T
14
101

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA E
INSTITUTO ANDALUZ DE GEOLOGIA MEDITERRANEA

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO (GRANADA Y MALAGA)

Manuel López Chicano

UNIVERSIDAD DE GRANADA
25 SET. 1992
DOCTORADO

TESIS DOCTORAL

1992

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
Nº Documento b1967003
Nº Copia 12121941 2

PROV. T-15/58

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA E
INSTITUTO ANDALUZ DE GEOLOGIA MEDITERRANEA

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO (GRANADA Y MALAGA)

Manuel López Chicano

TESIS DOCTORAL

1992

UNIVERSIDAD DE GRANADA

DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA E
INSTITUTO ANDALUZ DE GEOLOGIA MEDITERRANEA

CONTRIBUCION AL CONOCIMIENTO DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO (GRANADA Y MALAGA)

Tesis Doctoral que presenta D. Manuel López Chicano para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada.

Vº Bº del Director

Fdo: **Manuel López Chicano**

Dr. D. **Antonio Pulido Bosch**

Profesor Titular de Hidrogeología
Universidad de Granada

Granada, Septiembre de 1992

"Amada de los ríos, combatida
por agua azul y gotas transparentes,
como un árbol de venas es tu espectro
de diosa oscura que muerde manzanas:
al despertar desnuda entonces,
eras tatuada por los ríos,
y en la altura mojada tu cabeza
llenaba el mundo con nuevos rocíos.
Te trepidaba el agua en la cintura.
Eras de manantiales construida
y te brillaban lagos en la frente.
De tu espesura madre recogías
el agua como lágrimas vitales,
y arrastrabas los cauces a la arena
a través de la noche planetaria,
cruzando ásperas piedras dilatadas,
rompiendo en el camino
toda la sal de la geología,
cortando bosques de compactos muros,
apartando los músculos del cuarzo."

Los ríos acuden.

PABLO NERUDA. "Canto General".

PREAMBULO

La comarca comprendida entre los pueblos de Loja, Alhama de Granada, Periana y Alfarnate, constituye un entorno digno de protección y compatibilización de ésta con el desarrollo económico. La perfección de su paisaje kárstico, la riqueza de los ecosistemas, los numerosos enclaves geológicos y arqueológicos, la importancia histórico-cultural de los núcleos urbanos y los abundantes recursos hídricos así parecen justificarlo.

Esta obra constituye la modesta aportación del autor al conocimiento hidrogeológico de la Sierra Gorda de Loja, uno de los macizos calcáreos más extensos y completos del territorio andaluz y, en general, de toda la orla carbonatada circunmediterránea.

El trabajo de Tesis Doctoral se incluye dentro de la ***Hidrogeología de acuíferos kársticos***, tema que, desde hace tiempo, constituye una línea prioritaria de investigación de los hidrogeólogos incorporados a la Universidad de Granada.

Debo reconocer que la posibilidad de realizar la especialización en temas karstológicos me llenó de satisfacción desde un principio, pues, gracias a mis excursiones por las montañas del sur de Córdoba, estaba familiarizado con los paisajes calcáreos desde la infancia y me sentía enormemente atraído por ellos. Como a todo al que ha conocido esta región, en mi mente habían quedado impresas las gargantas flanqueadas por impresionantes paredes, las oscuras cavidades, las amplias extensiones de roca desnuda y la inesperada aparición de manantiales que daban lugar a verdaderos oasis en las mismas. Mi posterior dedicación a la Espeleología, culminó mi pasión por las sierras calizas andaluzas.

Mis investigaciones en Sierra Gorda comienzan en Marzo de 1986, fecha en que la Dirección General de Universidades e Investigación de la Junta de Andalucía me hizo beneficiario de una beca de Formación de Personal Investigador. Vaya pues mi reconocimiento hacia dicho organismo por el sustento económico y por brindarme la oportunidad de llevar a cabo este proyecto de investigación. Todo el estudio, a lo largo del tiempo que duró, se desarrolló en el Instituto Andaluz de Geología Mediterránea (centro mixto del Consejo Superior de Investigaciones Científicas y la Universidad de Granada) y dentro de las dependencias del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada, gozando de óptimas condiciones de trabajo.

De especial importancia para mí ha sido contar con la inestimable ayuda y el apoyo de

uno de los mejores especialistas en Hidrogeología Kárstica de nuestro país: el Dr. Antonio PULIDO BOSCH -profesor titular de Geodinámica de la Universidad de Granada- primero maestro en el campo de la Hidrogeología, y después director de este trabajo; de él partió la idea de realizar el estudio de Sierra Gorda. Quisiera manifestarle mi más sincero agradecimiento por su constante labor de orientación científico-técnica, su entusiasmo, interés y esfuerzo en la ejecución del estudio.

Una parte muy importante del análisis de la fracturación fue realizada en el *Laboratoire d'Hydrogéologie de la Université des Sciences et Techniques du Languedoc*, en Montpellier; agradezco profundamente al Dr. Claude DROGUE, director de dicho centro, la aceptación y sus atenciones durante mi estancia, así como la confianza que depositó en mí al permitirme acceder libremente a las instalaciones. Mi reconocimiento al Dr. Moumtaz RAZACK por sus constantes indicaciones y su estrecha colaboración; al Dr. Jean Claude GRILLOT por las interesantes discusiones que mantuvimos y por las aclaraciones científicas que me prodigó; y al Sr. Christian DARLET por su asistencia técnica y amable trato. La estancia en Montpellier fue posible gracias a una beca de intercambio CSIC-CNRS.

Debo expresar mi gratitud al Dr. Antonio CASTILLO, amigo y compañero de trabajo, quien desde el principio siguió con interés la marcha de mis investigaciones, y que con frecuencia me aconsejó sobre las cuestiones hidroquímicas e hidrogeoquímicas. De la misma forma, al Dr. Mario CHICA y al Dr. José BENAVENTE por las aclaraciones y sugerencias que siempre estuvieron dispuestos a darme.

