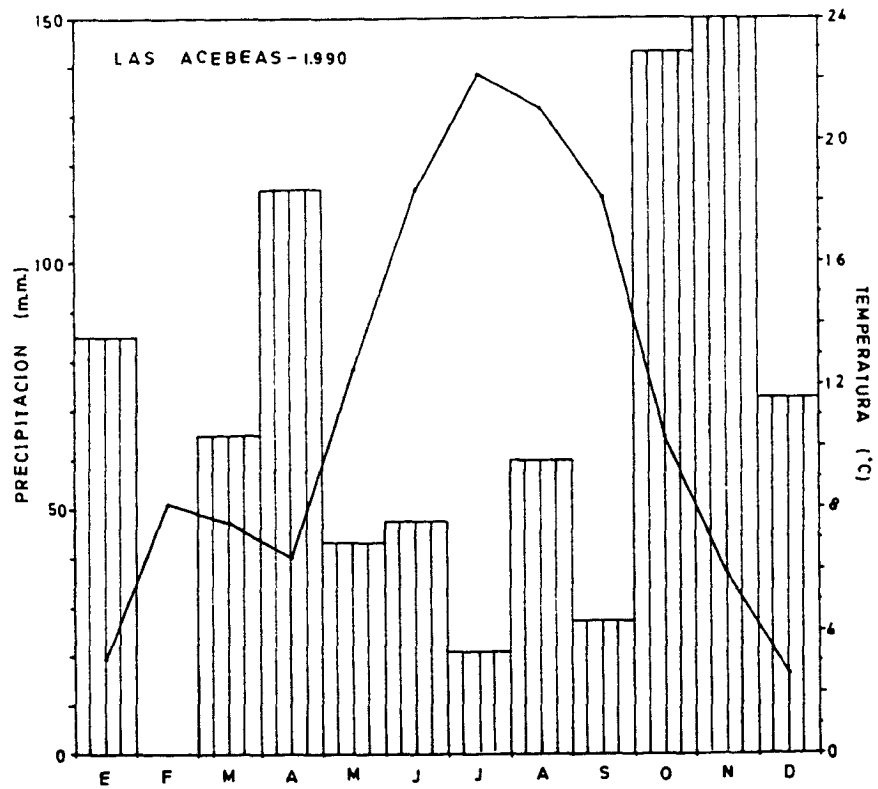


Figura 30.- Datos termopluviométricos mensuales registrados en la estación de las Acebeas durante 1990.

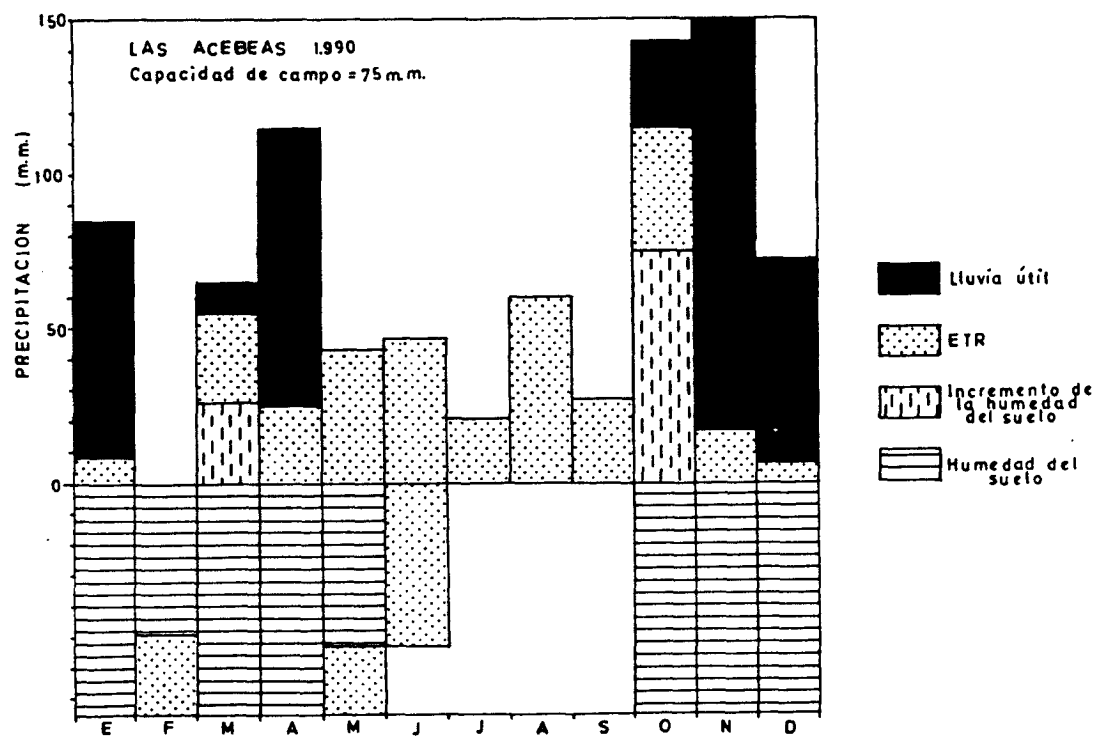


Figura 31.- Balance de Thornthwaite en la estación de las Acebeas.

LAS ACEBEAS: Cota: 1350 m CC: 75 mm

	PP	T.med.	E.T.P.	E.T.R.	R.U.	LIU.
E	85.4	3.1	8	8	75	77.4
F	0	8.1	26	26	49	0
M	65.3	7.5	29	29	75	103
A	115	6.4	25	25	75	90
M	43.1	12.5	65	65	53.1	0
J	47.2	18.3	106	100.3	0	0
J	21	22.1	135	21	0	0
A	60	21	118	60	0	0
S	27.1	18.1	87	27.1	0	0
O	143.2	10.3	40	40	75	282
N	150	5.9	17	17	75	133
D	72.5	2.6	6	6	75	66.5
Total	829.8			424.4		405.4

T.A.M. = 11'3°C

Tabla 12.- Análisis de los datos climáticos de la estación de las Acebeas durante 1990 mediante el método de Thornthwaite.

Para los cálculos se ha considerado una capacidad de campo de 75 mm ya que determina una buena correspondencia entre los periodos de recarga (existencia de lluvia útil) y de crecida de la fuente del Tejo.

En la tabla 12 y en la figura 31 pueden observarse los valores obtenidos.

En resumen, se ha estimado que sobre un kilómetro cuadrado la precipitación anual ha sido de 0'83 hm³, de los que 0'405 hm³ han sido evapotranspirados y los 0'425 hm³ restantes constituyen la lluvia útil que alimentará la infiltración y la escorrentía.

5.2.1.1.2. La curva de "recesión".

En la actualidad, una de las metodologías de estudio del funcionamiento de los acuíferos kársticos se basa en el análisis e interpretación de sus respuestas naturales y provocadas. En efecto, la respuesta de una surgencia kárstica ante una alimentación dada está fuertemente condicionada por las propiedades físicas del acuífero.

La parte decreciente del hidrograma o "curva de recesión" (comprendida entre la punta de una crecida y el comienzo de la crecida siguiente) es la que presenta un mayor interés para los investigadores del karst (Mangin, 1975).

Este autor propuso un modelo de análisis que pretende caracterizar mediante parámetros simples las dos partes en que se puede dividir dicha curva en régimen no influenciado: una primera parte o decrecida propiamente dicha, en la que el caudal disminuye rápidamente, y una segunda o agotamiento, en la que el caudal disminuye lentamente de forma exponencial.

La parte decreciente del hidrograma puede ser considerada como la suma de dos componentes:

$$Q_{(t)} = \psi_{(t)} + \phi_{(t)}$$

$\phi_{(t)}$ está relacionado con la zona saturada del karst y, por tanto, sólo tiene significado real durante el agotamiento, cuando $Q_{(t)} = \phi_{(t)}$. La expresión matemática que mejor se ajusta a esta parte de la curva parece ser la dada por Maillet, cuya validez en los acuíferos kársticos ha sido puesta de manifiesto, entre otros, por Mangin (1970):

$$\phi_{(t)} = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

estando caracterizada por el coeficiente de agotamiento (α). El conocimiento de dicho coeficiente permite evaluar la importancia de las reservas por integración de la ecuación anterior.

$\psi_{(t)}$ traduce el efecto en la surgencia de la infiltración (es decir, la función infiltración modulada por su transferencia a través del acuífero), al que hay que añadir el comportamiento propio de la zona saturada durante la decrecida.

En opinión de Mangin (1975), la expresión matemática que más se ajusta a las curvas de decrecida por él estudiadas es una función homográfica de este tipo:

$$\psi(t) = q_0 \cdot \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$$

expresión caracterizada por dos parámetros de dimensiones T^{-1} :

η' : coeficiente de velocidad de infiltración, que traduce la duración de la infiltración.

ϵ : coeficiente de heterogeneidad, que traduce la importancia de la concavidad de la curva.

La determinación de η' y ϵ permite conocer la función "y":

$$y = \frac{\psi(t)}{q_0} = \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$$

que es independiente de la crecida y cuyo valor oscila entre 0 y 1. Para una misma surgencia existe una familia de funciones "y" relativamente próximas, que puede caracterizar el tipo de sistema estudiado y servir como criterio de comparación entre sistemas distintos.

El parámetro η' se calcula a partir del valor de t_i ($\eta' = 1/t_i$, siendo t_i el tiempo que dura la decrecida).

Por su parte, para el cálculo de ϵ , se realiza un cambio de variable con objeto de linearizar la función:

$$-Y = \frac{t_i - t}{q^*}$$

siendo

$$q^* = q_0 \frac{1 - \eta' t}{1 + \epsilon t}$$

donde q_0 representa la diferencia entre el caudal de la punta de crecida y el correspondiente a la extrapolación del agotamiento hasta la ordenada de aquélla. El valor de ϵ resulta ser:

$$\epsilon = \frac{q_0 - q^*}{q^* t} - \frac{\eta' q_0}{q^*}$$

Para calcular ϵ se escogen aquellos valores que presentan un buen alineamiento sobre la recta obtenida por el cambio de variable anteriormente mencionado.

Una vez conocida la función "y", se define el parámetro "i" como el valor de dicha función para $t = 2$ días, que junto con la relación existente entre el volumen dinámico almacenado al comienzo del agotamiento y el volumen emitido en un ciclo, sirven para clasificar el sistema y como criterio de comparación con otros sistemas kársticos.

Siguiendo el método propuesto por Mangin, se han analizado dos curvas de "recesión": la primera, que abarca todo el estiaje del verano, comprende desde el 5 de junio hasta el 31 de Octubre de 1990 y la segunda desde el 28 de Diciembre de 1990 hasta el 1 de Febrero de 1991.

a) la decrecida estival presenta una duración de 62 días (ver figura 32), lo que condiciona un valor para el coeficiente de velocidad de infiltración $\eta' = 0'016129$ días⁻¹.

El cambio de variable propuesto por Mangin para el cálculo de ϵ ofrece una buena alineación para los valores comprendidos entre 2 y 10 días (Figura 33), lo que determina un valor del coeficiente de heterogeneidad $\epsilon = 0'035$ días⁻¹.

A partir de ϵ y η' puede calcularse la función "y" (figura 34), que presenta una concavidad poco acusada ya que la disminución de caudal durante la decrecida es relativamente lenta. El parámetro "i", correspondiente al valor de "y" para $t = 2$ días, tiene un valor de 0'9, correspondiente a curvas de concavidad baja y, en consecuencia, de decrecida lenta.

Del análisis del agotamiento, que tiene lugar entre el 5 de Agosto y el 31 de Octubre (87 días), con caudales que varían entre 13'34 l/s y 11'78 l/s, se obtiene un coeficiente de agotamiento $\alpha = 1'4338 \cdot 10^{-3}$ días⁻¹. A partir de dicho coeficiente y del caudal de base (13'34 l/s) se ha calculado el volumen dinámico (Vd) por integración de la ecuación de Maillet. De este modo, para el estiaje de 1990, el volumen dinámico calculado se sitúa en torno a los 0'88 hm³.

Como el volumen global de tránsito se estima en 0'725 hm³, se ha obtenido un valor para el parámetro "K" de Mangin de 1'2.

b) En el caso de la curva de "recesión" invernal, se tiene una crecida de 12 días y un agotamiento de 24 días (Figura 35). Siguiendo los mismos pasos que en el ejemplo anterior se ha obtenido un coeficiente de velocidad de infiltración $\eta' = 0'083$ día⁻¹. El cambio de variable da un buen alineamiento entre 1 y 5 días, lo que ha permitido obtener un valor de $\epsilon = 0'211$ días⁻¹.

En la figura 36 se representa la función "y" que permite obtener un valor para "i" de 0'586. Del agotamiento puede obtenerse un coeficiente $\alpha = 2'834 \cdot 10^{-3}$ día⁻¹ y un volumen dinámico $Vd = 0'68$ hm³ y finalmente un parámetro "K" de 0'72.

A partir de los valores de los parámetros "i" y "K", puede realizarse la clasificación del sistema siguiendo el método de Mangin; los valores bajos de "i" corresponden a decrecidas rápidas y los valores bajos de "K" a sistemas con deficiente regulación, siendo característico de los sistemas kársticos un valor de "K" menor de 0'5.

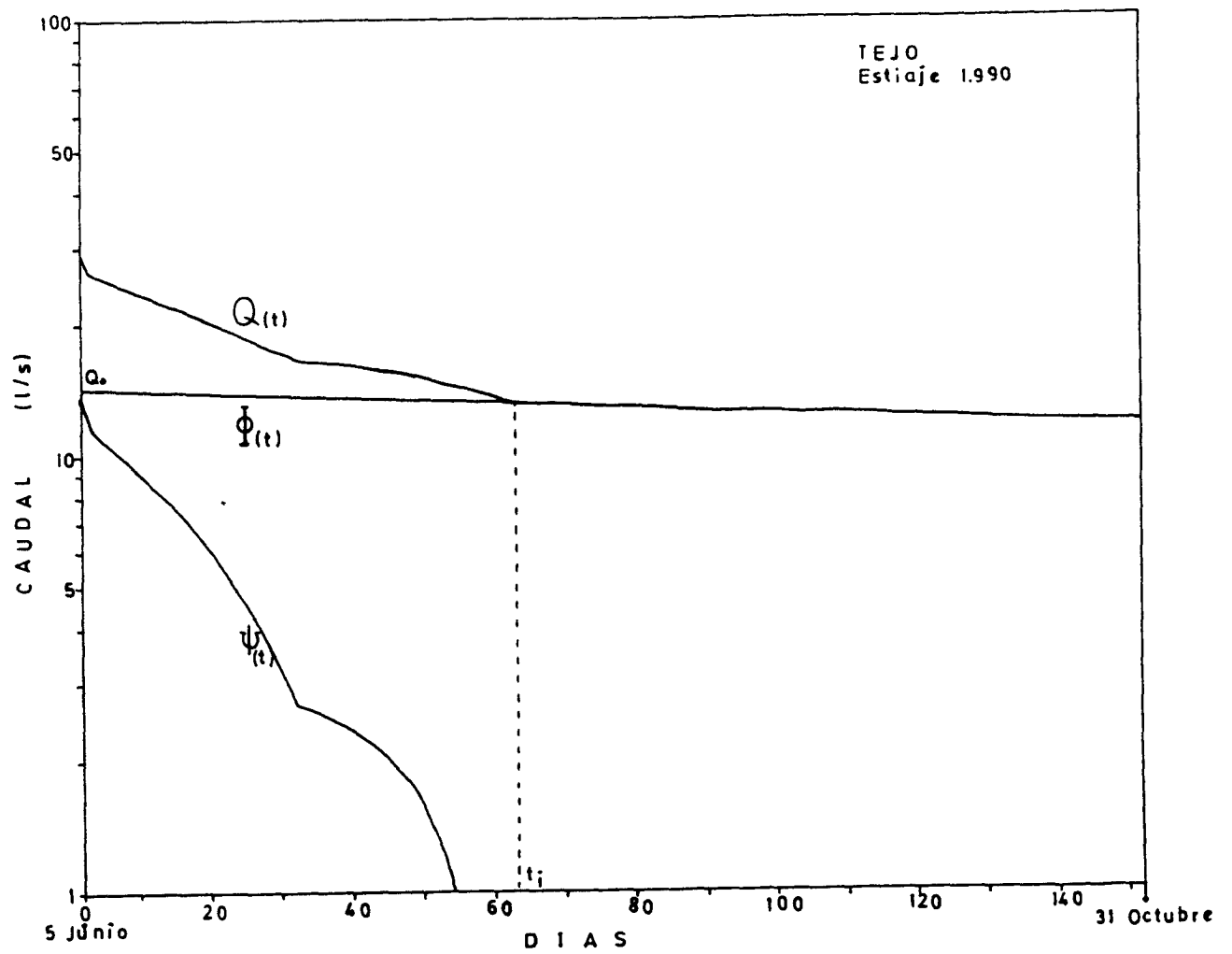


Figura 32.- Análisis de la curva de "recesión" de la fuente del Tejo durante el estiaje de 1990.

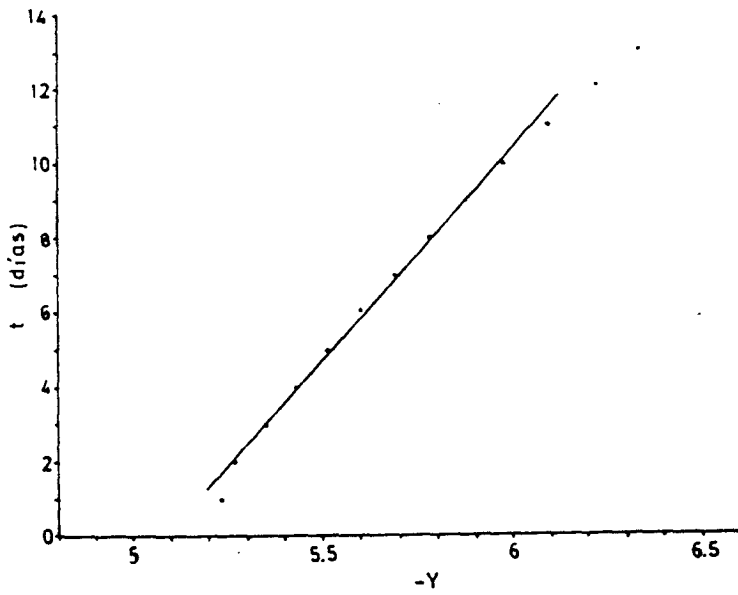


Figura 33.- Linearización de la función $\psi(t)$.

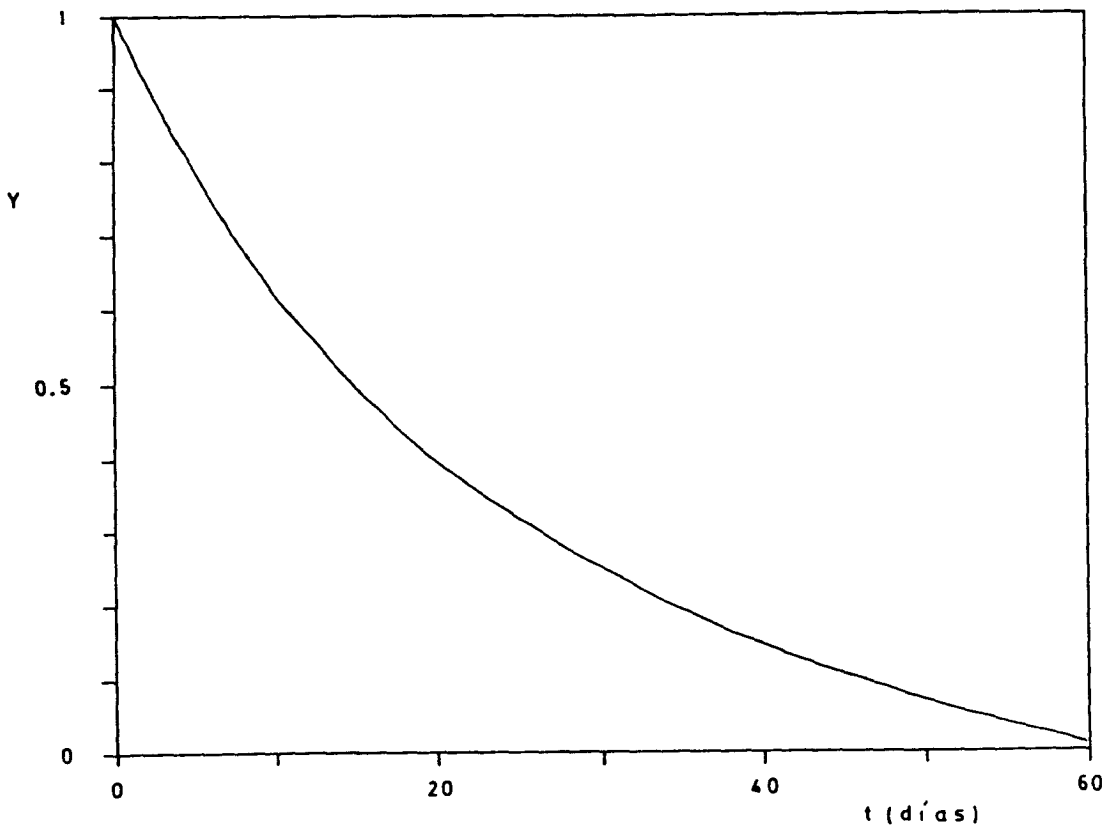


Figura 34.- Forma de la decrecida (función "y").

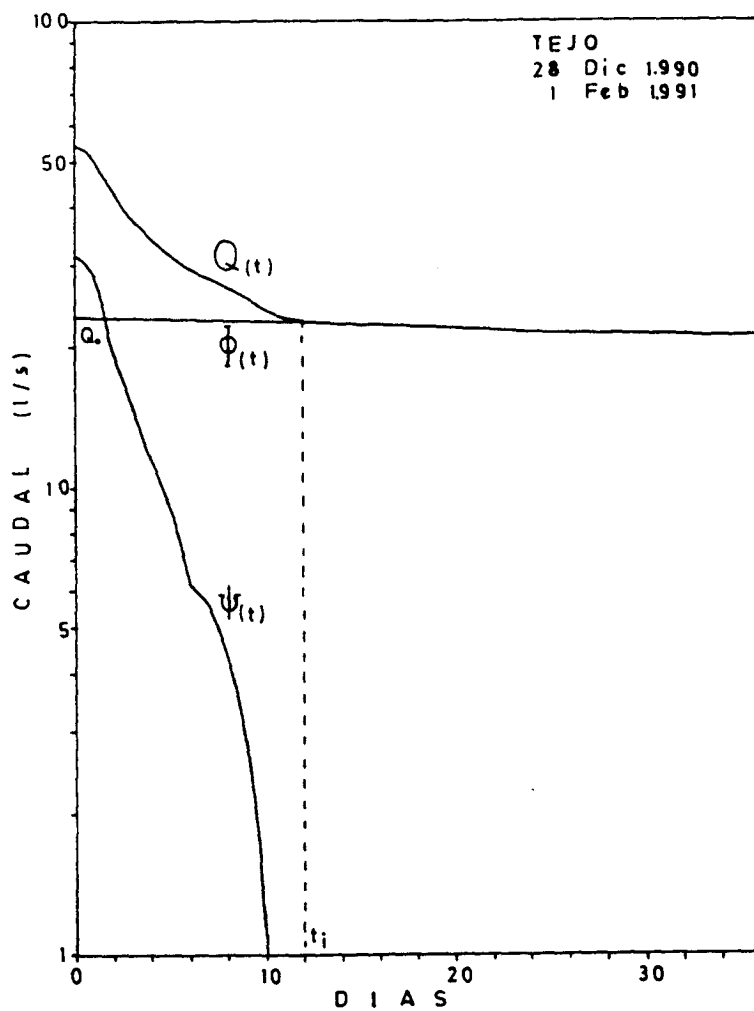


Figura 35.- Análisis de la curva de "recesión" de la fuente del Tejo durante el invierno de 1990-91.

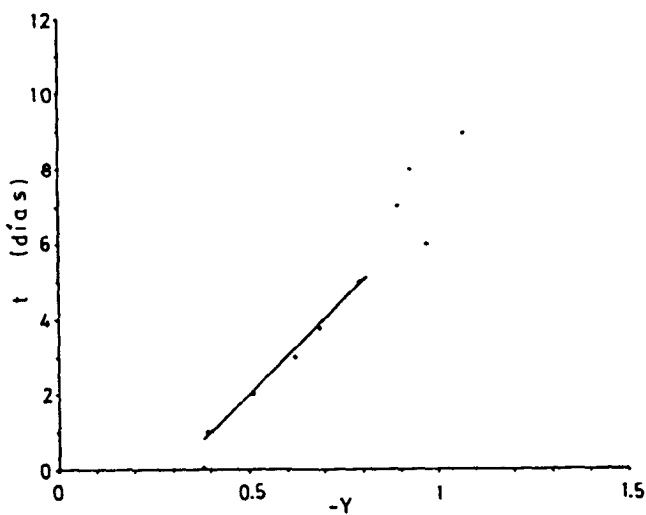


Figura 36.- Linearización de la función $\psi(t)$.

La representación de la fuente del Tejo indica que se trata de un acuífero no kárstico con decrecidas poco rápidas. A primera vista parece entrar en contradicción con la intensa karstificación de la cumbre del Espino. Sin embargo, un examen más detallado permite constatar que las formas kársticas se encuentran precisamente en las calizas senonienses y miocenas del techo de la secuencia, mientras que las dolomías, los materiales acuíferos más importantes, presentan una karstificación mucho menor, hasta el punto de ser más correcta considerarlo como un acuífero fisurado. En todo caso, estos resultados y, sobre todo, la notable diferencia existente entre los parámetros obtenidos en el mismo sistema para dos crecidas distintas parece cuestionar la validez metodológica de Mangin si se aplica a regiones con características climatológicas muy diferentes, como ya pusieron de manifiesto en Vizcaya CRUZ-SAN JULIAN, GARCIA-LA TORRE e IBARRA-LOZANO (1986).

5.2.1.1.3. Las crecidas.

En la figura 37 se ha representado el volumen de agua infiltrado en los distintos episodios de precipitación a partir de los valores de lluvia útil obtenidos por el método de Thornthwaite en la estación de las Acebeas sobre un área de 2 km². El cálculo del porcentaje del volumen de lluvia útil que se infiltra, así como la extensión de la superficie del área de recarga se justificará en el apartado de balance del sistema.

Por otra parte, se ha representado el volumen de agua de flujo rápido drenado por la fuente del Tejo.

Aunque el cálculo de dicho volumen es bastante subjetivo, puede ofrecer datos de interés sobre el funcionamiento del sistema.

En la siguiente tabla se resumen los resultados obtenidos:

Episodio	Volumen de entradas(Ve) (Fecha)	Volumen de salidas(Vs) (Fecha)	$\frac{V_s \times 100}{V_e}$
1	0'0928 hm ³ (25 Ab a 1 My 1990)	0'0094 hm ³ (1-16 My 1990)	10'1%
2	0'0162 hm ³ (4 Jn 1990)	0'0013 hm ³ (5-12 Jn 1990)	8%
3	0'06 hm ³ (21-31 Oc 1990)	0'00196 hm ³ (1-8 Nv 1990)	3'3%
4	0'048 hm ³ (7-8 Nv 1990)	0'0034 hm ³ (9-24 Nv 1990)	7'1%
5	0'289 hm ³ (23 Nv-10 Dc 1990)	0'045 hm ³ (25 Nv-25 Dc 1990)	15'6%
6	0'0724 hm ³ (19-27 Dc 1990)	0'0159 hm ³ (26 Dc-8 En 1991)	21'7%

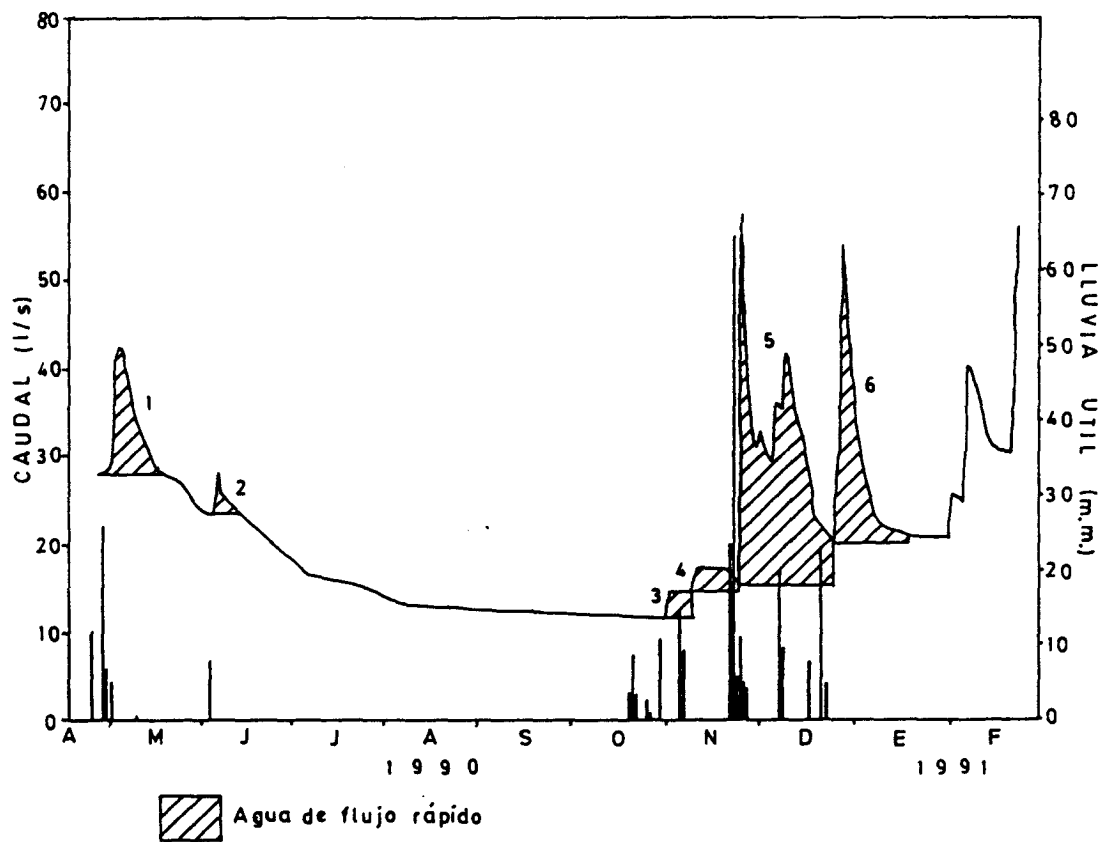


Figura 37.- Representación de la lluvia útil en la estación de las Acebeas, calculada por el método de Thornthwaite, y del hidrograma de la fuente del Tejo.

Puede concluirse que, cuando se produce una señal de entrada, entre el 10 y el 20% del volumen de agua es drenada por la fuente del Tejo en los 15 días siguientes, lo que vuelve a poner de manifiesto el escaso desarrollo de grandes conductos y la importante inercia aparente del sistema.

5.2.1.1.4. Características físico-químicas.

Durante 1990 y comienzos de 1991 se ha llevado a cabo el control periódico del quimismo, de la temperatura, de la conductividad, del pH y del Eh. Los resultados obtenidos se representan en la figura 38 y en la tabla siguiente.

	<u>Valor medio</u>	<u>Valor máx.(fecha)</u>	<u>Valor mín.(fecha)</u>
Temp (°C)	10'3	10'7 (5/7/90)	9'7 (24/2/91)
Cond (μs/cm)	334	379 (5/7/90)	368 (24/2/91)
pH	7'64	8'03 (19/1/91)	7'15 (7/8/90)
Eh (mV)	-28	-2 (7/8/90)	-46 (19/1/91)
Mineralización (ppm)	318	356 (12/10/90)	275 (26/4/90)
Bicarbonatos (ppm)	246	275 (12/10/90)	206 (26/4/90)

Puede apreciarse una buena correlación entre los valores de temperatura y conductividad, que presentan unos valores máximos durante el estiaje (julio a octubre) y mínimos a principios de año (febrero a abril), con una subida acusada a finales de primavera y un descenso más suave durante el otoño-invierno.

Es lógico que la mineralización total y el contenido en bicarbonatos ofrezcan una correlación buena al ser éste el ión netamente predominante. Durante todo el estiaje presenta un aumento continuo, alcanzando el valor máximo a finales del agotamiento, y un descenso en el otoño y el invierno.

El pH alcanza los valores mínimos en el verano y los máximos en el invierno, justamente lo contrario que el potencial redox.

El análisis químico de diferentes muestras ha permitido constatar la naturaleza bicarbonatada cálcico-magnésica de las aguas y su baja mineralización, siendo la composición media la siguiente:

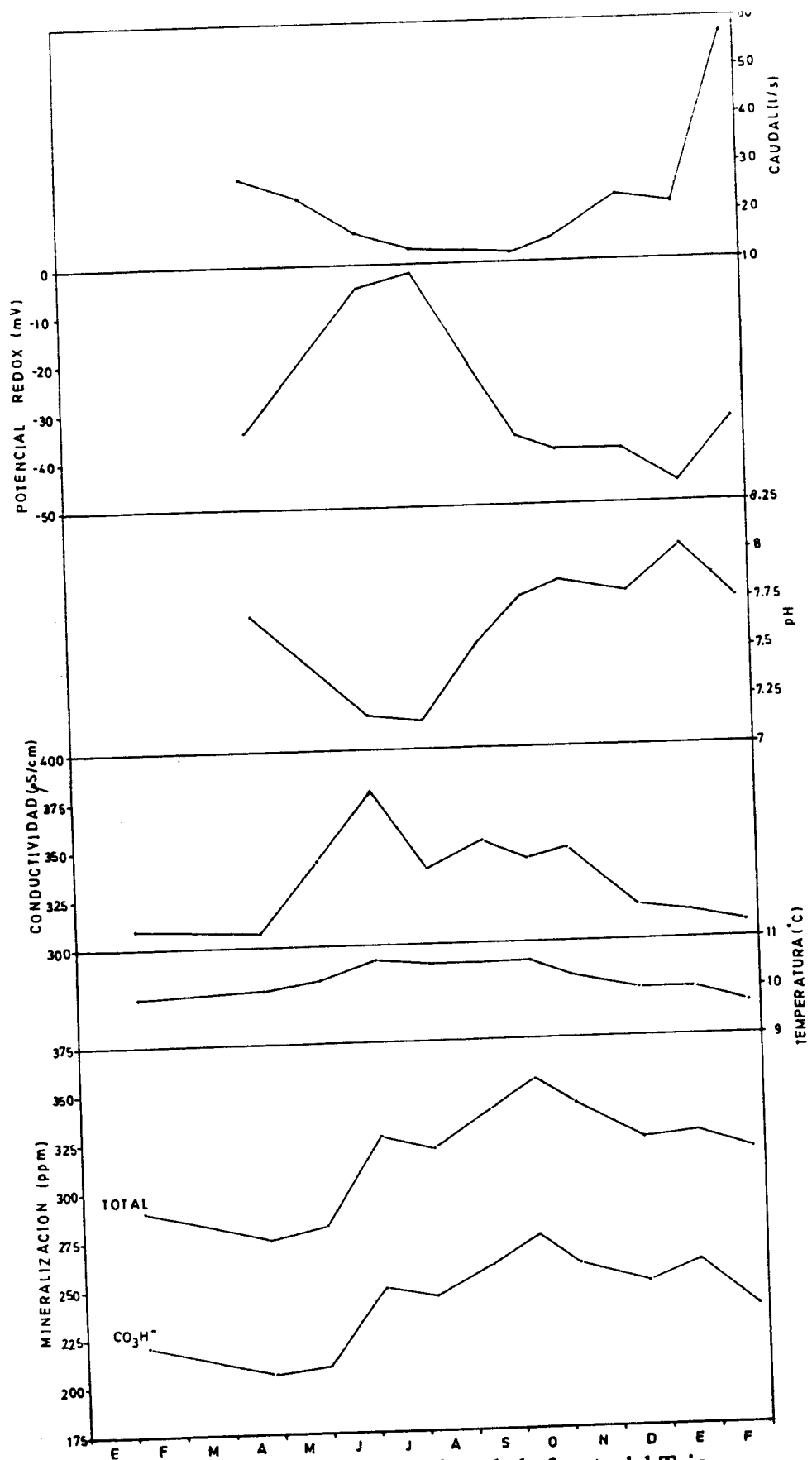


Figura 38.- Evolución de las características físico-químicas de la fuente del Tejo.

CO ₃ H ⁻	246 ppm
Ca ⁺⁺	44 ppm
Mg ⁺⁺	20 ppm
Cl ⁻	6 ppm
SO ₄ ⁻	4 ppm
Na ⁺	2 ppm
K ⁺	0 ppm

Total 322 ppm

Por último, los análisis isotópicos han determinado un contenido en oxígeno-18 de -8'52‰ correspondiente a una altitud media del área de recarga de 1.575 m, valor coincidente con la altitud media del Espino.

5.2.1.1.5. Balance del sistema.

La unidad del Espino presenta una extensión de 4 km² con la siguiente distribución:

- 1 km² de calizas en la cumbre, muy karstificada y prácticamente endorreica.
- 1 km² de dolomías del tramo superior de la Formación Dolomítica.
- 2 km² de margas dolomíticas y dolomías de los dos primeros tramos de la Formación Dolomítica.

El notable desarrollo del tramo margo-dolomítico medio, así como otros criterios de campo geológicos y geomorfológicos, lleva a concluir que son las calizas y las dolomías del tramo superior las que constituyen el área de recarga principal del sistema del Tejo, sin descartar aportes secundarios a partir del resto de la serie dolomítica.

Durante 1990 se ha registrado en la estación de las Acebeas una precipitación de 830 mm que, debido a la proximidad, se ha considerado representativa de la caída sobre la unidad del Espino.

Considerando una capacidad de campo de 75 mm, la evapotranspiración puede cifrarse en 405 mm y la lluvia útil en 425 mm utilizando el método de Thornthwaite.

Las salidas por la fuente del Tejo se han cifrado en 0'725 hm³ correspondientes a un caudal medio de 23 l/s.

De este volumen, 0'425 hm³ proceden de la recarga directa sobre los afloramientos calizos (1 km²), cifra que coincide con la lluvia útil total ya que por las características geomorfológicas y topográficas de estos materiales puede considerarse una escorrentía superficial nula.

Los 0'3 hm³ restantes proceden de la infiltración sobre el tramo dolomítico superior (70'6% de la lluvia útil considerando una superficie de afloramiento de 1 km²), lo que implicaría la existencia de un volumen de escorrentía superficial sobre dichos materiales de 0'125 hm³ (29'4% de la lluvia útil).

Los siguientes puntos resumen el comportamiento de los distintos materiales carbonatados de la unidad del Espino:

- Sobre las calizas muy karstificadas y endorreicas se obtiene un coeficiente de infiltración de 0'425 hm³/km² al año, lo que equivale a 13'5 l/s/km².

- En las dolomías del tramo superior con fuerte pendiente se infiltran 0'3 hm³/km² al año, equivalentes a 9'5 l/s/km².

- Las margas dolomíticas del tramo medio pueden llegar a comportarse como un nivel impermeable, como parece deducirse de la elevada cota en la que se encuentra la fuente del Tejo.

- Las dolomías del tramo inferior no ofrecen una morfología kárstica, presentan fuertes pendientes y una red de drenaje superficial bastante desarrollada, lo que puede indicar un interés acuífero limitado, con escasos recursos y la presencia de pequeñas fuentes en relación con sistemas de carácter muy local.

Todos estos resultados pueden observarse en la representación gráfica de la figura 39.

5.2.1.1.6. Conclusiones.

La unidad del Espino es un típico ejemplo de los acuíferos del sector con relieve invertido, especialmente de aquéllos cuya secuencia estratigráfica está coronada por calizas senonienses y/o miocenas.

La naturaleza litológica de los materiales es el factor determinante del grado de karstificación y de la topografía, que a su vez condicionan la importancia del proceso de infiltración. De esta manera, las calizas suelen presentar un notable desarrollo de las formas kársticas y dan lugar a altiplanicies endorreicas que favorecen considerablemente la infiltración.

Los materiales dolomíticos poseen mayor variedad litológica, desde dolomías muy puras hasta margas dolomíticas; por otra parte, incluso cuando se trata de dolomías muy puras, el modelado kárstico es menos evidente y presentan pendientes más fuertes. En definitiva, se favorecen los procesos de escorrentía en detrimento de los de infiltración que llega a ser prácticamente nula cuando se trata de margas dolomíticas.

Por otra parte, del estudio del hidrograma de la fuente del Tejo se deduce la existencia de un acuífero con una buena capacidad de regulación, siendo baja la proporción de agua de flujo rápido y elevado el volumen dinámico, es decir, que posee una porosidad por fisuración más que por karstificación.

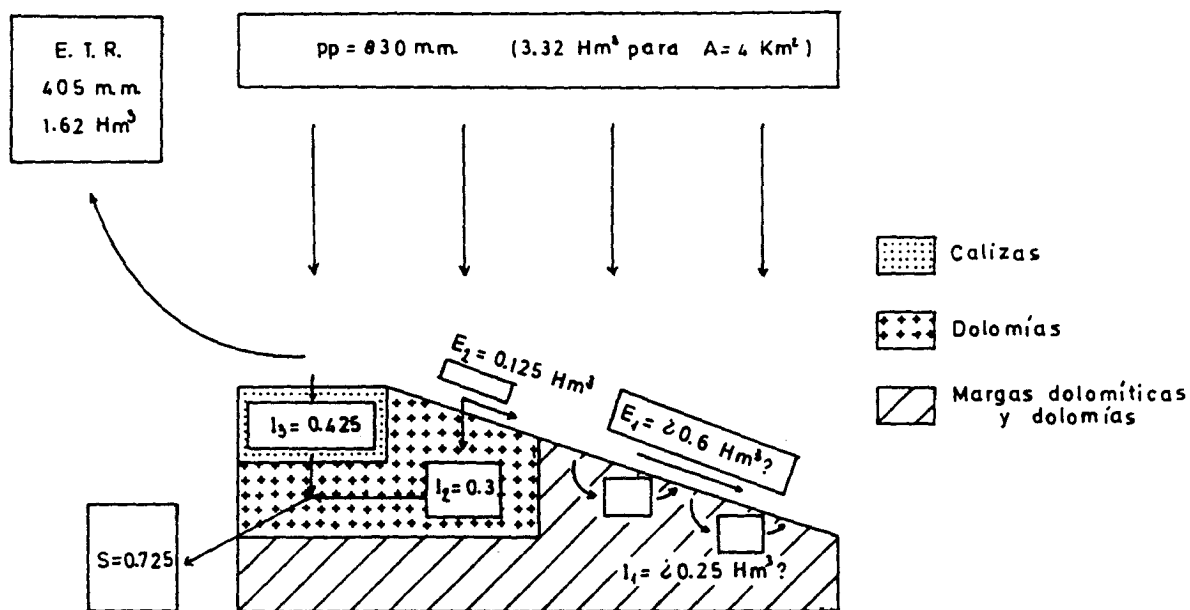


Figura 39.- Representación de los distintos componentes del ciclo hidrológico en la unidad del Espino. Cada componente se ha representado por un rectángulo de área proporcional a su volumen: pp, precipitación; E.T.R., evapotranspiración real; E, escorrentía; I, infiltración; S, salidas por la fuente del Tejo. El subíndice 1 se refiere a los materiales del primer miembro de la Formación Dolomítica, el 2 a los de los miembros segundo y tercero de la Formación Dolomítica y el 3 a los materiales calizos del Senoniense y Mioceno.

La combinación de las características de las calizas (capa poco potente a techo, con afloramientos relativamente extensos y muy karstificados) y de las dolomías (potencia considerable y afloramientos menos extensos en relación al volumen de roca y poco karstificadas) produce un comportamiento mixto, siendo las calizas el elemento favorecedor de la infiltración y las dolomías el elemento que favorece la regulación.

Este dispositivo, en principio tan atractivo, pierde gran interés desde el punto de vista de la Hidrogeología práctica por tratarse de un acuífero colgado de dimensiones reducidas en el que cabe esperar un volumen de reservas bastante limitado.

5.2.1.2.- Otras Unidades Hidrogeológicas.

En el sector noroccidental de la sierra de Segura se han distinguido un total de 22 unidades hidrogeológicas que, a pesar de las características comunes que ya se han descrito, presentan ciertas peculiaridades, determinadas por diversos factores, entre los que caben destacar la topografía de la región, la climatología y la naturaleza litológica de los materiales acuíferos.

El relieve, bastante accidentado, presenta las mayores elevaciones montañosas en la parte occidental (Yelmo, 1809 m; Calar de Cobos, 1794 m; Calar de la Sima, 1897 m), mientras que hacia el Este disminuye paulatinamente (Ardal, 1440 m; Cerro de Rala, 970 m; Cerro Macalón, 782 m;).

Esta disposición topográfica da lugar a que las masas de aire húmedo que penetran por el Valle del Guadalquivir se encuentren con una primera barrera montañosa más elevada donde se producen las precipitaciones más intensas, mientras que hacia el Este disminuyen progresivamente. En consecuencia, se produce un importante gradiente de la precipitación que decrece de forma considerable en función de la altitud (ver figura 40). Si además se considera que hacia el Este aumenta la temperatura y, en consecuencia, la evapotranspiración, se pondrá de manifiesto un gradiente aún más acusado de la lluvia útil (ver figura 41).

En las tablas 12, 13 y 14 se expresan los resultados obtenidos para 7 estaciones termopluviométricas de la cuenca del Segura aplicando el método de Thornthwaite a los datos de 1990. De la representación gráfica de estos datos se deduce que tanto la precipitación como la lluvia útil aumentan entre 40 y 45 mm por cada 100 m que se incremente la altitud. Llama la atención el hecho de que la evapotranspiración real varió entre 350 y 450 mm, mientras que la precipitación lo hizo entre 440 y 830 mm, por lo que en las zonas más elevadas y húmedas la lluvia útil puede llegar a ser 5 o más veces superior a la que se produce en las zonas bajas y secas.

Así, para 1990, se ha estimado una lluvia útil próxima a los 550 mm en las unidades más occidentales y de mayor cota media, como las del Yelmo, del Espino y del Calar de Cobos; mientras que en las más orientales y de menor cota media, como la de Cerro Humoso-Cerro Macalón, se estima en unos 175 mm.

En lo que respecta a la litología de los acuíferos, como ya se ha comentado, la

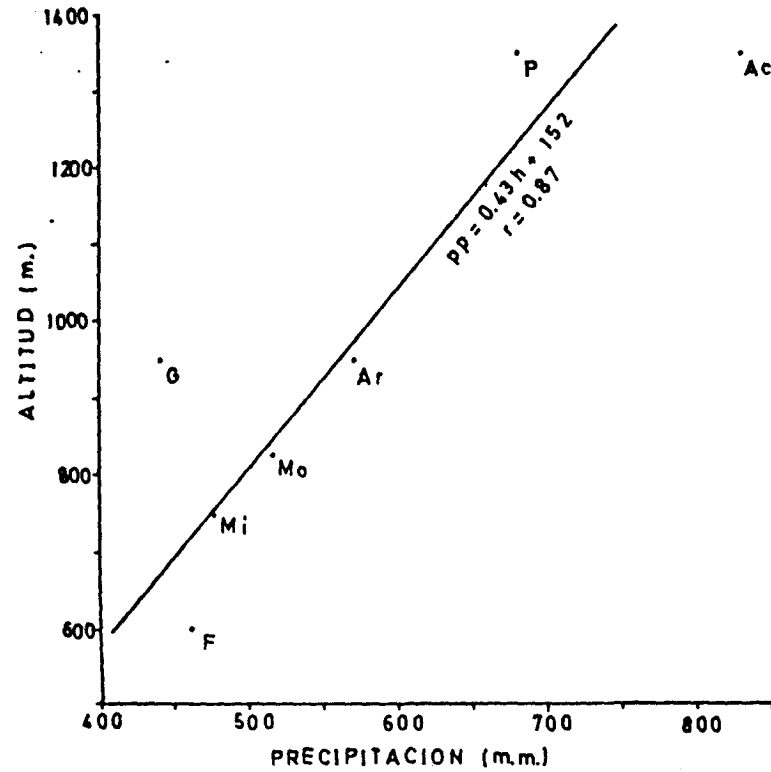


Figura 40.- Representación de las precipitaciones en función de la altitud en varias estaciones climáticas de la cuenca del Alto Segura. F, embalse de la Fuensanta; Mi, Salto de Miller; G, Gontar; Mo, Molinicos; Ar, Arguellite; P, Pontones; Ac, Acebeas.

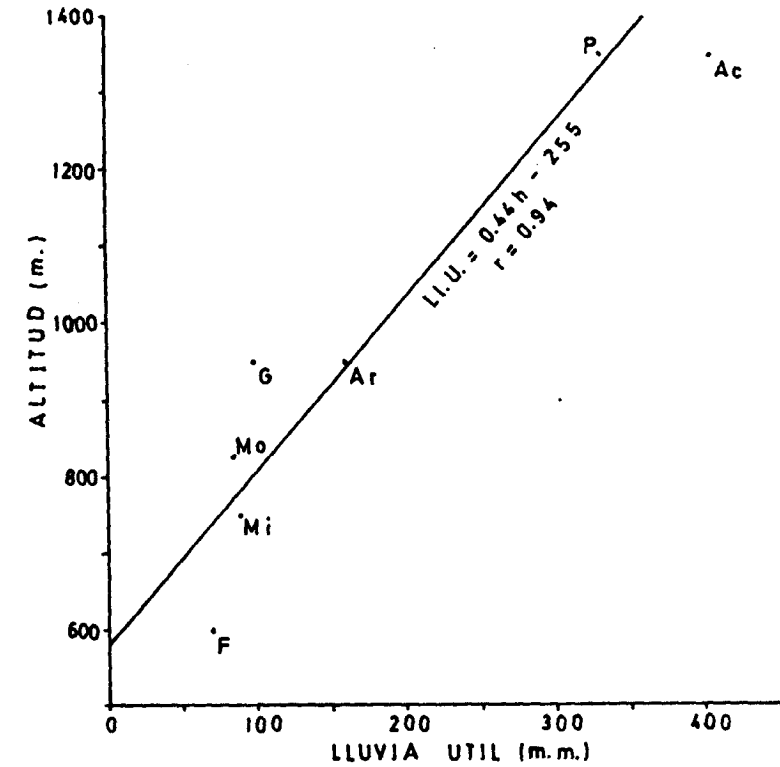


Figura 41.- Representación de la lluvia útil, calculada por el método de Thornthwaite, y de la altitud de varias estaciones termopluviométricas de la cuenca alta del Segura.

ARGUELLITE

Cota: 950 m

CC: 75 mm

Mes	PP	T. med.	E.T.P.	E.T.R.	R.U.	LI.U.
E	48.3	7.1	14.7	14.7	75	33.6
F	0	12.6	35.1	35.1	39.9	0
M	70	9.8	29.9	29.9	75	5
A	113.3	9.9	31.9	31.9	75	81.4
M	39.4	15.4	71.1	71.1	43.3	0
J	24.2	21.2	118.1	67.5	0	0
J	8.7	24.9	152.7	8.7	0	0
A	13.4	24.6	140.5	13.4	0	0
S	47	22.1	105.7	47	0	0
O	78.9	14.8	52.3	52.3	26.6	0
N	97.4	10.4	26.3	26.3	75	22.7
D	29.3	6.7	13	13	75	16.3
Total	569.9			410.9		159

T.A.M. = 15°C

PONTONES

Cota: 1350 m

CC: 75 mm

Mes	PP	T.med.	E.T.P.	E.T.R.	R.U.	LI.U.
E	70	2.7	7.8	7.8	75	62.2
F	0	7.4	25.1	25.1	49.9	0
M	35.8	7.3	30.7	30.7	55	0
A	129.5	5.8	24.9	24.9	75	84.6
M	29.5	12.2	66.9	66.9	37.6	0
J	19	16.3	94.8	56.6	0	0
J	20	21.7	133.5	20	0	0
A	11.5	20.1	114.5	11.5	0	0
S	46.2	17.4	85.9	46.2	0	0
O	154.3	9.7	40	40	75	39.3
N	108	5.3	17.1	17.1	75	90.9
D	57.5	2	5.3	5.3	75	52.2
Total	681.3			352.1		329.2

T.A.M. = 10.7°C

Tabla 13.- Análisis de los datos climáticos de varias estaciones termopluviométricas de la cuenca del alto Segura.

MILLER

Cota: 750 CC: 75 mm

Mes	PP	T.med.	E.T.P.	E.T.R.	R.U.	LI.U.
E	42.8	5.7	11.3	11.3	75	31.5
F	0	10.6	28.2	28.2	46.8	0
M	46.6	10.4	34	34	59.4	0
A	96.5	10.5	36.8	36.8	75	44.1
M	28.8	15.8	76.2	76.2	27.6	0
J	39.5	21.1	118.8	67.1	0	0
J	17	24.3	147.8	17	0	0
A	13.7	24	136	13.7	0	0
S	21	21.7	104	21	0	0
O	62	14.9	54.6	54.6	7.4	0
N	79	8.9	21.9	21.9	64.5	0
D	30.6	4.9	8.8	8.8	75	11.3
Total	477.5			390.6		86.9

T.A.M. = 14.4°C

FUENSANTA

Cota: 600 CC: 75 mm

Mes	PP	T.med.	E.T.P.	E.T.R.	R.U.	LI.U.
E	34.8	7	12.6	12.6	75	22.2
F	0	11.8	29.2	29.2	45.8	0
M	66	11.4	34.3	34.3	75	2.5
A	86.6	12	39.7	39.7	75	46.9
M	68.4	16.9	78.5	78.5	64.9	0
J	0	22.9	131.2	64.9	0	0
J	8.5	25.9	161.9	8.5	0	0
A	21.5	25.8	150.9	21.5	0	0
S	55.7	22.2	104.5	55.7	0	0
O	51.3	16.2	57.3	51.3	0	0
N	47.9	11.4	27.9	27.9	20	0
D	22.3	6.9	11.9	11.9	30.4	0
Total	463			436		71.6

T.A.M. = 15.9°C

Tabla 13 (continuación).

GONTAR 1990 Cota: 950 m CC: 75 mm

Mes	PP	T.med.	E.T.P.	E.T.R.	R.U.	LI.U.
E	40	6.9	14.3	14.3	75	25.7
F	0	11.2	29.6	29.6	45.4	0
M	59	9.8	29.9	29.9	74.5	0
A	100	9.5	30.3	30.3	75	69.2
M	38	15.5	72.4	72.4	40.6	0
J	30	21	116.8	70.6	0	0
J	9	25.6	159.6	9	0	0
A	14	24.7	141.6	14	0	0
S	19	21.5	101.6	19	0	0
O	46	15.3	55.5	46	0	0
N	62.5	10.2	25.9	25.9	36.6	0
D	22.6	6.8	13.6	13.6	45.6	0
Total	440.1			374.6		94.9

T.A.M. = 14.8°C

MOLINICOS 1990 Cota: 825 m CC: 75 mm

Mes	PP	T.med.	E.T.P.	E.R.T.	R.U.	LI.U.
E	23	5.3	10.1	10.1	75	12.9
F	0	10.8	29	29	46	0
M	87	9.8	31.1	31.1	75	26.9
A	79	9.9	33.6	33.6	75	45.4
M	42	15.3	72.5	72.5	44.5	0
J	14	21.9	125.6	58.5	0	0
J	6	24.5	149.6	6	0	0
A	37	24.2	137.7	37	0	0
S	73	21.7	103.9	73	0	0
O	54	14.5	52.4	52.4	1.6	0
N	70	9.5	24.2	24.2	47.4	0
D	29	4.9	8.7	8.7	67.7	0
Total	514			436.1		85.2

T.A.M.: 14.4°C

Tabla 13 (continuación).

Estación	Cota	PP	E.T.R.	LI.U.	A.R.U.	Tmed
ACEBEAS	1350	829.8	424.4	405.4	0	11.3
PONTONES	1350	681.3	352.1	329.2	0	10.7
ARGUELLITE	950	569.9	410.9	159	0	15
MILLER	750	477.5	390.6	86.9	0	14.4
GONTAR	950	440.1	374.6	94.9	29.4	14.8
MOLINICOS	825	514	436.1	85.2	7.3	14.4
FUENSANTA	600	463	436	71.6	44.6	15.9

Tabla 14.- Resumen del análisis de los datos climáticos de 1990 para 7 estaciones de la cuenca del alto Segura.

secuencia estratigráfica está constituida por dolomías, a veces coronadas por calizas. La presencia de calizas da lugar a un importante desarrollo de la karstificación, lo que favorece los procesos de infiltración, como es el caso de las unidades del Espino, del Calar de Cobos, del Calar de la Sima y de la Sierra del Cujón. Las unidades constituidas total o casi exclusivamente por dolomías, como el Calar del Pino, Cerro Humoso-Cerro Macalón y Peñarrubia, presentan una red de drenaje superficial mejor desarrollada, lo que, evidentemente, favorece los procesos de escorrentía.

En definitiva, la importancia de los recursos de cada unidad, está determinada por la cota media del área de recarga (a mayor cota más lluvia útil) y por la proporción de afloramientos karstificados, especialmente de calizas (a mayor karstificación más infiltración).

En la tabla 15 se muestran las principales características de las unidades hidrogeológicas. En función de la cota media de cada unidad se ha calculado la lluvia útil correspondiente a partir de la gráfica 41.

Se ha considerado que la mitad de la lluvia útil se infiltra y que la otra mitad produce escorrentía superficial, en base a los resultados obtenidos en la unidad del Espino (57% la infiltración y 43% la escorrentía) y considerando que la infiltración media debe ser algo inferior, puesto que en el Espino los afloramientos calizos karstificados están muy bien representados.

Para las 22 unidades del sector de relieve invertido, con una infiltración que oscila entre 85 mm en las proximidades del embalse de la Fuensanta (Humoso-Macalón) y cerca de 300 mm en la cuenca alta del río Madera (Yelmo, Navalperal, Espino), se han estimado unos recursos totales de 42 hm³ durante 1990.

Las aguas presentan unas propiedades físico-químicas relativamente variadas, que cambian progresivamente desde los acuíferos situados a mayores cotas y con infiltración más importante (cuenca alta de los ríos Madera y Tus) hasta los situados en los puntos más bajos donde la infiltración es escasa (alrededores del embalse de la Fuensanta).

Así, la temperatura media del agua oscila entre 10°C (fuente del Tejo, en la unidad del Espino) y 16°C (fuente del Convento, en la unidad de Peñalta), llegándose a encontrar fuentes ligeramente termales en la cuenca baja del río Tus: el Nacimiento (18°C) y la Toba (20°).

De igual manera, la conductividad aumenta desde unos 270 μ S/cm en las unidades de la parte alta a 450 μ S/cm en la parte baja. Es lógico que en el Nacimiento (n° 233440022) y la Toba (n° 233470061), debido a su carácter termal, la conductividad aumente hasta alcanzar valores de 690 y 760 μ S/cm, respectivamente.

En cuanto al quimismo de las aguas, se caracterizan por su naturaleza bicarbonatada cálcico-magnésica y magnésico-cálcica, destacando el contenido relativamente elevado de Mg⁺, Cl⁻, Na⁺ y SO₄⁻ de las fuentes termales.

En lo que respecta a las reservas, debido a la geometría de estas unidades, se estima que deben ser poco importantes.

Tabla 15.- Principales características de las unidades hidrogeológicas del sector de relieve invertido.

UNIDAD n° Denom.	Sup. (km ²)	Cota media (m)	Ll. útil 1990 (mm)	Recursos 1990 (hm ³ /año)	Puntos principales	Nombre	Caudal (l/s)	Cota (m)	Observaciones
1 Peñalta	2.5	1150	350	0.4	223530004	Convento	5	850	
2 Bucentaina	4	1150	350	0.7	223480041	A. Llano	5	880	
					223480004	Sabinas	3	860	
					223480008	Covachuela	2	940	
3 Navalperal	4	1400	500	1	223480030	Pardal	12	1170	
					223480012	Acibillo	4	1200	
					223540005	Laguna	4	1220	
4 Segura de la Sierra	1	1250	400	0.2	No se conoce				
5 Yelmo	12	1400	500	3	223520014	Ojuelo	25	840	
					223530027	Zamarrilla	12	1000	
					223530026	Tejo	8	1150	
					223570008	Capellanfa	3	1020	
					223570001	Ganados	3	1275	
6 Cabeza Gorda	2	1450	525	0.5	223570015	C. Gorda	5	1340	
					223570014	Tobilla	3	1380	
7 Calar del Pino	8	1350	475	1.9	223580012		5	1070	La mayor parte de la descarga es probable que se produzca directamente al cauce del río Madera junto a su desembocadura o al río Segura entre la Toba y la desembocadura del río Madera.
					223570022	Rampias	3	1080	
8 Peñarrubia	11	1400	500	2.7	223580007	Peñarrubia	5	1220	No se conoce la mayor parte de la descarga (unos 40 l/s), aunque los aforos diferenciales parecen indicar que se produce directamente al río Madera entre los arroyos de Rocanales y de las Tres Aguas.
					223540024	Tobilla	3	1300	
9 Calar de Cobos	10	1550	575	2.9	223580018	Gorgocín	30	1300	
					223580022	Nogueral	15	1300	
10 Espino	4	1550	575	1.2	223540017	Tejo	25	1320	
11 Calar de Morilla	2	1500	550	0.5	223540023	Santa Ana	15	1380	
12 Calar de Balasna	1	1400	500	0.2	223540012	La Pina	1	1200	

Tabla 15.- Continuación

UNIDAD nº Denom.	Sup. (km ²)	Cota media (m)	Ll. útil 1990 (mm)	Recursos 1990 (hm ³)	Puntos principales	Nombre	Caudal (l/s)	Cota (m)	Observaciones
13 La Mora	14	1250	400	2.8	233550063	C. Caños	15	900	Se estima que al menos la mitad de la descarga no se conoce.
					233510024	Bañares	5	960	
					233510023	Loma Rasa	4	1080	
14 Calar de la Sima	34	1350	475	8	233450045	Pegueras	70	920	
					233450044	Avellano	20	1100	
					233450004	Prados	15	1180	
					233450008	Plazas	10	1110	
					233450006	Peña	8	1180	
					233450007	Hombricas	8	1140	
					233450039	Tornero	5	1020	
					233450040	Hornillo	5	1020	
233510043	Cañizares	5	1280						
15 Tinjarra	14	1150	350	2.5	No se conoce			La descarga puede producirse directamente sobre el cauce del río Segura en las proximidades de Graya.	
16 Bul	4	1000	275	0.5	223460004	U. de Bul	2	1090	
17 Ardal	9	1150	350	1.6	233470061	Toba	20	790	La fuente de la Toba presenta carácter termal (°C) y mayor mineralización que el resto de las fuentes del sector.
					234570062	Tejera	8	800	
					233470015	Vallehermoso	7	900	
18 Humoso- Macalón	30	800	175	2.6	233480012	Honguera	8	640	Parte de la descarga puede producirse directamente en el Embalse de la Fuensanta.
					233470065	Vicaría	6	660	
19 Horadada	14	950	250	1.8	233440041	Tero	8	1020	
					233440012	Mirote	4	640	
					233440025	Morcillar	4	890	
20 Rala- Herrada	20	950	250	2.5	233430023	Nacimiento	40	820	La surgencia del Nacimiento parece un débil termalismo.
					233440047	C.Negras	10	870	
					233440022	Montañés	8	800	
21 Peñas Coloradas	7	1000	275	1	233430029	B. del Agua	5	800	
22 Cujón	17	1250	400	3.4	233430037	Lanero	15	970	No se conoce gran parte de la descarga que podría producirse directamente al cauce del río Mundo.

5.2.2 SECTOR DE PLIEGUES Y PLIEGUES-FALLA.

Se localiza en las cuencas de la margen derecha del alto Segura (Zumeta, Taibilla) y del alto Guadalquivir (Aguamulas, Borosa) y en la cuenca septentrional del alto Guadiana Menor (La Canal, Guadalentín, Castril y Guardal), incluyendo el principal núcleo montañoso de la región de estudio (Tornajuelos, 2136 m; Empanadas, 2106 m; Guillimona, 2064m; La Cabrilla, 2041 m; Cabañas, 2028 m; Banderillas, 1993 m).

Los materiales de mayor interés hidrogeológico siguen siendo los de la Formación Dolomítica del Cenomaniense-Turoniense formada por unos 300 m de dolomías masivas y escasos niveles de margas dolomíticas. Otros materiales de la secuencia estratigráfica pueden tener interés como acuíferos, sobre todo en el sector meridional; así ocurre con las dolomías del tránsito Jurásico-Cretácico en la sierra del Pozo y con importantes tramos del Cretácico inferior en las sierras Seca y de Castril. Algo similar ocurre con los materiales del Eoceno y del Mioceno, que presentan gran desarrollo de calizas en las partes más orientales y meridionales, como la sierra de Gontar, la sierra de Guillimona, los Campos de Hernán Pelea y la sierra de Castril. El Senoniense inferior, sin embargo, sólo presenta un interés hidrogeológico muy local desde el Mariasnal al Calar de Pilillas.

La estructura se caracteriza por la presencia de pliegues de dirección aproximada N30°E y vergencia al O, de manera que a veces se encuentran los flancos invertidos y afectados por fallas inversas (pliegues-falla con vergencia al Oeste). Por otra parte, existen importantes fallas de desgarre dextrógiras perpendiculares a los ejes de los pliegues y con saltos de varias decenas de kilómetros (Falla de Tíscar, de la Puebla de D. Fadrique y de Pontones-Santiago).

Los materiales carbonatados forman bandas paralelas a los pliegues de gran longitud, llegando a encontrarse afloramientos ininterrumpidos de hasta 60 km entre el embalse de la Bolera y el Calar de Pilillas.

La existencia de varios niveles de interés acuífero en la secuencia estratigráfica, la complejidad estructural y la gran continuidad de afloramientos carbonatados hace muy difícil establecer los límites y la geometría de los sistemas acuíferos.

Para facilitar la descripción de las distintas unidades se ha realizado una división en tres subsectores limitados por las grandes fallas de desgarre, a pesar de que estos accidentes no actúan necesariamente como barreras impermeables. Estos subsectores son:

- Nororiental: limitado por el río Segura al N y O, por la falla de Pontones-Santiago al S y por el anticlinal de Socovos y el cabalgamiento subbético al E.
- Central: situado entre el valle del Guadalquivir (O), la falla de Pontones-Santiago (N), el Subbético (E) y la falla de la Puebla de D. Fadrique (S).
- Meridional: limitado al O por el valle del Guadalquivir, al N por la falla de la Puebla, al E por el Subbético y al S por la depresión de Baza y la falla de Tíscar.

Puede considerarse que cada subsector está integrado por varias "unidades tipo", constituidas por un anticlinal al Oeste y un sinclinal al Este y limitado por fallas inversas con las unidades adyacentes según se simplifica en la figura 42. En dicha figura puede apreciarse que los materiales cretácicos suelen aflorar en el anticlinal, mientras que el sinclinal está constituido por terrenos eocenos y miocenos, bajo los que se sitúa el acuífero principal del Cretácico superior. La geometría del conjunto determina la existencia de un considerable volumen de reservas en los pliegues sinclinales, cuya situación viene indicada en superficie por los afloramientos alargados de materiales miocenos.

Para la estimación de los recursos se han extrapolado, teniendo en cuenta algunos factores de carácter local, los valores de lluvia útil obtenidos en el sector de relieve invertido.

En las figuras 43 y 44 (esquemas anexos) se representa un mapa con las distintas unidades hidrogeológicas y varios cortes de las mismas.

5.2.2.1. Subsector nororiental.

Se han identificado varias unidades hidrogeológicas que se irán descubriendo a continuación.

5.2.2.1.1 Unidad de Juan Oulez.

Está constituida por un sinclinal en dolomías del Cenomaniense-Turoniense que presentan una superficie de afloramiento de 32 km² y una cota media de 750 m. La infiltración durante 1990 se ha estimado en 50 mm lo que representa unos recursos de 1'6 Hm³/año. La descarga debe producirse directamente a los ríos Taibilla y Segura puesto que sus cauces atraviesan las dolomías y no se conoce ninguna surgencia importante que drene la unidad.

5.2.2.1.2 Unidad de la sierra de Gontar.

Consiste en un pliegue sinclinal de gran radio con una dirección aproximada N45°E y una longitud algo superior a los 20 km, que se extiende desde la Rambla del Camino a la sierra de Los Molares.

Por el SE se halla limitada, con la unidad de la loma del Sapillo, por el pliegue volcado de Sege.

Los materiales de interés acuífero son las dolomías del Cenomaniense-Turoniense; no obstante, dichos materiales afloran en una extensión relativamente pequeña al hallarse recubiertos por calizas y margas miocenas.

El drenaje principal se produce hacia el NE siguiendo el eje del sinclinal y de forma más secundaria en los alrededores del Gontar. En la tabla siguiente se indican los puntos más representativos:

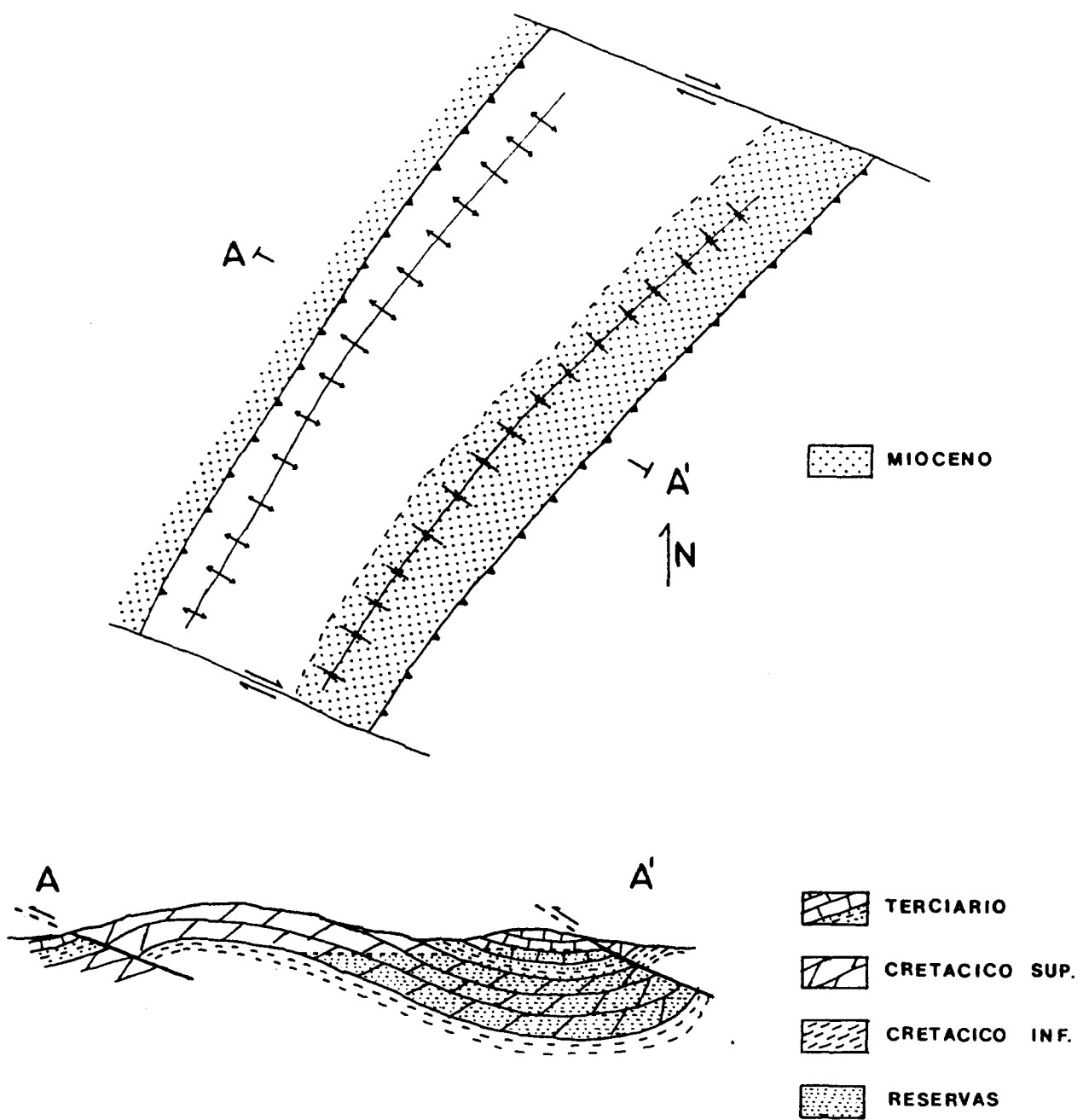


Figura 42.- Esquema simplificado de la unidad hidrogeológica "tipo" del sector de pliegues y pliegues-falla.

Punto (nº ITGE)	Denominación	Caudal (l/s)	Cota (m)
2235-30028	El Arroyo	25	940
2235-30040	Sege	25	950
2235-60016	Rambla-Camino	25	1310
2235-60040	Arroyo Camino	20	1130
2235-60039	El Soto	15	950
2235-60027	El Nogueral	15	1000
2235-30029	Sujayal	15	910
2234-80004	Sujayal	15	690
2235-60029	Torcal	10	1020
2234-80003	Las Ramblas	10	640
2235-60022	Olivarico	8	1100
2234-80005	Fuente-Higuera	8	700
2235-20006	Los Casabres	5	1260

Las aguas son de naturaleza bicarbonatada cálcico-magnésica, ligeramente más mineralizadas en la parte de Sege (350 ppm) que en la de Gontar (320 ppm). Esta misma diferencia se detecta en la temperatura, 15 y 13'5°C, y en la conductividad, 375 y 350 μ S/cm, respectivamente.

En total, se ha contabilizado una descarga comprendida entre 4'5 y 6 hm³/año. A la unidad se le atribuyen unos recursos para 1990 de unos 9 hm³/año, ya que presenta una extensión de 80 km² y la infiltración se evalúa en 125 mm. Es posible que la diferencia, unos 3 hm³/año, drenen de forma oculta en el cauce del río Segura en el sector de la sierra de Los Molares.

5.2.2.1.3 Unidad de la Loma del Sapillo.

A grandes rasgos se trata de un monoclinal que buza suavemente hacia el SE (unos 15°). El acuífero está formado por las dolomías del Cenomaniense-Turonense sobre las que descansan calizas eocenas y miocenas.

La unidad posee una superficie próxima a los 60 km² y los recursos durante 1990 se estiman en 7'5 hm³ si se considera una infiltración de 125 mm.

Los únicos puntos de descarga conocidos se sitúan en los alrededores de Yetas (2235-7021 y 2235-7023), que en total suman un caudal medio de unos 20 l/s; por ello cabría esperar que la unidad haya drenado un caudal medio anual de unos 225 l/s por las surgencias del Taibilla, que a su vez son el principal punto de drenaje del anticlinal de Socovos.

5.2.2.1.4 Unidad del Calar de Marchena.

Consiste en un pliegue sinclinal de dirección NE-SW, con el flanco suroriental invertido, que se extiende desde Cañada Hermosa hasta el Calar de Pilillas. Como es habitual, los materiales de interés acuífero son las dolomías del Cenomaniense y Turoniense y, en menor medida, las calizas del Senoniense inferior y del Mioceno. Los materiales acuíferos afloran en una extensión de unos 42 km² y la infiltración se ha calculado que debe ser próxima a los 225 mm, lo que implica unos recursos de 9'5 hm³ en 1990.

El drenaje principal se produce por la fuente de la Toba y en menor medida en las proximidades de Miller.

Los puntos más representativos son:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Caudal (l/s)	Cota
2235-80013	La Toba	300	1020
2335-50056	Casa de Arriba	15	1020
2335-50060	La Trucha	10	940
2235-80021	La Cuevecilla	10	1080

Las aguas poseen una temperatura de 12-13°C y baja conductividad (280-310 µS/cm) y mineralización (260-280 ppm). Desde el punto de vista químico, son bicarbonatadas cálcico-magnésicas.

En la figura 45 puede apreciarse la evolución físico-química de la fuente de La Toba.

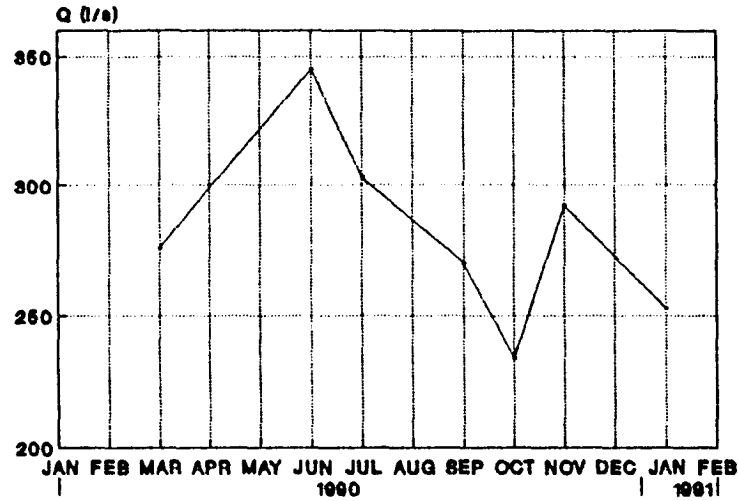
5.2.2.1.5 Unidad de Tobos.

Se trata de una franja de dolomías cenomanienses-turonienses y de calizas miocenas que se dispone en la vertiente izquierda del río Frío, desde Santiago de la Espada hasta Marchena.

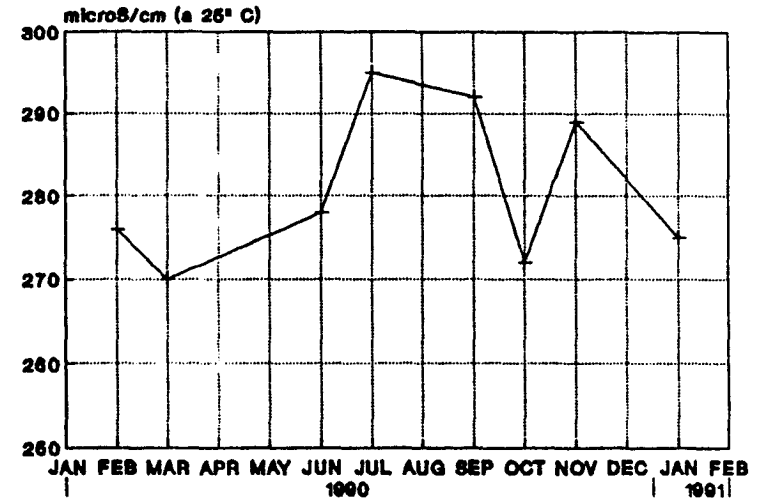
Se trata de un pliegue anticlinal en cuyo núcleo afloran las dolomías, limitado al NW por una falla inversa y por el SE por una falla normal.

Las rocas carbonatadas presentan una superficie de 28 km² y la infiltración estimada es de 175 mm, lo que equivale a unos recursos de 5 hm³ que son drenados en su mayor parte por las fuentes del Río y de Tobos, próximas a la localidad homónima, y que poseen las siguientes características:

CAUDAL

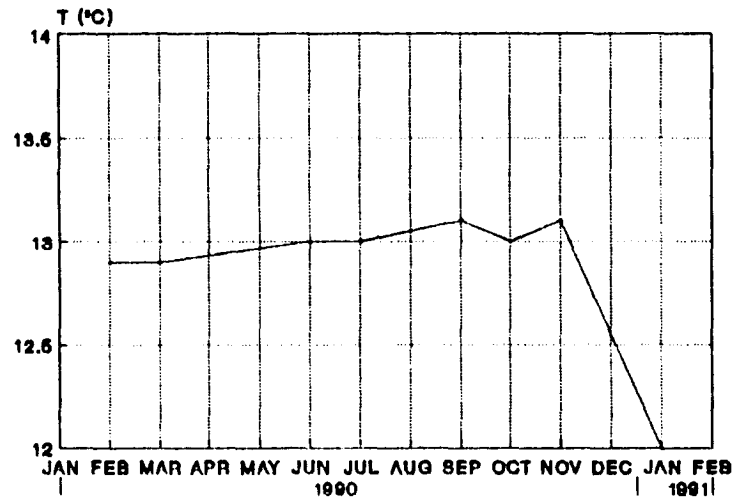


CONDUCTIVIDAD



NACIMIENTO DE LA TOBA

TEMPERATURA



pH

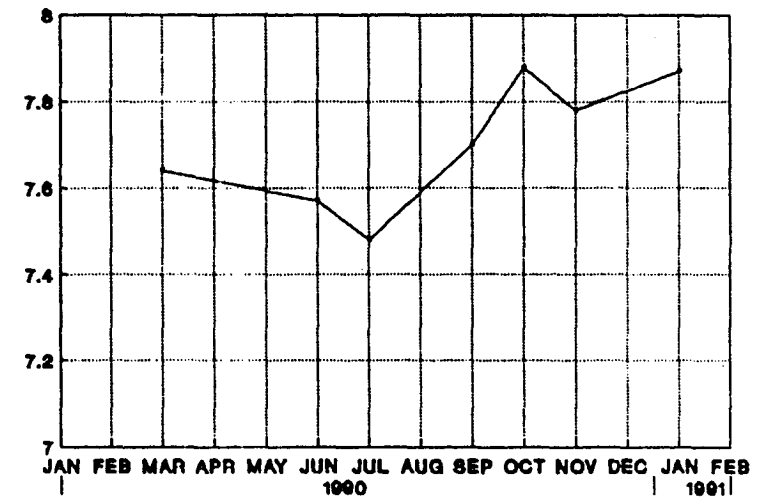


Figura 45.- Evolución físico-química de la fuente de la Toba.

Punto (nº ITGE)	Nombre	Caudal (l/s)	Cota (m)	T(°C)	C(µS/cm)
2336-10002	F. del Río	90	995	12	360
2336-10001	Tobos	70	1140	11'5	330
2336-10005	Las Cuevas	8	995	12	370

La facies de las aguas es bicarbonatada magnésico-cálcica (Fuente del Río) y cálcico-magnésica (Fuente de Tobos).

5.2.2.1.6 Unidad de Huebras.

Está constituida por materiales de la Formación Dolomítica, que se extienden por 30 km² en la margen derecha del río Frío, desde las proximidades de Santiago de la Espada hasta el arroyo del Camino.

La estructura es bastante sencilla: consiste en un suave pliegue anticlinal.

La infiltración, calculada de la forma habitual, se sitúa en torno a los 175 mm anuales, lo que representa unos recursos de 5'25 hm³/año.