Igualmente quisiera hacer constar mi agradecimiento al Dr. Juan Antonio VERA por sus interesantes informaciones sobre el paleokarst mesozoico de la unidad de Sierra Gorda; y a los Drs. Agustín MARTIN ALGARRA y Carlos SANZ de GALDEANO por sus aclaraciones en los problemas de orden geológico regional y por facilitarme diversa bibliografía.

Quedo en deuda con mi compañero de trabajo el Dr. Alberto PADILLA, sin cuya abnegada colaboración hubiera sido muy difícil realizar un adecuado tratamiento de los datos. Asimismo, debo mencionar la desinteresada ayuda prestada por mi buen amigo el Dr. Jesús GALINDO, gracias a la cual pudo llevarse a cabo el análisis microtectónico.

Mención especial merece mi mujer María del Carmen; su constante apoyo moral, su comprensión y su ayuda material en cualquier momento o etapa de la investigación, han sido de una importancia incalculable en la realización de la misma.

Este estudio se ha visto beneficiado del continuo intercambio de experiencias con los miembros del grupo de investigación "Recursos Hídricos y Geología Ambiental", especialmente con Jose María CALAFORRA, Juan Carlos CERON, Ghatafan ALWANI, María Luisa CALVACHE, Angela VALLEJOS y Wenceslao MARTIN. En este sentido, guardo un especial recuerdo del ahora lejano Dr. Eduardo DIAZ UCHA, cuya estancia en Granada fue muy gratificante.

La información hidrogeológica recolectada por mí sobre el terreno, ha podido ser completada en buena medida con los datos suministrados por numerosos organismos y entidades. En primer lugar debo mencionar la aportación del Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE), en especial sobre datos de inventario de puntos de agua, caudales de manantiales y piezometría. Otras fuentes importantes de datos han sido la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (centros de Sevilla y Granada) y la Comisaría de Aguas del Sur de España (centro de Granada), organismos a los que quisiera manifestar mi agradecimiento, especialmente en las personas de D. Manuel del VALLE, D. Leopoldo MITTELBRUN y D. Juan Antonio ROSILLO.

Mi reconocimiento al Instituto Nacional de Meteorología (centros zonales de Sevilla y Málaga) por la gran cantidad de datos facilitados sobre las estaciones climatológicas del área, y al Instituto Andaluz de la Reforma Agraria (delegación de Granada) que me facilitó una valiosa documentación sobre trabajos de captación realizados. No puedo decir lo mismo respecto a la Confederación Hidrográfica del Sur de España (central de Málaga), donde mis peticiones siempre fueron "esquivadas"; la escasa información obtenida de dicha entidad tuvo que ser conseguida de forma indirecta, invirtiendo un tiempo excesivo en su recopilación.

Me complace también hacer constar mi agradecimiento a D. Antonio MARTINEZ, Jefe del Servicio de Extensión Agraria de Alhama de Granada; a D. Antonio VALVERDE, ingeniero agrónomo de Loja; y a Juan Luís y Carlos, miembros de la comunidad de regantes "La Volaera" de Zafarraya. Todos ellos me proporcionaron una valiosa información y se prestaron amablemente a discutir, en más de una ocasión, sobre los acuciantes problemas hídricos planteados en su ámbito de trabajo.

Mi más profundo agradecimiento -y admiración por la labor que realiza- a la Sociedad del Grupo de Espeleólogos Granadinos, y en especial a Manuel José GONZALEZ RIOS y Juan Cecilio MARIN MALDONADO, por permitirme acceder a los planos topográficos, en ocasiones inéditos, de las cavidades conocidas de Sierra Gorda. Igualmente quisiera agradecer a mis compañeros del Grupo Alpino Espeleológico de Lucena su compañía en la exploración

de algunas de estas cavidades.

El control hidroquímico exhaustivo, realizado sobre algunas surgencias, no habría sido posible sin la colaboración de las personas que, pacientemente y de forma totalmente desinteresada, realizaron gran parte del muestreo. Mi gratitud por ello es enorme hacia D. Antonio CASTILLO (de Riofrío) y D. Miguel VARGAS ALMAGRO (de Salar). Asimismo, quede patente mi reconocimiento a Dª. María Asunción RODRIGUEZ ROS, Directora de "Balnearios de Alhama de Granada S.A.", que me permitió el acceso al mismo punto de surgencia y ordenó la recogida de muestras, y a D. José, encargado del balneario, que llevó a cabo el muestreo sistemático.

Quisiera poder citar a todas aquellas personas que me han ayudado, bien por facilitarme información sobre el área de estudio, por su consejos y ánimos, o por su compañía en las tareas de campo: principalmente a José Luis RUIZ LOPEZ, Francisco PEULA, Alberto PEREZ, Jesús SORIA, Francisco Javier SORIA, Fernando ALCALDE, Manuel DIAZ, Ramón Angel SIMONET y Francisco ROMERO. Jean VILLENEUVE y Paul LABORDE consiguieron que mi estancia en Montpellier fuera de un delicioso recuerdo, pese a la dura labor allí realizada.

No encuentro palabras para expresar mi agradecimiento a D. Pascual SANCHEZ, quien realizó la mayoría de las determinaciones analíticas; a Paule Donatienne LEBOEUF, por su amable trato y ayuda en cualquier diligencia; y a José MEDINA, quien delineó parte de las figuras y planos que se presentan.

Por último, hay que señalar que este estudio se ha realizado dentro del marco del Proyecto de Investigación PB87/0245, titulado "La Sobreexplotación de Acuíferos Kársticos", y subvencionado por la CICYT; y se ha beneficiado de las labores llevadas a cabo en el Proyecto de Investigación titulado "Caracterización físico-químico-biológica de las aguas del Alto Genil. Estudio integral de la calidad y contaminación de las aguas", subvencionado por la Dirección General de Obras Hidráulicas.