La descarga se realiza directamente al cauce del río Frío, unos 4 km al Este de Santiago. Mediante la realización de aforos diferenciales se ha cifrado en unos 350 l/s, lo que representa unos recursos bastante superiores a los que le corresponderían a la unidad en función de su superficie. Ello implica la existencia de un aporte adicional procedente de otra unidad. Como se verá a continuación la única posibilidad es el aporte a partir de las calizas terciarias de Pincorto, situados al SE y/o de la Vidriera, inmediatamente al SO.

La única fuente que se ha localizado en la unidad es la de Juaneli que presenta las siguientes características:

- Caudal: 50 l/s
- Temperatura: 11 °C
- Conductividad: 320 µS/cm

Las aguas son de baja mineralización (290 ppm) y de naturaleza bicarbonata cálcico-magnésica.

5.2.2.1.7. Unidad de Pincorto.

Está formada por calizas, localmente areniscosas, del Eoceno, que afloran entre las sierras de Huebras y de Taibilla, con una superficie de 27 km². Aplicando los mismos cálculos que al resto de las unidades, le corresponden unos recursos de 4'7 hm³ para una infiltración de 175 mm durante 1990.

No se conocen los puntos de drenaje, por lo que es posible que se halle conectada con la unidad anterior, máxime si se tiene en cuenta que la unidad de Huebras tiene unos recursos excesivos para su superficie.

5.2.2.2 Subsector central.

Está situado entre las fallas de desgarre de Pontones-Santiago (NNE) y de la Puebla de D. Fadrique (SSW). En los siguientes apartados se irán describiendo las distintas unidades de Oeste a Este.

5.2.2.2.1. Unidad de las Palomas.

El acuífero principal sigue siendo el de las dolomías del Cenomaniense-Turoniense, que en la parte más oriental están recubiertas por calizas del Senoniense inferior y calizas, areniscas y margocalizas terciarias.

La estructura consiste en un sinclinal con el flanco oriental invertido y limitado por fallas inversas tanto al Oeste como al Este.

Las grandes fallas de desgarre no imponen necesariamente el límite de la unidad; concretamente, hacia el N debe continuarse más allá de la falla de Pontones (posiblemente hasta la Risca Buitrera) por ser ésta la zona donde se encuentran las surgencias principales. La parte meridional, en las proximidades del Pico Palomas está intensamente karstificada por lo que los procesos de infiltración son más intensos.

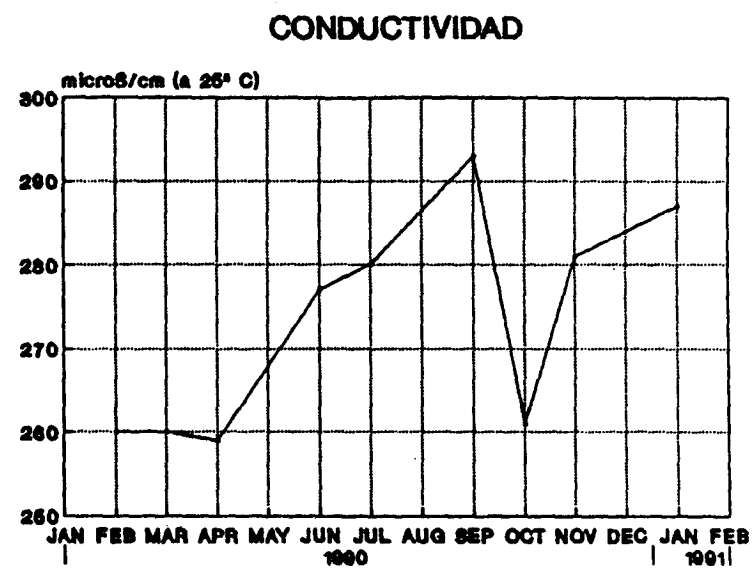
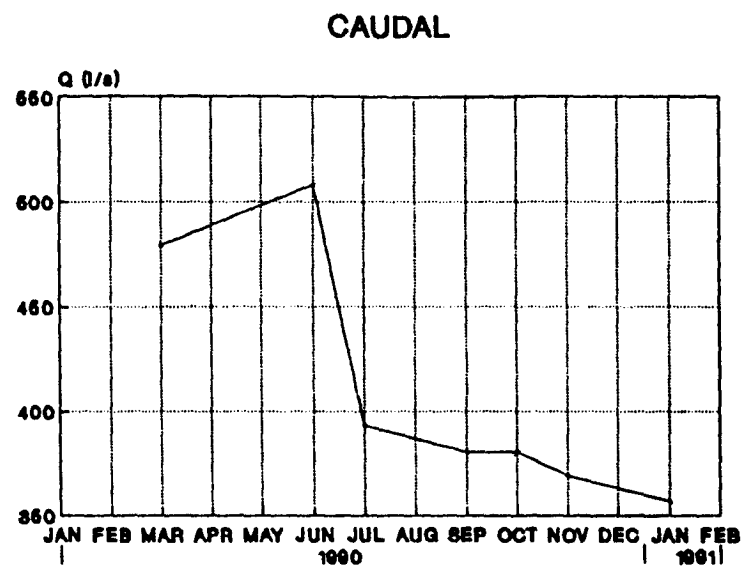
Se han calculado unos recursos de 18 hm³ a partir de una infiltración de 300 mm y una superficie de afloramiento de 59 km². No obstante, las medidas de caudal realizadas en las principales surgencias indican la existencia de unos recursos algo superiores, lo que, evidentemente, se debe a una infravaloración de la infiltración y/o del área de recarga.

Las surgencias más importantes de la unidad son el Molino de Loreto, la Cueva del Agua y Fuente Segura; sin embargo, los aforos diferenciales realizados en el río Segura señalan que se producen aportes directamente al cauce que pueden evaluarse en unos 200 l/s.

Los puntos más representativos son:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Cota (m)	Caudal(l/s)
2236-30002	Molino de Loreto	1290	450
2236-30001	Cueva del Agua	1240	150
2236-20002	Fuente Segura	1420	100

Las aguas son bicarbonatas cálcicas (Fuente Segura) y bicarbonatadas cálcico magnésicas (Molino de Loreto) de muy baja mineralización (215 a 250 ppm). Presentan una temperatura baja, próxima a 10,5 °C, aunque en la Fuente Segura es de 8,7 °C. Asimismo, la conductividad ofrece valores pequeños, de 240 a 280 µS/cm (V. figura 46).



MOLINO DE LORETO

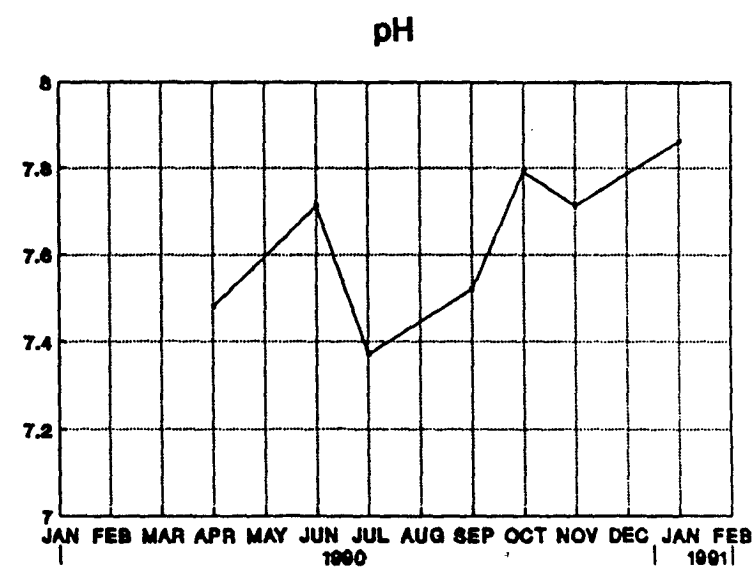
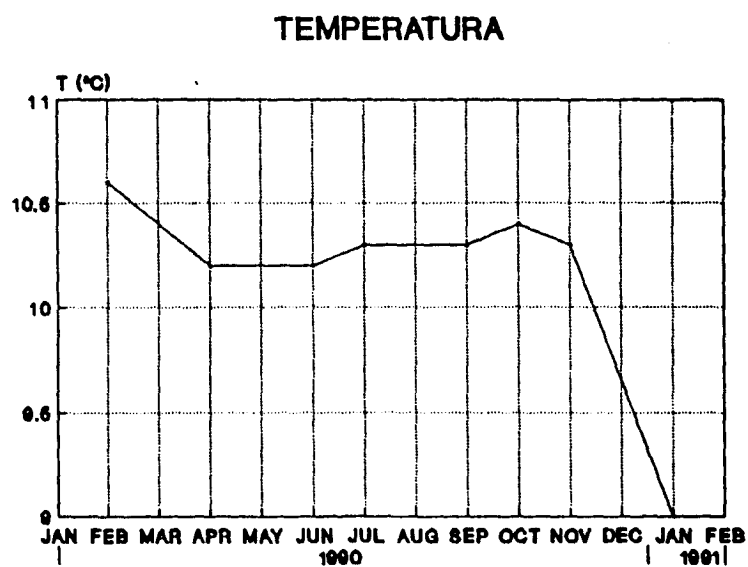


Figura 46.- Evolución físico-química del manantial del Molino de Loreto.

5.2.2.2.2 Unidad del Almorchón.

Se trata de un afloramiento de dolomías y calizas, de unos 6 km² de extensión, situado sobre el plano de una falla inversa buzante al SE, de forma que constituye un pequeño acuífero colgado, drenado por numerosos manantiales de caudal bajo.

A continuación se resumen las propiedades físicas de los manantiales más importantes:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Caudal (l/s)	Cota (m)	T(°C)	C(µS/cm)
2236-40011	Ayo. Zumeta	20	1380	10.5	337
2236-40002	Cueva del Saltador	5	1320	11	305
2236-40005	Fuente de Sancho	3	1310	13	355

A partir de una infiltración de 175 mm se han cifrado los recursos en 1 hm³.

5.2.2.2.3 Unidad de Arroyo Frío.

La unidad se encuentra localizada en la cuenca alta del río Frío, al Sur de la Matea. Presenta 37 km² de afloramientos carbonatados constituídos mayoritariamente por dolomías del Cenomaniense-Turonense y por calizas del Senoniense.

El drenaje se realiza en su mayor parte por los siguientes puntos:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Cota (m)	Caudal(l/s)
2236-40001	Berral	1300	110
2236-70001	Arroyo Frío	1370	150
2236-80001	Muso	1310	80

Las aguas poseen una temperatura de 9.5-10 °C y la conductividad varía entre 275 y 310 µS/cm; la mineralización es de 275-310 ppm y la facies es bicarbonatada cálcico-magnésica.

La fuente del Berral, situada a menor cota, presenta un caudal sorprendentemente constante y libera gran cantidad de burbujas de gas (seguramente aire). Estos hechos se explican por la salida del agua a presión a favor de una fractura que no permite la salida de caudales mayores, de manera que cuando suben los niveles piezométricos son las otras fuentes (El Muso y Arroyo Frío) las que registran la crecida.

Para una infiltración de 200 mm, se tendrían unos recursos de 7.5 hm³, cifra bastante inferior al caudal drenado por las tres surgencias principales (Berral, Arroyo Frío y Muso) que totalizan unos 11 hm³ durante 1990.

La diferencia entre ambas cifras puede deberse, muy posiblemente, a los aportes procedentes de las calizas terciarias del sinclinal de la Vidriera.

5.2.2.2.4 Unidad de la Vidriera.

Se trata de un sinclinal de dirección N30E que presenta unas dimensiones de 2 km de anchura y 10 km de longitud. Los materiales acuíferos son calizas del Eoceno y del Mioceno que parecen tener conexión hidráulica con las calizas y dolomías de la unidad de Arroyo Frío a pesar de que entre ambos se sitúa un nivel no excesivamente potente de margas y margocalizas del Cretácico superior.

No se conoce ningún punto que drene los 5 hm³ en que se han estimado los recursos (considerando una infiltración de 250 mm).

No hay que descartar que parte del drenaje se produzca hacia el NE, en el cauce del río Zumeta, a través de las dolomías de la unidad del Huebras.

5.2.2.2.5 Unidad de Guillimona.

En líneas generales, consiste en un sinclinal de dirección N40E formado por calizas eocenas y, en el núcleo, por calizas miocenas.

Se aprecia un mayor desarrollo en superficie de los fenómenos kársticos, por lo que se ha considerado una proporción algo mayor del agua útil que se infiltra, en torno a los 275 mm.

Los afloramientos calizos llegan a los 44 km², lo que supone unos recursos de unos 12 hm³. La unidad se halla situada en la divisoria de aguas atlántico mediterránea; no obstante, las surgencias principales se sitúan al Sur de la sierra, en la cuenca del Guadalquivir.

Sus características se expresan a continuación:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Cota (m)	Caudal(l/s)
2237-40002	Montilla	1470	150
2237-40009	Los Agujeros	1440	100
2237-40010	Sauco	1395	50

La temperatura de las aguas se sitúa en torno a los 10 °C y la conductividad varía entre 275 y 310 µS/cm. A diferencia de la mayoría de las aguas de la zona de estudio, presentan una composición bicarbonatada cálcica, siendo muy bajo el contenido en Mg⁺⁺.

5.2.2.3 Sector meridional

Se dispone al Sur de la falla de desgarre de la Puebla de Don Fadrique, hasta la Depresión de Baza y la falla de Tíscar.

Al Norte se encuentra una gran altiplanicie con una cota media de unos 1700 m, endorreica y con un enorme desarrollo de la morfología kárstica.

Hacia el Sur se observan tres alineaciones montañosas paralelas que, de Oeste a Este, son las sierras del Pozo, de Castril y Seca, separadas por dos valles fluviales muy profundos, los de los ríos Guadalentín y Castril.

5.2.2.3.1. Unidad de Pinar Negro

Se trata de una extensa altiplanicie, en su mayor parte endorreica, que se sitúa entre las cuencas de los ríos Segura y Guadalquivir. Los lapiaces y las dolinas son abundantísimos y se desarrollan sobre las dolomías del Cenomaniense-Turoniense y sobre el importante paquete de calizas miocenas que las recubren parcialmente.

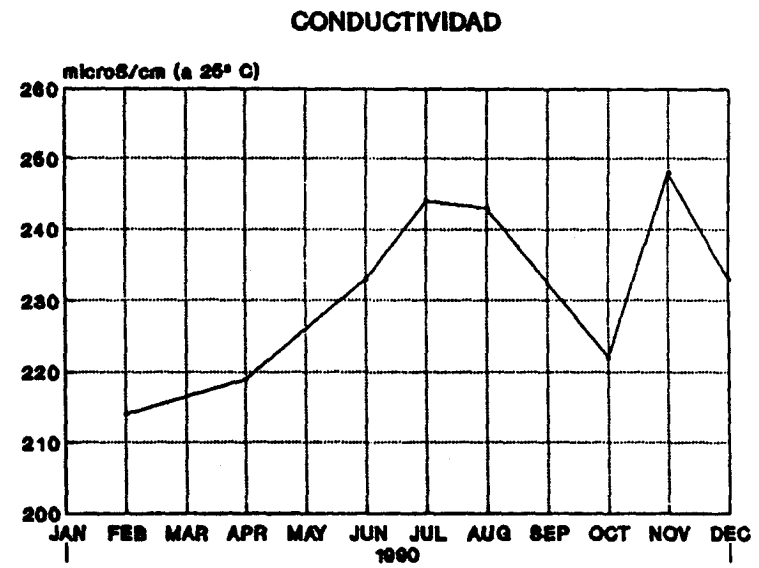
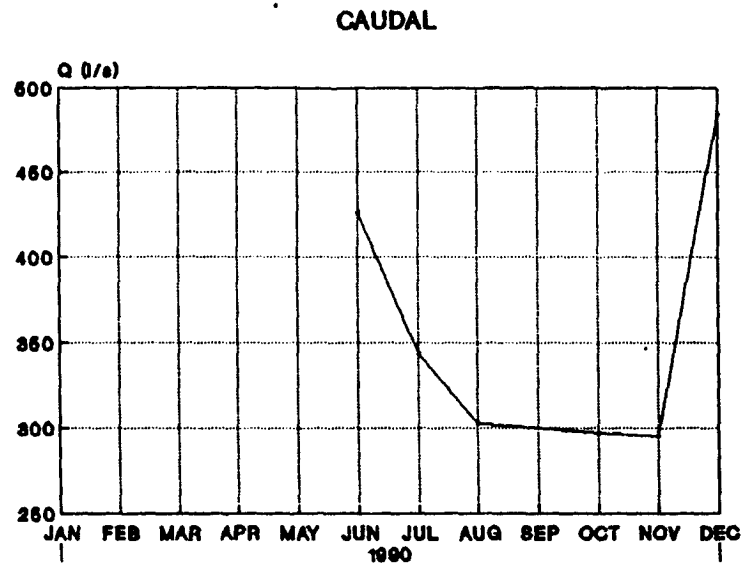
La superficie total es de 130 km² y debido al endorreísmo de la misma se ha supuesto que el 80% de la lluvia útil se infiltra, lo que representa 400 mm anuales y unos recursos de 53 hm³.

El drenaje se realiza por tres grandes surgencias: los nacimientos de los ríos Castril, Aguamulas y Borosa (Aguas Negras).

Sus características son:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Cota (m)	Caudal(l/s)
223760010	Castril	1220	1000
223660001	Aguamulas	1120	500
223710001	Aguas Negras	1250	300

Estas surgencias presentan valores bajos de temperatura (9'5-10 °C), de conductividad (230-270 µS/cm) y de mineralización (205-255 ppm), siendo las aguas de naturaleza bicarbonata cálcico-magnésica (Castril y Aguas Negras) y bicarbonatada cálcica (Aguamulas), como se puede observar en las figuras 47 y 48.



NACIMIENTO DE AGUAMULAS

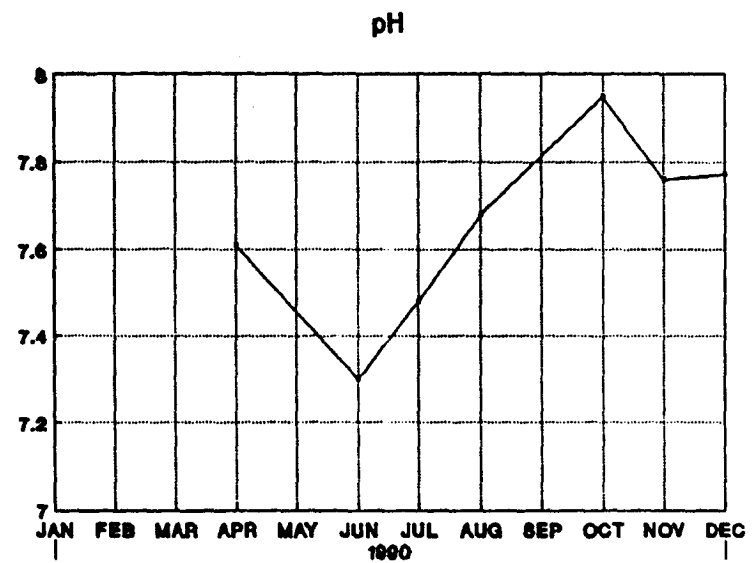
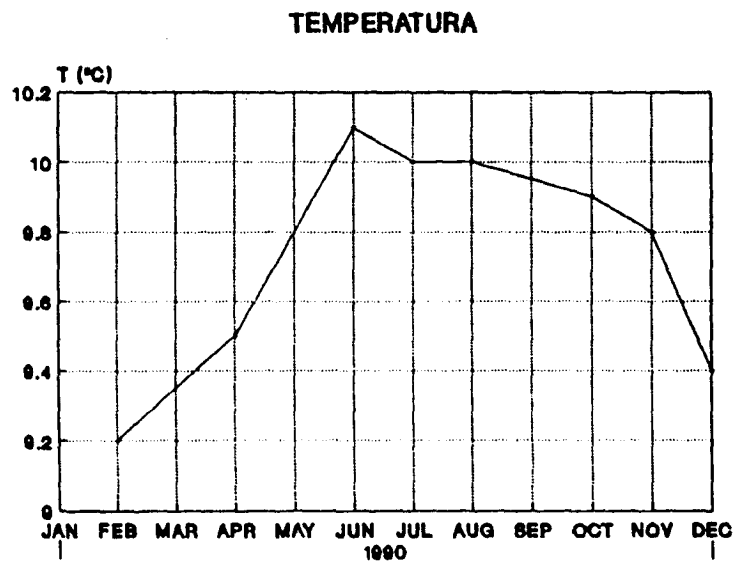
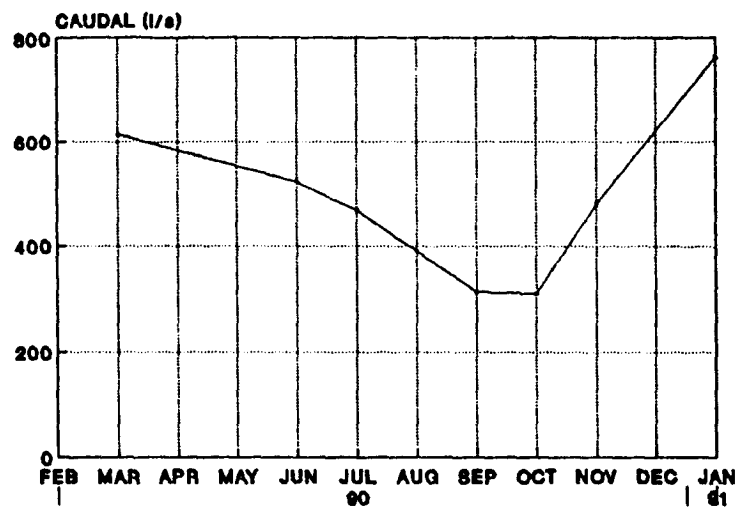
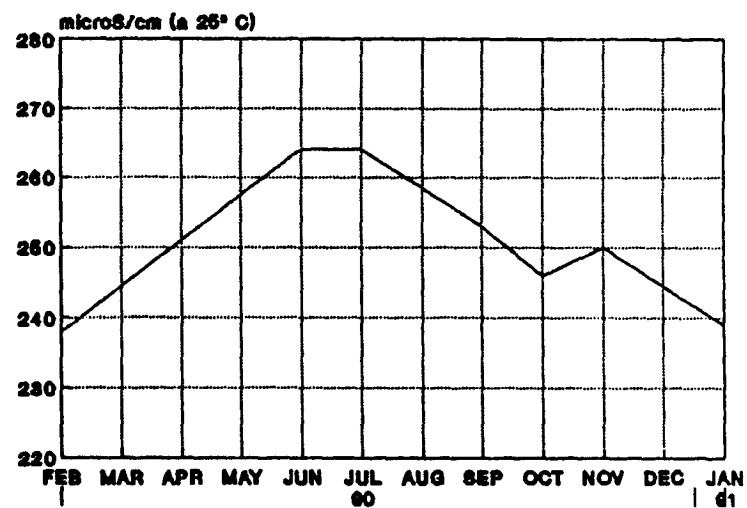


Figura 47.- Evolución físico-química del nacimiento del Aguamulas.

CAUDALES

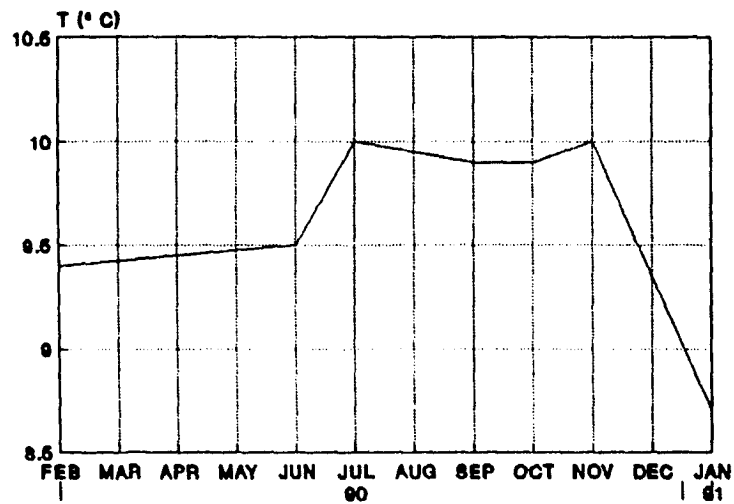


CONDUCTIVIDAD



NACIMIENTO DEL CASTRIL

TEMPERATURA



pH

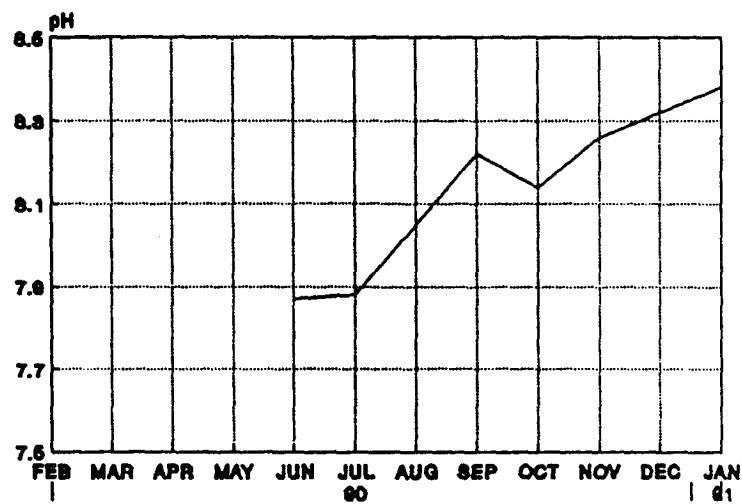


Figura 48.- Evolución físico-química del nacimiento del Castril.

5.2.2.3.2 Acuíferos carbonatados de la Sierra del Pozo

La sierra del Pozo es un conjunto de relieves carbonatados alineados en dirección SW-NE que coinciden con las estribaciones meridionales de la sierra de Segura. Entre las alineaciones montañosas más importantes cabe resaltar la formada por el Rayal (1835 metros) y Villalta (1950 metros), que muere en el Nacimiento del Guadalquivir, y otra constituida por el Cabañas (techo de la zona de estudio con 2028 metros), Peña Juana (1886 metros), el Calar (1841 metros) y la Calarilla (1736 metros).

Precisamente todos estos relieves forman la divisoria de aguas entre la Cuenca Hidrográfica del Alto Guadalquivir hacia el Norte y Oeste y la Cuenca Hidrográfica del Guadiana Menor hacia el Sur y Este. El principal afluente del Guadiana Menor en la zona de estudio es el Río Guadalentín, que constituye el límite con la Sierra de Castril, la Cabrilla y la Sierra de Segura propiamente dicha, teniendo en cuenta que el Río Borosa completa, en el Norte, dicho límite con esta última sierra.

La sierra del Pozo presenta una red hidrográfica muy encajada y jerarquizada. Sus principales cursos fluviales son el Río Guadalquivir -cuyos principales aportes, hasta llegar a la desembocadura del Río Borosa, provienen de la Unidad Hidrogeológica de la Sierra del Pozo-, el Río Guadalentín, que nace en la sierra de Segura pero sus principales afluentes son los Tornillos de Gualay y Guazalamanco, y el arroyo de las Truchas, que desemboca casi al final del río Borosa. La cuenca alta del Guadalentín está regulada por la Bolera, embalse utilizado para abastecimiento del municipio de Pozo Alcón y riego de la comarca.

Como ocurría en la sierra de Cazorla, la sierra del Pozo en su conjunto está catalogada como espacio natural protegido dentro del Parque Natural de las Sierras de Cazorla, Segura y Las Villas; se encuentra despoblada y los caminos que antiguamente existían están, actualmente, en franco abandono. Pozo Alcón, Belerdas y Vadillo Castril son los únicos núcleos urbanos próximos: el primero es un municipio relativamente grande (5000 habitantes) y los dos últimos son pedanías de Quesada y Cazorla, respectivamente. En los meses de verano, cuando los niveles de La Bolera descienden alarmantemente, la demanda de agua en Pozo Alcón constituye un grave problema.

El complejo hidrogeológico de la sierra del Pozo presenta una extensión aproximada de 160-170 km², de los cuales los afloramientos carbonatados más importantes ocupan una superficie de 120 km². Sus límites están bien definidos; en el Oeste por el sinclinal del Guadalquivir al Sur y por los afloramientos triásicos de la Formación Hornos-Siles al Norte. En el Este el límite está constituido por el sinclinal del Guadalentín, que se prolonga hacia el Norte por el Arroyo de Valdetrillo. Su extremo Sur, definido por la falla de Tiscar, es el más neto.

Las características estratigráficas y tectónicas de la zona condicionan el funcionamiento hidrogeológico de este conjunto. En la sierra del Pozo los materiales del Jurásico inferior-medio sólo aparecen en un estrecho afloramiento por encima de la Formación Hornos-Siles en el Valle del Guadalquivir. Así, los principales materiales acuíferos son los de edad Jurásico superior (dolomías y calizas de las facies Purbeck), las

dolomías, a veces de aspecto arenoso, de edad Cenomaniense y, finalmente, las calizas bioclásticas del Mioceno inferior. Existen tramos dolomíticos del Cretácico inferior asociados al flanco occidental del sinclinal del Guadalentín, que, a pesar de su posible carácter acuífero, no presenta ningún punto de agua significativo que lo drene.

En función de los factores antes mencionados, se han podido diferenciar diversas unidades hidrogeológicas dentro del sector. Algunas de ellas, formadas por acuíferos colgados de edad Cenomaniense y Mioceno inferior (sistema de la Mesa, sistema de la Garganta), pueden ser clasificadas dentro del grupo descrito en el apartado 5.2.1. como sistemas de relieve invertido. Para el estudio de sus características hidrogeológicas nos remitimos a dicho epígrafe de la Memoria. Las unidades diferenciadas son las siguientes:

- Unidad del Nacimiento del Guadalquivir
- Unidad de La Canal-Torre del Vinagre
- Unidad del Cabañas-Gualay

5.2.2.3.2.1. Unidad hidrogeológica del Nacimiento del Guadalquivir

La unidad hidrogeológica del Nacimiento del Guadalquivir, que constituye el techo de la escama superior de la sierra de Cazorla, se ha incluido aquí por sus patentes diferencias hidrogeológicas con esa unidad.

Está ubicada en el extremo sudoccidental de la sierra del Pozo. Presenta una forma alargada (15 km de longitud) en la dirección SW-NE. Su extremo septentrional, que coincide con el Parador Nacional del Sacejo, es muy estrecho (<0.5 km) mientras en su margen meridional llega a tener hasta 5 km de anchura. Globalmente, los afloramientos carbonatados ocupan una superficie de 10 km². Su margen oriental coincide con un cabalgamiento en el que las calizas y dolomías de la unidad adyacente se superponen a las dolomías cretácicas y calizas del Mioceno. Su extremo Sur, donde predominan los afloramientos de margas blancas del Mioceno medio, coincide con el límite tectónico de la falla de Tíscar (V. Anexo).

Los materiales acuíferos en esta unidad son las dolomías del Cenomaniense, con una potencia aproximada de 100 metros, y las calizas bioclásticas del Mioceno inferior, con 50 metros de potencia (Ver Anexo). Este conjunto se apoya directamente sobre las arcillas verdes con pisolitos ferruginosos del Cretácico inferior o sobre las calizas y margas del Jurásico superior. Ambas constituyen el sustrato impermeable del acuífero. Por encima, las margas blancas del Mioceno medio pueden funcionar parcialmente como material confinante, sobre todo en los núcleos sinformes.

La estructura general de la unidad consiste en un apretado sinclinal de vergencia hacia el Oeste, con el flanco oriental localmente invertido. La dirección de esta estructura es N-30-E, aunque en el Norte se incurva hasta la dirección N-S. Asociadas, en su extremo Sur, aparecen estructuras antiforales y sinformes.

Los manantiales que drenan esta unidad son el Vadillo (213820036), Nacimiento del Guadalquivir (2137.7.0022), Cañada de las Fuentes (2137.7.0023 y 2137.7.0024) y la Presilla (2138.3.0008). Excepto el Vadillo, todos ellos pueden llegar a secarse en los meses

de verano:

Manantial	Q mín (l/s)	Cond. (μ S/cm)	T° (°C)	Facies Hidroq.	pH	Cota (m)
Vadillo	11	253-317	11.0-13.1	B Cc Mg	7.4-7.9	920
Nto. Guad.	<5	310-330	7.0- 9.4	B Cc Mg	7.5-7.8	1360
Cañada Ftes.	<5	361-423	6.0- 8.0	B Cc Mg	7.5	1400
La Parrilla	0	358	10.8			1200

Las diferencias de cota entre los manantiales enumerados pone de manifiesto la posible existencia de más de un sistema de dimensiones reducidas.

Una característica morfológica importante es la elevada cota del área de recarga, desarrollada fundamentalmente a partir de los 1400 metros de altitud. La cota mínima de los conjuntos carbonatados es 920 metros. El área de recarga, por tanto, se caracteriza por sus elevadas pendientes. Esto se traduce en una fuerte escorrentía superficial que se ve, por el contrario, contrarrestada por la intensa karstificación de las calizas del Mioceno.

Sistema del Vadillo

Se ha denominado con este nombre al conjunto de materiales carbonatados drenados a través del manantial de Vadillo de Tíscar. Esta surgencia se produce en el extremo Sur y en el punto más bajo de toda la unidad, a una cota de 920 metros, en el contacto con las margas blancas del Mioceno (Ver Anexo). Este esquema puede responder, por la morfología del conjunto, a un sistema con un volumen de reservas relativamente elevado.

Su área de recarga está ocupada fundamentalmente por las calizas del Mioceno inferior, intensamente fracturadas y con desarrollo de grandes conductos (visibles en el camino forestal que recorre el arroyo de la Cañada de Tíscar, generalmente seco por que se infiltra al atravesar las calizas miocenas). Otra característica importante es la ausencia prácticamente absoluta de vegetación y, por tanto, de suelos.

En este manantial se ha realizado una estación de aforos de doble canal y se ha instalado un registro automático continuo de caudal, temperatura y conductividad. A lo largo del periodo de estudio se han obtenido además numerosos datos de campo (V. tabla 17).

Características físico-químicas.

Las aguas drenadas en el manantial del Vadillo constituyen, sin duda, las menos mineralizadas de la sierra del Pozo, con conductividades que variaron entre 240 y 320 μ S/cm. Este parámetro sigue una tendencia general de aumento con la disminución del caudal. En los gráficos obtenidos en la estación de aforos, coincidiendo con las puntas de la crecida, se observan disminuciones bruscas de la conductividad lo cual indica el corto tiempo de respuesta del manantial a la señal de entrada.

NACIMIENTO DEL GUADALQUIVIR 2137.7.0022

FECHA	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T°	pH	eH	O2	Q
16/5/89									330	8,0				
7/11/89	244	5	4	52	16	2	1	-0,02	330	7,0				
4/2/90	244	7	4	56	12	3	0	-0,04	310	9,1	7,49	-0,31		
8/5/90	229	5	5	50	16	3	0	-0,01	311	9,1	7,78	-0,38		
7/6/90	229	5	4	52	12	2	0	-0,04	314	9,1	7,71	-0,37		
8/7/90	229	5	1	46	21	2	0	0,02	314	9,4	7,62	-0,28		
20/1/91	236	4	6	44	8	2	0	-0,16	311	9,2	7,73		96	
30/3/91	198	4	9	53	7	2	0	-0,03	281	8,9	7,90			120
2/5/91	228	4	9	61	8	2	0	-0,03	318	9,1	7,80			
30/10/91	213	6	10	56	10	2	0,3		293	9,2	7,79		9,5	5
6/12/91									274	9,3	7,98			20

Tabla 16.- Características físico-químicas del manantial del Nacimiento del Guadalquivir.

La temperatura del agua oscila entre 11 y 13.1 °C y en relación con ella se produce un incremento de 50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en la conductividad. Por el contrario, la temperatura mantiene una relación inversa con el caudal (figura 49 y tabla 15).

Son aguas bicarbonatadas cálcicas, con ligeras concentraciones de magnesio (6-16 ppm), al contrario que la mayor parte de las aguas de estas sierras. Las concentraciones de cloruros y sulfatos son insignificantes (4-14 ppm y 2-8 ppm, respectivamente), aunque hay que resaltar la variabilidad de los Cl^- durante las crecidas. Estas fuertes variaciones caracterizan también a las medidas de pH (7.4-7.9), generalmente más básico cuanto mayor es el caudal.

Por último, los análisis isotópicos han mostrado contenidos en O-18 de -8.56, lo que se traduce en una cota media del área de recarga de 1500 metros.

Análisis de la curva de decrecida.

A lo largo del periodo de estudio los caudales aforados en el manantial del Vadillo han estado comprendidos entre 11 y 164 l/s.

Los datos obtenidos en la estación de aforos permiten, sin embargo, reconstruir el hidrograma del manantial desde el mes de Julio de 1990. Al no disponer de la crecida de 1990 no hemos podido analizar el agotamiento durante el estiaje. Se ha elegido, por tanto, una pequeña decrecida que abarca desde el 28 de Diciembre de 1990 hasta el 9 de Enero de 1991 (figura 50). Obviamente, los resultados obtenidos deben ser considerados provisionales a la espera de poder analizar una serie temporal más amplia.

El final de la crecida (punta del hidrograma) se alcanza en $Q=1153$ l/s y el agotamiento se inicia 7.60 días después con un caudal de 56 l/s. Es importante señalar que la crecida se produce, con una lluvia débil (1.6 mm), 2 días después de otra de similares características, pero provocada por una precipitación más importante (9.6 mm).

El análisis de la curva de decrecida es una técnica muy útil para conocer el funcionamiento y organización de un sistema kárstico. Fue propuesto por Mangin en 1975. Según este autor, el hidrograma de un manantial puede descomponerse en dos partes, la primera es la curva de decrecida propiamente dicha (desde la punta al inicio del agotamiento). La segunda es la curva de agotamiento definida más adecuadamente por la ecuación de Maillet.

Curva de agotamiento. Viene definida por un parámetro x o coeficiente de agotamiento, que refleja el funcionamiento del sistema en régimen no influenciado e indirectamente la cuantía del volumen dinámico del sistema. En el caso que nos ocupa su valor es 0.208 d^{-1} . Este valor permite calcular el volumen dinámico del acuífero ($V^d=0.048 \text{ hm}^3$) a partir de $Q_{ro}=115$ l/s (valor del caudal si prolongamos la recta hasta la vertical de la punta de la crecida).

Curva de decrecida. Viene definida por dos parámetros: $n = 0.132 \text{ d}^{-1}$ (coeficiente de velocidad de infiltración) y $E = 1.51 \text{ d}^{-1}$ (coeficiente de heterogeneidad). E se obtiene tras

VADILLO 2138.2.0036

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	C	T°	pH	eH	O2	Q
1/2/89	1	160	5		32	7				317	11				15
9/3/89	36	198	7		36	10				298	11,5				
3/5/89	91									286	11				
16/5/89	104														52
3/9/89	214	213	4	5	48	12	4	1	-0,01	300	13				
17/10/89	258														20
29/11/89	301														44
27/12/89	329	221	7	6	52	10	3	0	-0,05						
8/1/90	341	214	4	5	52	10	3	0	-0,02	282	11				164
12/1/90	345														93
15/1/90	348														81
7/3/90	399	206	7	5	60	6	3	1	0,00	303	12,0	7,89	-0,43		41
24/3/90	416														11
25/4/90	448	206	4	4	56	9	3	0	0,01	288	12,2	7,89	-0,41		
7/5/90	460	198	7	6	42	13	3	0	-0,03	255	12,0	7,4	-0,42		68
8/6/90	492	206	5	5	52	10	2	1	-0,01	300	12,7	7,78	-0,36		23
11/7/90	525	214	5	1	44	16	4	1	0,01	303	12,9	7,67	-0,3		13
31/7/90	545	206	4	5	54	10	4	1	0,01	294	13,0	7,72	-0,33		15
17/8/90	562	206	5	6	46	11	4	1	-0,03	302	12,8	7,5	-0,19		15

13/9/90	589	206	4	7	46	15	4	1	-0,02	296	13,0	7,68	-0,27		
9/10/90	615	198	6	5	42	10	4	1	-0,06	291	13,1	7,72	-0,32	93	13
23/10/90	629	203		8	42	15	4	1	0,03	282	13,1	7,73	-0,19	98	20
7/11/90	644		6	6	25	15	4	1	0,80	272	12,9	7,89			20
17/12/90	684	183	6	7	59	8	7	0	0,06	266	12,3				50
6/1/91	704	198	6	8	45	6	3	0	-0,11	253	12,2	7,73			57
15/1/91	713	214	6	7	52	7	3	0	-0,07	285	12,3	7,6		86	51
21/1/91	719	206	4	8	50	7	3	0	-0,06	282	12,3	7,65		91	61

Tabla 17.- Características físico-químicas del manantial de El Vadillo.

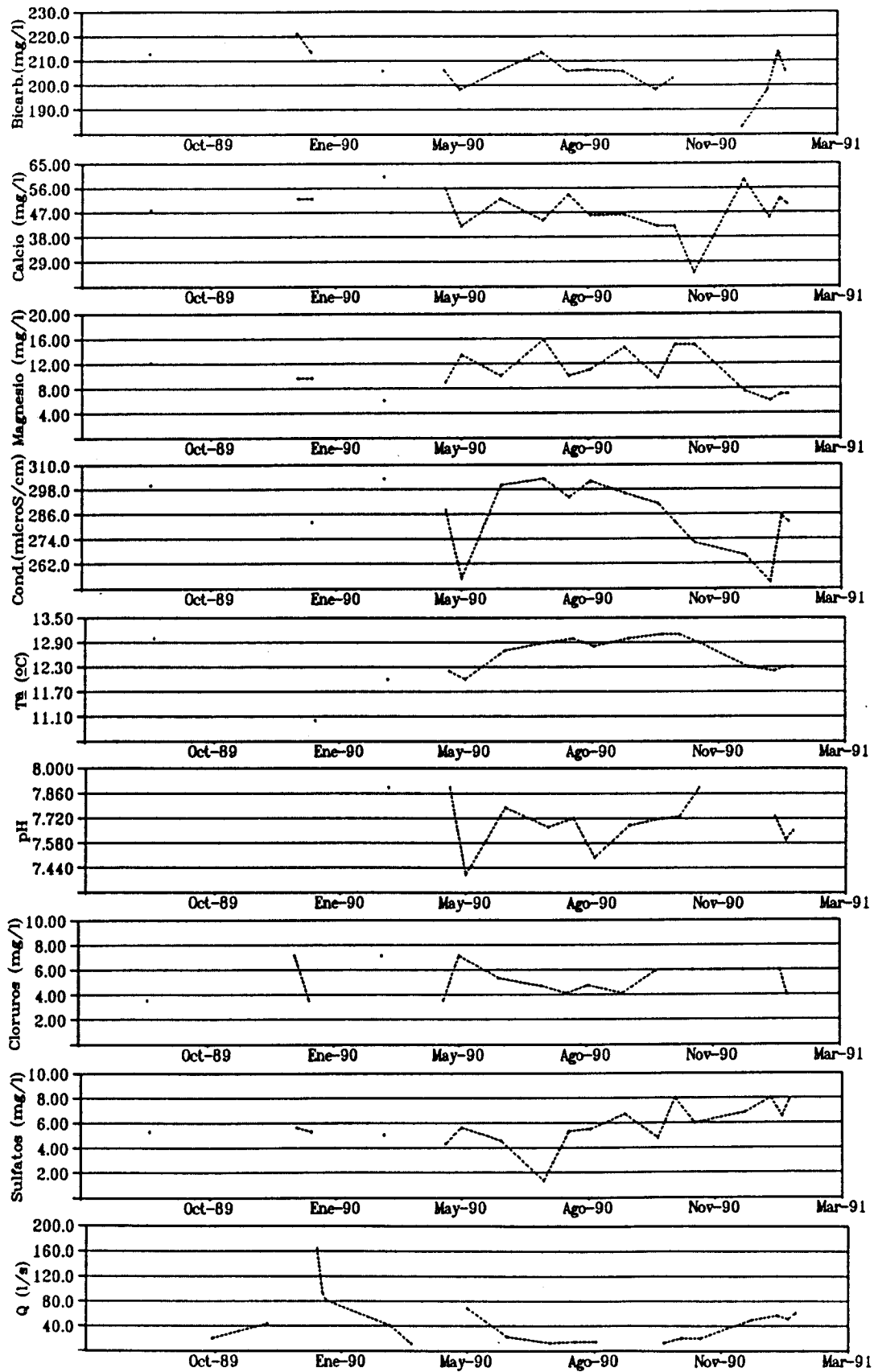


Figura 49.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Vadillo" (2138.2.0036).

MANANTIAL DE EL VADILLO

HIDROGRAMA DICIEMBRE 1990-ENERO 1991

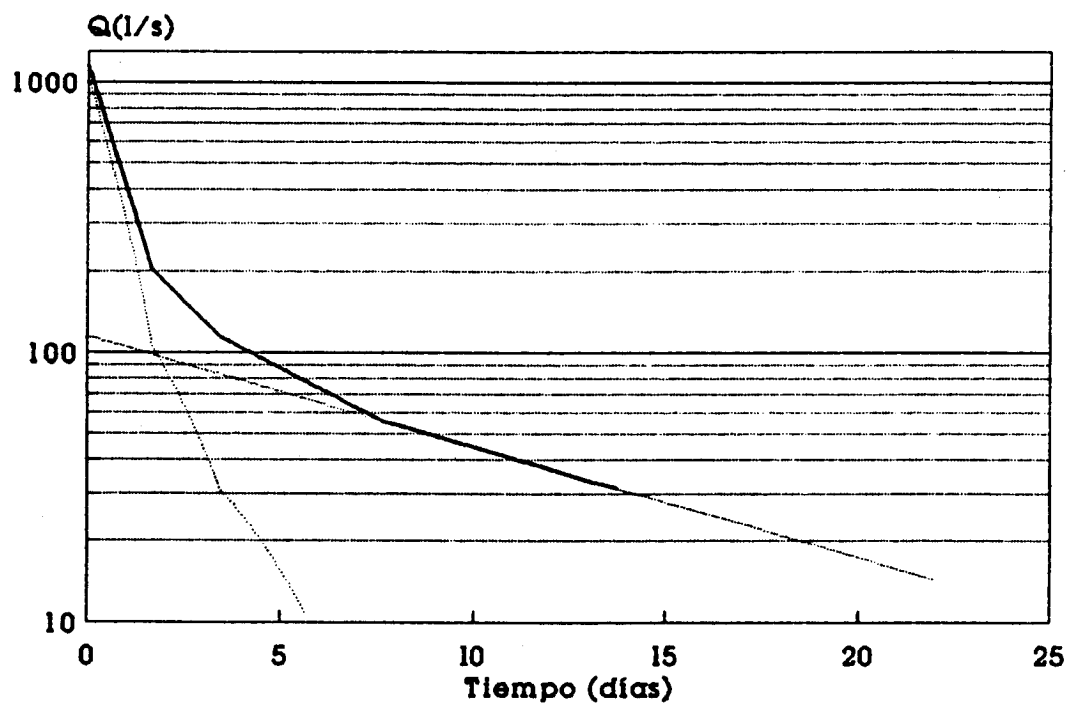


Figura 50.- Análisis de la decrecida del manantial del Vadillo.

un cambio de variable para linearizar la función Y (figura 51), tomando como valor el que corresponde al más lejano de la recta.

Finalmente, el análisis culmina con la clasificación del sistema de acuerdo con el valor de Y para $t = 2$ días. El segundo parámetro ($k = 0.045$) es el resultado del cociente entre V_d y el volumen global de tránsito ($V_d = 0.07 \text{ hm}^3$), tomando como valor medio anual de $Q = 34 \text{ l/s}$.

Los resultados obtenidos permiten identificar un sistema muy karstificado, con una red de drenaje subterráneo bien desarrollada. En la figura 51 podemos observar que el sistema drena casi todo el volumen dinámico a los 25 días después de la crecida y más del 50% a los ocho días.

Análisis de correlación simple y cruzada (figuras 52, 53 y 54).

El análisis correlatorio es una herramienta fundamental para conocer el papel modulador del sistema sobre la señal de entrada (precipitación). Para ello se necesita una serie de datos suficientemente extensa y representativa de caudales diarios y de precipitación suele ser de, al menos, 1000 días, lo que corresponde a 3 años, aproximadamente. En nuestro caso sólo disponemos de una serie de 93 datos de lluvias (del 17 de Noviembre de 1990 al 22 de Diciembre de 1990).

Es por esto que el análisis realizado presenta resultados poco significativos. Así, el diagrama de correlación simple para la lluvia muestra una cierta periodicidad (en 2, 17 y 30) que no debe existir en un fenómeno aleatorio como es la precipitación, si se dispusiera de una serie temporal de duración suficiente.

Consecuentemente, el correlograma simple de caudales y el cruzado muestran dos picos (en 0 y 2) de difícil interpretación. El segundo pico puede corresponder a la recarga del sistema por fusión de la nieve (durante estos meses la precipitación fue fundamentalmente en forma de nieve) o al diferente comportamiento hidrodinámico de las calizas y las dolomías del sistema, siendo más rápida la respuesta de las primeras. En todo caso, es necesario esperar que la continuación de las observaciones permita verificar adecuadamente estas conclusiones provisionales.

Balance del Sistema

No se conocen por el momento con precisión los límites del sistema del Vadillo, aunque su extensión no debe ser muy inferior a la de la unidad. Los afloramientos carbonatados de la unidad del Nacimiento del Guadalquivir ocupan una superficie de 10 km^2 . Su principal drenaje es el manantial del Vadillo, con un caudal medio de 34 l/s , aunque en este cálculo no han podido tenerse en cuenta el caudal durante los meses de Marzo, Abril, Mayo y Junio que, sin duda, incrementarán este valor. A esta cifra hay que sumar los caudales medios obtenidos en las otras surgencias (aproximadamente 10 l/s). En total se dispone de una cifra mínima de recursos anuales de 1.5 hm^3 .

Por otra parte, dado que todos los manantiales se sitúan al pie de las calizas miocenas,

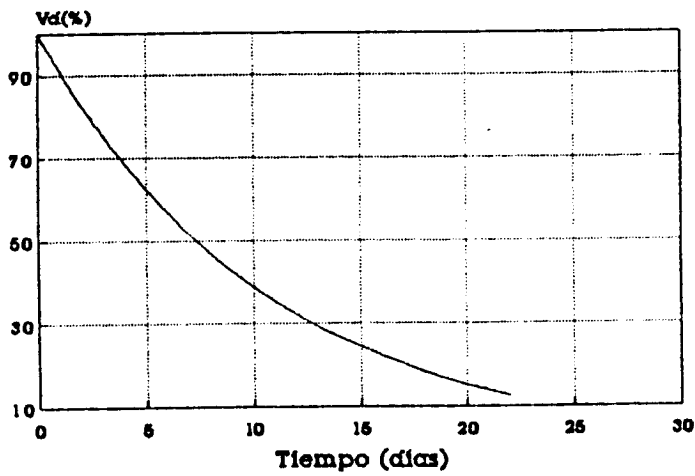
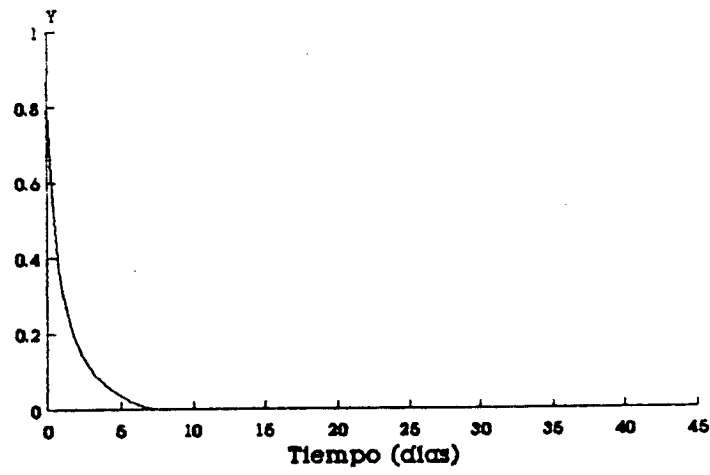
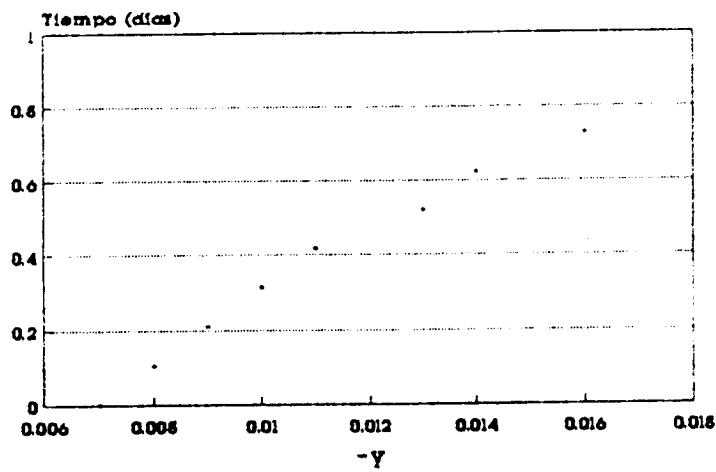


Figura 51.- Análisis de la curva de recesión de la fuente del Vadillo.

AUTOCORRELACION

lluvpedr

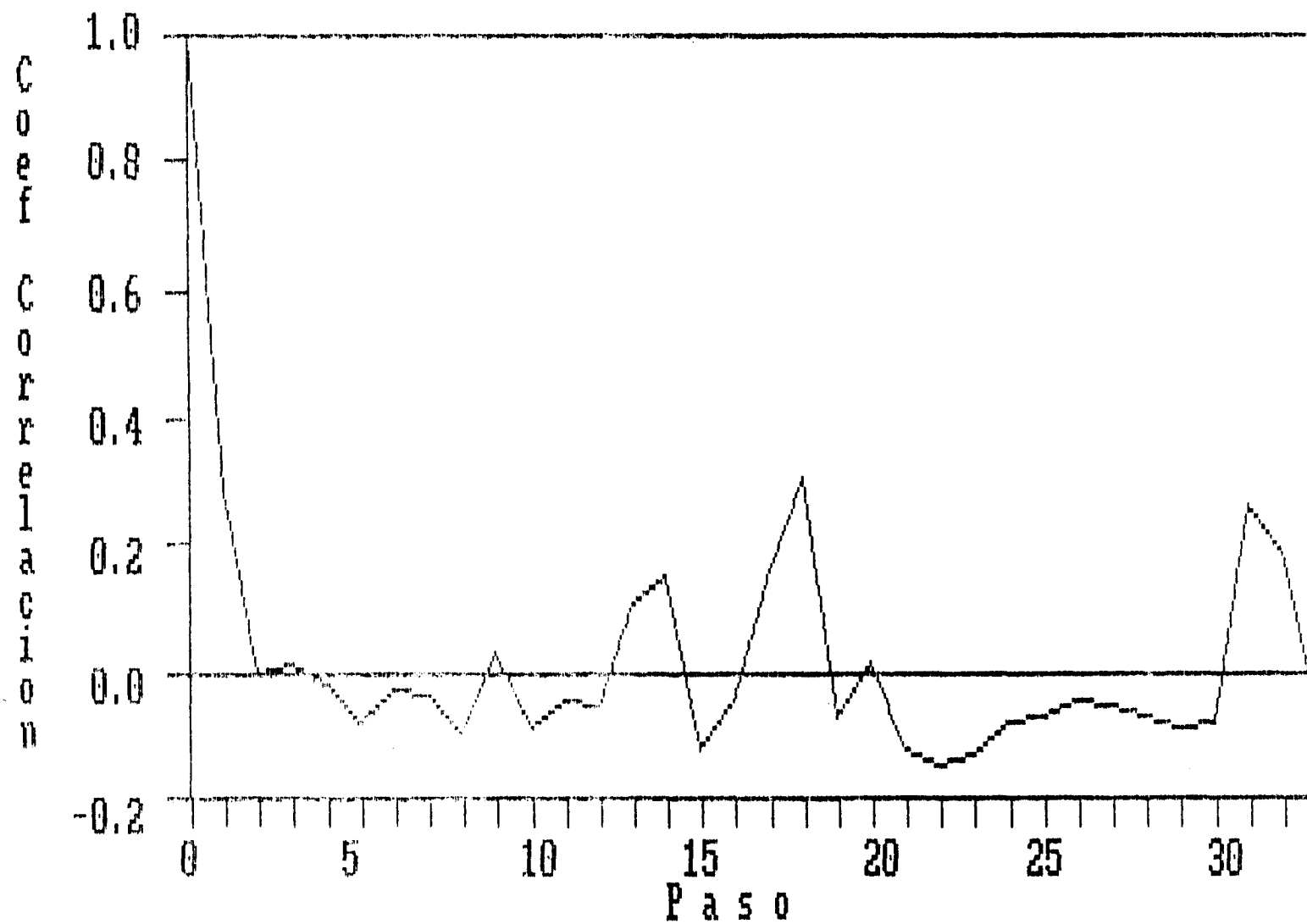


Figura 52.- Autocorrelación de los datos de precipitación de la estación de la Nava de San Pedro.

AUTOCORRELACION caudvad

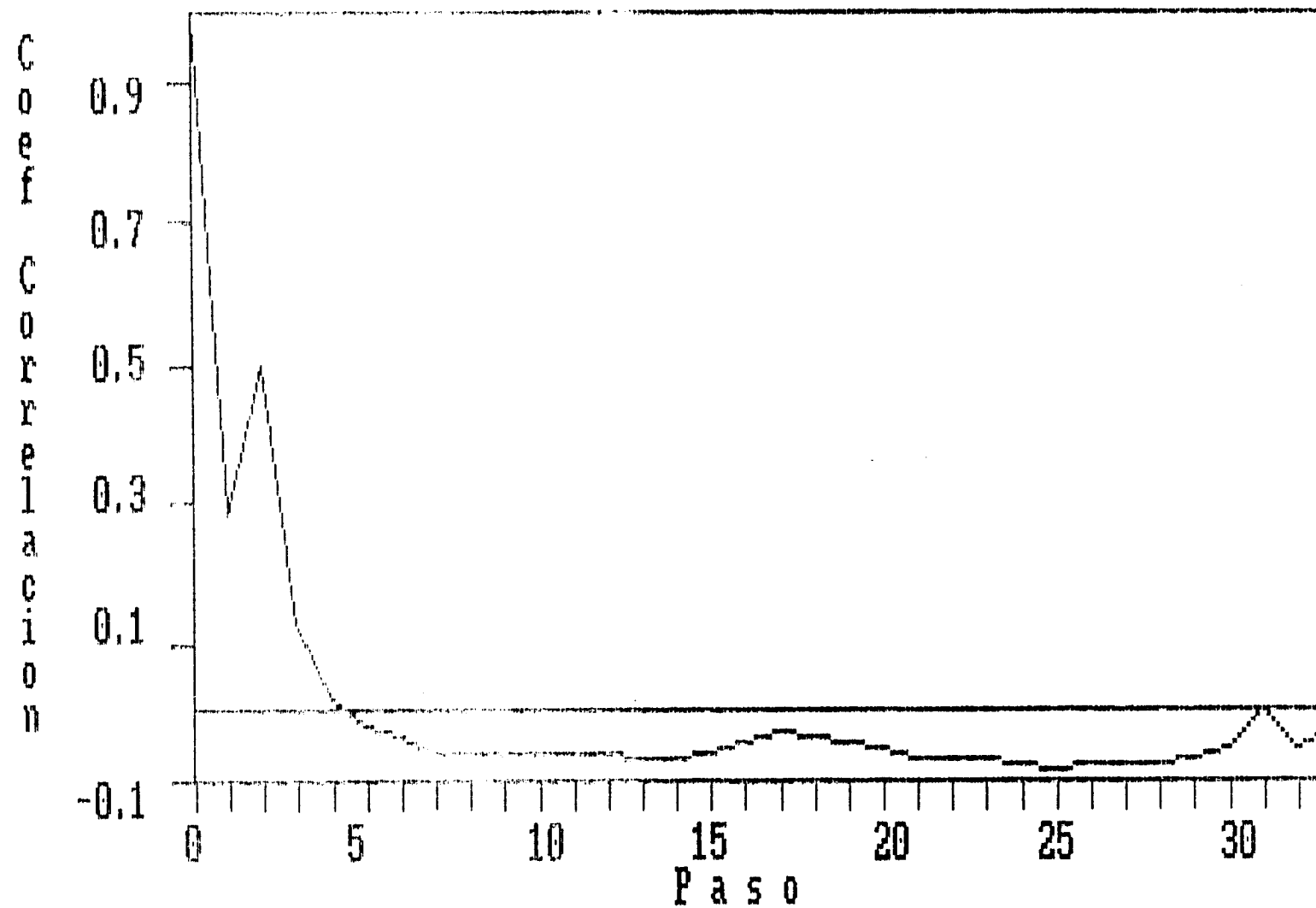


Figura 53.- Autocorrelación de los datos de caudal de la fuente del Vadillo.

CORRELACION CRUZADA lluypedr - caudvad

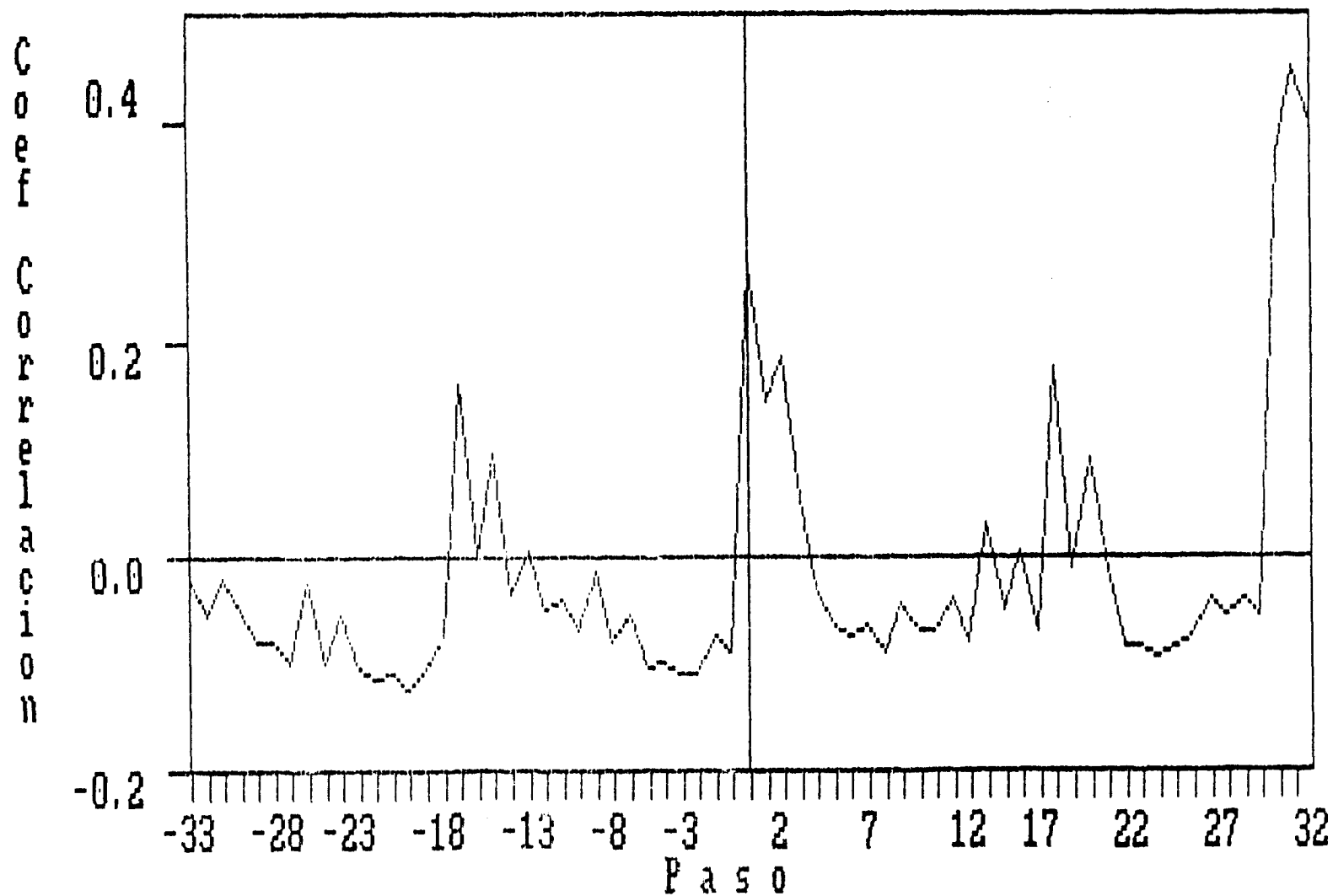


Figura 54.-Correlación cruzada lluvia-caudal de los datos de precipitación de la Nava de San Pedro y de caudal de la fuente del Vadillo.

podemos sospechar que las dolomías cretácicas, como ocurría ya en la unidad de la Sierra de Cazorla, no constituyen un acuífero relevante. Por tanto, el área de recarga quedaría reducida prácticamente a la superficie de los afloramientos miocenos. Este hecho condicionaría también el volumen de reservas almacenadas.

Otros manantiales

De los manantiales que drenan esta unidad, se ha muestreado con cierta periodicidad el Nacimiento del Guadalquivir (tabla 14). Esta surgencia se sitúa al pie de las calizas miocenas en el sinclinal del mismo nombre y a una cota de 1360 metros. Aparece por debajo de la pista forestal, a través de fisuras que permiten también la salida, a veces, de corrientes de aire muy frío.

Al contrario de lo que cabía esperar, las aguas de este manantial son ligeramente más salinas (conductividad media = 320 uS/cm) que las de Vadillo. El caudal máximo aforado es de 60 l/s, pudiendo quedar reducido a escasos litros después de pocos días.

Sus facies hidroquímicas son similares. Se caracteriza también por un bajo contenido en magnesio (12-21 ppm), lo cual parece general en aguas que drenan las rocas miocenas. El contenido medio en 0-18 es de -8.42, correspondiente a una cota media de recarga de 1400-1500 metros.

Son aguas frías (T^a media = 8.3°C), con una temperatura mínima de hasta 7°C, lo que pone de manifiesto la importancia de los fenómenos de recarga por fusión de nieve.

Conclusiones Generales.

1. La Unidad Hidrogeológica del Nacimiento del Guadalquivir está constituida por un acuífero carbonatado mioceno con un alto grado de karstificación. Las dolomías cenomanienses no muestran por el momento tal comportamiento. Si así fuera, el comportamiento hidráulico de ambos materiales sería francamente diferente.

2.- Se puede suponer la existencia de dos sistemas hidrogeológicos dentro de la unidad. El más meridional drenaría a través del manantial del Vadillo. El nivel piezométrico en este sistema estaría próximo a 920 metros. Su estructura geológica permite la acumulación de un volumen de reservas relativamente importante, sobre todo en el extremo sur, coincidiendo con la zona de suaves sinformes donde las margas blancas ejercerían un papel "confinante". Los recursos se han calculado por defecto, siendo mayores de 1.1 hm³.

3.- El sistema del Vadillo, a la luz de los resultados del primer análisis de una de sus curvas de decrecida, presenta un alto grado de karstificación y una red de drenaje subterráneo bien desarrollada.

4.- Un segundo sistema hidrogeológico, de dimensiones más reducidas, drenaría a través del Nacimiento del Guadalquivir y La Cañada de las Fuentes. Se trata de un sistema colgado. Su nivel piezométrico se localiza a una cota aproximada de 1400 metros.

5.2.2.3.2.2. Unidad hidrogeológica de La Canal-Torre del Vinagre

Al este de los sistemas anteriormente descritos aparece una banda de 35 kilómetros de longitud, en dirección NE-SW, y una anchura de 2-3 kilómetros que constituye el principal afloramiento de los materiales carbonatados del Jurásico superior (facies Purbeck) en la zona de estudio. Esta unidad de superficie próxima a los 90 km², se extiende, de sur a norte, desde la falla de Tíscar hasta el río Borosa. En el oeste cabalga sobre los materiales cretácicos y miocenos del sinclinal del Nacimiento del Guadalquivir, en el sur, y sobre el Trías de la Formación Hornos-Siles en el norte. Al este su límite coincide con el sinclinal del Cabañas.

El material acuífero de la unidad lo constituyen, fundamentalmente, las dolomías basales de las facies Purbeck. El carácter secundario de la dolomitización da lugar a un acuífero de espesor variable que puede alcanzar más de 300 metros en las proximidades del manantial de La Canal, e incluso estar ausente. Predominan, sin embargo, los paquetes calizos, de espesor variable, separados por niveles margosos y las alternancias de calizas y margas. Desgraciadamente no se dispone de una cartografía detallada de la unidad. En este trabajo se han diferenciado los principales afloramientos carbonatados que coinciden con los mayores manantiales inventariados (La Canal y El Túnel).

Por otra parte, el conjunto está afectado por una intensa deformación de apretados pliegues y una densa fracturación. Los tramos de alternancias de calizas y margas están a veces intensamente karstificados (Loma del Cagasebo) con lapiazes de hasta 5-6 metros de desarrollo vertical. Por ello no se descarta la posibilidad de que exista una cierta permeabilidad en estos tramos que, por otra parte, actuarían como reguladores de los recursos subterráneos de la unidad.

El sustrato impermeable estaría constituido por los materiales margosos del Kimmerigiense y Oxfordiense mientras a techo se disponen las margas y margocalizas del Cretácico inferior que dan paso a las dolomías del Cenomaniense.

Morfológicamente, la zona presenta características diferentes de unos puntos a otros. Así los valles que atraviesan los materiales más incompetentes son relativamente abiertos en comparación con las estrechas cerradas que atraviesan las dolomías (río La Canal, Cerrada del Utrero, etc.). Los cursos fluviales están prácticamente ausentes. Los más importantes son el río Guadalquivir, que puede llegar a filtrarse por completo al atravesar esta unidad, y el arroyo de las Truchas que nace a partir de numerosas fuentes en la zona norte de este conjunto hidrogeológico. Otros arroyos, como el arroyo La Canal que nace en el sinclinal del Cabañas, se filtran totalmente.

El inventario en esta unidad está formado por un número relativamente importante de puntos de agua de los cuales los más importantes son La Canal (2138.3.0007) y El Túnel (2137.7.0025) con caudales medios superiores a 140 l/s y 100 l/s respectivamente. De acuerdo con dicho inventario se han diferenciado, aunque sin concretar sus límites, los siguientes sistemas hidrogeológicos:

- 1.- Sistema de La Canal
- 2.- Sistema del Túnel

Sistema de La Canal

La Canal constituye el principal manantial de toda la Sierra del Pozo. Vierte sus aguas al río Céal que desemboca en el Guadiana Menor. Esta situado en su borde sur, en el punto topográficamente más bajo (860 metros de cota) de las calizas y dolomías del Jurásico superior y en relación con la falla de Týscar. Los materiales carbonatados alcanzan aquí más de 300 metros de potencia y están afectados por un suave plegamiento.

Actualmente es utilizado para abastecimiento del municipio de Huesa y la pedanía de Belerdas (Quesada). Para ello existe una acequia de casi 3 kilómetros de longitud y una balsa de captación donde se ha instalado un limnógrafo. Además disponemos de numerosas medidas de conductividad, temperatura, caudal, pH etc realizadas en el campo durante este periodo de estudio (figura 56 y tabla 16).

Análisis de la curva de decrecida (figura 57, 58, 59 y 60).

Los limnigramas obtenidos en el Manantial de La Canal han requerido la realización de la curva de gastos, dado que no se trata de una estación de aforos con vertedero. Por ello todos los resultados que posteriormente se describen son susceptibles de ligeras modificaciones, sobre todo para caudales superiores a 150 l/s.

El hidrograma obtenido desde Marzo de 1990 a Febrero de 1991 (figura 57) muestra la existencia de un periodo de acentuadas fluctuaciones de caudal donde se alcanzan puntas máximas de 600 l/s y un largo periodo de estiaje con un caudal mínimo de 70 l/s. El caudal medio calculado es de 140 l/s.

El estudio de las diversas curvas de agotamiento obtenidas en el hidrograma revelan diferentes valores del coeficiente de agotamiento y de los recursos disponibles del sistema. Además se ha elaborado un gráfico (figura 58) en el que se observa la relación lineal de los recursos del sistema con el caudal al inicio del agotamiento hasta un valor de 150 l/s.

FECHA	Q_i (l/s)	Q_f	T(días)	α (d ⁻¹)	V_d (hm ³)
Noviembre	150	128	5	$3.17 \cdot 10^{-2}$	0.41
Diciembre	174	125	7	$4.72 \cdot 10^{-2}$	0.32
"	128	120	3	$2.15 \cdot 10^{-2}$	0.51
Enero	310	229	4	$7.57 \cdot 10^{-2}$	0.35
"	229	174	17	$1.62 \cdot 10^{-2}$	1.22

Abril	150	125	5	$3.65 \cdot 10^{-2}$	0.36
Verano	125	95	31	$8.85 \cdot 10^{-3}$	1.22
"	95	74	90	$2.78 \cdot 10^{-3}$	2.95
"	74	73	13	$1.05 \cdot 10^{-3}$	6.05

Para el análisis de la curva de decrecida se ha estudiado un periodo de 156 días desde Junio a Octubre de 1990 en el que el caudal varía desde 318 l/s, en la punta de la crecida, a 69 l/s, al final del estiaje. No repetiremos los fundamentos de dicho análisis cuyos resultados son los siguientes:

$$Q_0 = 211 \text{ l/s} \quad V_t = 4.5 \text{ hm}^3$$

$$\alpha = 0.00122 \text{ d}^{-1} \quad i = 0.602$$

$$n = 0.02325 \text{ d}^{-1} \quad k = 1.681$$

$$V_d = 7.58 \text{ hm}^3$$

Estos valores de i y k , que caracterizan a un sistema no kárstico, ponen de manifiesto, nuevamente, la influencia de las características climáticas de la zona en los resultados del análisis.

Hidroquímica

Las aguas del manantial de La Canal son bicarbonatadas cálcico-magnésicas con concentraciones relativamente altas de cloruros (10-40 ppm) y sulfatos (10-45 ppm).

Su conductividad, que varía entre 370 y 450 uS/cm, esta controlada fundamentalmente por el caudal y mantiene una estrecha relación con la concentración de sulfatos.

La temperatura y el pH, que oscilan entre 11-18°C y 7.4-7.8 respectivamente, estan también controlados por el caudal ($r=-0.82$ y $r=0.77$; siendo r el coeficiente de correlación).

Cabe resaltar que, al contrario que en la mayor parte de los manantiales, la salinidad de la aguas no esta influenciada por la concentracion de bicarbonatos y sí por la de sulfatos.

Se han obtenido los coeficientes de variación para cada uno de los elementos químicos y parámetros físicos. Es reseñable la escasa variación de la concentración de bicarbonatos al contrario que los cloruros y sulfatos.

Las variaciones controladas por el caudal indican la existencia de mezcla de diferentes

LA CANAL 2138.3.0007

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	Cond	T°	pH	eH	O2	Q
1/2/89	1	221	11		36	12				434	16,0				
9/3/89	36	206	16		36	19				389	14,0				180
9/5/89	97														160
3/9/89	214	244	16	37	56	22	15	2,0	0,01	435	16,0				
17/10/89	258	238	16	42	52	24	15	2,0	0,01	445	16,0				102
29/11/89	301									405	13,0	7,4			222
8/1/90	341	238	11	10	67	15	6	1,0	0,05	383	11,0				479
12/1/90	345	238	11	13	60	17	8	1,0	0,03	390	13,5				239
15/1/90	348	238	11	17	64	15	9	1,0	0,03						170
7/3/90	399	236	12	31	62	17	12	1,0	0,02	400	15,0	7,69	-0,31		131
24/3/90	416	244	16	35	60	21	11	2,0	0,01	416					106
8/4/90	431	244	11	15	60	19	7	1,0	0,03						190
10/4/90	433														330
24/4/90	447	238	12	23	58	18	10	1,0	0,01	400	15,0	7,77	-0,39		128
7/5/90	460	259	9	15	48	19	8	1,0	-0,05	400	14,0	7,74	-0,36		
8/6/90	492	236	18	32	52	21	11	2,0	-0,02	419	15,8	7,79	-0,37		121
11/7/90	525	236	41	23	48	27	17	2,0	-0,01	428	16,0	7,6	-0,29		98
31/7/90	545	241	14	37	57	20	14	2,0	0,01	434	15,3	7,54	-0,23		91
17/8/90	562	241	15	38	55	21	14	2,0	0,00	428	16,4	7,51	-0,21		86

13/9/90	589	236	15	41	52	26	14	2,0	0,02	441	16,8	7,63	-0,26		82
26/9/90	602	236	18	45	62	21	14	2,0	0,01	441	16,6	7,62	-0,26		79
9/10/90	615	236	18	46	58	21	14	2,0	-0,01	447	16,9	7,54	-0,23	103	76
23/10/90	629	244	19	44	51	23	14	2,0	-0,03	438	16,9	7,63	-0,14	98	82
7/11/90	644		16	41	30	24	15	2,0	0,53	423	17,3	7,67			
17/12/90	684	236	11	27	77	15	2	1,0	0,07	389	16,2				150
4/1/91	702	259	9	20	57	12	3	1,0	-0,10	370	14,7	7,61			
21/1/91	719	252	13	36	50	16	10	1,2	-0,10	398	15,7	7,63		87	125

Tabla 18.- Características físico-químicas del manantial de La Canal.

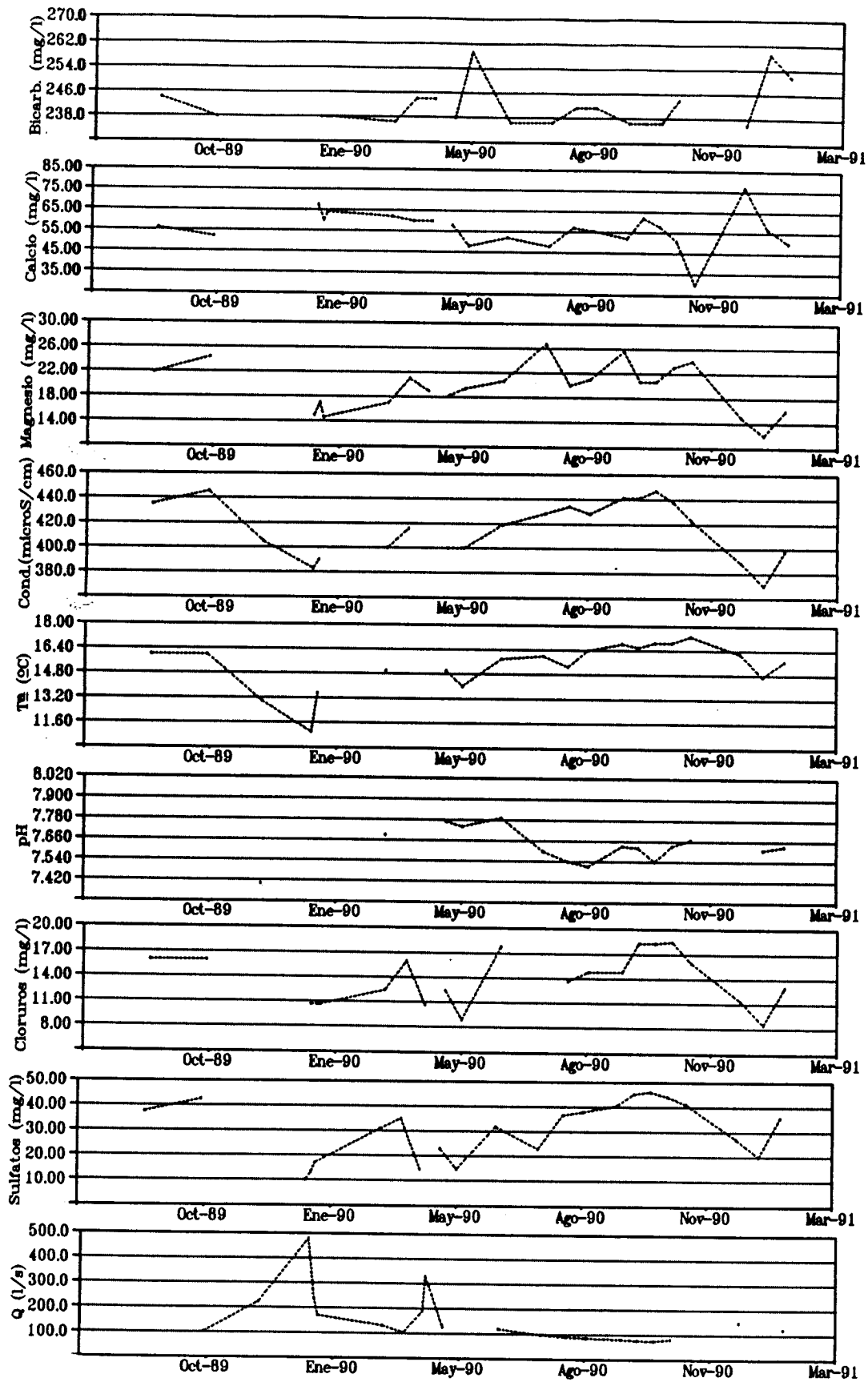
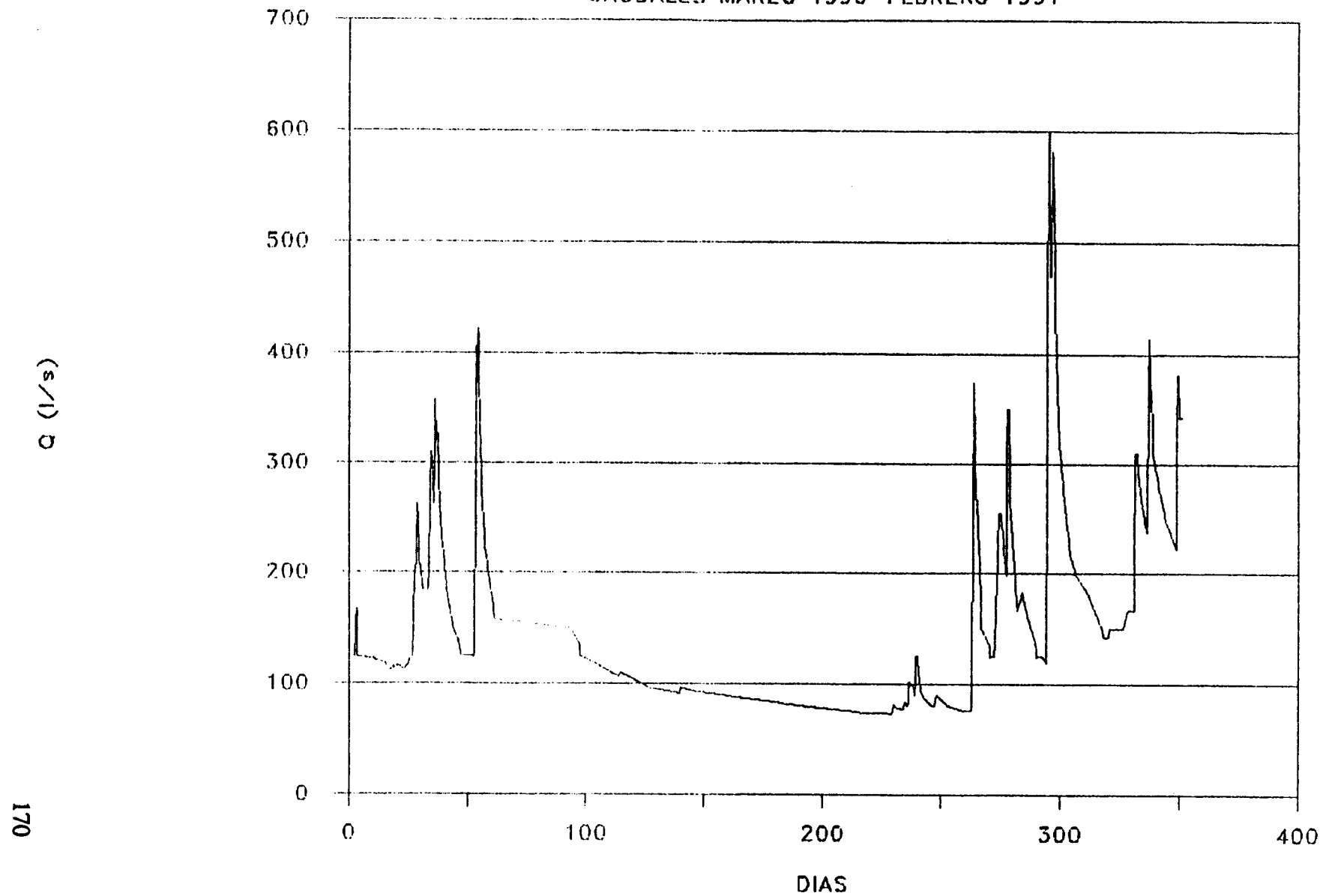


Figura 56.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "La Canal" (2138.3.0007).