A mis padres
y a Carmen

INDICE

1 INTRODUCCION..... 1

1.1 JUSTIFICACION, OBJETIVOS Y LIMITACIONES DEL ESTUDIO.... 3

1.2 METODOS, INFRAESTRUCTURA HIDROMETRICA Y MEDIOS UTILIZADOS..... 6

1.2.1 Métodos de campo..... 7

1.2.2 Métodos de laboratorio..... 9

1.2.3 Métodos de gabinete..... 10

1.2.4 Sobre la infraestructura hidráulica de la región estudiada..... 12

1.3 ORGANIZACION DE LA MEMORIA..... 15

1.4 SITUACION, LIMITES Y CARACTERISTICAS GENERALES DEL AREA ESTUDIADA..... 17

1.4.1 Localización y límites geográficos..... 17

1.4.2 Rasgos topográficos, vegetación y suelos..... 20

1.4.3 Aspectos socioeconómicos..... 26

1.4.4 El papel del agua en la región. Usos y demanda hídrica..... 29

1.5 ANTECEDENTES..... 36

1.5.1 Antecedentes geológicos..... 36

1.5.2 Antecedentes hidrogeológicos..... 40

2 HIDROMETEOROLOGIA..... 43

2.1 INTRODUCCION..... 45

2.2 PLUVIOMETRIA..... 46

2.2.1 Los datos empleados y su tratamiento..... 46

2.2.2 Distribución temporal de las precipitaciones..... 51

2.2.3 Intensidad de las precipitaciones diarias..... 55

2.2.4 Relación pluviometría / altitud..... 57

2.2.5 Distribución espacial de las precipitaciones..... 59

2.2.6 Precipitación media caída en el área. Aportaciones anuales..... 62

2.3 TEMPERATURA DEL AIRE..... 64

2.4 EVAPOTRANSPIRACION..... 68

2.4.1 Evapotranspiración potencial..... 68
2.4.2 Evapotranspiración real..... 72
2.5 LLUVIA UTIL. INFILTRACION DIRECTA DEL AGUA DE LLUVIA..... 79
2.5.1 Infiltración directa del agua de lluvia en el acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s.str.)..... 79
2.5.2 LLuvia útil en los acuíferos detríticos superpuestos (poljes)..... 83
2.5.3 Aproximación al valor medio de la recarga anual por infiltración de la lluvia en el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda..... 84

3 HIDROLOGIA DE SUPERFICIE..... 87
3.1 INTRODUCCION..... 89
3.2 CUENCA DEL ALTO GENIL..... 92
3.2.1 El río Genil en Loja (E-45)..... 93
3.2.2 Análisis de las aportaciones al río Genil entre Huétor Tájar e Iznájar..... 97
3.2.2.1 Aportación diferencial entre las estaciones de aforos E-45 y E-46 (periodo 1932/33 - 1959/60)..... 101
3.2.2.2 Resultados de los aforos diferenciales (con flotador) realizados en el río Genil entre 1988 y 1990..... 105
3.2.2.3 Resultados de los aforos diferenciales (con molinete) realizados en el río Genil el día 21 de Marzo de 1989..... 109
3.2.3 Los ríos Manzanil y Genazal..... 110
3.2.4 El arroyo o barranco de Salar..... 112
3.2.5 El río Frío..... 114
3.3 CUENCA ENDORREICA DE ZAFARRAYA..... 122
3.3.1 El arroyo de la Madre en "Los Revuelos" (E-R)..... 124
3.3.2 Análisis de las pérdidas de caudal a lo largo del arroyo de la Madre..... 126
3.3.3 Algunas consideraciones acerca de las inundaciones del polje de

Zafarraya y de la capacidad de infiltración de los ponors..... 130
3.4 CUENCA DEL SUR..... 133
3.4.1 El río Guaro en el Cortijo del Monte (E-14)..... 134

4 GEOLOGIA..... 137
4.1 LOCALIZACION GEOLOGICA..... 139
4.2 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS..... 142
4.2.1 Materiales preorogénicos..... 143
4.2.1.1 Unidad de Sierra Gorda..... 143
4.2.1.2 Unidad de Zafarraya..... 146
4.2.1.3 Otras unidades..... 149
4.2.2 Materiales "postorogénicos"..... 154
4.2.2.1 Mioceno superior..... 156
4.2.2.2 Mioceno terminal a Pleistoceno inferior..... 157
4.2.2.3 Pleistoceno-Holoceno..... 158
4.3 CARACTERISTICAS TECTONICAS..... 159
4.3.1 Estructura de los materiales preorogénicos..... 159
4.3.1.1 Unidades de Sierra Gorda y Zafarraya..... 159
4.3.1.2 Otras unidades..... 162
4.3.1.3 Principales relaciones estructurales entre unidades..... 163
4.3.2 Tectónica de los materiales "postorogénicos". Neotectónica..... 165
4.3.3 Cronología de las deformaciones..... 167
4.4 CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS. EL PAISAJE KARSTICO..... 168
4.4.1 Generalidades..... 168
4.4.2 Formas exokársticas..... 172
4.4.3 Formas endokársticas..... 185
4.4.4 Evolución morfológico-kárstica..... 191

5 CARACTERISTICAS GEOMETRICAS E HIDRAULICAS..... 197
5.1 COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LOS MATERIALES..... 199

5.2 CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DEL EMBALSE SUBTERRANEO..... 203
5.2.1 Puntos de agua inventariados..... 203
5.2.2 Definición de acuífero. Los límites y su naturaleza..... 206
5.2.3 Estudio geofísico eléctrico..... 213
5.2.3.1 Introducción..... 213
5.2.3.2 Estudio geoeléctrico del polje de Zafarraya..... 214
5.2.3.3 Estudio geoeléctrico de los poljes de la Dona y Pilas Dedil..... 219
5.3 LA ESTRUCTURA FISURAL Y KARSTICA..... 223
5.3.1 Aspectos generales..... 223
5.3.2 Análisis de la fracturación..... 225
5.3.2.1 Sobre el terreno..... 225
5.3.2.2 Sobre fotografía aérea..... 229
5.3.2.3 Estudio microtectónico. Etapas de fallamiento..... 239
5.3.2.4 Síntesis de resultados..... 243
5.3.3 Análisis de las direcciones preferenciales de karstificación..... 245
5.3.3.1 El paleokarst mesozoico..... 246
5.3.3.2 El karst subactual. Orientación de cavidades..... 248
5.3.4 Fracturación y karstificación. Estudio comparativo..... 250
5.4 CARACTERISTICAS HIDRAULICAS..... 252
5.4.1 Piezometría..... 252
5.4.2 Parámetros hidráulicos..... 266

6 CARACTERISTICAS FISICO-QUIMICAS DE LAS AGUAS..... 273
6.1 INTRODUCCION..... 275
6.2 SISTEMATICA DE LOS MUESTREOS Y METODOS ANALITICOS..... 276
6.3 CARACTERISTICAS HIDROGEOQUIMICAS GENERALES..... 279
6.3.1 Las aguas de lluvia..... 279
6.3.2 Las aguas de superficie..... 280
6.3.3 Aguas de otros acuíferos..... 289

6.3.3.1 Acuífero detrítico del polje de Zafarraya..... 289
6.3.3.2 Acuífero tortoniense. Fuente de las Pilas Dedil..... 290
6.3.3.3 Acuíferos carbonatados alpujárrides..... 290
6.3.3.4 Acuíferos en evaporitas triásicas. Salinas de Fuente Camacho..... 291
6.3.3.5 Acuífero carbonatado de la Sierra de Gibalto..... 292
6.3.3.6 Acuífero carbonatado del Hacho de Loja. Manantial del Frontil..... 292
6.3.3.7 Manantiales termominerales de los Baños de Alhama..... 295
6.3.4 El acuífero kárstico de Sierra Gorda..... 302
6.4 EVOLUCION HIDROQUIMICA TEMPORAL DEL ACUIFERO DE SIERRA GORDA..... 310
6.4.1 Manantial de la Trucha. Sector de Riofrío..... 310
6.4.2 Evolución estacional del grupo de surgencias de Riofrío..... 317
6.4.3 Manantial del Bañuelo. Sector de Salar..... 319
6.4.4 Evolución estacional del manantial del Membrillo. Sector de Salar..... 324
6.4.5 Evolución estacional del conjunto de las surgencias..... 326
6.5 ASPECTOS SOBRE CALIDAD Y CONTAMINACION..... 332

7 FUNCIONAMIENTO HIDRODINAMICO..... 337
7.1 INTRODUCCION..... 339
7.2 ASPECTOS GENERALES DE LA DESCARGA POR EL CONJUNTO DE LOS MANANTIALES..... 340
7.3 EL MANANTIAL DE GUARO..... 349
7.3.1 Generalidades..... 349
7.3.2 Curvas de recesión..... 353
7.3.3 Análisis correlatorio..... 355
7.4 EL SECTOR DE RIOFRIO..... 359
7.4.1 Generalidades..... 359
7.4.2 Curvas de recesión..... 361
7.4.3 Análisis correlatorio..... 362
7.5 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO..... 365

8 BALANCE HIDRICO Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS..... 371

8.1 AJUSTE DE UN BALANCE..... 373

8.2 TASA DE INFILTRACION..... 379

8.3 PROBLEMATICA HIDRICA DE LA REGION..... 380

8.4 IDEAS PARA UN APROVECHAMIENTO RACIONAL..... 383

CONCLUSIONES..... 387

BIBLIOGRAFIA..... 399

ANEXOS

ANEXO 1. Corrección de los datos pluviométricos por dobles masas.

ANEXO 2. Inventario de puntos de agua.

ANEXO 3. Tablas de datos referentes a las medidas de fracturas en campo.

ANEXO 4. Tablas de datos referentes a la fracturación sobre foto aérea.

MAPAS FUERA DE TEXTO

Mapa de fracturación

Mapa hidrogeológico

1 INTRODUCCION

1.1 JUSTIFICACION, OBJETIVOS Y LIMITACIONES DEL ESTUDIO

Los sistemas hidrogeológicos kársticos son todavía poco conocidos. Su estudio requiere amplios conocimientos geológicos y una sofisticada infraestructura de vigilancia y control. Aunque localmente se pueda acceder de forma directa al interior del acuífero, mediante las exploraciones espeleológicas, es muy difícil y arriesgado extrapolar las observaciones puntuales al resto del acuífero. La dificultad estriba fundamentalmente en la heterogeneidad y anisotropía que ha adquirido el acuífero a través de los tiempos. Los procesos geológicos, que se suceden a lo largo de la historia geológica de estos sistemas, son a su vez los responsables de la adquisición del carácter acuífero de los mismos. Se trata, por tanto, de sistemas hidrogeológicos en permanente evolución. Por otro lado, la velocidad con que se producen la infiltración y la descarga dificulta enormemente su estudio, así como el uso racional de los recursos hídricos.

La Hidrogeología Kárstica es, además, una rama de la Hidrogeología relativamente joven, pues sólo comienza a ser considerada como una disciplina científica definida en los últimos 20 años. Durante este tiempo, el interés de la comunidad científica internacional sobre los problemas hídricos en terrenos kársticos, ha ido en aumento; prueba de ello son las numerosas reuniones y congresos profesionales celebrados, la aparición de grupos e instituciones científicas para la investigación del Karst y la proliferación de la bibliografía científico-técnica sobre temas relacionados.

Este interés de los investigadores ha ido creciendo de forma paralela a la expansión del hombre sobre las regiones kárstico-carbonatadas, fundamentalmente montañosas, donde la posibilidad de captación del agua subterránea constituye casi el único recurso hídrico disponible.

En Sierra Gorda concurren numerosos aspectos de interés científico para la Hidrogeología Kárstica tales como su gran extensión, la presencia de abundantes y caudalosos manantiales, las distintas modalidades de la recarga (lluvia, nieve, aguas superficiales, etc.), las manifestaciones hidrotermales, la gran complejidad geológica, el desarrollo de importantes formas kársticas y, probablemente, su amplia historia karstológica y paleohidrológica. Además, está constituido por materiales jurásicos carbonatados, representativos de una formación litológica muy extendida en las Cordilleras Béticas, y de

gran interés hidrogeológico. Estas y otras peculiaridades nos llevaron a plantear, en 1986, un estudio hidrogeológico general del acuífero, enfocado siempre bajo la perspectiva de la Hidrogeología Kárstica.