ESTACION DE AFOROS DE LA CANAL

CAUDALES MARZO 1990-FEBRERO 1991



170

Figura 57.- Hidrograma de la estación de aforos de La Canal.

LA CANAL EVOLUCION VOLUMEN DINAMICO

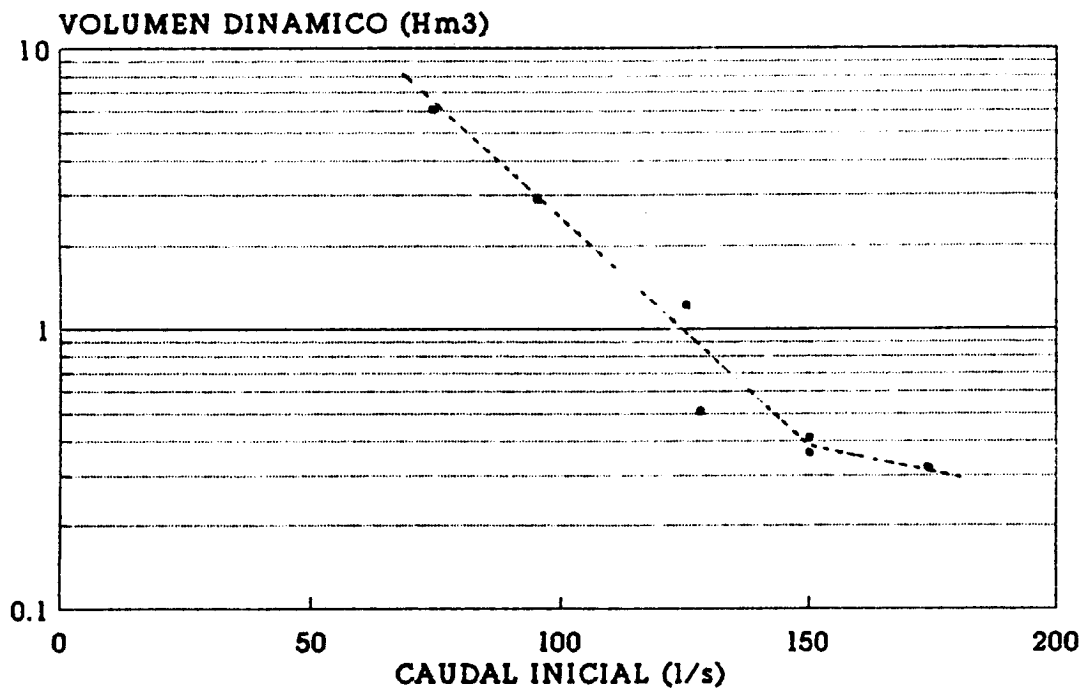


Figura 58.- Relación entre el caudal al inicio del agotamiento y el volumen dinámico.

MANANTIAL DE LA CANAL HIDROGRAMA JUNIO-OCTUBRE 1990

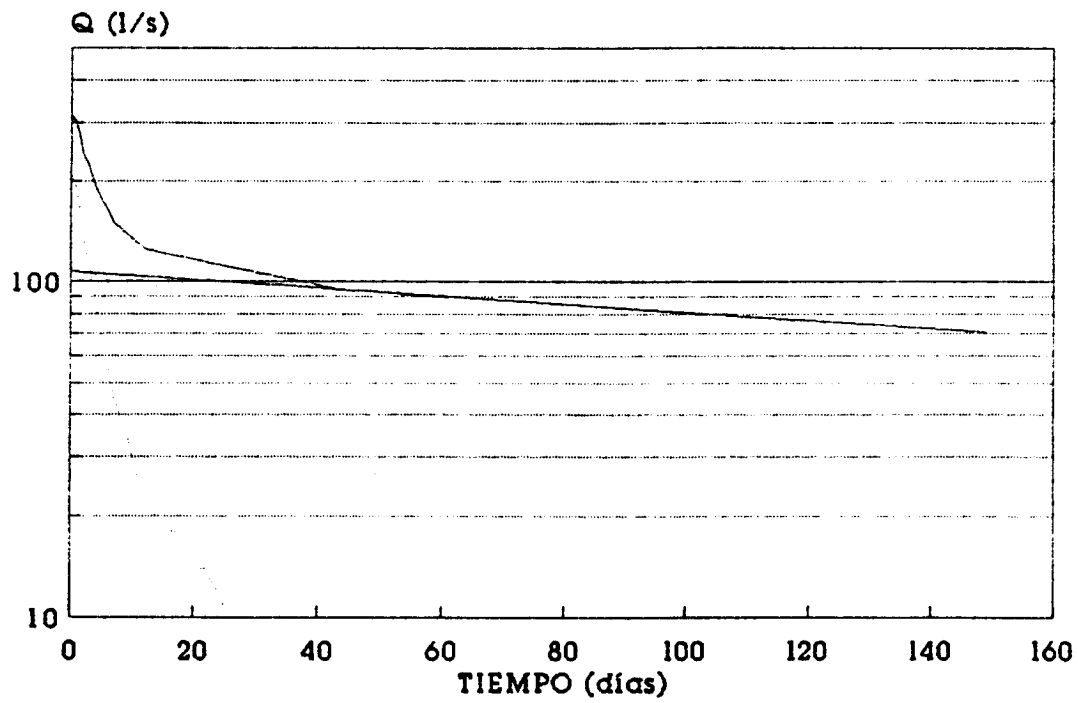
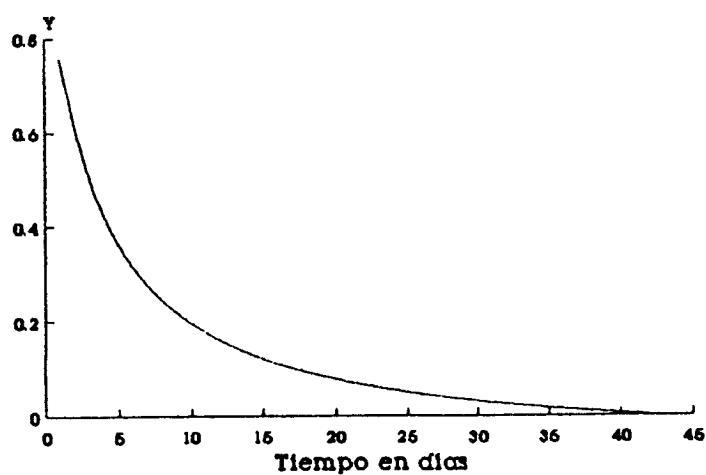
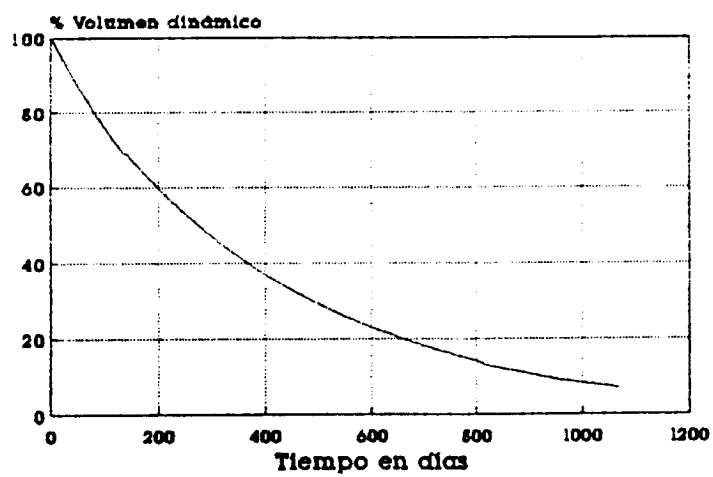
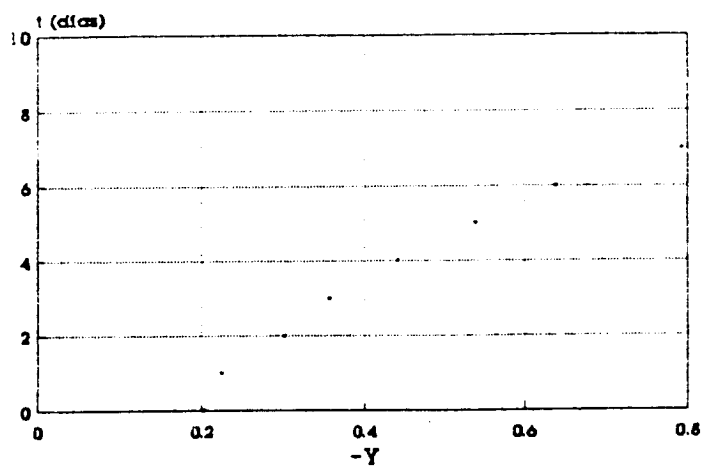


Figura 59.- Análisis del hidrograma del manantial de La Canal.



FUNCION Y (1-4)

Figura 60.- Análisis del hidrograma de la fuente de La Canal.

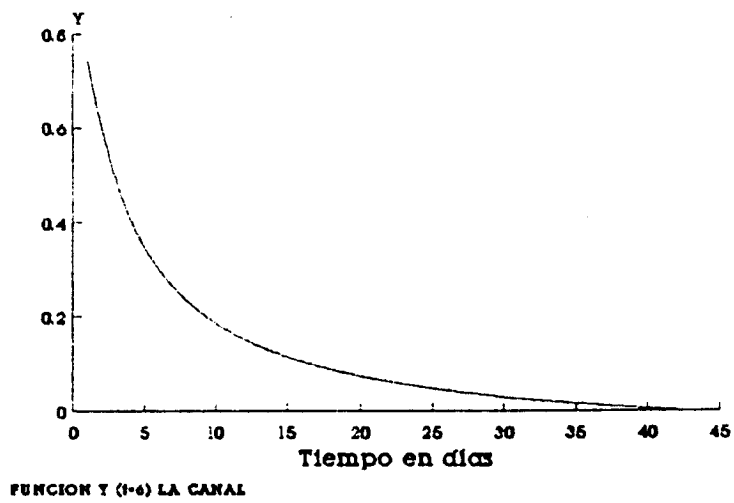
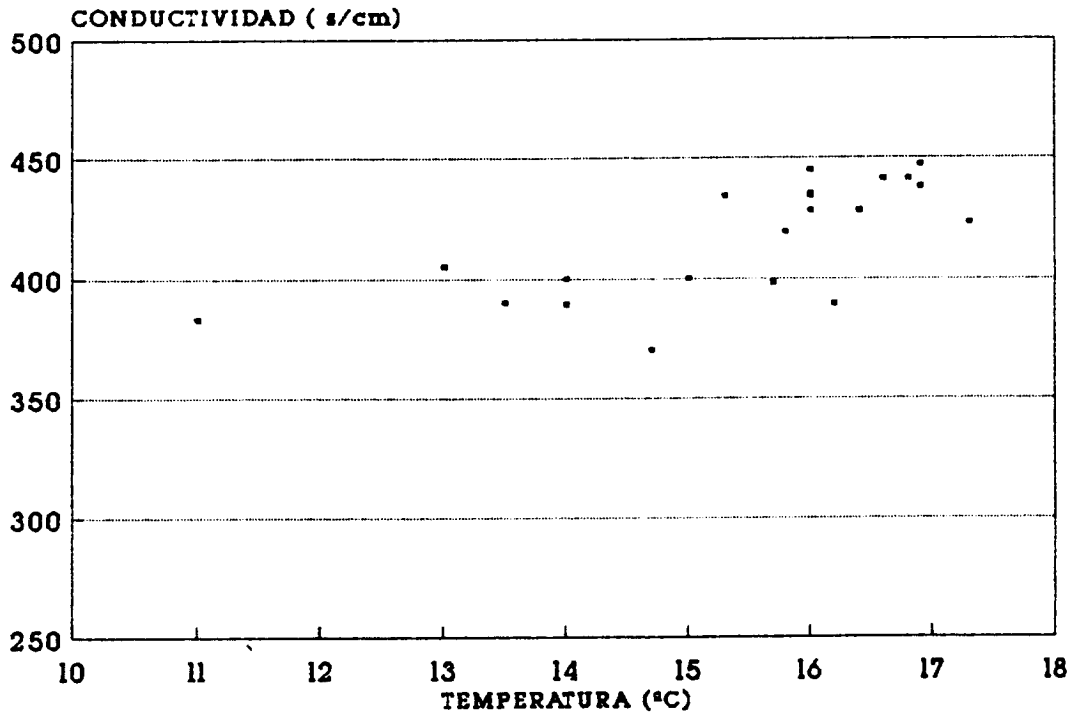


Figura 60.- Continuación.

MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION CONDUCTIVIDAD/TEMPERATURA



MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION rMg/r(Mg/Ca)

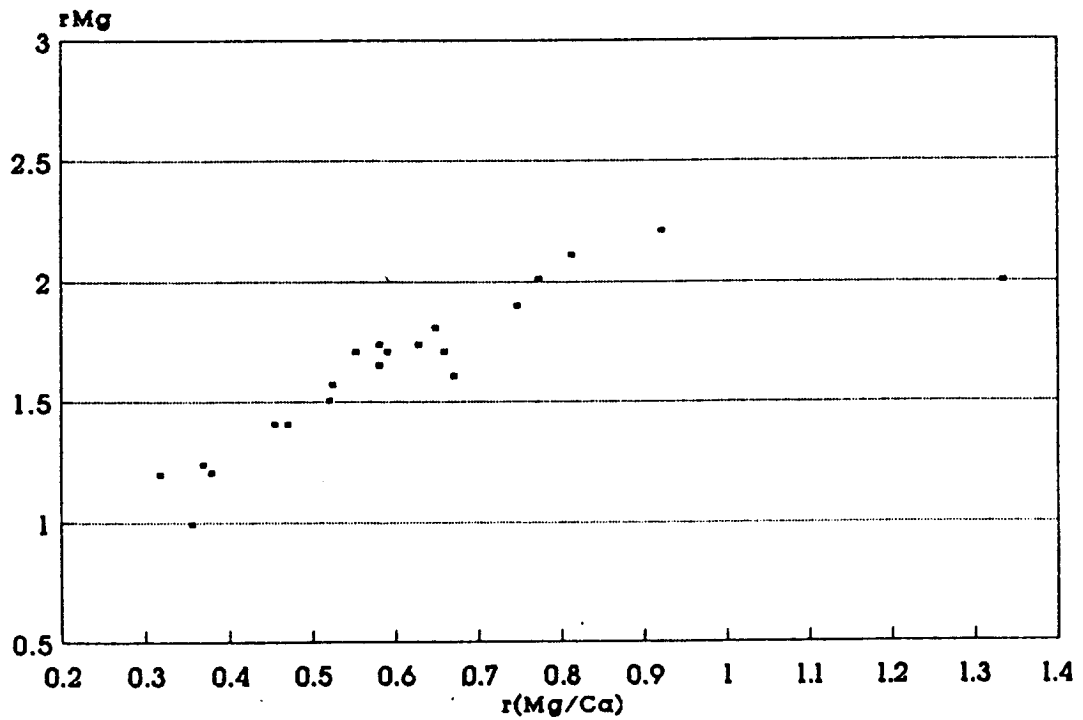
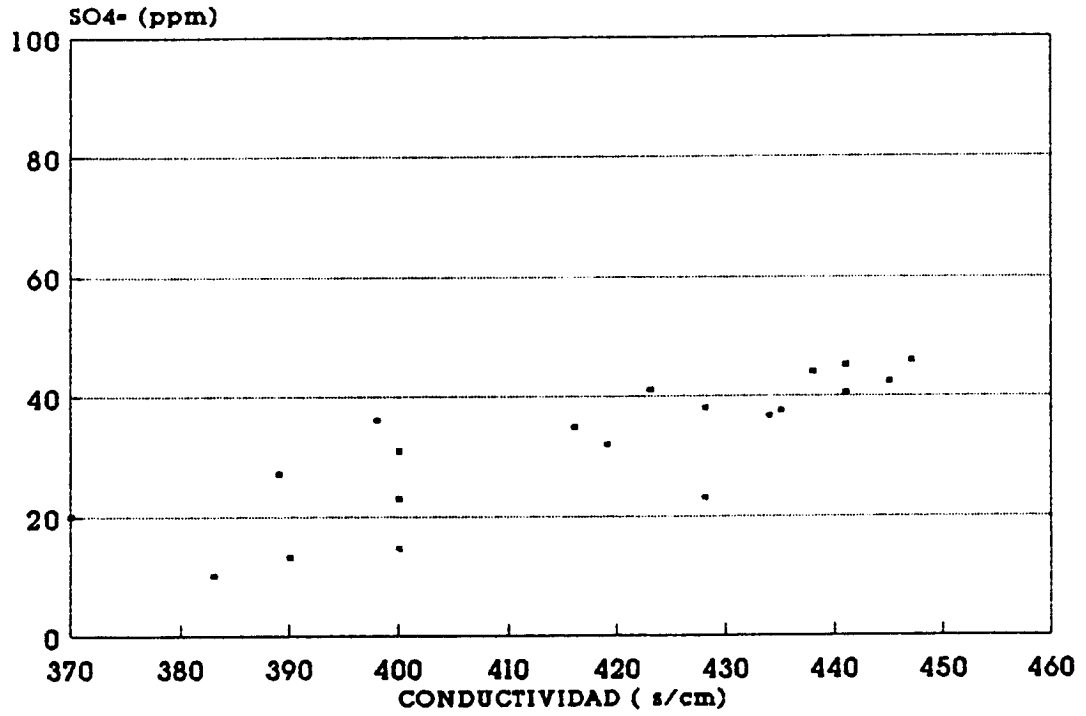


Figura 61.

**MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION SULFATOS/CONDUCTIVIDAD**



**MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION SULFATOS/CAUDAL**

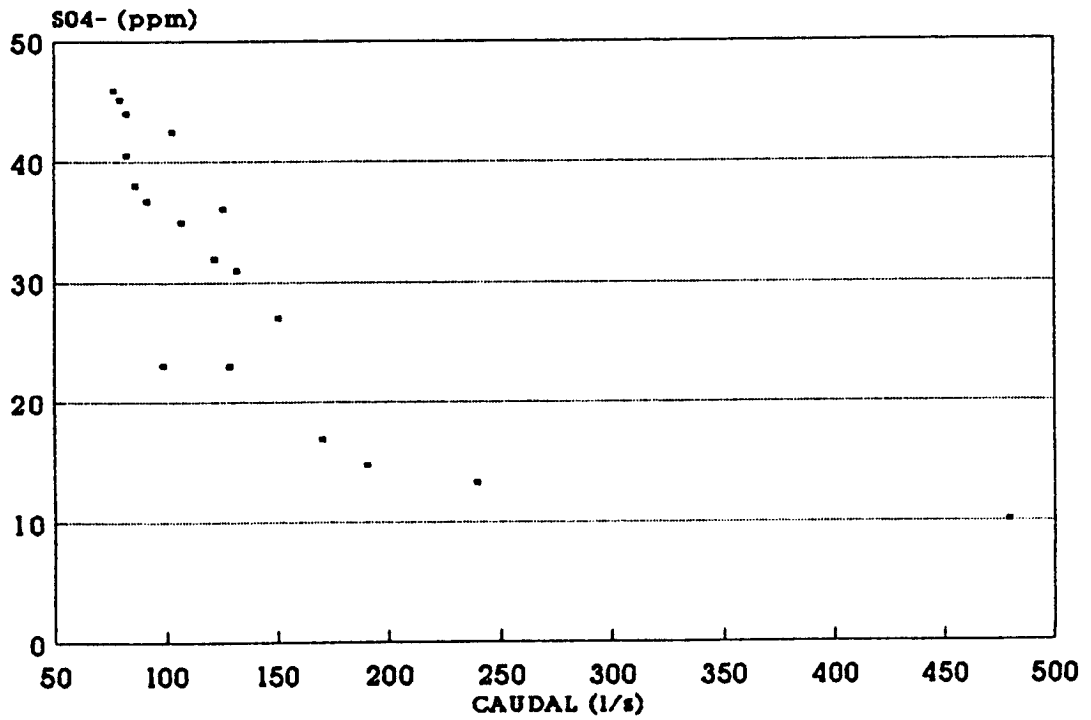
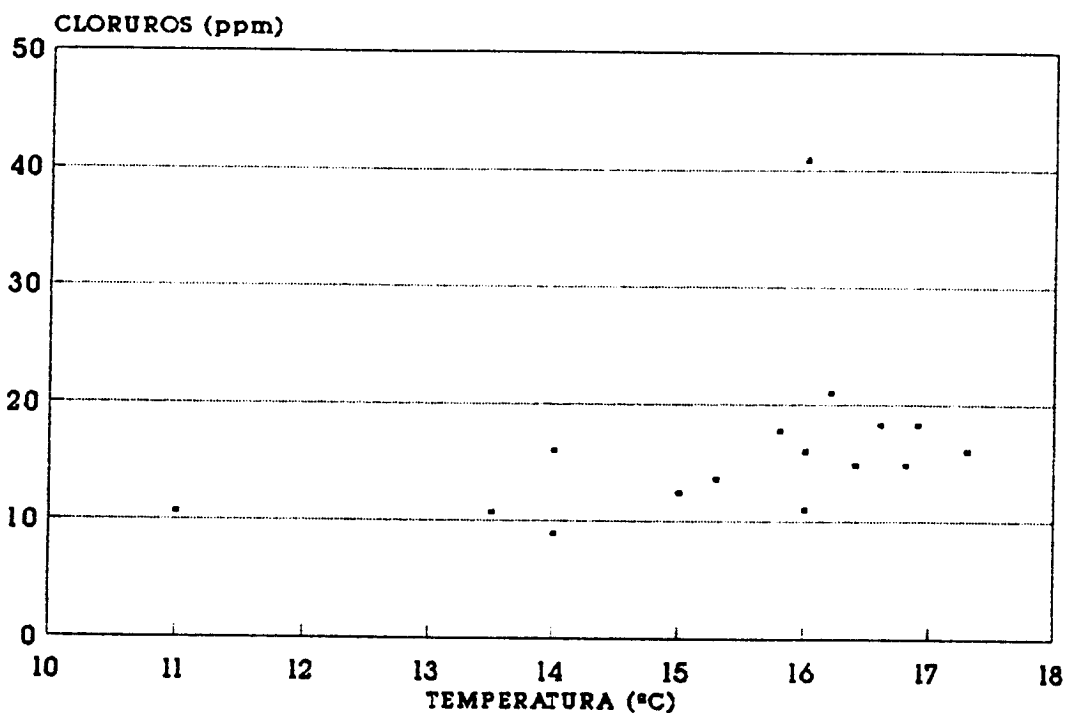


Figura 62.

MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION CLORUROS/TEMPERATURA



MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION CONDUCTIVIDAD/CAUDAL

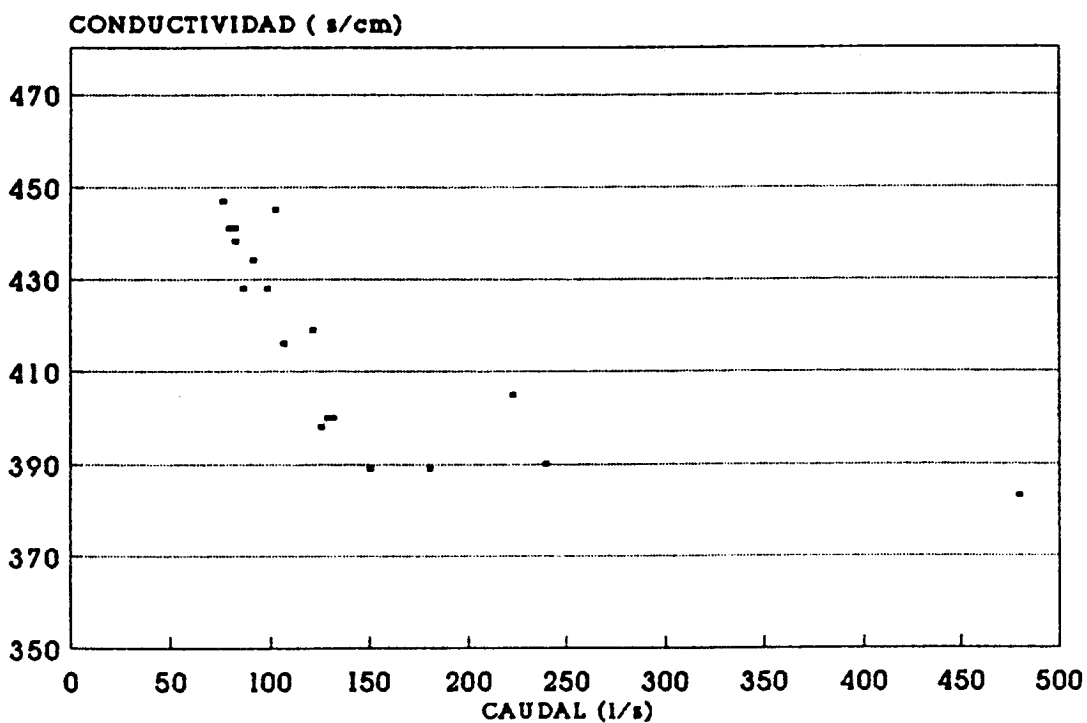
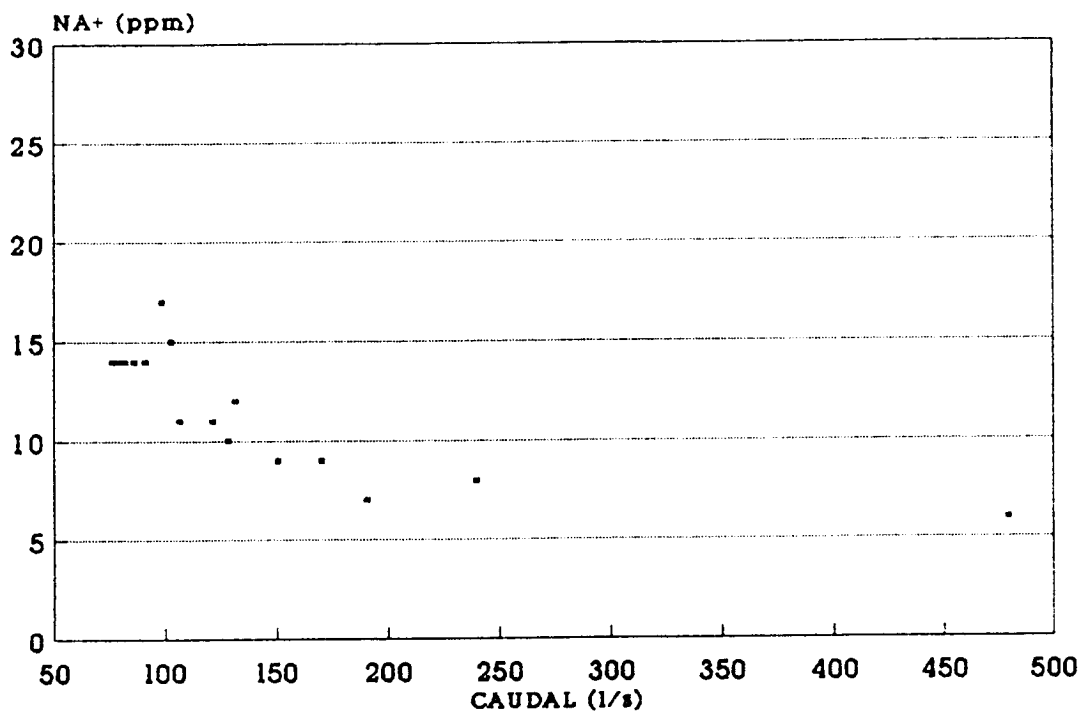


Figura 63.

MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION SODIO/CAUDAL



MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION SODIO/TEMPERATURA

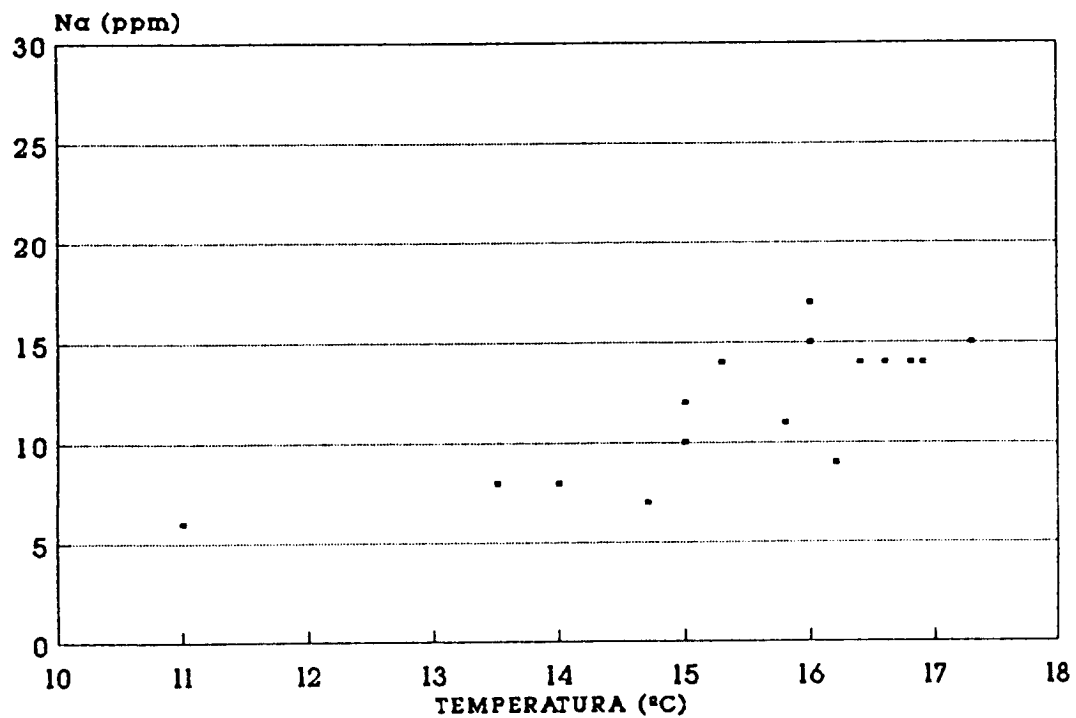
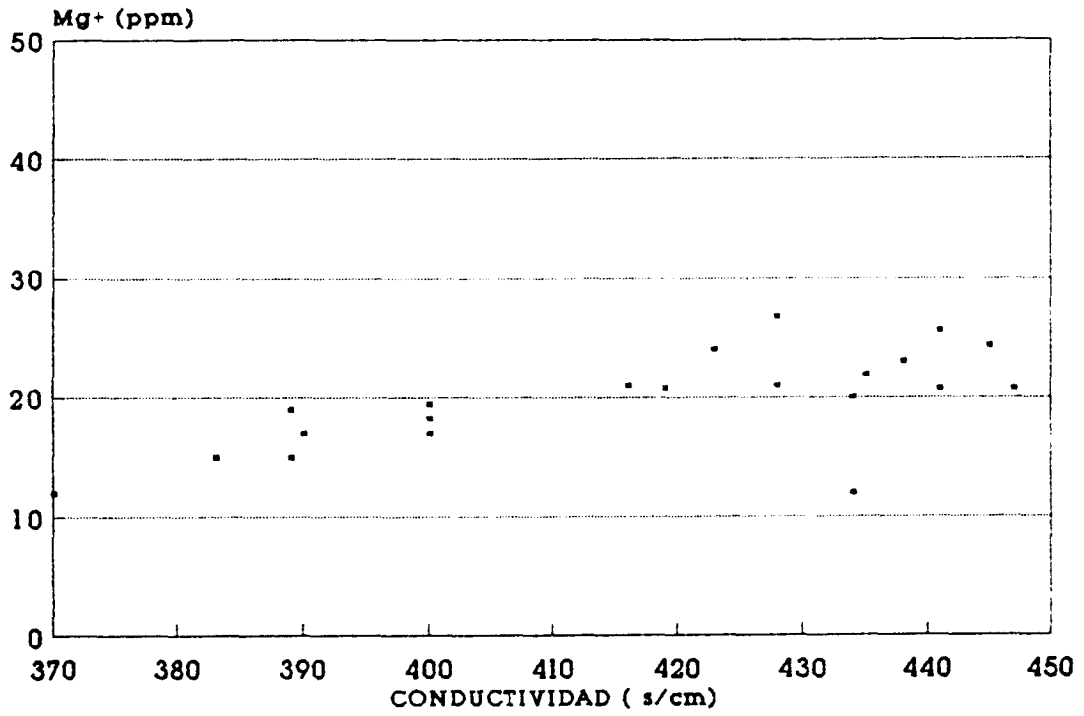


Figura 64.

MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION MAGNESIO/CONDUCTIVIDAD



MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION MAGNESIO/CAUDAL

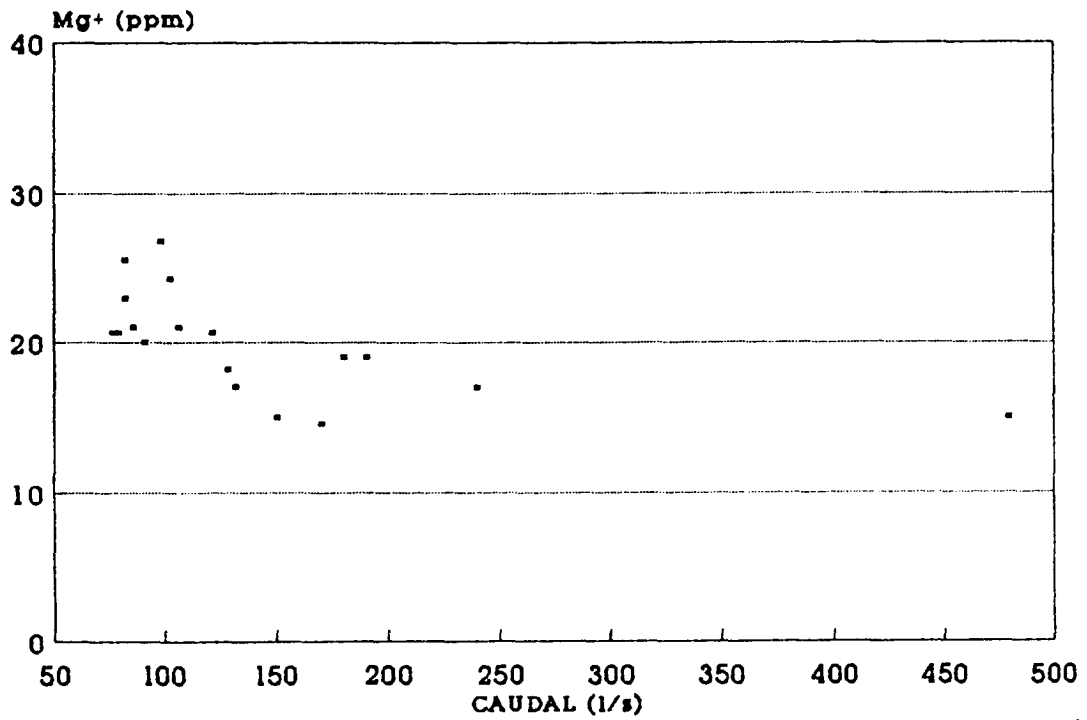
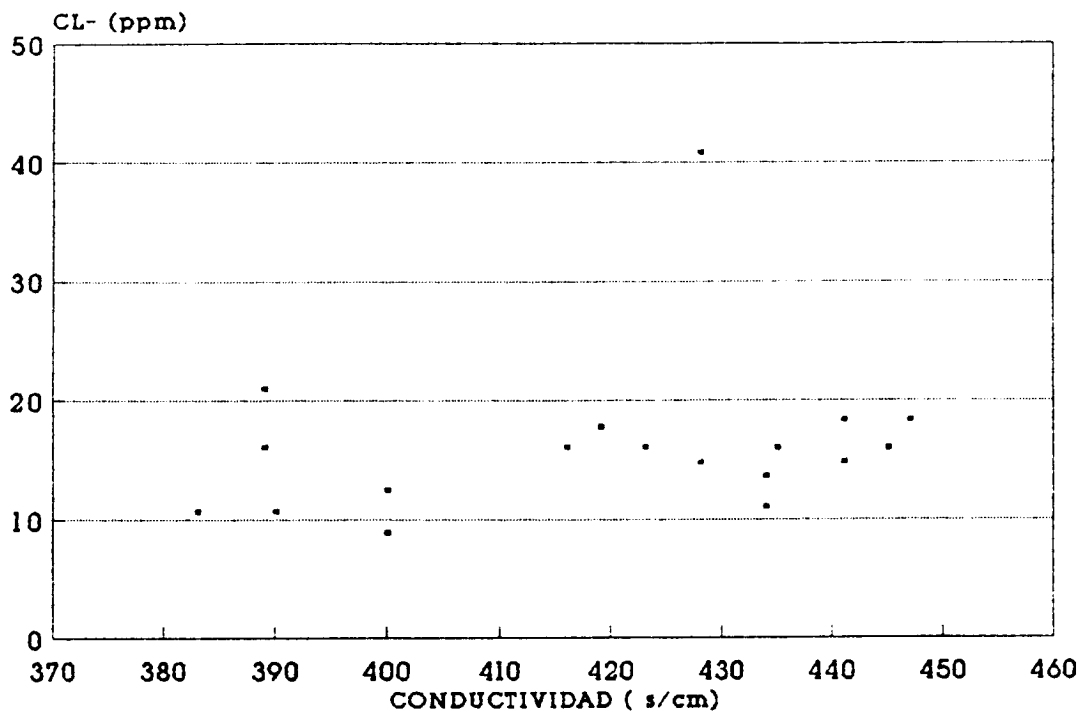


Figura 65.

MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION CL/CONDUCTIVIDAD



MANANTIAL DE LA CANAL
RELACION CLORUROS/CAUDAL

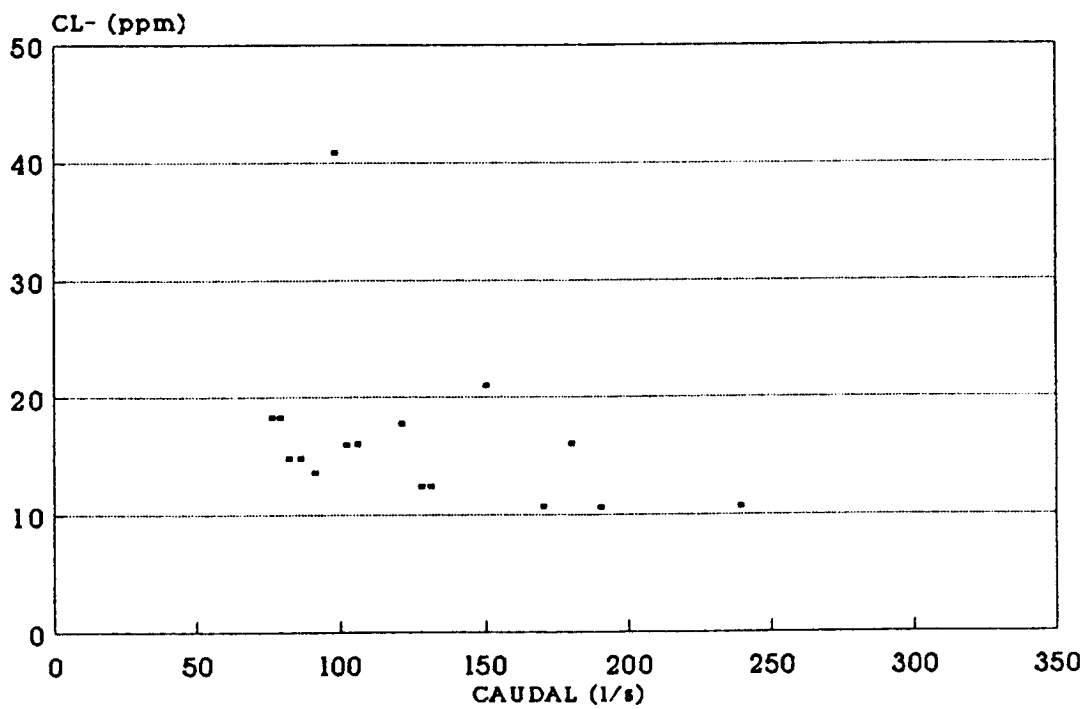


Figura 66.

aguas. Por un lado, un agua relativamente fría de origen meteórico y, por otro, un agua más cálida con concentraciones relativamente elevadas de cloruros y sulfatos. Esta última se manifiesta fundamentalmente durante los periodos de bajo caudal y esta, posiblemente, relacionada con flujos térmicos anómalos a lo largo de la falla de Tíscar.