El interés aplicado del estudio es evidente. Los recursos hidrogeológicos renovables del acuífero superan el 2,5 % de los recursos en aguas subterráneas de Andalucía, existiendo, pues, la posibilidad de captación de grandes caudales.

Sierra Gorda constituye una extensa región montañosa situada estratégicamente entre las cuencas del río Genil y del río Vélez o Guaro (cuenca del Guadalquivir y cuenca mediterránea, respectivamente), por lo que la correcta evaluación de sus recursos hídricos es fundamental en la planificación y gestión integrales de ambas cuencas. La regulación y utilización parciales de los recursos propios del acuífero se realiza, actualmente, en áreas alejadas del mismo, siendo mínimo el aprovechamiento en los lugares más inmediatos al macizo. A este respecto cabe destacar el abastecimiento de agua potable a una gran parte de los núcleos de población (la mayoría sin ejecución de obras de regulación), la utilización en cultivos de regadío (especialmente en el polje de Zafarraya), mantenimiento de las piscifactorías del sector de Loja y el aprovechamiento de las aguas termales de Alhama de Granada en balneoterapia.

Estos aprovechamientos de aguas subterráneas están permitiendo la expansión económica y el desarrollo de algunos puntos de la región, en los cuales se prevé un aumento de la demanda hídrica en los próximos años. Por contrapartida, existen áreas como el polje de Zafarraya donde la forma de aparición del agua conlleva problemas a causa de los riesgos de avenidas e inundaciones, aspecto que debe ser necesariamente contemplado en la planificación hidrológica del sector.

Como consecuencia de lo expuesto hasta ahora, al inicio de los trabajos de tesis planteamos, como objetivo fundamental de la misma, caracterizar hidrogeológicamente el Acuífero Kárstico de Sierra Gorda, abordado en su total complejidad. El estudio debería contribuir a un mejor conocimiento del comportamiento del acuífero y de su influencia sobre las áreas más inmediatas al mismo.

Para la consecución del fin básico del estudio ha sido preciso considerar numerosos aspectos, tratándolos con mayor o menor énfasis según los medios de que se disponían. Como objetivos parciales más importantes se pueden destacar los siguientes:

1) Síntesis de la mayor cantidad posible de datos de toda índole (geológicos, hidrológicos, hidrogeológicos, socioeconómicos, etc.), en general muy dispersos, de relevante interés en la comprensión física y dinámica del acuífero así como de los problemas hídricos planteados en el área. Se pretende con ello que el trabajo de tesis constituya una obra de referencia para estudios más detallados.

2) Caracterización hidrometeorológica. Régimen de la recarga pluviométrica.

3) Importancia cuantitativa y cualitativa de los aportes de agua subterránea a la red fluvial. Evaluación de los aportes de aguas superficiales al sistema acuífero.

4) Comportamiento hidrogeológico de los materiales. Características geométricas e hidráulicas del acuífero.

5) Análisis de la fracturación y de las direcciones preferenciales de karstificación. Evolución geodinámica reciente del macizo de Sierra Gorda.

6) Caracterización físico-química de las aguas subterráneas y de gran parte de las superficiales; evolución espacial y temporal. Respuesta hidroquímica al impulso pluviométrico y relación con la repartición del flujo en el acuífero. Consideraciones acerca de las anomalías hidrotermales.

7) Aproximación al modelo conceptual de funcionamiento del acuífero. Régimen de fluctuación del manto y régimen de descarga. Características del flujo subterráneo y relación con otros acuíferos.

8) Cuantificación de los recursos hídricos subterráneos. Problemas hidrológicos planteados en la región e ideas para un aprovechamiento racional.

Aunque la aportación principal del estudio propuesto se basa en el mejor conocimiento hidrogeológico de un área concreta, es de señalar la aplicación de técnicas específicas del dominio kárstico (ampliamente extendido en el territorio andaluz) que normalmente no son empleadas en estudios hidrogeológicos convencionales, y cuyos resultados son de gran interés a nivel comparativo con otras regiones kársticas conocidas.

A lo largo del tiempo que ha durado la investigación han sido muchas las dificultades encontradas, obligándonos a replantear los procedimientos que condujeran a la consecución

de los objetivos fijados. Se han puesto de manifiesto así ciertas limitaciones del trabajo, al igual que ocurre en la mayor parte de este tipo de estudios.

Las limitaciones más importantes se deben a la falta de datos, especialmente sobre caudales de las surgencias, adecuados a los fines perseguidos. La envergadura de algunos de los equipamientos que se precisaban hacía indispensable un proyecto específico capaz de acometer las obras de infraestructura. Las primeras conversaciones con la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir fueron proclives a la realización del proyecto de adecuación y control de los manantiales; sin embargo, y hasta la fecha, éste no se ha llevado a cabo.

Por diversos motivos hubo que desistir de realizar análisis isotópicos y trazado de las aguas con colorante, pese a que se planificaron sendas campañas a este fin. En otra ocasión se nos denegaron los datos, generados con fondos públicos, de estudios hidrogeológicos que se estaban llevando a cabo en parte del área considerada en esta tesis.

A pesar de todo, el trabajo que se presenta ha profundizado en los aspectos más asequibles, sin olvidar otros. De manera que se ha conseguido, creo, un cierto equilibrio entre las diversas facetas y cuestiones tratadas, teniendo en cuenta la gran carencia de estudios anteriores sobre el reconocimiento hidrogeológico general de esta amplia región.

1.2 METODOS, INFRAESTRUCTURA HIDROMETRICA Y MEDIOS UTILIZADOS

El estudio propuesto ha sido afrontado con ayuda de métodos y medios muy diversos; si bien, aunque buena parte de la metodología empleada en esta investigación se utiliza convencionalmente en los estudios hidrogeológicos regionales, el enfoque que se ha mantenido sobre los trabajos a realizar ha sido eminentemente específico de los sistemas hidrogeológicos kársticos.

Algunas de las técnicas empleadas serán expuestas con detalle en el capítulo correspondiente. A continuación expongo de forma sintética los métodos utilizados en el estudio que pueden clasificarse, como ya es tradicional, en métodos de campo, métodos de laboratorio y métodos de gabinete.

1.2.1 Métodos de campo

- Las primeras labores efectuadas sobre el terreno consistieron en el reconocimiento físico y geográfico del área a investigar. Este reconocimiento se realizó con ayuda de los mapas topográficos publicados por el Servicio Geográfico del Ejercito y por el Instituto Geográfico Nacional, a las siguientes escalas: 1:200.000, 1:100.000, 1:50.000 y 1:25.000; ocasionalmente se utilizaron mapas a escala 1:10.000, disponibles en la Excma. Diputación Provincial de Granada y en el IARA. Asimismo se utilizaron fotografías aéreas a escala 1:18.000 y 1:33.000. Estos documentos han constituido las diferentes bases cartográficas adoptadas en este trabajo.

- Dada la estrecha relación existente en los sistemas kársticos, entre la acción del agua y las formas de modelado resultantes, fue de gran interés realizar un reconocimiento geomorfológico, especialmente de las grandes formas exokársticas (superficies de arrasamiento, campos de dolinas, poljes, depósitos de travertinos, etc.), y diversas exploraciones espeleológicas de cavidades conocidas (endokarst). Aunque no se ha profundizado mucho en el estudio geomorfológico, los datos obtenidos son de gran valor a la hora de establecer la evolución geodinámica del macizo de Sierra Gorda, así como la historia paleohidrológica del acuífero.

- Reconocimiento geológico general del sector de estudio: naturaleza litológica de los materiales; distribución vertical y lateral de litofacies; reconocimiento de discontinuidades estratigráficas, especialmente de aquellas con indicios de paleokarstificación; establecimiento de la estructura tectónica general; y revisión, con ligeras modificaciones, de la cartografía geológica disponible. Los trabajos realizados han sido siempre enfocados hacia la resolución de los problemas hidrogeológicos del área de investigación.

- Prospección Geofísica: durante los años 1987 y 1988 se llevaron a cabo dos campañas de Prospección Geofísica Eléctrica en el polje de Zafarraya, realizándose un total de 42 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) que cubrieron el sector centro-occidental del polje. En 1990, se realizó una nueva campaña de Geofísica Eléctrica de 21 SEV, localizada en los poljes de la Dona (14 SEV) y de Pilas Dedil (7 SEV). Estas campañas de Prospección Geofísica tenían por objeto establecer la geometría y la naturaleza del relleno de las 3 principales depresiones tectono-kársticas anexas al macizo de Sierra Gorda. En todos los

sondeos eléctricos se utilizó un equipo de la marca GEOTRON, adoptando el dispositivo Schlumberger simétrico. Las aberturas máximas de semiespaciados (AB/2) oscilaron entre 32 y 700 metros.

- Medidas sobre estaciones puntuales de la orientación de planos geológicos, tales como: diques neptúnicos del paleokarst mesozoico, diaclasas, fallas y estrías, diaclasas con rellenos de espeleotemas y grietas de tensión.

- Inventario de puntos de agua, especialmente de aquellos estrechamente ligados al acuífero Kárstico de Sierra Gorda o cuya relación con el mismo era posible. Con los datos geológicos y los puntos de agua seleccionados se llevó a cabo una cartografía hidrogeológica del área a escala 1:50.000, inspirada en los criterios internacionales más comúnmente empleados para la cartografía hidrogeológica de terrenos carbonatados (Paloc, 1975).

- Medidas de caudal en ríos y manantiales mediante aforos con micromolinete tipo C2 A OTT (KEMPTEN). En la mayoría de los manantiales, la falta de adecuación de los mismos y las condiciones de aforo eran tales que se hacía necesario realizar varios aforos por punto sobre las distintas acequias y canales de derivación, o bien realizar aforos diferenciales en los cursos fluviales próximos. Para los ríos se han tenido en cuenta especialmente las pérdidas al acuífero o las ganancias, según los casos; por lo tanto, las medidas de caudal han consistido fundamentalmente en aforos diferenciales. Sólo en una ocasión pudo utilizarse el micromolinete sobre el río Genil; el resto de las veces se estimó el caudal mediante aforos con flotador, ya que el volumen de agua y la profundidad hacían muy difícil adentrarse en la corriente.

- Medidas de niveles piezométricos con sondas hidronivel de la marca GEOTRON (H-70), provistas de cable graduado de tipo "antena de TV"; se usaron sondas de 100, 300 y 500 metros de longitud. Las mediciones fueron realizadas en piezómetros y sondeos no instalados que captaban el acuífero kárstico.

- Mediciones de pH y temperatura *in situ* de las aguas de manantiales y ríos, con un pH-metro portátil HI 8314 de la casa HANNA Instruments. En algún caso estos parámetros físico-químicos también fueron medidos en aguas de sondeos instalados en funcionamiento y de algunos aljibes situados en la parte somital del macizo.