En los gráficos adjuntos (figuras 61 a 66) se visualizan algunas de las interrelaciones más interesantes de los resultados analíticos.

El contenido medio de O-18 es de -8.65 que corresponde a una altitud media del área de recarga de 1550-1600 metros.

Balance

Aunque no conocemos actualmente los límites del sistema, podemos suponer que su área de recarga se restringe a los afloramientos netamente carbonatados más próximos que ocupan una extensión de 20 km². Por otra parte, el caudal medio calculado es 140 l/s. Esto supone que por cada km² de área de recarga el manantial drena 7 l/s.

Sistema del Túnel (Fig. 67 y tabla 18)

El manantial del Túnel está situado en el propio lecho del río Guadalquivir, a una cota de 1050 metros y en las proximidades del Calerón. La surgencia se produce a través de las superficies de estratificación de lechos calizos. Existe un gran paquete carbonatado (50-100 metros de espesor) y por encima una sucesión de niveles calizos y margosos. La principal surgencia se produce bajo el primero.

La intensa fracturación y plegamiento pone en contacto diferentes niveles carbonatados. Durante las crecidas se diversifican los puntos de surgencia, funcionando en muchos casos los paquetes carbonatados que intervienen en las alternancias lo cual supone un ascenso aproximado de 10 metros en el nivel piezométrico.

El río Guadalquivir interviene de forma directa en la recarga de este sistema. Actualmente se controlan las pérdidas de dicho río que durante el estiaje queda totalmente seco.

Por otra parte, la imposibilidad de aforar con molinete los caudales de este manantial, nos obligan a realizar las medidas aforando el río Guadalquivir a la salida de la unidad (Estación de aforos de la Minicentral del Valle) En cualquier caso, los errores cometidos son escasos, sobre todo en el estiaje.

El caudal en este manantial ha variado entre 30 y 300 l/s y su caudal medio calculado es de 110 l/s. Durante el último estiaje se calculó un coeficiente de agotamiento aproximado de $3.37 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$ y un volumen dinámico de 1.57 hm³ muy similares a los obtenidos en La

EL TUNEL 2137.7.0025

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	Cond	T*	pH	eH	O2	Q
16/5/89															163
7/11/89															17
3/9/89	1	282	5	5	56	18	2	1	-0,05	389	11				
4/2/90	154	290	7	6	68	15	3	1	-0,03	367	10,3	7,18	-0,13		
9/5/90	248	267	4	7	58	17	3	1	-0,02	346	10,5	7,35	-0,24		299
7/6/90	277	244	5	5	48	17	2	1	-0,04	355	11,1	7,39	-0,19		128
15/6/90	285														104
8/7/90	308	267	5	1	46	26	3	1	0,00	368	11,6	7,29	-0,11		60
16/8/90	347	284	4	4	63	15	3	1	-0,03	371	11,2	7,23	-0,07		41
13/9/90	375	282	5	6	58	19	2	1	-0,04	373	11,2	7,44	-0,15		33
11/10/90	403	290	5	4	46	24	2	1	-0,06	379	11,4			93	37
9/11/90	432	198	6	8	33	17	3	1	-0,05	337	11,3	7,49			103
20/1/91	504	259	6	6	62	11	2	0	-0,05	342	9,7	7,63		97	260

Tabla 18.- Características físico-químicas del manantial del Túnel.-

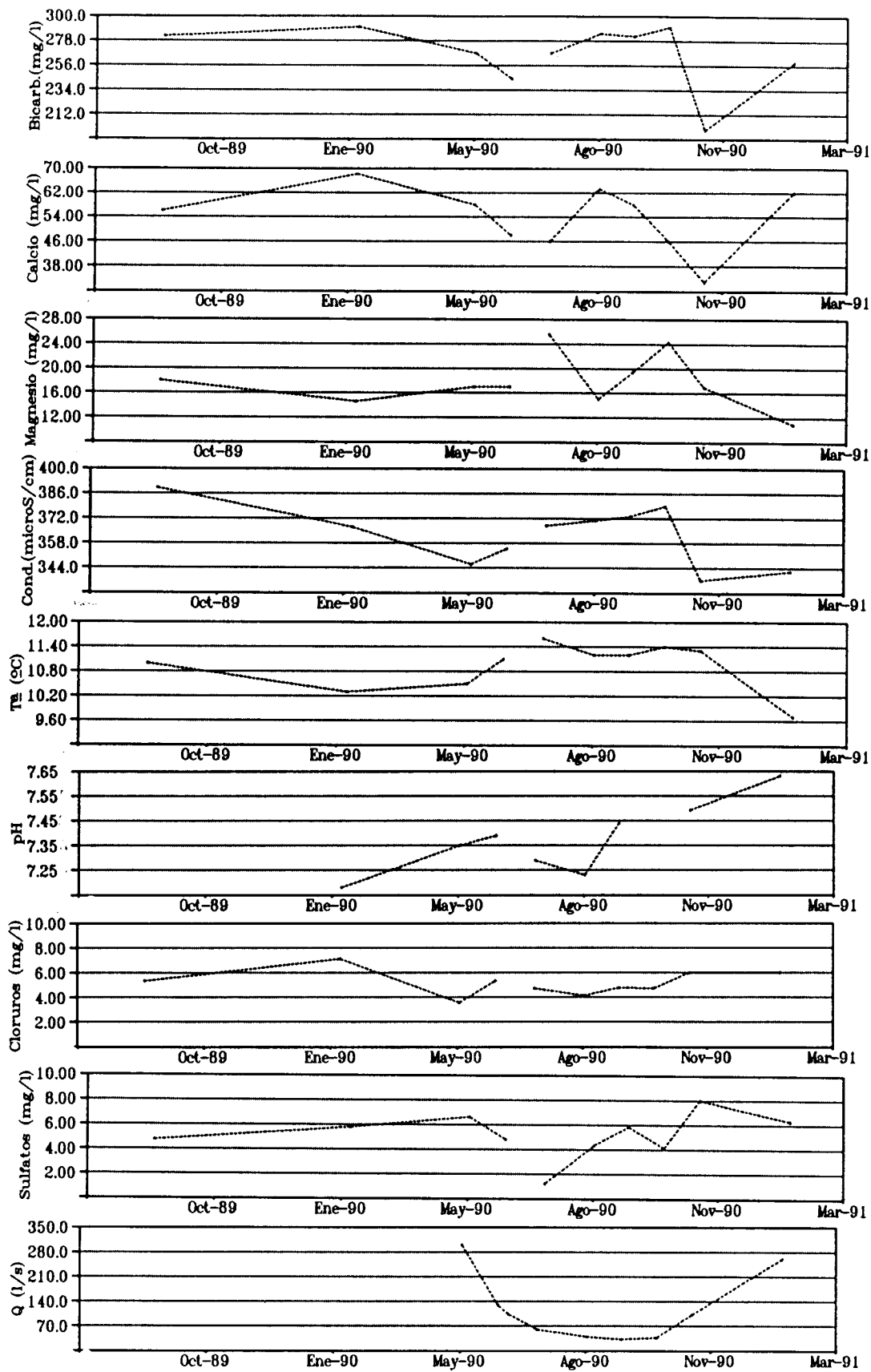


Figura 67.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "El Túnel" (2137.7.0025).

Canal.

Sus aguas son bicarbonatadas cálcico-magnésicas con bajas concentraciones de cloruros (4-7 ppm) y sulfatos (2-8 ppm).

La conductividad oscila entre 330 y 390 uS/cm aumentando con la disminución del caudal. Lo mismo ocurre con la temperatura (9.5-11.5 °C) y la tendencia es inversa para el pH (7.1-7.6).

El contenido medio de O-18 es de -8.15 que corresponde a un área de recarga con una altitud media de 1300 metros.

Si suponemos que el área de recarga de este sistema se limita a los afloramientos carbonatados adyacentes (6.5 km²) por cada km² de área de recarga el manantial drena 16 l/s. Esta cifra tan elevada supone la existencia de áreas de recarga desconocidas por el momento.

Otros manantiales

Actualmente se controlan (Fig.68, Tabla 18) otros manantiales de menor entidad: Los Caños (2137.4.0017) y el Tobazo de Arroyo Frío (2137.4.0022). Además se afora mensualmente el caudal del arroyo de Las Truchas que drena la zona Norte de la Unidad. Los dos primeros son pequeños manantiales muy próximos a cota 780 y 860 respectivamente. Se localizan en el borde occidental de la unidad, en el contacto con el Trías de la Formación Hornos-Siles. Este hecho, sin embargo, no parece modificar esencialmente las facies hidroquímicas que siguen siendo bicarbonatadas cálcico-magnésicas con bajos contenidos de cloruros y sulfatos.

El control foronómico en el Tobazo es imposible de realizar. Estimativamente puede aproximarse a 20-25 l/s. En Los Caños el caudal aforado varía entre 25 y 11 l/s. En este último estiaje se calculó un coeficiente de agotamiento de $2.87 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$ y un volumen dinámico de 0.63 hm³.

La importancia del control de estos manantiales es el contexto diferente en el que se encuentran y del que podemos deducir, dada la estructura geológica de este borde de la unidad, unas reservas relativamente importantes.

Balance global de la Unidad

Teniendo en cuenta los caudales medios que a continuación se enumeran podemos establecer unos recursos medios de 11.1 hm³ con una variación de 6.2 hm³ en agosto de 1990 a 16.9 hm³ en enero de 1991.

LOS CAÑOS 2137.4.0017

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	Cond	T*	pH	eH	O2%	Q
20/6/89										360	13				25
3/9/89	1	236	5	7	48	17	4	1	-0,02	379	12				
10/11/89	68														15
25/1/90	144	282	7	7	60	17	5	1	-0,03	361	12,5				14
8/3/90	186	252	7	10	64	10	5	1	-0,03	358	12,8	7,92	-0,45		25
27/4/90	236	259	7	7	60	17	5	1	0,01	354	13,1	7,82	-0,43		17
7/6/90	277	244	7	6	52	17	3	1	-0,02	361	13,1	7,71	-0,36		21
7/7/90	307	229	7	3	44	19	4	1	0,00	361	13,6	7,8	-0,39		16
15/8/90	346	256	6	7	61	14	4	1	-0,01	362	13,1	7,69	-0,28		15
13/9/90	375	252	6	9	42	27	4	1	-0,02	361	13,2	7,55	-0,21		11
11/10/90	403	259	7	7	50	24	4	1	0,01	362	13,3			100	16
18/1/91	502	244	6	17	46	14	5	1	-0,1	355	12,5	7,92		97	14

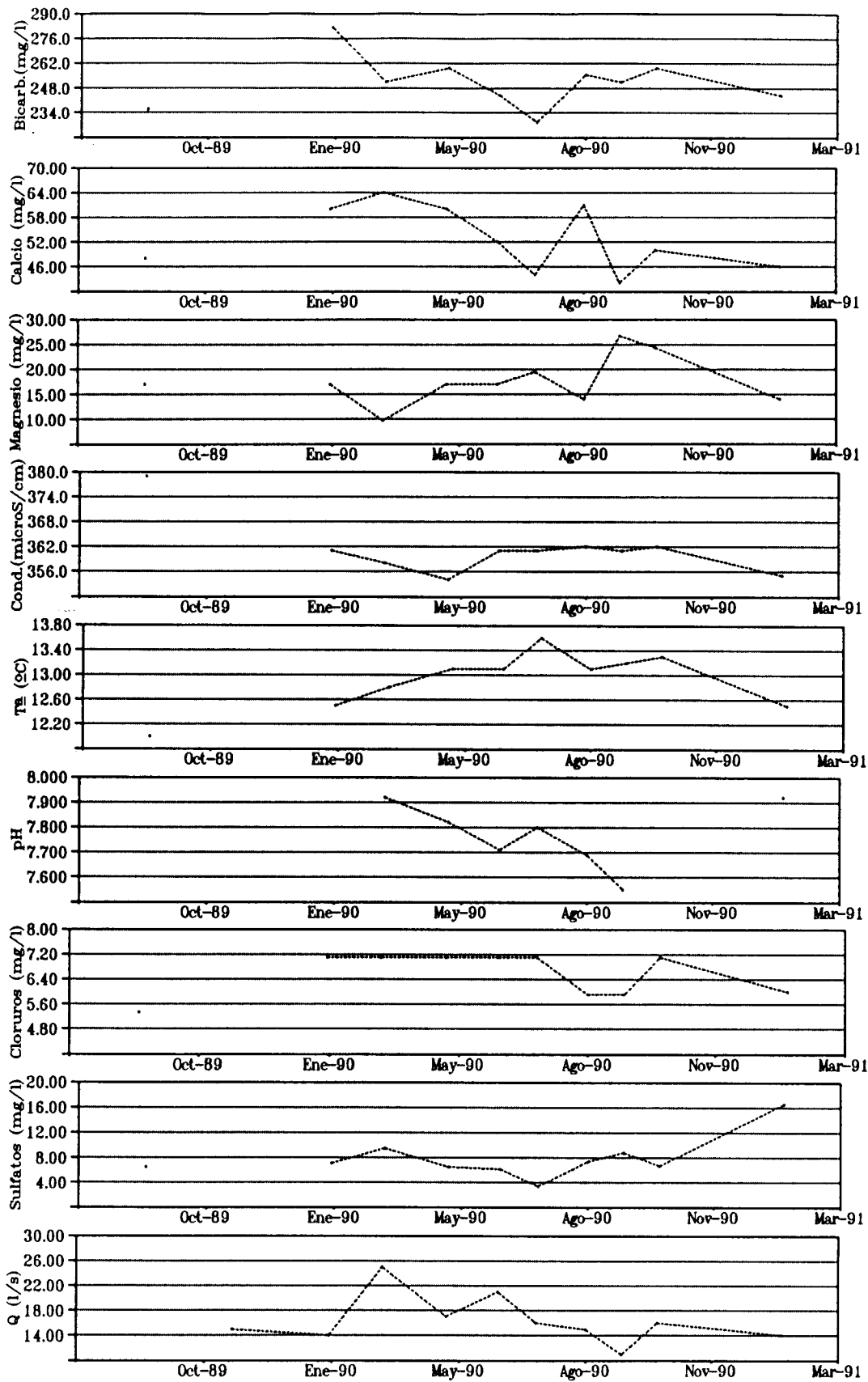


Figura 68.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "Los Caños" (2137.4.0017).

FECHA	Las Truchas	La Canal	El Túnel	Total
Junio 1990	102 l/s	121 l/s	104 l/s	327
Agosto 1990	71	86	41	198
Enero 1991	136	140	260	536
Media	103	116	135	354

El caudal medio de 354 l/s supone que por cada km² de área de recarga los manantiales drenan 6 l/s si consideramos el área global de la unidad (59 km²) o 11.8 si tenemos en cuenta sólo los afloramientos carbonatados principales.

5.2.2.3.2.3. Unidad del Cabañas-Gualay (fig. 69 y Tabla 21)

La unidad del Cabañas-Gualay es un conjunto de afloramientos carbonatados de edad Jurásico superior que cabalgan sobre las dolomías cenomanienses del sinclinal del Cabañas, con las cuales podría existir intercomunicación hidráulica. Este último presenta todas las características estructurales de los sinclinales colgados, tan característicos de la zona de estudio. En él se desarrollan cotas superiores a los 2000 metros. Los materiales jurásicos, por el contrario, forman parte del flanco occidental del sinclinal del Guadalentín en el sur y adquieren estructura antiformal en el norte. La potencia del conjunto es variable pudiendo superar los 300 metros.

El sustrato de base para esta unidad serían las margas y margocalizas del Cretácico inferior, en el caso de las dolomías cenomanienses, y las margas kimmeringenses en el caso de las dolomías purbeck.

La superficie ocupada por los materiales carbonatados es de 30 km², de los que 12 km² son dolomías cretácicas y 18 km² dolomías jurásicas.

Existen dos manantiales principales en esta unidad: manantial de Guazalamanco (2138.4.0009) y manantial de la Cerrada de la Canalioga (2137.8.0013) ambos en las dolomías jurásicas. Este último se presenta en una estrecha cerrada de muy difícil acceso que impide su control aunque a simple vista posee un caudal de 100-200 l/s.

El manantial del Guazalamanco se sitúa en el punto más bajo (1190 metros) de los afloramientos carbonatados. Su caudal se controla actualmente mediante escala limnimétrica. Su valor osciló entre 40 y 150 l/s. Durante el estiaje de 1990 se calculó un coeficiente de agotamiento de $3.4 \cdot 10^{-3} \text{ d}^{-1}$ y un volumen dinámico de 1.65 hm³.

Son aguas bicarbonatadas cálcico-magnésicas con bajos contenidos en cloruros (2-7 ppm) y sulfatos (0-7 ppm). La conductividad experimenta ligeras variaciones (370-410 uS/cm) mientras la temperatura puede variar entre 9 y 13 °C como consecuencia de la influencia del

GUAZALAMANCO 2138.4.0009

FECHA	DIAS	CO3H	CL	SO4	CA	MG	NA	K	ER	Cond	T*	pH	eH	O2	Q
19/1/89	1	252	7		24	27				423	11,0				
9/3/89	49									381	9,0				78
8/5/89	109	244	7		28	22				390	9,5				93
3/9/89	227	313	2	5	52	27	2	0	-0,04	395	11,0				
27/12/89	342	328	7	5	52	29	2	0	-0,05	390	9,5				149
12/1/90	358														106
24/4/90	460	297	7	4	46	30	3	0	-0,02	374	11,0	7,85	-0,4		53
8/5/90	474	297	5	5	40	34	3	1	-0,02	377	10,7	7,86	-0,44		73
8/6/90	505														65
17/6/90	514			6	16	28	3			395	12,0	7,74	-0,42		65
11/7/90	538	290	6	1	36	35	2	1	-0,01	400	11,6	7,72	-0,36		59
17/8/90	575	312	5	4	52	27	2	0	-0,04	406	12,4	7,78	-0,37		53
26/9/90	615	313	4	4	46	33	2	1	-0,02	386	12,5	7,68	-0,29		40
9/10/90	628	313	5	4	54	28	2	0	-0,03	403	12,0	7,65	-0,27	109	42
7/11/90	657	259	4	4	30	30	3	0	-0,04	389	11,5	7,65	-0,12		52
4/1/91	715	290	3	7	43	24	3	0	-0,08	371	9,7	7,55			87
15/1/91	726	290	4	5	44	26	2	0	-0,06	377	10,0	7,7		105	71

Tabla 21.- Características físico-químicas del manantial de Guazalmanco.

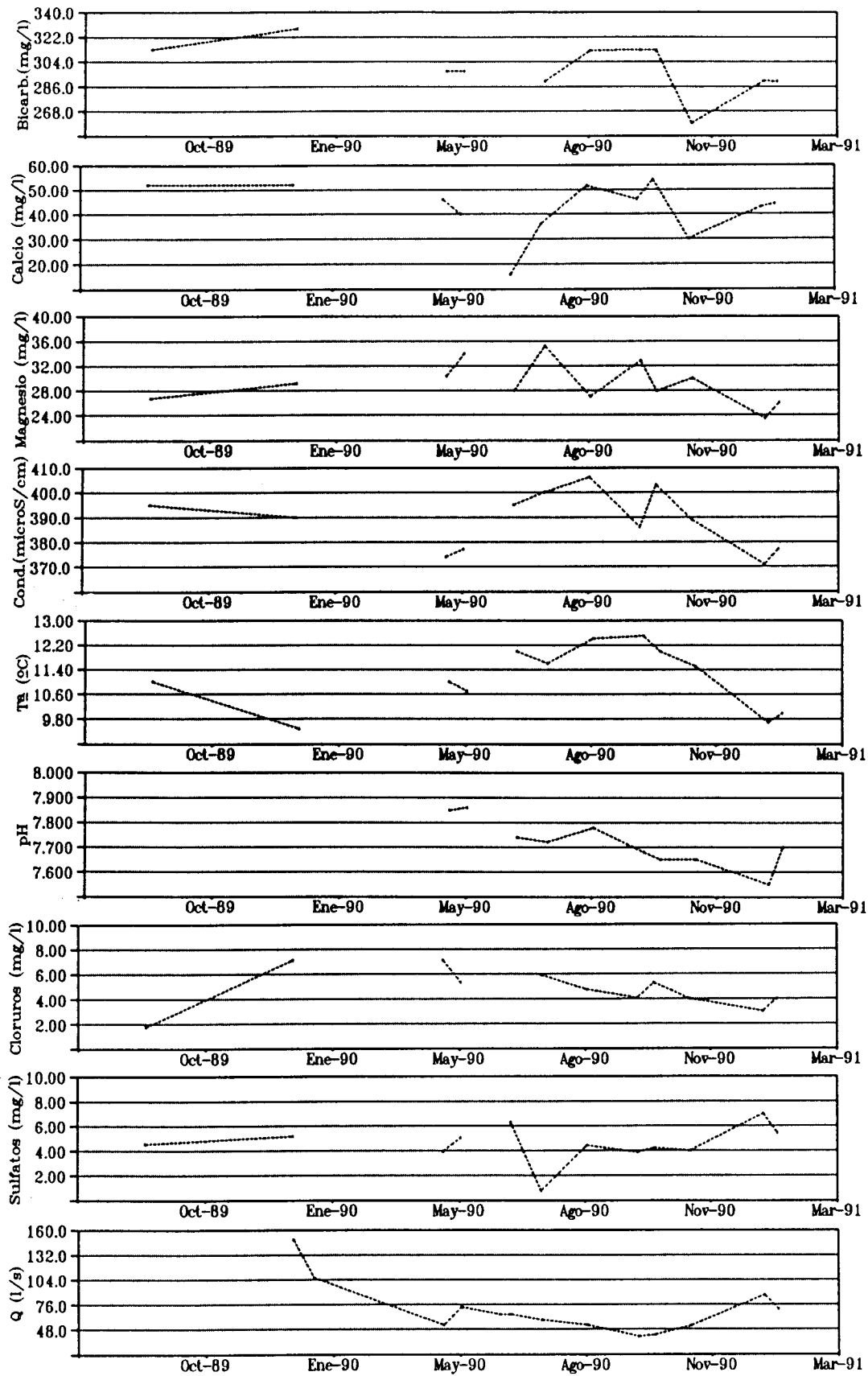


Figura 69.- Evolución de los principales parámetros físico-químicos en el manantial de "Guazalamanco" (2138.4.0009).

deshielo. El pH oscila entre 7.5 y 7.8.

El contenido en O-18 (d-O18=-8.60) corresponde a una cota media de 1500-1600 metros de su área de recarga.

5.2.2.3.3. Unidad de la Sierra de Castril.

Entre los valles fluviales de los ríos Guadalentín y Castril se dispone la Sierra de Castril, una alineación montañosa que supera los 2000 m de altitud.

Se trata de un macizo rocoso constituido casi exclusivamente por materiales carbonatados del Cretácico y Terciario. Desde el punto de vista estructural consiste en dos pliegues anticlinales, separados por un sinclinal muy apretado, que presentan una dirección N 20°E.

Las calizas y dolomías presentan una superficie de unos 80 km² y la lluvia útil se estima en unos 450 mm, ya que la sierra posee una altitud media de 1600 m. Suponiendo una infiltración de la mitad de la lluvia útil (225 mm) habría unos recursos, para 1990, de 18 hm³/año, cifra inferior a la obtenida a partir del control de las surgencias de la unidad (cerca de 30 hm³) lo que parece deberse a una mayor importancia de la infiltración, como puede desprenderse de la alta karstificación del terreno.

Las aguas son de naturaleza bicarbonatada cálcico-magnésica y presentan las siguientes características:

Punto (nº ITGE)	Nombre	Cota (m)	Caudal (l/s)	T (°C)	C (µS/cm)
2138-40003	F.Guadalentín	950	450	10	270
2237-50001	El Buitre	1020	250	12	320
2237-60009	La Magdalena	1100	180	10	310
2237-60007	Huerto del Morcillo	1140	80	11	290

5.2.2.3.4. Unidad de Peralta (Fig. 70)

Está constituida por calizas del Senoniense (Foucault, 1971) que afloran en el núcleo de dos domos: el Cerro de las Disputas y Peralta.

En el Cerro de las Disputas los afloramientos calizos apenas suponen 4 km² y por su parte occidental están recorridos durante 2 km por el cauce del río Guadalentín, que da lugar a una profunda garganta.

El afloramiento de Peralta se sitúa aguas abajo, 3'5 km al S, tiene unos 0.12-0.15 km²

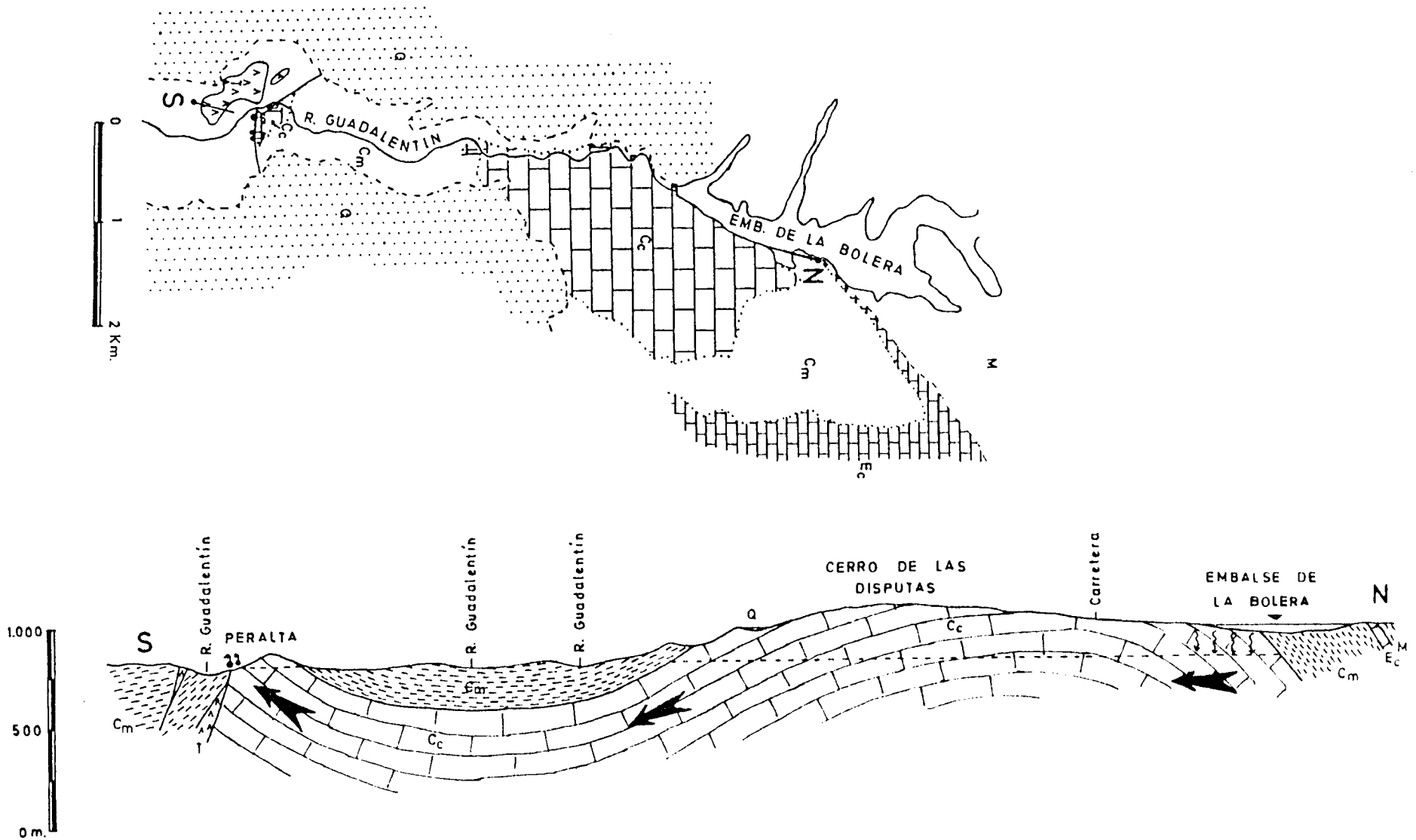


Figura 70.- Cartografía y corte geológico de la unidad del cerro de las Disputas-Peralta. Q: conglomerados cuaternarios; M: margas miocenas; E_c: calizas eocenas; C_m: margas cretácicas; C_c: calizas cretácicas; T: margas y yesos triásicos.

y también está cruzado por el cauce del Guadalentín que forma una nueva garganta.

Ambos afloramientos presentan continuidad lateral, aunque no se manifiesta en superficie por el recubrimiento de margocalizas y margas del Senoniense superior y del Mioceno. El límite meridional de la unidad está determinado por una falla asociada al Desgarre de Tíscar que pone en contacto con las calizas a diversos materiales, entre ellos a arcillas del Keuper.

Antes de la construcción del Embalse de la Bolera (1968), la unidad drenaba por la fuente de Peralta, que presentaba un caudal medio de 250 l/s (J. García Delgado, 1985).

La recarga procedente de la infiltración de la lluvia en los dos afloramientos calizos tan sólo podría suponer un caudal medio máximo de unos 30 l/s; el resto podría tener dos procedencias distintas:

1- Pérdidas del río Guadalentín al atravesar las calizas del Cerro de las Disputas.

2- Es posible que la franja caliza del E de la Sierra del Pozo se continúe con las calizas de Peralta-las Disputas a través del sinclinal del Guadalentín y que, por tanto, drene a través de la fuente de Peralta.

La construcción del Embalse de la Bolera modificó notablemente el contexto hidrogeológico.

Por una parte, se secó el río aguas abajo de la presa, con lo que desaparecieron las posibles aportaciones del río al acuífero; por otra parte, el embalse inundó el extremo noroccidental de las calizas del Cerro de las Disputas, lo que originó un importante incremento del caudal de la fuente de Peralta y la aparición de numerosos trop-plein, que llega a alcanzar un caudal total de 1600 l/s cuando el embalse está totalmente lleno.

De esta forma, se estableció una clara relación entre el nivel del embalse y el caudal de las fuentes de Peralta, situación que se mantiene en la actualidad, a pesar de que se han reducido las pérdidas del embalse por impermeabilización de las calizas.

En la figura 71 puede observarse como el caudal disminuye progresivamente a partir de mayo a medida que descendía el nivel del embalse debido a la disminución de las entradas (río Guadalentín y fuente Guadalentín) y el inicio de la época de riego.

La temperatura de la fuente de Peralta oscila en torno a los 16°C y la conductividad en torno a los 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$. No obstante, los trop-plein de la piscifactoría (nº 2138-80019 a 2138-80021) presentan valores de temperatura de unos 17°C y de conductividad de unos 400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Este fenómeno podría deberse a que los trop-plein representan líneas de flujo más profundas: con el consiguiente incremento de temperatura y, en consecuencia, del poder de disolución del agua.

Por otro lado, las líneas de flujo profundo emergerían hacia la surgencia en la zona más próxima a la falla de Desgarre de Tíscar, y tendrían mayor contacto con los materiales triásicos cuya presencia probablemente interviene en el enriquecimiento en sales de las aguas.

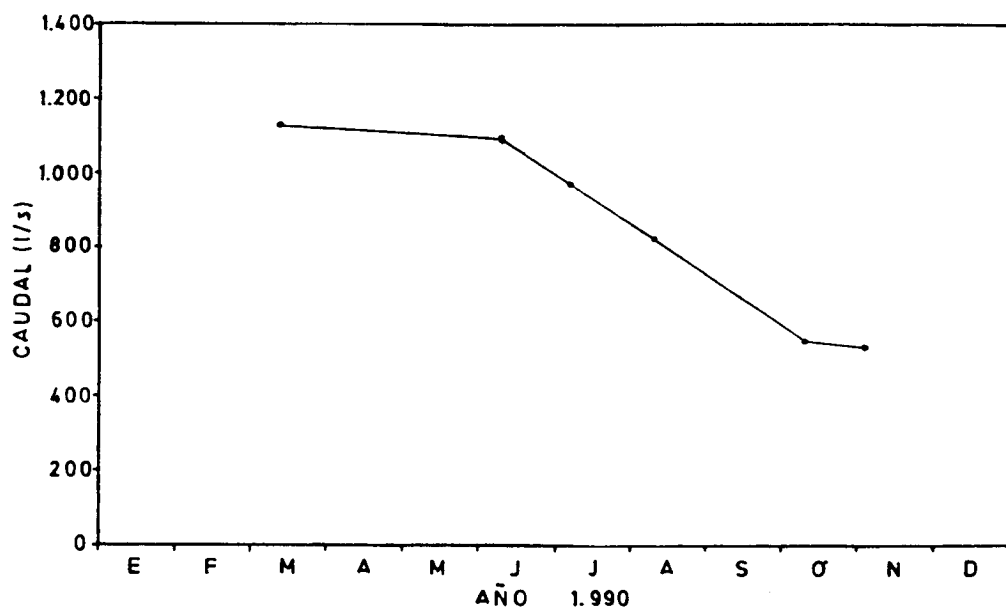


Figura 71.- Evolución del caudal de las fuentes de Peralta a lo largo de 1990.

En definitiva, se produce una pérdida de calidad de las aguas durante su circulación a través del acuífero, ya que el agua que entra al embalse presenta valores de conductividad inferiores a los 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Las aguas de las fuentes de Peralta son bicarbonatadas magnésico-cálcicas con la peculiaridad, respecto al resto de las surgencias kársticas de la Sierra de Segura, de presentar un importante contenido en cloruro sódico, mayor en los trop-plein, de tal forma que puede establecerse una buena relación entre el contenido en cloruro sódico y la conductividad del agua.

5.2.2.3.5. Unidad de Sierra Seca.

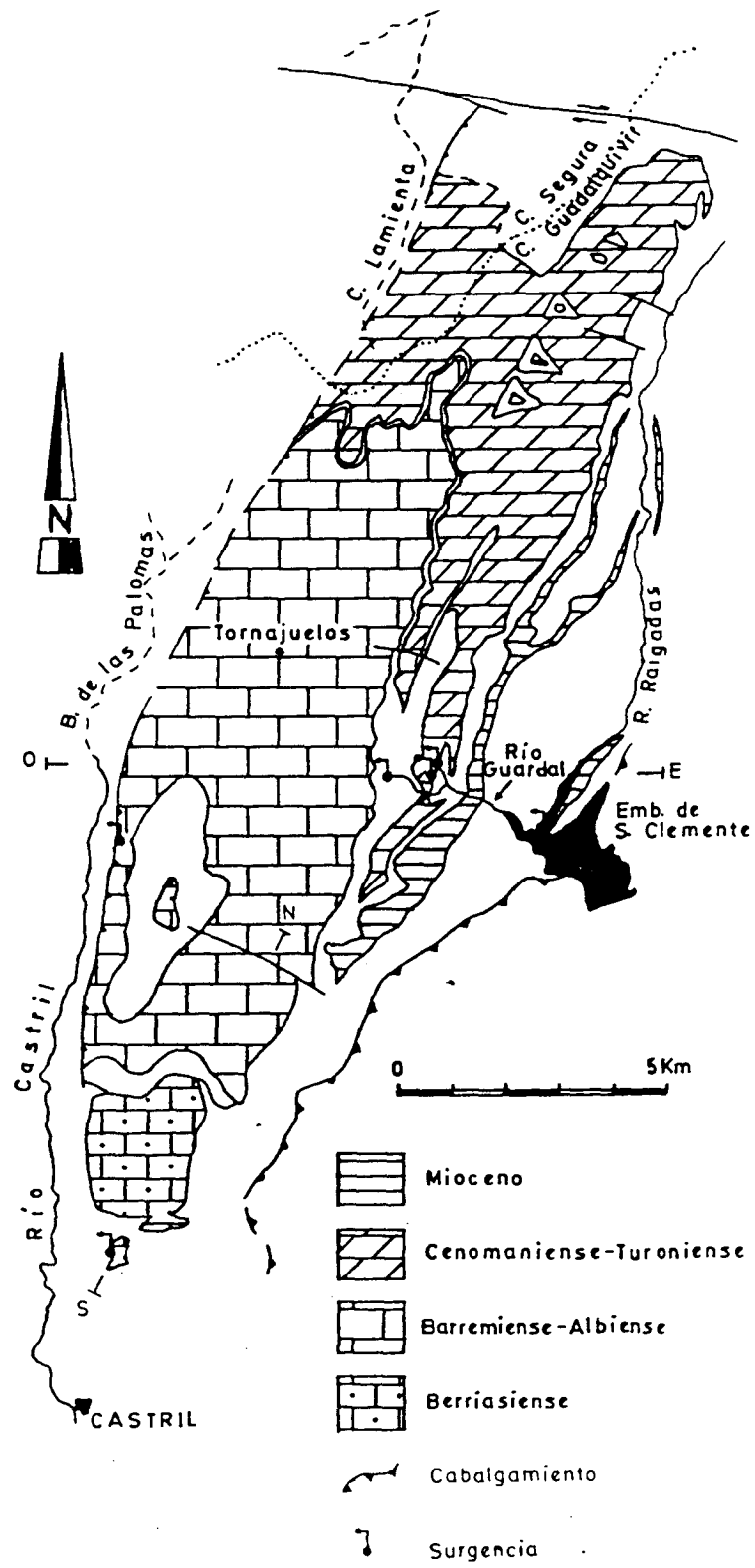
La Sierra Seca (Ver fig 72) se alinea en dirección N30°E siguiendo el eje de un gran pliegue anticlinal asimétrico. El flanco oriental constituye la mayor parte de la Sierra y permite la observación de una potente serie que abarca desde el Berriasiense al Mioceno (unos 2500 m) y que presenta un buzamiento aproximado de 30-40° al E. En el flanco occidental existen importantes fallas y la serie estratigráfica presenta una disposición subvertical e incluso llega a estar invertida, lo que supone una considerable reducción de los afloramientos de la serie. El tránsito Valanginiense-Hauteriviense está constituida por cerca de 300 m de margas que constituye el sustrato impermeable y la divisoria de las aguas subterráneas, de manera que el flanco oriental drena por las fuentes del Guardal (Natividad, 2237.7.0002; Fuente Alta, 2237.7.0019; Fuente de Enmedio, 2237.7.0003) y el flanco occidental lo hace hacia el río Castril (Fuente de Juan Ruiz, 2237.6.0008).

La parte meridional de Sierra Seca está afectada por diversas fallas que originan la individualización de la subunidad de los Tubos (Ver fig. 73).

Los materiales acuíferos más importantes son las dolomías y calizas de la serie cretácica que supera los 1000 m de potencia entre el Hauteriviense superior y el Turoniense y afloran en una extensión de unos 63 km², aunque el límite septentrional de la unidad no esté claramente delimitado, ya que los afloramientos de materiales kársticos se continúan ininterrumpidamente con la mencionada unidad del Pinar Negro.

La recarga del sistema, estimada en unos 22 Hm³/año, procede mayoritariamente de la infiltración del agua de lluvia y en pequeña medida de la filtración del agua superficial. La descarga se produce de forma natural por las surgencias, entre las que destacan la de la Natividad, Fuente Alta, Fuente de Enmedio, los Tubos y Juan Ruiz que presentan las siguientes características físico-químicas:

Figura 72.- Mapa hidrogeológico de sierra Seca y situación de los cortes de la figura 73.



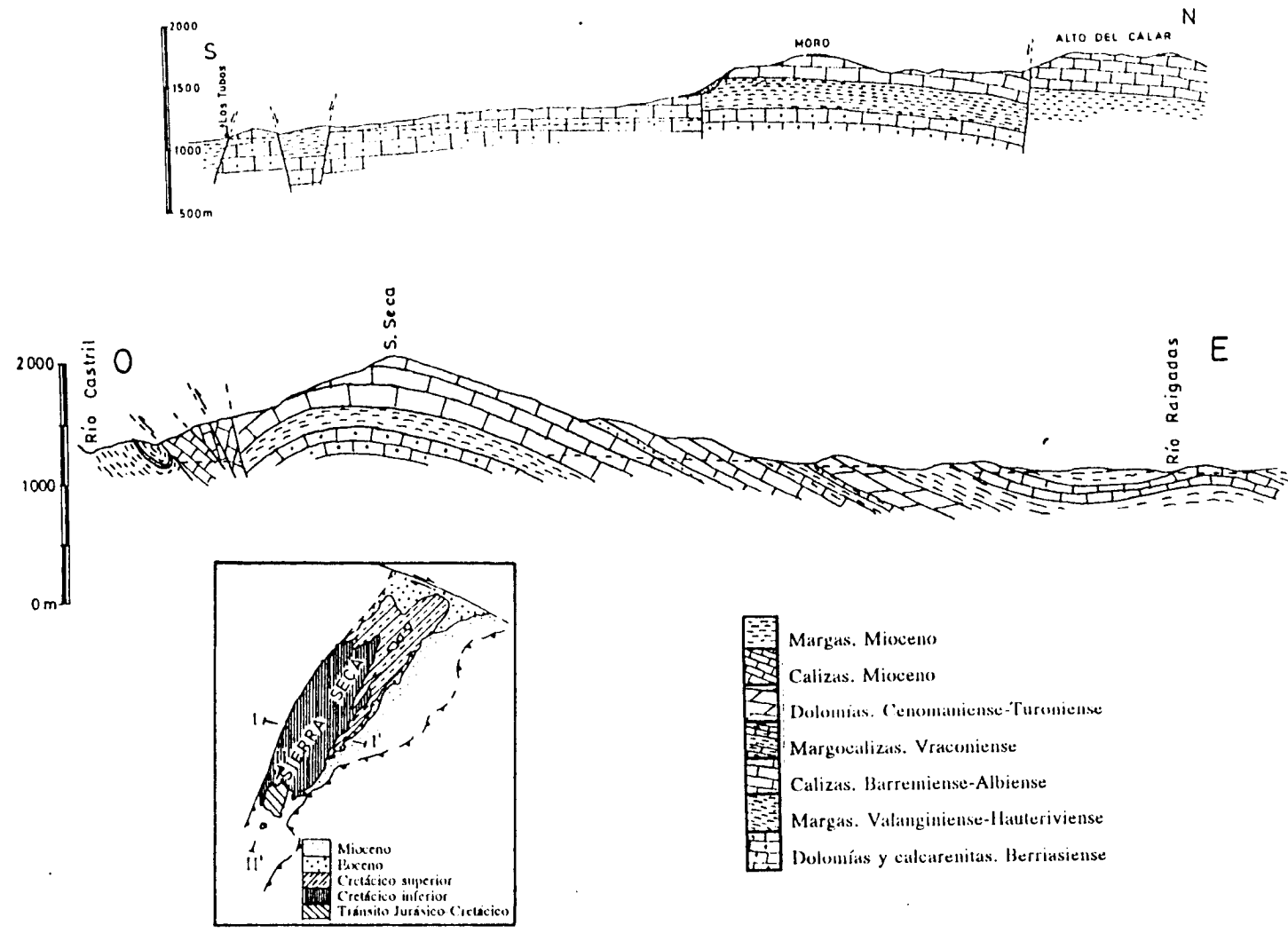


Figura 73.- Cortes hidrogeológicos de sierra Seca.

Punto	Fuente	T (°C)	C ($\mu\text{S/cm}$)	pH	Eh (mV)	Q (l/s)
2237-70002	Natividad	12.1	375	7.1	5	250
2237-70019	Fuente Alta	12	320	7.2	-10	150
2237-70003	Enmedio	12	350			45
2238-20003	Los Tubos	21.3	540	7.4	-15	80
2237-60008	Juan Ruiz	10	330	7.6	-25	30

En las figuras 74 y 75 puede observarse la evolución temporal de la temperatura, conductividad y pH en las tres fuentes principales.

A pesar de que los valores medios de estos parámetros son muy parecidos para las fuentes del Guardel, conviene señalar que mientras en la Natividad son muy constantes las medidas (ej: Temperatura de 11'9 a 12'3°C) en la Fuente Alta presentan mayor variación (ej: Temperatura de 11'5 a 13'1°C), es decir, la fuente de la Natividad presenta mayor inercia, lo que puede deberse a una mayor importancia de las reservas en el funcionamiento de la surgencia.

Otro rasgo destacable del funcionamiento de la unidad es que las aguas de la Fuente Alta vuelven a filtrarse parcialmente durante unos 250m al encauzarse sobre unos travertinos que recubren a las dolomías del Cenomaniense-Turoniense surgiendo nuevamente por la fuente de la Natividad.

En cuanto a la fuente de los Tubos, destaca su carácter termal y mayor mineralización debido a que las aguas circulan en profundidad al encontrarse barreras impermeables en relación con importantes fallas.

Características comunes de Sierra Seca son la presencia de aguas de naturaleza bicarbonatada cálcico-magnésica y magnésico-cálcica y la existencia de importantes reservas de agua subterránea, especialmente, en el borde oriental.

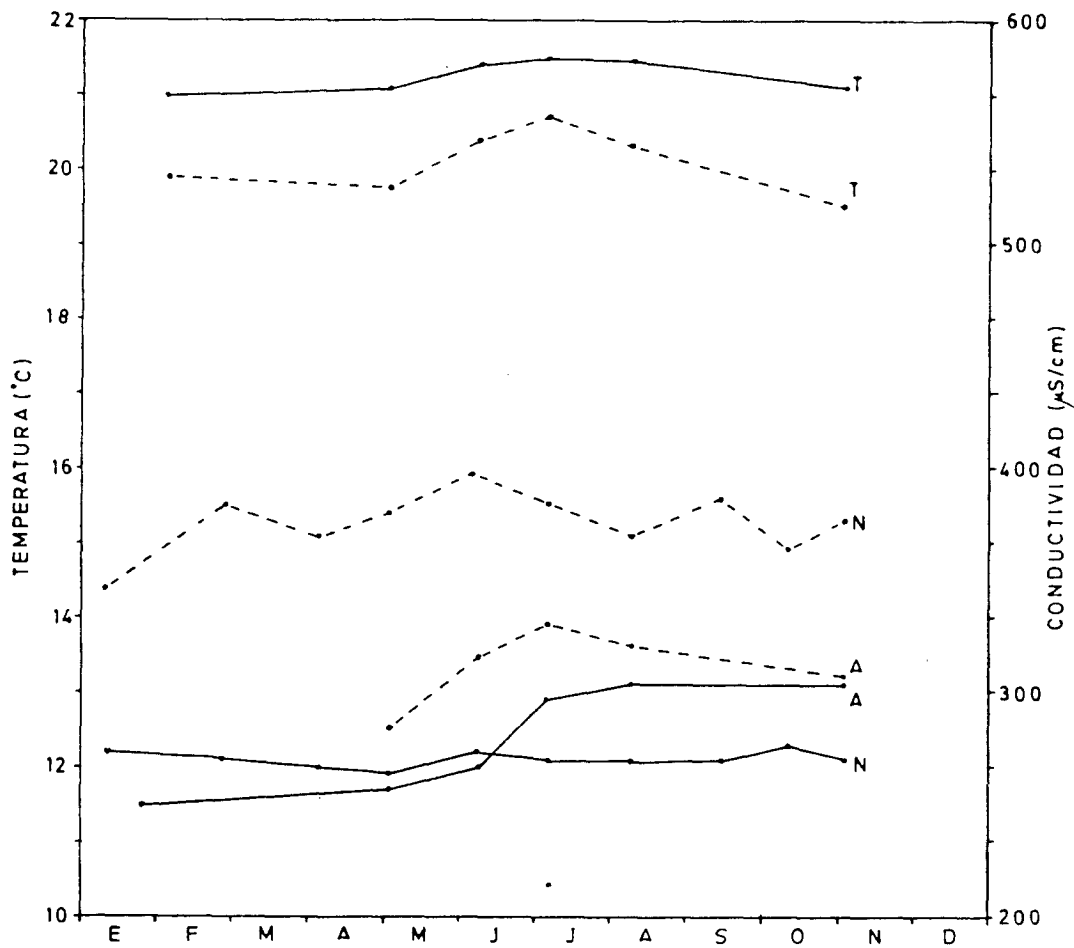


Figura 74.- Valores de temperatura y conductividad registrados en las principales surgencias de sierra Seca durante 1990.

— temperatura
 - - - conductividad

T - Los Tubos
 N - La Natividad
 A - Fuente Alta

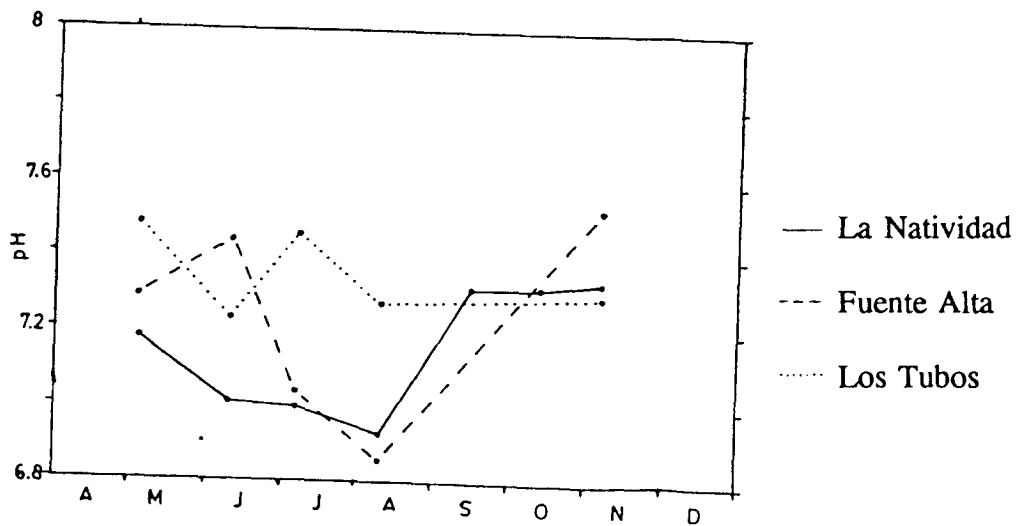


Figura 75. Evolución de los valores de pH en las surgencias principales de sierra Seca en 1990.

6. CALIDAD QUIMICA DE LAS AGUAS

SUBTERRANEAS

Desde el punto de vista hidroquímico, las aguas subterráneas de las sierras de Cazorla y Segura se caracterizan por presentar una baja mineralización y por la gran homogeneidad de sus propiedades físico-químicas. Las facies son bicarbonatadas cálcico-magnésicas, magnésico-cálcicas y, en algún caso, cálcicas. Los valores de conductividad, generalmente, están comprendidos entre 250 y 600 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con mínimos de 210 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Nacimiento del Aguamulas, n° 2236.6.0001) y máximos de 790 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (La Toba, n° 2334.7.0061).

Según la Reglamentación Técnico-Sanitaria vigente, en función de las características físico-químicas, todos los puntos inventariados poseen aguas potables y, por lo común, de muy buena calidad.

Sólo de forma excepcional se supera la concentración iónica deseable de las aguas potables, aunque nunca se rebasan los máximos admisibles. Así, algunas fuentes termales, como la Toba (n° 2334.7.0061) y el Nacimiento (n° 2334.3.0023) poseen una concentración de los iones Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} superior a la deseable. De igual manera, varios manantiales situados en el extremo nororiental de la sierra de Cazorla, como la Parrilla (n° 2235.2.0095) y Guabrás (n° 2235.6.0018) presentan un contenido en el ion Mg^{++} mayor al deseable.

Para el análisis de la calidad de las aguas subterráneas para su uso en riego, se ha utilizado, dado que su empleo es bastante común, el criterio propuesto por el "Agriculture Handbook" del Ministerio de Agricultura de los Estados Unidos, que establece una clasificación a partir de los siguientes parámetros:

- La concentración total de sales solubles, expresada mediante la conductividad eléctrica en $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25°C.

- La concentración relativa de sodio respecto al calcio y magnesio, denominada índice SAR (Relación de Adsorción de Sodio).

La gran mayoría de las aguas subterráneas de las sierras de Cazorla y Segura (V. figura 76) pertenecen a la categoría C2-S1. Algunas de las surgencias que drenan la cuenca endorreica del Pinar Negro, como el Nacimiento del Aguamulas (n° 2236.6.0001), del Castril (n° 2237.6.0010) o la Fuente Segura (n° 2236.2.0002) son de categoría C1-S1 y sólo la fuente de la Toba (n° 2334.7.0061) pertenece a la categoría C3-S1.

El significado de estas categorías es el siguiente (CUSTODIO y LLAMAS, 1983):

S1 : Agua baja en sodio. Puede usarse en la mayoría de los suelos, con escasas posibilidades de alcanzar elevadas concentraciones de sodio intercambiable.

C1 : Agua de baja salinidad. Puede usarse para la mayor parte de los cultivos en casi todos los suelos, con muy poco peligro de que desarrolle salinidad.

C2 : Agua de salinidad media. Puede usarse con un grado moderado de lavado. Sin excesivo control de la salinidad se pueden cultivar plantas moderadamente tolerantes a las sales.

C3 : Agua altamente salina. No se puede usar en suelos con drenaje deficiente.

En definitiva, las aguas subterráneas de la zona de estudio, por lo general, son de buena calidad para el regadío, con bajo riesgo de alcalinización (los máximos valores del SAR son de 1.27) y riesgo medio de salinización.

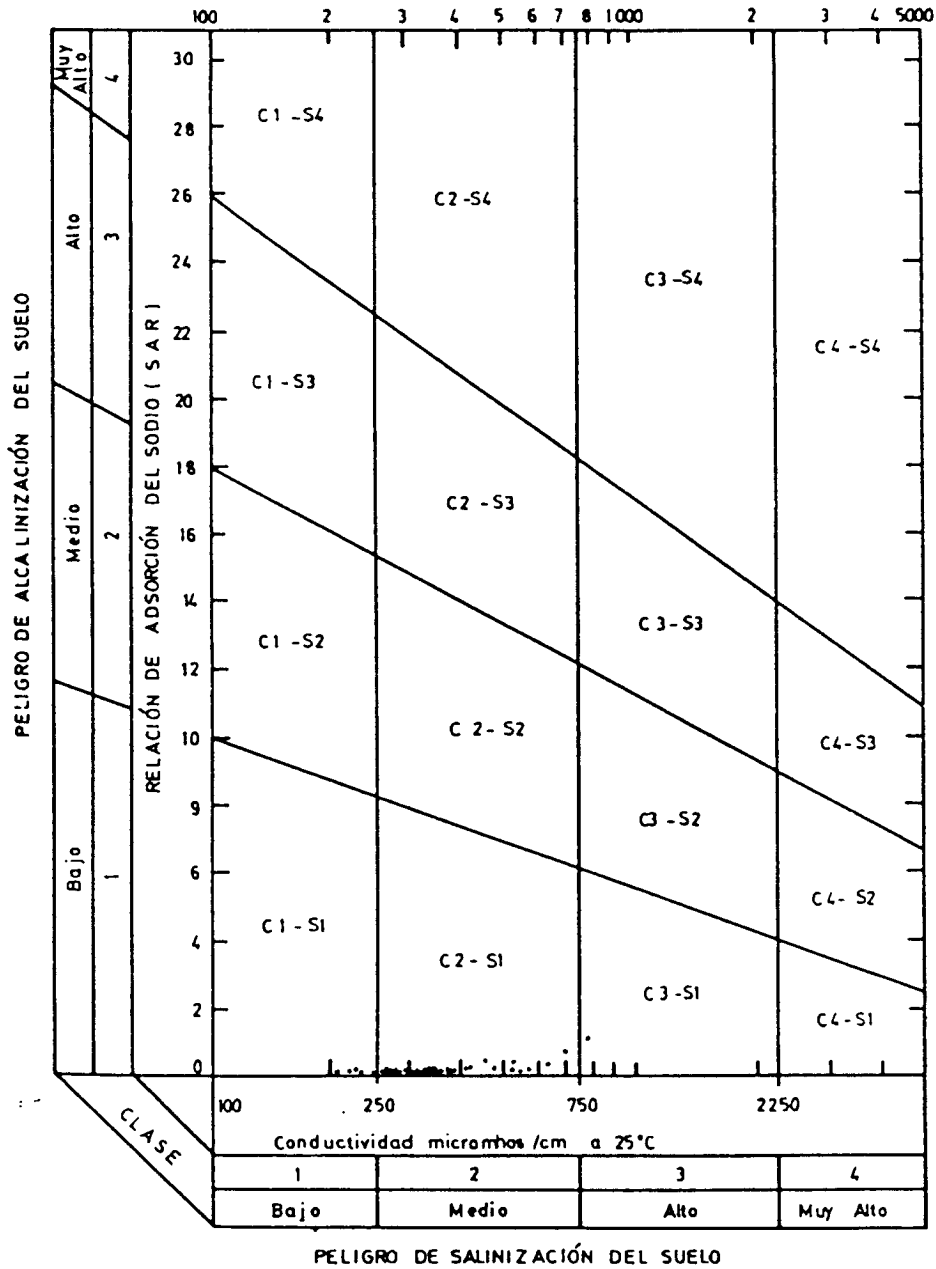


Figura 76.- Clasificación para riego de las aguas subterráneas de las sierras de Cazorla y Segura.

7. ISOTOPOS

7.1. INTRODUCCION

El hidrógeno natural está formado por la mezcla de sus isótopos ^1H (H) e ^2H o Deuterio (D) y el oxígeno por ^{16}O , ^{17}O y ^{18}O . La proporción con que cada isótopo estable entra a formar parte del elemento natural es definida y constante. A esta proporción se la denomina abundancia isotópica y se expresa en tanto por ciento. En el caso del hidrógeno y del oxígeno esta abundancia es:

- Hidrógeno: 99.985 % de H
0.01492 % de D

- Oxígeno: 99.759 % de ^{16}O
0.0374 % de ^{17}O
0.239 % de ^{18}O

De acuerdo con estas proporciones, la especie molecular más abundante del agua es la que corresponde a la fórmula $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$. Pero, además, junto a ésta coexisten en el agua otras moléculas en las que entran a formar parte los restantes isótopos de ambos elementos. Se trata principalmente de moléculas de tipo DH^{16}O y H_2^{18}O . Estas dos últimas moléculas al contener un átomo de D o de ^{18}O son algo más pesadas que aquéllas que tienen como fórmula $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$. Es por ello por lo que su comportamiento a través del ciclo hidrológico es diferente, de modo que se llega a producir un fraccionamiento de los tres tipos de moléculas.

Las concentraciones de D y ^{18}O en muestras de agua van a depender de su historia anterior desde que se evaporan en el océano. Estas diferencias en la composición hacen que estos isótopos estables sean una herramienta de gran utilidad puesto que pueden ser usados como trazadores naturales al ser parte constitutiva de las propias moléculas del agua y no sustancias extrañas adicionadas a ella.

En la práctica, las concentraciones isotópicas se determinan con respecto a un patrón de referencia a través de la siguiente expresión:

$$\delta (‰) = ((R_{\text{MUESTRA}} - R_{\text{REFERENCIA}})/R_{\text{REFERENCIA}}) * 10^3$$

donde R son las relaciones isotópicas $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H. El contenido se designa por la letra griega δ y se expresa en tanto por mil. La razón de utilizar un patrón de referencia tiene el objeto de unificar las formas de expresión de las concentraciones de estos isótopos y de hacer posible la comparación de resultados de distintas procedencias. Así, se ha venido utilizando el llamado patrón SMOW (Standard Mean Ocean Water, preparado por H. Craig en 1961 a partir de muestras de distintos océanos tomadas a distintas profundidades) y más recientemente, al agotarse el anterior, el patrón V-SMOW (Vienna SMOW) preparado por la OIEA.

Considerando la relación anterior, se puede deducir que las muestras que presenten valores positivos estarán enriquecidas en especies isotópicas pesadas con respecto a la muestra de referencia. Por el contrario, valores negativos corresponden a muestras empobrecidas en estas especies pesadas.

Las concentraciones de ^{18}O y D se determinan por espectrometría de masas. La exactitud de la medida es de $\pm 1\text{‰}$ para el D y de $\pm 0.1\text{‰}$ para el ^{18}O .

Como se indicó anteriormente, las concentraciones de las distintas especies isotópicas pueden variar a causa del fraccionamiento. Este viene determinado por la diferencia de presión de vapor entre los tres tipos de moléculas antes referidas. Así, el vapor de agua tiene un contenido en isótopos pesados significativamente más bajo que la fase líquida a partir de la cual se origina, a causa de que las especies HD^{16}O y H_2^{18}O son menos volátiles que las moléculas tipo H_2^{16}O . Por las mismas razones, en los procesos de condensación la fase que se forma (ya sea como lluvia o como nieve) está enriquecida en isótopos pesados en relación al vapor de agua residual.

La principal fuente de vapor de agua es la superficie de los océanos, la cual tiene una composición isotópica muy uniforme. Por el contrario, las precipitaciones muestran amplias variaciones en cuanto al contenido en isótopos estables. Sucesivas etapas de enfriamiento y condensación del vapor atmosférico provocará precipitaciones cada vez más empobrecidas en isótopos pesados.

La composición isotópica del agua de lluvia presenta una buena correlación con la temperatura media anual a nivel del suelo. Otros factores que inciden en el contenido isotópico de las precipitaciones, pero que derivan en última instancia de la temperatura, son: las variaciones estacionales (las lluvias de verano tienen un contenido isotópico pesado mayor que las invernales), efecto altitud (es de gran importancia en zonas montañosas, ya que los valores de δ decrecen a medida que aumenta la altitud), las variaciones por la latitud (a más altas latitudes los valores de δ son más negativos), el efecto cantidad o "amount effect" (el agua de precipitación estará más empobrecida en isótopos pesados cuanto más abundante sea ésta) y el efecto de continentalidad (el contenido en isótopos pesados en la precipitación decrece a medida que aumenta la distancia al océano o a la fuente de vapor). A pesar de estos factores, la composición isotópica media anual de las precipitaciones se mantiene aproximadamente constante dentro de una misma región, porque los factores que actúan sobre el fraccionamiento, en general, se repiten año tras año.

En la mayor parte del globo las aguas meteóricas se disponen según una línea cuya ecuación es:

$$\delta\text{D}(\text{‰}) = 8 \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 10$$

Esta línea, conocida como Línea Meteórica Mundial (LMM), fue definida por Craig en 1961. Existen áreas del globo donde las aguas meteóricas no se ajustan a dicha línea, como es el caso de algunas regiones litorales, islas pequeñas y áreas que reciben frentes nubosos de mares interiores (ésto sucede en el Mediterráneo oriental, donde las precipitaciones se ajustan a una línea con pendiente 8 pero con un valor de la ordenada en el origen de +22). Al valor de la ordenada en el origen se le denomina exceso en deuterio (d). Este parámetro se define como:

$$d = \delta\text{D}(\text{‰}) - 8 \delta^{18}\text{O}(\text{‰})$$

El valor d se adquiere durante la evaporación y no varía sustancialmente en la historia

posterior de la masa nubosa. En la mayoría de las aguas meteóricas este parámetro está comprendido entre +8 y +12‰ (con un valor normalmente próximo a +10‰ coincidiendo con la Línea Meteórica Mundial).

La caracterización de los contenidos isotópicos de una zona dependerá de la frecuencia relativa de las masas de aire de distinto origen y su contribución a la precipitación anual. Estas influirán en la composición isotópica de las aguas subterráneas, por lo cual es posible caracterizar el origen del agua de un acuífero. En climas templados húmedos se observa una buena correspondencia entre los contenidos isotópicos ponderados por la cantidad de precipitación y los valores medios de las aguas subterráneas. Este hecho pone de manifiesto la contribución de toda la precipitación anual a la recarga. En climas áridos y semiáridos se encuentra, en ocasiones, una neta discrepancia entre ambos valores, lo que indica una recarga estacional a consecuencia de que la infiltración eficaz es muy reducida o incluso nula durante el estiaje. Además, pueden también suceder cambios isotópicos durante los procesos de recarga del acuífero, por ejemplo por mezclas de aguas de diverso origen en las que se pueden incluir paleoaguas, procesos de mezcla con aguas submarinas o entre aguas superficiales y subterráneas. Otro fenómeno a tener en cuenta es la evaporación que puede suceder durante la infiltración, dando lugar a un enriquecimiento en las especies isotópicas pesadas, disminuyendo a su vez el valor d.

7.2. RESULTADOS OBTENIDOS

A lo largo de 1988 y 1989 se han realizado tres muestreos, uno cada seis meses, en 62 manantiales. Se dispone así de datos correspondientes al estiaje y a las máximas crecidas.

En la AIEA de Viena se ha llevado a cabo la determinación de los contenidos en ^{18}O de los tres muestreos y en Deuterio de los dos primeros. Los resultados de estos análisis se exponen en la tabla 22.

Los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y Deuterio varían respectivamente de -7.31 ‰ a -9.18 ‰ y de -46.9 ‰ a -62.8 ‰. La Unidad de Cazorla presenta un valor medio de $\delta^{18}\text{O}$ de -7.89 ‰ y en deuterio de -50.9 ‰, mientras que los valores equivalentes en la Sierra de Segura son -8.53 ‰ y -56.3 ‰; estas diferencias responden a la diferencia de cota media en las áreas de recarga de dichas unidades (1300 m en la primera y 1600 en la segunda, aprox.)

En la figura 77 puede observarse que los resultados obtenidos no se ajustan a la Línea Meteórica Mundial ($\delta\text{D}(\text{‰}) = 8 \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 10$). En efecto en esta región se encuentra un mayor exceso en deuterio, cuyo valor medio, de 12.38, marcaría un límite mínimo de dicho parámetro en el agua de lluvia, dato que probablemente sería confirmado una vez que se reciban los resultados de los análisis de los muestreos de agua de lluvia recogida a distintas cotas y en realización actualmente.

La relación obtenida en esta región para los valores medios de ^{18}O y Deuterio es $\delta\text{D}(\text{‰}) = 7.75 \delta^{18}\text{O}(\text{‰}) + 10.29$, con un coeficiente de correlación de 0.93. El hecho de

Nº ITGE	Punto	Altitud (m)	Conduct. (mS/cm)	Temper. (°C)	Sep/88			Feb-Abr/89			Sep-Nov/89	Valor medio		
					O-18	Deut	Ex Deut	O-18	Deut	Ex Deut	O-18	O-18	Deut	Ex Deut
2137.7.0016	1.Nacerríos	1100	358	11.5	-8.35	-53.9	12.90	-8.37	-53.8	13.16	-8.59	-8.44	-53.9	13.03
	2.Fte. del Valle	1140	425	11.5	-8.49	-52.9	15.02					-8.49	-52.9	15.02
2137.4.0001	3.Ayo. Sauco	780	491	15.8	-7.62	-48.5	12.46				-7.55	-7.59	-48.5	12.46
	4.Fte. del Cuerno	930	400		-7.31	-47.3	11.18					-7.31	-47.3	11.18
	5.La Raja	910	366	12.8	-7.92	-52.1	11.26					-7.92	-52.1	11.26
	6.Artosón	1010	419	12.5	-8.30	-54.0	12.40	-8.43	-52.4	15.04		-8.37	-53.2	13.72
	7.El Tobón	880	531	14.6	-7.59	-50.1	10.62	-7.61	-50.1	10.78		-7.60	-50.1	10.70
2235.3.0095	8.La Parrilla	800	568	15.4	-7.81	-52.7	9.78	-7.90	-51.9	11.30	-7.71	-7.81	-52.3	10.54
	9.Mansegosos	980	702	13.0				-7.69	-46.9	14.62		-7.69	-46.9	14.62
2136.4.0019	10.Aguascebas	1140	349	10.3				-8.05	-49.2	15.20		-8.05	-49.2	15.20
	11.Berrazas	1380	400	4.0				-7.99	-51.2	12.72		-7.99	-51.2	12.72
2138.3.0004	12.Béjar	980	419	12.3				-8.14	-51.8	13.32	-8.09	-8.12	-51.8	13.32
	13.Rechita	1100	417	11.0				-8.25	-56.4	9.60		-8.25	-56.4	9.60
	14.Roble Gordo	1220	361	11.0				-7.69	-48.9	12.62		-7.69	-48.9	12.62
	15.Cueva Fría	700	537	13.2				-8.08	-51.9	12.74		-8.08	-51.9	12.74
	16.San Martín	950	420	12.1				-7.74	-50.3	11.62		-7.74	-50.3	11.62
	17.Carboneros	910	589	15.7				-7.77	-50.9	11.26		-7.77	-50.9	11.26
	18.El Pino	910	597	14.4				-7.67	-49.1	12.26		-7.67	-49.1	12.26
	19.El Fresno	790	672	15.4				-7.57	-49.9	10.66		-7.57	-49.9	10.66
2235.2.0035	20.El Tobazo	860	550	14.1				-7.78	-50.7	11.54	-7.91	-7.85	-50.7	11.54
	21.Los Frailes	700	394	13.6							-7.61	-7.61		
2236.5.0001	22.El Macho	670	458	17.3							-7.93	-7.93		
2238.8.0022	23.Peralta	800	356	15.6	-7.99	-50.3	13.62	-8.06	-53.0	11.48	-8.06	-8.04	-51.7	12.55
2238.2.0003	24.Los Tubos	1080	548	21.0	-8.48	-57.3	10.54	-8.54	-57.5	10.82	-8.65	-8.56	-57.4	10.68
2237.6.0010	25.Nto. Castril	1250	252	9.3	-8.82	-56.2	14.36	-8.69	-55.6	13.92	-8.60	-8.70	-55.9	14.14
2237.6.0007	26.Huerto Morcillo	1140	306	11.3	-8.57	-54.5	14.06	-8.66	-61.3	7.98		-8.62	-57.9	11.02
2237.6.0008	27.Juan Ruiz	1180	307	10.1	-8.73	-56.7	13.14	-8.71	-58.8	10.88	-8.56	-8.67	-57.8	12.01
2237.6.0009	28.La Magdalena	1100	301	9.9	-8.78	-56.8	13.44	-8.64	-57.3	11.82	-8.67	-8.70	-57.1	12.63
2237.5.0001	29.Lezar	1020	332	11.6	-8.70	-56.4	13.20	-8.73	-58.5	11.34	-8.78	-8.74	-57.5	12.27
2237.7.0019	30.Fte. Alta	1140	311	11.9	-8.86	-58.7	12.18	-8.84	-58.7	12.02	-8.66	-8.79	-58.7	12.10
2237.7.0002	31.Natividad	1080	387	11.9	-8.97	-60.0	11.76	-8.83	-59.7	10.94	-8.64	-8.81	-59.9	11.35

Nº ITGE	Punto	Altitud (m)	Conduct. (mS/cm)	Temper. (°C)	Sep/88			Feb-Abr/89			Sep-Nov/89	Valor medio		
					O-18	Deut	Ex Deut	O-18	Deut	Ex Deut	O-18	O-18	Deut	Ex Deut
2237.7.0003	32.Nto. Enmedio	1080			-8.71	-58.9	10.78	-8.62	-59.0	9.96		-8.67	-59.0	10.37
2236.8.0001	33.El Muso	1310	311	9.7	-8.84	-58.3	12.42	-8.88	-56.7	12.34		-8.86	-57.5	12.38
2236.2.0002	34.Fte. Segura	1420	238	8.6	-8.90	-57.0	14.70	-9.03	-59.7	12.54	-9.13	-9.02	-58.4	13.62
2236.3.0002	35.Molino Loreto	1290	269	10.3	-8.65	-56.8	12.40	-8.97	-62.8	8.96		-8.81	-59.8	10.68
2235.8.0013	36.La Toba	1020	283	12.4	-8.75	-57.4	12.60	-8.83	-58.8	11.84	-8.70	-8.76	-58.1	12.22
2236.3.0001	37.Cueva del Agua	1240	243	10.4	-8.48	-56.9	10.94				-8.74	-8.61		10.94
2335.5.0063	38.Cuatro Caños	820	273	13.4	-8.40	-54.4	12.80	-8.51	-57.1	10.98		-8.46		11.89
2237.1.0001	39.Aguas Negras	1250	274	9.0	-8.53	-52.9	15.34	-8.44	-54.1	13.42	-8.24	-8.40	-53.5	14.38
2236.6.0001	40.Nto. Aguamulas	1120	224	9.6	-8.77	-59.4	10.76	-8.88	-56.1	14.94		-8.83	-57.8	12.85
2336.1.0001	41.Tobos	1140	331	11.3	-8.72	-59.2	10.56	-8.77	-60.1	10.06	-8.68	-8.72	-59.7	10.31
2138.4.0003	42.Fte. Guadalentín	950	252	10.0							-8.64	-8.64		
2236.4.0001	43.Berral	1300	305	9.7				-8.95	-59.6	12.00	-8.86	-8.91	-59.6	12.00
2236.7.0001	44.Ayo. Frío	1370	333	9.3				-8.99	-59.5	12.42	-8.76	-8.88	-59.5	12.42
2237.1.0003	45.Borosa (Minicentral)	960	312	10.1							-7.99	-7.99		
2237.4.0002	46.Montilla	1470	272	9.6							-9.18	-9.18		
2235.4.0017	47.Fte. del Tejo	1320	325	10.1							-8.52	-8.52		
	48.Nto. Guadalquivir	1380	312	9.1	-8.48	-52.7	15.14				-8.36	-8.42	-52.7	15.14
	49.Ayo. La Garganta	1400	455	10.3	-8.15	-51.3	13.90					-8.15	-51.3	13.90
2138.2.0036	50.Ayo. Vadillo	910	289	12.1	-8.60	-53.1	15.70	-8.47	-55.0	12.76	-8.62	-8.56	-54.1	14.23
	51.Cuenca	920	450	13.7	-8.53	-55.5	11.14	-8.53	-55.8	12.44	-8.32	-8.46	-55.7	11.79
2138.4.0009	52.Guazalamanco	1200	376	10.9				-8.56	-56.1	12.38	-8.63	-8.60	-56.1	12.38
2138.3.0007	53.Fte. La Canal	1520	453	7.0				-8.64	-55.9	13.22		-8.64	-55.9	13.22
	54.Teatinos	1380	361	6.0				-8.28	-52.9	13.34		-8.28	-52.9	13.34
	55.Río La Canal	800	406	15.3				-8.61	-54.6	14.28	-8.68	-8.65	-54.6	14.28
2137.7.0025	56.Guadalquivir (Túnel)	1060	356	10.6				-8.19	-53.2	12.32	-8.11	-8.15	-53.2	12.32
	57.El Ojuelo	840	394	13.1							-8.17	-8.17		
	58.Belerdas	700	548	14.4							-7.59	-7.59		
	59.Acebedillas	1150	358	12.3							-8.26	-8.26		
2137.4.0017	60.Los Caños	780	358	13.0							-7.62	-7.62		
2235.2.0035	61.El Tobazo	980	401	14.5							-7.75	-7.75		
	62.Lacra	750	544	22.9							-7.99	-7.99		

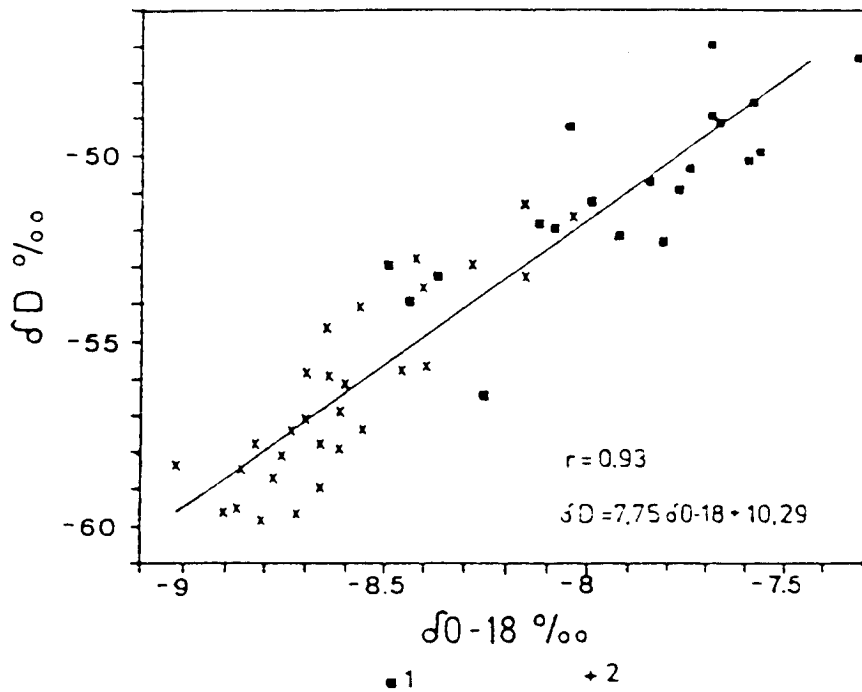


Figura 77.- Relación entre los valores de δD (‰) y $\delta^{18}O$ (‰) en las surgencias de las sierras de Cazorla (1) y Segura (2).

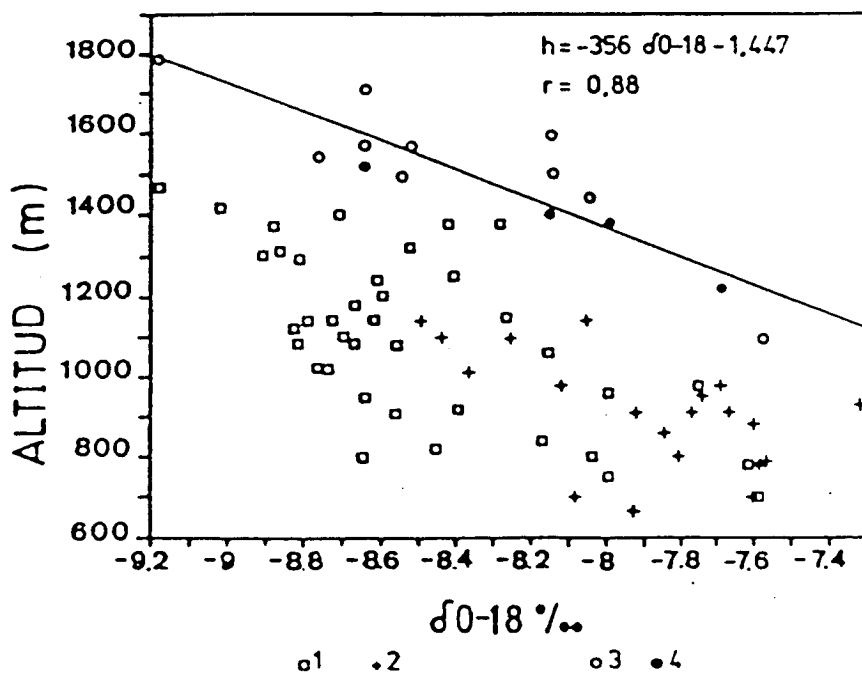


Figura 78.- Relación entre la altitud y el contenido en oxígeno 18 de las surgencias (1- Unidad de Segura; 2- Unidad de Cazorla). La línea representa la relación obtenida entre la altitud del área de recarga y el contenido en oxígeno 18 de las aguas a partir de sistemas hidrogeológicos de límites bien conocidos (3) y de fuentes de gran altitud para un contenido isotópico determinado (4).

que los puntos se ajusten bien a una recta con una pendiente muy similar a la de la Línea Meteorica Mundial implicaría su origen meteórico y poca importancia de los procesos de evaporación. Diversos criterios hidrogeológicos indican que se puede descartar la presencia de "paleoaguas" entre las muestras estudiadas.

Por otra parte, tanto en las muestras más pesadas como en las más ligeras, se observa un ligero enriquecimiento en ^{18}O . Las primeras corresponden a un sector de la Sierra de Cazorla caracterizado por un área de recarga de menor cota, menor grado de karstificación y mayor desarrollo de suelos. El efecto conjunto de estos factores podría favorecer la evaporación parcial del agua de lluvia antes de su infiltración.

El enriquecimiento en ^{18}O de las aguas más ligeras podría atribuirse a la recarga de estos sistemas del agua de fusión de nieve (Magaritz et al. 1988). Se descartó el proceso de evaporación en esta interpretación al no manifestarse en manantiales de cota más baja.

En la figura 78 se observa, como cabía esperar, que sólo existe una débil correlación entre la cota de los manantiales y el contenido en ^{18}O , ya que en esta región montañosa existen en muchos casos diferencias de cota de varios cientos de metros entre las áreas de recarga y los puntos de descarga.

Teniendo en cuenta los grandes desniveles topográficos de la región, es de gran utilidad considerar el efecto altitud en la composición isotópica de las aguas para determinar el área de recarga de los distintos sistemas. Para ello se ha establecido una relación entre la cota a la que se produce la precipitación y su contenido en ^{18}O .

Para elaborar dicha relación se han considerado los contenidos isotópicos de aquellos manantiales que poseen una cota muy elevada para un determinado contenido isotópico, lo que implicaría la existencia de una pequeña diferencia de cota entre el área de recarga y la surgencia.

Por otra parte, se ha calculado la cota media de aquellos sistemas hidrogeológicos con unos límites suficientemente conocidos. Si el sistema es drenado por una sólo surgencia (El Tejo, Fuente La Cañal), se ha tenido en cuenta el contenido medio en ^{18}O de los muestreos realizados; cuando el sistema posee varias surgencias importantes se ha calculado su contenido medio en ^{18}O a partir de la media ponderada de todos los valores en función del caudal medio de cada manantial (Sierra Seca y Sierra de Castril). A continuación, se ha aplicado el método de los mínimos cuadrados para calcular la recta que mejor se ajusta a los puntos obtenidos:

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = -0.0028 h - 4.1489$$

Donde h es la cota en m. El coeficiente de correlación obtenido es 0.88.