- Se han tomado más de 800 muestras de aguas para su posterior análisis químico en el laboratorio: la mayor parte de las mismas, 794 muestras, corresponden a surgencias; 66 fueron tomadas sobre la red fluvial más influenciada por los aportes del acuífero; 2 muestras corresponden a sondeos instalados en funcionamiento; y 2 muestras se tomaron en aljibes situados en la parte superior de la Sierra, cuyo fin primordial fue la determinación del contenido en cloruros de las aguas de lluvia recogidas en ellos. En todos los casos se utilizaron botellas de polietileno de doble tapón (con capacidades de 1 l, 500 ml y 250 ml), salvo en las muestras de ríos en que también se utilizaron botellas de vidrio de 250 ml destinadas al análisis de determinados componentes. El volumen total de muestra tomada osciló entre 1/4 de litro y 5 litros, según el número y tipo de determinaciones analíticas a realizar. Asimismo, en las muestras fluviales, se utilizaron varios productos químicos añadidos a los diversos recipientes, a fin de conservar algunos de los compuestos y especies químicas que más adelante se iban a analizar. La periodicidad de las muestras sobre manantiales ha sido muy desigual, dependiendo de la importancia y condiciones de las surgencias o de la posibilidad de encontrar a una persona dispuesta a muestrear sistemáticamente el manantial próximo a su vivienda. Algunos manantiales han sido muestreados una sola vez, coincidiendo con la fase de actualización y revisión del inventario; otros se muestrearon estacionalmente; y otros fueron controlados sistemáticamente con una periodicidad mensual, semanal e incluso bidiaria. La periodicidad de las muestras fluviales fue aproximadamente trimestral durante dos años.

- Por último, es necesario señalar las numerosas consultas realizadas sobre el terreno a sondistas, pastores, propietarios de pozos, agricultores, comunidades de regantes, ingenieros agrónomos, etc., respecto a las características de las obras de captación, y los problemas relacionados con la aparición, utilización y gestión de los recursos hídricos del área.

1.2.2 Métodos de laboratorio

Estos métodos han consistido esencialmente en la realización de los análisis químicos de las muestras de agua recolectadas en el campo.

El número de parámetros determinados en el laboratorio, para la mayor parte de las aguas subterráneas recogidas, fue inferior a 10 (conductividad a 25°C, HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-},

Na^+, K^+, Ca^{2+} y Mg^{2+}, ...), habiéndose efectuado los análisis en el Servicio de Análisis de Aguas del Instituto Andaluz de Geología Mediterránea. Para las aguas superficiales, el número de variables físico-químicas diferentes determinadas en el laboratorio para cada muestra, superó las 30. En este último caso, el análisis de los componentes mayoritarios de las aguas se llevó a cabo en el mismo laboratorio antes reseñado, mientras que los parámetros restantes fueron determinados en el Departamento de Química Analítica de la Universidad de Granada. En el capítulo 6 se exponen las diferentes vías analíticas utilizadas.

Hay que tener en cuenta que en los muestreos sistemáticos de manantiales (a nivel semanal y bidiario) se han podido producir problemas de alteración de algunas muestras de agua, debido al tiempo transcurrido entre la toma del agua y el momento de su análisis. La mayor parte de las muestras correspondientes a este control sistemático fueron tomadas por personas que habitaban en las proximidades de las surgencias, adoptando las precauciones de lavar varias veces las botellas con agua del propio manantial (a pesar de que habían sido limpiadas previamente en el laboratorio con HCl y agua destilada), cerrar las botellas bajo agua para evitar las burbujas de aire, y almacenarlas en lugares frescos y protegidos de la luz hasta el momento de su recogida; ésta se llevaba a cabo aproximádamente cada mes, aprovechando el momento para tomar una nueva muestra de agua, realizar mediciones foronómicas y medidas de pH y temperatura del agua. Dadas estas diligencias de muestreo, era inevitable que pasara hasta un mes entre la recogida de las primeras muestras de cada tanda y su análisis en el laboratorio, siendo estas muestras las que han podido sufrir alteraciones, especialmente en los contenidos de HCO_3^- y Ca^{2+} encontrados. Para paliar estas dificultades, en lo posible, se procuró analizar antes que nada los bicarbonatos y el calcio, así como determinar la conductividad del agua.

1.2.3 Métodos de gabinete

- Recopilación y revisión de un gran número de trabajos bibliográficos -publicados o no- relativos, por una parte, a temas específicos de Hidrogeología Kárstica y, por otra, de contenido regional respecto al área de estudio (trabajos geológicos, hidrogeológicos, geográficos, geomorfológicos, espeleológicos, etc.).

- Recopilación de numerosos datos (con frecuencia inéditos) de muy diversa índole, procedentes de organismos con competencias en los recursos hídricos. Cabe citar, en este sentido: los datos sobre inventario de puntos de agua, caudales de manantiales, piezometría en sondeos e hidroquímica, suministrados por el

Instituto Tecnológico y Geominero de España (ITGE); datos de caudal de ríos y manantiales procedentes de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG); datos de piezometría registrados por la Comisaría de Aguas del Sur de España (CASE); datos sobre pluviometría, temperatura del aire y evaporación procedentes del Instituto Meteorológico Nacional (IMN); evolución piezométrica en ensayos de bombeo y acidificaciones realizadas en estudios para el Instituto Andaluz de Reforma Agraria (IARA); sondeos eléctricos verticales y ensayos de bombeo correspondientes a estudios encargados por diversas comunidades de regantes.

- Confección de fichas de inventario para cada punto de agua seleccionado.

- Interpretación de los ensayos de bombeo.

- Interpretación de los sondeos eléctricos verticales llevados a cabo en el campo, con ayuda del programa APASEV (Díaz Ucha *et al.*, 1984).

- Corrección y tratamiento de datos climatológicos e hidrometeorológicos con ayuda de programas informáticos (Padilla, 1984; Padilla y Pulido Bosch, 1985).

- Cartografía de fracturas visibles sobre fotografías aéreas (pares estereoscópicos) a escala 1:18.000, con ayuda de un estereóscopo de espejos Wild ST4.

- Análisis estadístico direccional de las fracturas medidas en el campo y de las galerías kársticas subterráneas definidas en topografías espeleológicas de cavidades.

- Tratamiento y análisis de los datos microestructurales (orientación de fallas con estrías) mediante el método de "redes de búsqueda" y los programas de ordenador descritos en Galindo y González Lodeiro (1988 a y b) y Galindo (1990).

- Digitalización y tratamiento estadístico del mapa de fracturación realizado a partir de fotos aéreas. El trabajo fue llevado a cabo en el *Laboratoire d'Hydrogéologie* de la USTL de Montpellier (Francia), utilizando el programa RAFRAC (Razack, 1978a, 1979, 1981 y 1984).