De este modo, se obtiene un gradiente de -0.28‰ en $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100 m de incremento de la altitud, valor muy similar al calculado por otros autores, que suele oscilar entre -0.25‰ y -0.3‰ .

Los resultados parecen muy coherentes con el resto de los datos hidrogeológicos disponibles. En particular, la fuente del Tejo ($\delta^{18}\text{O} = -8.52\text{‰}$) que drena un pequeño

sistema muy bien delimitado (cota media = 1575 m) y, en consecuencia, representa un buen índice para verificar la validez de los resultados, se ajusta bastante bien a la recta obtenida.

Aunque el método descrito, no puede ser considerado determinante para establecer el área de recarga de un manantial, puede ser de utilidad para la interpretación hidrogeológica de sistemas complejos.

La Sierra de Cazorla constituye un buen ejemplo de la aplicabilidad de este método. En esta unidad, la estructura en escamas determina una distribución cartográfica de los afloramientos calizos y dolomíticos en franjas estrechas separadas entre sí por materiales impermeables. Esta estructura sugiere una compleja compartimentación del acuífero. Sin embargo, los manantiales de las escamas más bajas (600-1100 m) presentan contenidos en $\delta^{18}\text{O}$ comprendidos entre -8.12 y -8.50‰ en el Sur de la Unidad y entre -7.70 y -7.90‰ en el sector Norte. Estos contenidos corresponderían, según la relación obtenida, a cotas del área de recarga de 1400-1500 m y 1200-1300 m. Estas cotas corresponden a los afloramientos de las escamas más altas, lo que sugiere una conexión hidráulica entre ellas, en contra de lo que parece apuntar la cartografía geológica.

8. RESUMEN Y CONCLUSIONES

Las sierras de Cazorla y Segura, situadas en el límite de las provincias de Jaén, Granada y Albacete, se alinean en dirección NNE-SSO a lo largo de 90 km y, con una superficie aproximada de 3200 km², representan uno de los principales macizos montañosos de las Cordilleras Béticas.

Dicho macizo, con cumbres que superan los 2000 m (Tornajuelos, 2136 m; Alto de la Cabrilla, 2107 m; Cabañas, 2028 m; etc.), constituye la divisoria entre las cuencas altas de los ríos Guadalquivir y Segura. Así, las estribaciones nororientales de la sierra de Segura son drenadas por el río Segura y sus afluentes (Madera, Frío, Tus y Taibilla), cuyas cuencas están reguladas por los embalses de Anchuricas, La Vieja, Turrilla y Fuensanta. La parte occidental del macizo pertenece a la cuenca alta del Guadalquivir, cuyos afluentes más importantes por la margen derecha son el Borosa, Aguamulas y Guadalimar, y por la margen izquierda el Aguascebas, el río de la Vega y el de Quesada; en este sector, las obras de regulación más importantes son el embalse del Tranco de Beas y el de Aguascebas. El borde meridional de estos importantes relieves es drenado por el Guadina Menor, afluente del Guadalquivir por la margen izquierda, y sus afluentes de la margen derecha, que, de Oeste a Este, son el Ceal, el Guadalentín, el Castril, el Guardal y el Barbatas.

Desde el punto de vista geológico, las sierras de Cazorla y Segura representan, respectivamente, el Prebético externo e interno.

En la sierra de Cazorla afloran casi exclusivamente materiales jurásicos. La sucesión estratigráfica descansa sobre las arcillas y margas triásicas de la Formación Hornos-Siles y está constituida, de muro a techo, por los siguientes términos: un tramo dolomítico-calizo del Lías-Dogger (180-400 m), un paquete de calizas nodulosas oxfordienses (15-20 m) y, finalmente, un conjunto de calizas, margocalizas y margas del Kimmeridgiense inferior, de hasta 100 m de espesor. Los escasos afloramientos cretácicos corresponden a dolomías pardas del Vraconiense-Cenomaniense, que alcanzan una potencia máxima de 30 m. La sierra de Cazorla presenta una estructura de fallas inversas (escamas), de dirección NNE-SSO y vergencia hacia el Oeste.

La sucesión estratigráfica del Prebético interno es más potente y completa, sobre todo hacia el SE, con predominio de los afloramientos cretácicos y un Paleógeno marino bien representado. El Jurásico muestra facies similares a las del Prebético externo y sólo aflora en el borde occidental de la sierra de Segura. Al tránsito Jurásico-Cretácico corresponde un potente tramo dolomítico-calizo, de facies "Purbeck", que aflora extensamente en la sierra del Pozo. El Cretácico inferior está constituido por una alternancia de niveles calizos, margosos, arenosos y dolomíticos que, hacia el Sur (sierras de Castril y Seca), presenta un cambio lateral de facies a materiales carbonatados. En el Cretácico superior predominan los materiales carbonatados: el paquete dolomítico del Cenomaniense-Turoniense y las calizas, muy karstificadas, del Senoniense inferior. El Terciario pretectónico está constituido mayoritariamente por calizas, a menudo arenosas, y margas; en el Mioceno postectónico abundan los materiales detríticos. La potente sucesión del Prebético interno está afectada por pliegues de dirección N20-30E, vergentes hacia el ONO, y por importantes fallas, cuyas superficies presentan direcciones paralelas a los ejes de los pliegues, en el caso de las fallas normales e inversas, y perpendiculares, en el caso de las fallas de desgarre.

En la serie estratigráfica del Prebético existen varios tramos permeables, que afloran

en forma de bandas alargadas en dirección NNE-SSO, de manera que hacia las partes más internas del macizo predominan los materiales más modernos.

El principal acuífero de la sierra de Cazorla está constituido por las calizas y dolomías del Lías-Dogger, cuyos afloramientos ocupan una superficie cercana a los 350 km². La estructura en escamas produce una complicada compartimentación del acuífero y da lugar a la existencia de sistemas hidrogeológicos de limitada extensión y de geometría difícil de definir. A pesar de ello, el análisis de isótopos estables sugiere una conexión hidráulica en profundidad, al menos entre determinados sistemas de la parte meridional de la unidad.

En la sierra de Segura, el acuífero principal corresponde a las dolomías del Cenomaniense-Turonense que, con una potencia próxima a los 300-400 m, se presentan en afloramientos extensos. Sobre éstas se sitúan, sucesivamente: a) un paquete calizo, de hasta 100 m de potencia, del Senonense inferior, que sólo aflora en las proximidades del valle del Segura, b) un tramo calizo, del Eoceno, que llega a alcanzar una potencia de 150 m en la sierra de Guillimona, y, finalmente, c) otro paquete de calizas, del Mioceno, que sobrepasa los 100 m de espesor en los alrededores de Santiago de la Espada. Aunque en la base de los tramos carbonatados terciarios suele haber materiales detríticos, sólo en la sierra de Guillimona tienen la suficiente entidad como para que las calizas terciarias constituyan un acuífero desconectado del acuífero principal del Cretácico superior. En las sierras de Castril y Seca existe, además, un importante nivel acuífero carbonatado, de edad Barremiense-Albiense, que llega a superar los 500 m de potencia. Otro nivel acuífero significativo, característico de la sierra del Pozo, es el conjunto dolomítico-calizo, de edad Portlandiense-Valanginiense inferior, con un espesor próximo a los 400 m y afectado por importantes cambios laterales de facies.

En la sierra de Segura la geometría de los acuíferos está condicionada por la tectónica de pliegues y fallas y por el grado de desmantelamiento del relieve. Así, al N del cauce del Segura, la erosión ha dado lugar a un relieve invertido, de manera que las elevaciones montañosas, que coinciden con los núcleos sinclinales, están modeladas en los materiales acuíferos del Cretácico superior-Terciario, que constituyen pequeños sistemas colgados. Al S, el relieve es de tipo jurásico, de forma que los materiales acuíferos afloran extensamente en los núcleos anticlinales (relieves montañosos), lo que da lugar a la existencia de reservas importantes bajo los materiales impermeables de los núcleos sinclinales que coinciden con las áreas deprimidas.

En las sierras de Cazorla y Segura, la precipitación, a menudo en forma de nieve, es superior a los 1000 mm de media anual, lo que configura a esta región como una de las más húmedas de Andalucía.

El análisis de isótopos estables ha permitido evaluar la cota media de recarga en torno a los 1200 m en la sierra de Cazorla; en la sierra de Segura, dicha cota se ha estimado en torno a 1500-1600 m, que coincide con la de una antigua planicie kárstica, parcialmente desmantelada por la erosión actual, y cuyo máximo exponente es la cuenca endorreica del Pinar Negro, de vital importancia en la recarga de estos sistemas.

Debido al escaso número de captaciones de agua subterránea, la descarga se realiza por numerosas surgencias en régimen natural y son casi inexistentes los datos sobre

parámetros hidráulicos y niveles piezométricos (exceptuando la cota de emergencia de los manantiales). A este respecto, el ensayo de recuperación realizado por el I.T.G.E. en el sondeo de la Majuela arroja valores de transmisividad comprendidos entre 25000 y 36000 m²/día.

A consecuencia de la compleja estructura de la sierra de Cazorla, existe un gran número de manantiales (más de 500), que surgen a muy diversas cotas (entre 500 y 1440 m). Las principales áreas de descarga están situadas, en el sector meridional, entre 950 y 1100 m, en el sector central a una cota próxima a 550 m y en el norte entre 800 y 880 m.

En la sierra de Segura, las principales surgencias se sitúan en la mitad Sur, con cotas comprendidas entre 950 y 1300 m: existen 10 grandes manantiales con caudales medios superiores a los 250 l/s, entre los que destaca el nacimiento del Castril (1100 l/s).

Como se indicó con anterioridad, las sierras de Cazorla y Segura tienen una superficie aproximada de 3200 km², de los que casi la mitad (1500 km²) corresponden a afloramientos carbonatados.

Prácticamente, la totalidad de los recursos proceden de la infiltración del agua de precipitación. Durante los años hidrológicos 1989-90 y 1990-91, se ha estimado una precipitación anual media de 800-1000 mm y una lluvia útil de 400-600 mm; el control foronómico llevado a cabo en el presente estudio ha permitido concluir que la infiltración representa aproximadamente el 50% de la lluvia útil, lo que equivale a una recarga específica comprendida entre 0.2 y 0.3 hm³/año/km². En definitiva, durante los citados años, se han evaluado unas entradas a partir del agua de precipitación de 350 hm³/año.

La recarga producida a partir de las aguas superficiales es poco importante. Tan sólo cabe exceptuar la alimentación del embalse de la Bolera al pequeño sistema drenado por el manantial del Molino de Peralta, cercano a la presa, que ha sido evaluada en 25 hm³/año.

La descarga de las distintas unidades hidrogeológicas se realiza, casi totalmente, por numerosas surgencias. Tan sólo señalar, las extracciones por bombeo localizadas preferentemente en el borde occidental de la sierra de Cazorla, que en conjunto son poco importantes (3 hm³/año).

Las aguas subterráneas de los acuíferos carbonatados de las sierras de Cazorla y Segura se caracterizan por su baja mineralización y la homogeneidad de sus hidrofacies: bicarbonatadas cálcico-magnésicas, magnésico-cálcicas y cálcicas, según se trate de acuíferos calizos o dolomíticos. Los contenidos en constituyentes mayoritarios varían en los siguientes intervalos: CO₃H⁼, de 180 a 500 mg/l; Cl⁻, hasta 60 mg/l; SO₄⁼, hasta 140 mg/l; Ca⁺⁺, de 30 a 120 mg/l; Mg⁺⁺, de 5 a 50 mg/l; Na⁺, hasta 40 mg/l; K⁺, hasta 5 mg/l. Las aguas más cloruradas corresponden a los manantiales de carácter termal (Los Tubos, Lacra, El Nacimiento, La Toba) y las máximas concentraciones de sulfatos se presentan, aparte de en las surgencias termales, en los manantiales con sustrato arcilloso-evaporítico (Belerda, La Canal, El Berral).

La calidad química de las aguas subterráneas, normalmente, es excelente para cualquier uso.

La naturaleza carbonatada de los acuíferos de las sierras de Cazorla y Segura los hace potencialmente vulnerables a la contaminación de las aguas subterráneas, si bien no existen focos de contaminación significativos, excepción hecha de algún caso relacionado con la actividad ganadera (fuente del Berral) y de vertidos a aguas superficiales que discurren sobre materiales acuíferos (río Frío).

9. BIBLIOGRAFIA

- ACOSTA ROBLES, P. (1989).- Estudio del Jurásico de un sector de la sierra de Cazorla (Zona Prebética). Tesis de Licenciatura. Inédita.
- AGUEDA VILLAR, J.A. (1971).- Características hidrogeológicas de la cuenca alta del río Segura. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica, Sec. 3, Tomo 1, pp. 1-14.
- ALVARADO, M. M. y SAAVEDRA, J. L. (1966).- Estudio geológico del extremo ne de la Provincia de Granada. Bol. Inst. Geológico y Minero. T77, pp. 99-139.
- ALVAREZ SUAREZ, R. (1973).- Estudio geológico de los alrededores de la Puebla de D. Fadrique. Tesis de Licenciatura. Inédito. Universidad de Granada.
- ALVAREZ SUAREZ, R. y DABRIO, C. J. (1974).- Análisis e interpretación sedimentaria de la Formación de Nablanca (Eoceno, Zona Prebética). Est. Geol., tomo Homenaje Prof. M. Vivaldi.
- ANTIGÜEDAD, I. (1987).- Tesis Doctoral. Univ. País Vasco. Bilbao.
- AVILLA, D.; PENDAS, F.; RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y RUIZ CELAA, C. (1975).- Investigación hidrogeológica en el anticlinal de Socovos (Albacete). Jornadas Minero-Metalúrgicas. V Nac. III Internac. Bilbao.
- AZEMA, J. (1977).- Etude géologique des zones externes des Cordillères Bétiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcie (Espagne). Thèse Paris VI. 393 pp.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E. y CHAMPETIER, Y. (1975).- Le Cretacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. Essai de Coordination. 1º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España. Serie 7, nº 1, pp. 159-217.
- AZEMA, J.; CHAMPETIER, Y.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E. y PAQUET, J. (1971).- Le Jurassique dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques: essai de coordination. Cuad. Geología ibérica. T II, pp. 91-110.
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979).- La microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Publ. Univ. Granada. 83 pp.
- BAKALOWICZ, M. (1975).- Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Univ. Paris. 269 pp.
- BENCOMO MENDOZA, C.; PENDAS, F.; RUIZ CELAA, C. y SENENT, M.- Las aguas subterráneas en el Alto Júcar-Alto Segura.
- CARRASCO, F. (1970).- Estudio geológico del sector de Siles (Sierra de Segura). Tesis de Licenciatura. Dpto. de Estratigrafía. Univ. de Granada.

CENTRO EXCURSIONISTA DE CARTAGENA (1986).- Cavidades en la cuenca alta del río Segura (provincias de Jaén y Albacete). Lapiaz. N° 15. pp. 34-45. Valencia.

COLOM, G. (1943).- Foraminíferos de las margas burdigalienses de la Sierra de Cazorla. Bol. R. Soc. Esp. Historia Natural. T XLI, pp. 409-424.

CONFEDERACION HIDROGRAFICA DEL GUADALQUIVIR (1980).- Plan de aprovechamiento integral de los ríos Castril y Guardal. Granada.

CRUZ-SANJULIAN, J.J.; GARCIA-LA TORRE, F. y IBARRA-LOZANO, V (1986).- Delimitación del sistema kárstico del manantial de Iturriotz (Trucios, Vizcaya): Su caracterización a partir del análisis del hidrograma. Boletín Geológico y Minero. T XCVII. pp. 782-792.

CUENCA, A. (1976).- Influencias de los elementos morfoestructurales en la génesis del endokarst del Calar del Mundo (Albacete, España). Cuad. de Geografía. Univ. de Valencia. T 18, pp 1-16.

CUSTODIO, E. (1986).- Hidrogeoquímica del karst. Jorn. Karst Euskadi. 2:131-179. San Sebastián.

CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1976).- Hidrología subterránea. Ed. Omega. 2 T, 2.400 pp.

DABRIO, C.J. (1970).- Bosquejo estratigráfico sobre la región El Tranco-Pontones-Santiago de la Espada (Zona Prebética, provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada. T I, n° 3.

DABRIO, C.J. (1972).- Sedimentación Miocénica en el sector de Santiago de la Espada (Zona Prebética). Cuad. Geol. Univ. de Granada.

DABRIO, C.J. (1973).- Geología del Sector del Alto Segura (Zona Prebética). Tesis doctoral. 2T. Univ. de Granada. 388 pp.

DABRIO, C.J. (1975).- Mapa y memoria explicativa de la Hoja 22-36 (Santiago de la Espada). MAGNA, IGME.

DABRIO, C.J.; FERNANDEZ, J. y POLO, M.D. (1971).- La Formación de Santiago de la Espada (Mioceno, NE de la provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ. de Granada. T 2, n° 1, pp 21-30.

DABRIO, C.J. y GARCIA HERNANDEZ, M. (1975).- Facies y paleogeografía del Cretácico Superior en el sector de Pontones-Nerpio (Zona Prebética). Trabajos de congresos y reuniones, Enadimsa, Ed. 21-23.

DABRIO, C.J. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1970).- Estructura en escamas del sector Noroccidental de la Sierra de Cazorla (Zona Prebética) y del borde de la Depresión del Guadalquivir (Provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada. T I, n° 3.

DABRIO, C.J. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979).- Memoria explicativa de la Hoja nº 909. MAGNA. IGME.

DABRIO, C.J. y MARTINEZ GALLEGO, J. (1973).- Facies y distribución de los materiales oligocénicos en la cuenca alta del río Segura. Cuad. Geol. Univ. de Granada. T 4, pp. 39-48.

DABRIO, C.J. y POLO, M.D. (1972).- Estudio de la fracción detrítica del tramo inferior de la Formación de Santiago de la Espada (Mioceno, Zona Prebética). Cuad. Geol. Univ. de Granada.

DAVIS, S.N. y WIEST, R. DE (1971).- Hidrogeología. Ed. Ariel. Barcelona. 563 pp.

DELGADO GARCIA, J. (1977).- Situación hidráulica y posibilidades de mejora de la cuenca del Guadiana Menor (comarcas de Guadix-Baza-Huéscar). Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Granada.

DROGUE, C. (1969).- Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karst périméditerranéens. Thèse Doct. Univ. Montpellier. 482 pp.

DROGUE, C. (1972).- Analyse statistique des hydrogrammes de décrues des sources karstiques. Journ. Hydrol., 15:49-68.

DUBAR, G.; FOUCAULT, A. y MOUTERDE, R. (1967).- Le Lias moyen des environs de Huéscar (prov. de Grenade, Espagne). Bull. Soc. Geol. France. T IX, pp. 830-834.

FALLOT, P. (1928a).- Sur la partie centrale des Sierras de Segura (Andalousie). C. R. Ac. Sc. de Paris. T 186, pp. 157-159.

FALLOT, P. (1928b).- Observations sur la géologie des environs de Cazorla (Prov. de Jaén). Bol. Real Soc. Esp. Hist. Nat. T 28, pp. 273-288 y 321-345.

FALLOT, P. (1928c).- La limite septentrionale des charriages subbétiques entre la Sierra Sagra et le Río Segura. C. R. Ac. Sc. Paris, T 187, pp. 1150-1152.

FALLOT, P. (1928d).- Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique III. Observations sur la géologie des environs de Cazorla (Prov. de Jaén). Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T 28, pp. 273-288 y 321-345.

FALLOT, P. (1928e).- Sur la termination occidentale de la Sierra de Cazorla. C. R. Ac. Sc. Paris. T 186, pp. 89-91.

FAO-IGME. (1967).- Informe preliminar sobre la Hidrogeología de la Cuenca del Guadiana Menor. Granada.

FERNANDEZ, J. (1971).- Estudio regional con especial atención a la Estratigrafía del sector Santiago de la Espada-Río Segura (Zona Prebética). Tesis de Licenciatura. Dpto. de

Estratigrafía. Univ. de Granada. 158 pp. Inédita.

FERNANDEZ, J. (1975).- Sedimentación triásica en el borde de la Meseta. Tesis doctoral. Univ. de Granada.

FOUCAULT, A. (1960a).- Découverte d'une nouvelle unité tectonique sous le massif subbétique de la Sierra Sagra (Andalousie). C. R. Ac. Sc. Paris. T 250, pp. 2038-2040.

FOUCAULT, A. (1960b).- Sur la tectonique de la zone subbétique de la région de Huéscar (Prov. de Grenade, Espagne) et sur son Nummulitique. Bull. Soc. Géol. France (7), T II, pp 318-321.

FOUCAULT, A. (1960-62).- Problèmes paléogéographiques et tectoniques dans le Prébétique et le Subbétique sur la transversale de la Sierra de la Sagra (Prov. de Grenade, Espagne). Soc. Geol. France. Livre a la Mém. du Prof. Fallot. T I, pp. 175-183.

FOUCAULT, A. (1961).- Note préliminaire sur la tectonique de la region de Castril. Bull. Soc. Geol. France. (7), T 3, pp. 599-602.

FOUCAULT, A. (1962).- L'unité du Rio Guardal (province de Grenade, Espagne) et les liaisons entre le Prébétique et Subbétique. Bull. Soc. Géol. France (7), T 4, pp. 446-452.

FOUCAULT, A. (1964).- Sur les rapports entre les zones prébétiques et subbétiques entre Cazorla et Huéscar. Geol. en Mijnb. T 43, pp. 268-272.

FOUCAULT, A. (1965a).- Les rapports entre le Subbétique et le Prébétique dans la partie centrale de la province de Jaén (Espagne méridionale). C. R. Ac. Sc. Paris. T 260, pp. 4354-4357.

FOUCAULT, A. (1965b).- Mouvements tectoniques d'âge paléocrétacé dans la région du haut Guadalquivir (Prov. de Jaén, Espagne). Bull. Soc. Géol. France. (7), T 7, pp. 567-570.

FOUCAULT, A. (1966).- Le diapirisme des terrains triasiques au Secondaire et au Tertiaire dans le Subbétique de NE de la Province de Grenade (Espagne méridionale). Bull. S. G. France. (7), T 8, pp. 527-536.

FOUCAULT, A. (1971).- Etude Géologique des environs des Sources du Guadalquivir (Prov. de Jaén et de Grenade). These de Doctorat. Univ. de Paris VI. 2T, 633 pp. 193 fig.

FOUCAULT, A. (1975).- Le Crétacé dans la partie orientale des zones externes des Cordillères Bétiques. IV Le Prébétique et le Subbétique de Cazorla à Huéscar. 1º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. Emp. Nac. ADARO. Serie 7, nº 1, pp. 245-250.

FOURCADE, E. (1970).- Le Jurassique et le Crétacé aux confins des chaînes Bétiques et Ibériques (Sud-Est de l'Espagne). These Fac. Sc. de Paris. 397 pp.

FOURCADE, E.; PENDAS, F. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1977).- El Jurásico

superior y el Cretácico inferior de los alrededores de Yeste (Zona Prebética, SE de España). Rev. Esp. de Microp. Vol. 9, nº 3, pp. 361-380. ENADIMSA, Madrid.

GARCIA HERNANDEZ, M. (1972).- Estudio geológico regional del sector nororiental de Nerpio (Albacete).- Tesis de Licenciatura. Dpto. de Estratigrafía. Univ. de Granada. 115 pp.

GARCIA HERNANDEZ, M. (1974).- Los materiales detríticos del Cretácico inferior en el sector del Cabañas (Zona Prebética). Relaciones estratigráficas. Cuad. de Geología Univ. de Granada. T 5, pp. 117-134.

GARCIA HERNANDEZ, M. (1978).- El Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las sierras de Cazorla y Segura (Zona Prebética). Tesis doctoral. Univ. de Granada. 344 pp.

GARCIA HERNANDEZ, M. (1979).- Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas. Itinerarios sierras de Cazorla y Segura. Secr. Public. Univ. Granada.

GARCIA HERNANDEZ, M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979).- El Lías en la Zona Prebética. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp 513-519.

GARCIA HERNANDEZ, M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979).- El Dogger en la Zona Prebética. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp. 521-525.

GARCIA HERNANDEZ, M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979).- El tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona Prebética. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp. 535-544.

GARCIA HERNANDEZ, M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1979).- El Jurásico de la Sierra de Cazorla y Sierra del Pozo. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp. 641-651.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C. y OLORIZ, F. (1979).-El Oxfordiense y el Kimmeridgiense inferior en la Zona Prebética. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp. 527-533.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A. y PULIDO, A. (1973).- Observaciones sobre el contacto Subbético-Prebético en el sector de Nerpio. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 4, pp. 77-92.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979).- Dominios Paleogeográficos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp. 359-365.

GARCIA HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979).- Distribución de las calizas de llanuras de mareas en el Jurásico del Subbético y Prebético. Cuad. Geol. Univ. Granada, T 10, pp. 557-569.

G.E.G. (1983).- La cueva de Don Fernando, Castril. Noticiario de SPES. nº 3, p. 115.

GONZALEZ DONOSO, J.M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1970a).- Afloramientos miocénicos de la Hoja de Orcera (Zona Prebética, provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ.

Granada, T I, nº 2, pp 101-106.

GONZALEZ DONOSO, J.M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1970b).- El Mioceno pretectónico del extremo oriental de la Depresión del Guadalquivir (Provincia de Jaén). Cuad. Geol. Univ. Granada. T I, nº 3.

GONZALEZ DONOSO, J.M. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1975).- Características bioestratigráficas y paleogeográficas del Cretácico superior de la Sierra de Segura (NE de la provincia de Jaén, Zona Prebética). 1º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico en España. Serie 7, nº 1, pp. 45-61.

IGME (1972).- Estudio Hidrogeológico de la Comarca Cazorla-Hellín-Yecla.

IGME (1975).- Estudio Hidrogeológico del Alto Júcar-Alto Segura.

IGME (1982).- Síntesis Hidrogeológica de la cuenca del Guadalquivir.

IGME (1983).- Calidad química de las aguas subterráneas en Andalucía. Situación actual y focos potenciales de contaminación.

IGME (1985).- Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España.

JEREZ MIR, F. (1969).- Estudio geológico de un sector de la Sierra de Segura. Tesis de Licenciatura. Dpto. de Estratigrafía. Univ. de Granada.

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 doctoral. Univ. de Granada. 2 T, 750 pp.

JIMENEZ FERNANDEZ, A.J. (1972).- Estudio geológico del sector nororiental próximo a Nerpio (Albacete). Tesis de Licenciatura, Dpto. de Estratigrafía. Univ. de Granada. 72 pp. Inédita.

KIRALY, L. (1975).- Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques. Hydrogéologie des terrains karstiques. A.I.H., pp. 53-67. Paris.

LABRADA DIAZ, F. y LOPEZ GARCIA, L. (1971).- Estudio del aprovechamiento óptimo de los acuíferos de la cuenca del Taibilla. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Sec. 3, T 1, pp. 323-341.

LOPEZ BERMUDEZ, F. (1974).- El Karst del Calar del Mundo (Albacete). Est. Geográficos. T 35, nº 136, pp. 359-404.

LOPEZ GARRIDO, A.C. (1969).- Primeros datos sobre la estratigrafía de la región Chiclana de Segura-río Madera (Zona Prebética, provincia de Jaén). Acta Geol. Hisp. T 4, nº 45, pp. 84-90.

LOPEZ GARRIDO, A.C. (1971).- Sobre la posición de los terrenos de "facies Utrillas" en la Zona Prebética, al NE de la provincia de Jaén. Bol. Geol. y Min. T 82-1, pp. 47-51.

LOPEZ GARRIDO, A.C. (1971).- Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén. Tesis de doctorado. Univ. de Granada. 317 pp.

LOPEZ GARRIDO, A.C. (1975).- Mapa y memoria explicativa de la Hoja 23-35 (Orcera). MAGNA, IGME.

LOPEZ GARRIDO, A.C. y JEREZ MIR, F. (1971).- La serie estratigráfica de Navalperal. Serie tipo del Mesozoico Prebético en la región de Orcera-Siles (Provincia de Jaén). Acta Geol. Hisp. T 4, nº 1, pp. 15-18.

LOPEZ GARRIDO, A.C. y RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1970).- Características sedimentarias de la "Formación de Chiclana de Segura". Cuad. Geol. Univ. Granada. T 1, nº 1, pp. 17-21.

LOPEZ LIMIA, B. (1987).- Geomorfología del karst de Pinar Negro (sierra de Segura, Jaén). Lapiaz. Monografía 2. 55 pp.

LLOPIS LLADO, N. (1970). Fundamentos de Hidrogeología Kárstica. Ed. Blume. Barcelona. 265 pp.

MALLADA, L. (1884).- Reconocimiento geológico de la Provincia de Jaén. Bol. Com. Mapa Geol. España. T 11, pp. 1-65.

MANGIN, A. (1975).- Contribution a l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. These Lab. Sout. du Centre Nat. de la Rech. Sc. Moulis. 124 pp.

MANGIN, A. (1983).- L'approche systemique du karst, consequences conceptuelles et methodologiques. Reun. Mon. Karst Larra. pp.142-157. Dip. Foral Navarra.

MARTINEZ W. y NUÑEZ, A. (1974).- Mapa y memoria explicativa de la Hoja 21-36 (Villacarrillo), E 1:50.000. MAGNA, IGME.

MARTINEZ GALLEGO, J. y DABRIO, C.J. (1971).- Datos sobre los materiales Cretáceo terminal-Nummulíticos del sector del Alto Segura (Zona Prebética Occidental). Cuad. Geol. Univ. de Granada. T 2, nº 3.

MILANOVIC, P.T. (1981).- Karst Hydrogeology. Water Res. Publ. 434 pp. Colorado.

PENDAS, F. (1971).- Definición morfológica de los embalses subterráneos del Alto Sureste español. I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geol. Económica. Sec. 3, T 2, pp. 529-550.

PULIDO, A. (1972).- Estudio geológico de un sector al SO de Nerpio (prov. de Albacete y Murcia). Tesis de Licenciatura. Dpto. de Estratigrafía. Univ. de Granada. 90 pp. Inédita.

PULIDO, A. (1977).- Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante). Tesis doct. Univ. Granada.

RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1976).- El sistema hidrogeológico del Calar del Mundo. 1º Simp. Nac. de Hidrogeología, pp. 317-338.

RODRIGUEZ ESTRELLA, T. (1978).- Geología e Hidrogeología del sector de Alcaraz-Liétor-Yeste (Prov. de Albacete). Síntesis Geológica de la Zona Prebética. Tesis Doctoral. Colección Memorias IGME.

RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y GRANADOS GRANADOS, L. (1975).- El Cretáceo Superior de las Hojas de Alcaraz, Liétor y Yeste. Zona Prebética. 1º Coloquio de Estratigrafía y Paleogeografía del Cretácico de España. ENADIMSA. Serie 7, nº 1, pp. 129-140.

RODRIGUEZ ESTRELLA, T. y MARTINEZ LAINEZ, J.L. (1971).- Características de la Formación Quesada-Franco-Benejama. IV Jornadas Minero-Metalúrgicas de Cartagena.

ROMERO DIAZ, M.A. (1982).- Huéscar: el medio natural y la vida humana. Diputación Provincial de Granada. Granada.

ROMERO DIAZ, M.A. (1983).- Interpretación morfogenética del modelado de vertientes por procesos periglaciares en la sierra de la Sagra (Cordilleras Béticas). VIII Coloquio de Geógrafos españoles. AGE. Barcelona. pp. 139-146.

ROMERO DIAZ, M.A. (1985).- El karst de sierra Guillimona (Cordilleras Béticas). Papeles de Geografía Física. nº 10, pp. 5-19. Murcia.

ROMERO DIAZ, M.A. (1989).- Las cuencas de los ríos Castril y Guardal (cabecera del Guadalquivir). Estudio hidrogeomorfológico. Excmo. Ayuntamiento de Huéscar (Granada)-Universidad de Murcia. 285 pp.

SANCHEZ CELA, V. (1969).- Consideraciones petrogenéticas sobre el Trías de la zona de Linares-Beas de Segura (Jaén). Est. Geológicos. T 25, pp. 249-255.

SANCHEZ CELA, V. (1971).- Estudio geológico del Trías del borde Prebético (Linares-Alcaraz). Estudios Geológicos. T 27, pp. 213-238.

YEVJEVICH, V. edit. (1976).- Karst Hydrology and water resources. Water Res. Public. 2 vol. 873 pp. Colorado.

A N E J O

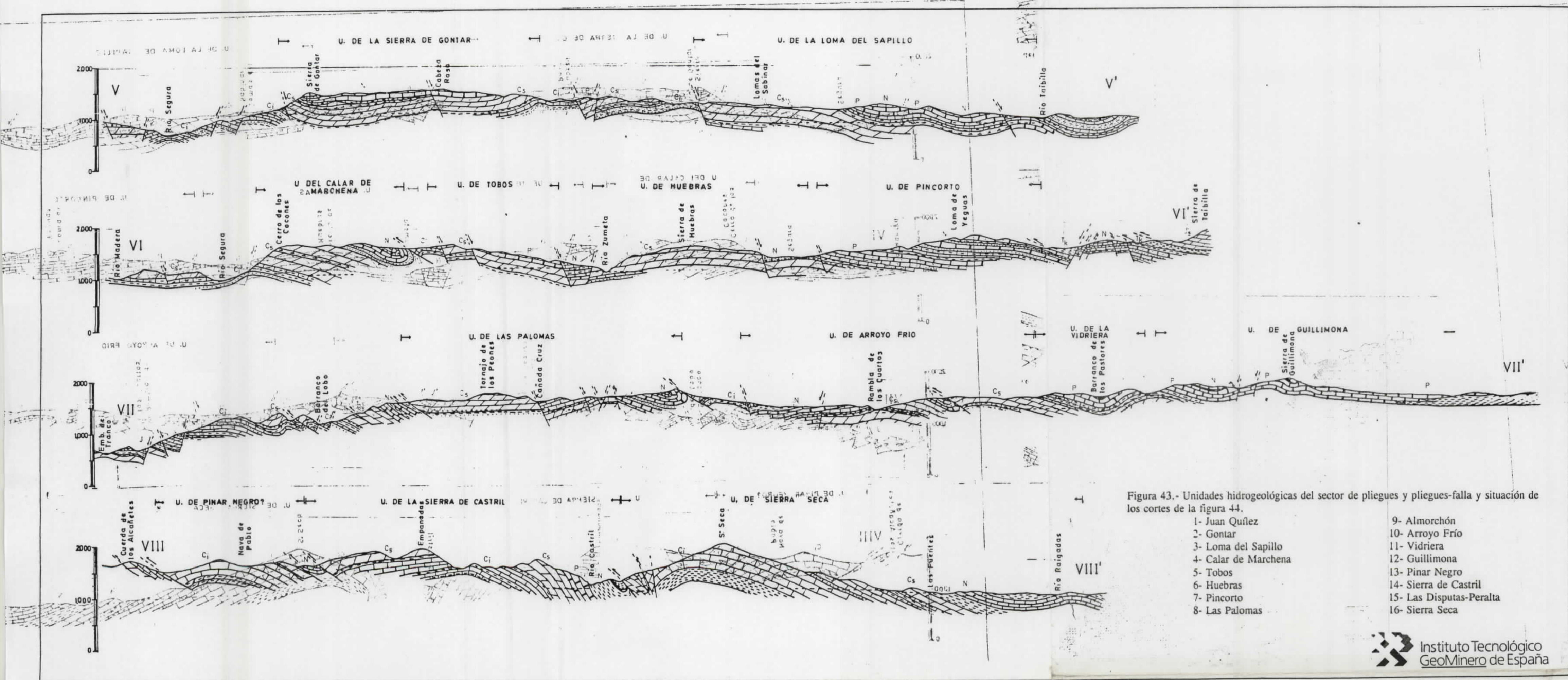


Figura 43.- Unidades hidrogeológicas del sector de pliegues y pliegues-falla y situación de los cortes de la figura 44.

- | | |
|----------------------|--------------------------|
| 1- Juan Quílez | 9- Almorchón |
| 2- Gontar | 10- Arroyo Frío |
| 3- Loma del Sapillo | 11- Vidriera |
| 4- Calar de Marchena | 12- Guillimona |
| 5- Tobos | 13- Pinar Negro |
| 6- Huebras | 14- Sierra de Castril |
| 7- Pincorto | 15- Las Disputas-Peralta |
| 8- Las Palomas | 16- Sierra Seca |

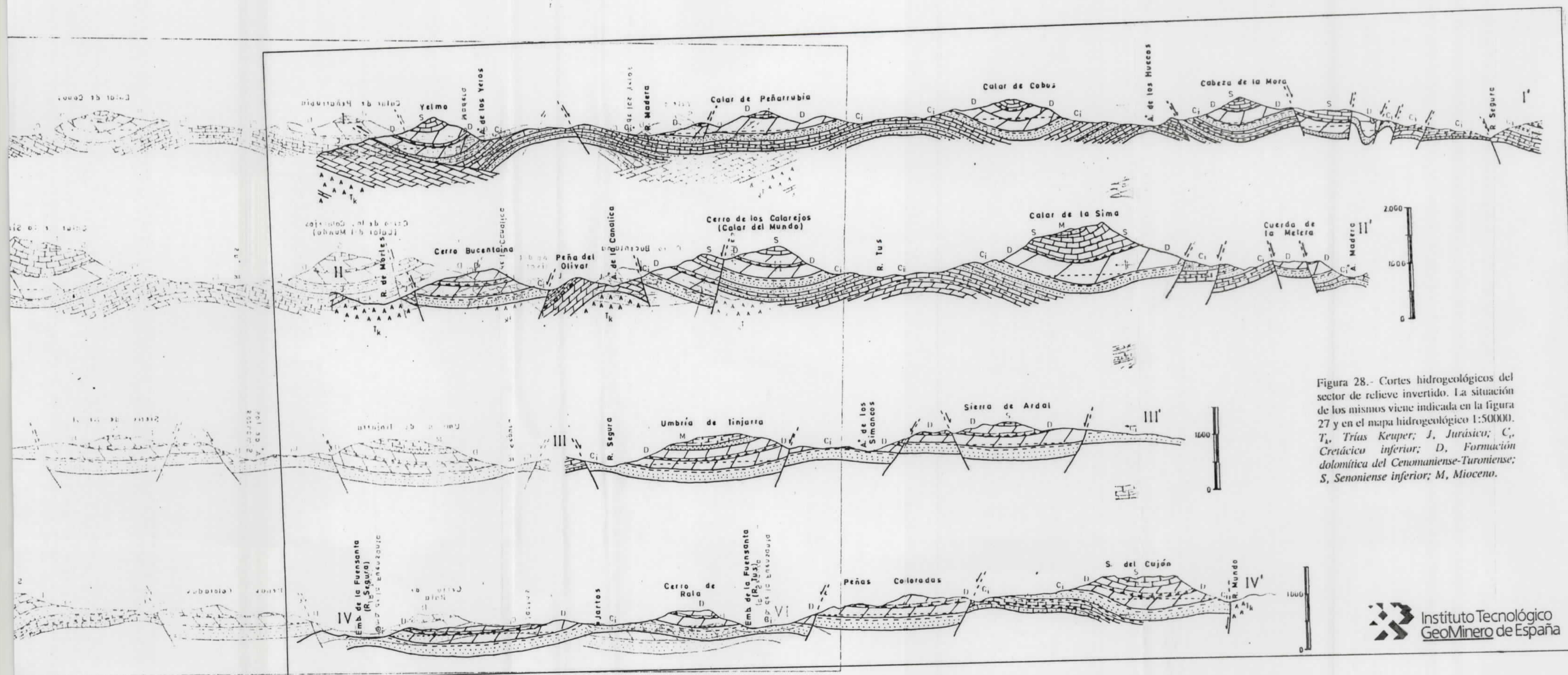


Figura 28.- Cortes hidrogeológicos del sector de relieve invertido. La situación de los mismos viene indicada en la figura 27 y en el mapa hidrogeológico 1:50000. T, Triás Keuper; J, Jurásico; C, Cretácico inferior; D, Formación dolomítica del Cenomaniense-Turomiense; S, Senoniense inferior; M, Mioceno.

MAPA HIDROGEOLOGICO DE LAS SIERRAS DE SEGURA, CASTRIL Y SECA



LEYENDA

	Calizas del Mioceno		Límite de hoja 1:50,000
	Calizas del Eoceno		Municipio urbano
	Calizas del Sarmiento inferior		Carretera
	Aluviones del Cuaternario-Terciario		Río
	Calizas y dolomitas del Cretácico inferior		Embalse
	Falla		Límite de cuenca hidrográfica
	Falla inversa		Vertice sustancial
	Situación de cuenca hidrogeológica		Estación
	Rede de agua (cartada y al PDM)		Anticinal
	Burgencia (0 - 100 m)		Caudal medio (m ³ /s)
	Burgencia (0 - 200 m)		Caudal superficial (m ³ /s)
	Burgencia (0 - 25 m)		Caudal repulsivo (m ³ /s)
	Burgencia normal		
	Límite gráfico		
	"Puta Super"		
	Flecha subterránea		

DIRECCION DE AGUAS SUBTERRANEAS
 INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOLÓGICO DE ESPAÑA
 COMISIÓN DE LA UNIVERSIDAD DE GRANADA PARA LA INVESTIGACIÓN DE AGUAS SUBTERRANEAS
 C/ DE CAJALBA Y DE SECA 108-1000
 GRANADA
 MAPA HIDROGEOLOGICO DE LAS SIERRAS DE SEGURA, CASTRIL Y SECA
 1950