- Análisis de series temporales para datos de caudal, piezometría, quimismo, etc.

- Tratamiento de los datos físico-químicos de las aguas (estadística simple y de datos multivariantes), con ayuda de los programas descritos en Padilla (1984) y Padilla *et al.* (1986).

- Por último, con la información extraída del tratamiento y análisis de todos los datos, se llevó a cabo la interpretación de resultados, la delineación de figuras y planos, y la redacción y mecanografía de la presente memoria de Tesis.

1.2.4 Sobre la infraestructura hidráulica de la región estudiada

En este apartado es mi intención realizar una breve descripción de la infraestructura hidrológica que ha permitido generar buena parte de los datos utilizados en esta Tesis, así como una valoración crítica del estado actual de la misma.

Se puede considerar que, para algunos de los fines perseguidos en un estudio como el que aquí se presenta, la disposición y el acondicionamiento de los puntos de observación no son los más adecuados, de ahí que este trabajo se plantee como una contribución al conocimiento del acuífero. Desgraciadamente, los medios y las ayudas de que hemos dispuesto no nos han permitido llevar a cabo una mejora de la red hidrométrica en la región investigada, permaneciendo ésta en un estado pésimo.

En el área objeto de estudio existe alrededor de una decena de grupos de manantiales estrechamente ligados a la franja saturada del acuífero de Sierra Gorda. Los primeros datos de caudal de algunas de estas surgencias se desprenden de aforos directos mensuales llevados a cabo por la CAG sobre cursos de agua superficiales (alimentados por surgencias total o parcialmente), los cuales se realizaron entre 1968 y 1972 (HIDALGO, 1974a).

En 1974 la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras SA equipó buena parte de las surgencias con escalas limnimétricas sobre acequias de derivación y con vertederos, dentro de las labores del Plan de Investigación de Aguas Subterráneas dirigido por el IGME. Pese a existir ciertas deficiencias en la instalación de las estaciones de aforo y a las dificultades en el mantenimiento de algunas de ellas (IGME, 1983) este equipamiento supuso un importante avance en la cuantificación de los recursos hídricos del acuífero, así como en la infraestructura hidrogeológica de la región. Por contra, el seguimiento continuo

(diario) de los caudales mediante lectura en las escalas sólo se llevó a cabo en el sector de Guaro, entre 1975 y 1981; en el resto de las surgencias se siguió realizando aforos directos con una periodicidad demasiado larga, siempre superior al mes. El abandono progresivo de los dispositivos de control foronómico ha llevado a un grado tal de deterioro de los mismos que los hace prácticamente inservibles. Además, la captación realizada de algunos de los manantiales para el abastecimiento de la población, especialmente aquellos situados en el casco urbano de Loja, dificulta incluso el acceso al agua procedente de las surgencias, ya que ésta es incorporada casi directamente a la red de suministro municipal.

Respecto al control de la red fluvial, la CAG mantiene en funcionamiento dos estaciones de aforo dentro del área de estudio: estación nº 45 (río Genil en Loja) y estación nº 88 (río Frío junto al Puente Califal). Ambas estaciones están equipadas únicamente con escalas limnimétricas (de aguas altas y aguas bajas en el caso de la de Loja), sin acondicionamiento del lecho de los cauces, lo que se traduce en frecuentes modificaciones de la sección de aforo durante periodos de crecida. En la estación de aforos de Loja he observado, además, una considerable falta de profundización de la escala, de manera que no pueden ser registrados convenientemente caudales inferiores a 3 ó 4 m^3/s.

Hasta mediados de la década de los 60, fecha en que entró en funcionamiento el embalse de Iznájar sobre el río Genil, la CAG disponía de otra estación de aforos en este río, hoy en día desaparecida, situada aguas abajo de la confluencia con el río Frío (estación nº 46, río Genil en Iznájar). En este estudio he utilizado datos de caudales medios mensuales, diferenciales entre esta estación y la nº 45, en un intento de cuantificar las aportaciones (en su mayoría procedentes de Sierra Gorda) a este tramo del río Genil, y para el periodo 1932-1960. No obstante, dadas las deficiencias de los dispositivos de control, anteriormente mencionadas, los resultados han sido interpretados con cierta precaución.

Durante 1986 entró en funcionamiento una estación de aforos situada sobre el arroyo de la Madre (cuenca endorreica de Zafarraya) en las proximidades del Cortijo de los Revuelos, dotada de limnígrafo, escala limnimétrica, pasarela, vertedero de pared delgada para caudales bajos y vertederos escalonados para avenidas. Pese a que la construcción de la obra se puede considerar modélica, su ubicación es poco acertada, ya que las aguas del arroyo comienzan a infiltrarse hacia el acuífero kárstico subyacente antes de alcanzar el punto de control. De forma incomprensible los registros de esta estación nos fueron denegados para su utilización en el presente estudio.

El reconocimiento directo de la superficie piezométrica del acuífero sólo es posible

de forma muy parcial, ya que las captaciones y piezómetros que permiten la observación se sitúan en áreas muy concretas y marginales del macizo. Tampoco se ha encontrado hasta el momento ninguna cavidad kárstica que alcance la superficie piezométrica del acuífero, existiendo, por tanto, una extensa superficie montañosa entre los puntos preferentes de descarga y las áreas de explotación donde persiste la incógnita sobre la profundidad del agua subterránea.

De forma histórica, el polje de Zafarraya es el sector del acuífero que más ha atraído la atención para la ejecución de perforaciones profundas, aglutinando más del 80% de los sondeos de explotación e investigación llevados a cabo en todo el sistema hidrogeológico de Sierra Gorda. El resto de los sondeos se distribuye muy desigualmente en torno al macizo, siendo de gran interés las captaciones realizadas en los últimos años en los Llanos de la Dona y Pilas Dedil.

Por diversas razones, la gran mayoría de los sondeos realizados en el área no ha podido ser utilizada para el registro piezométrico. El caso más lamentable de abandono e inutilización de la red de observación lo constituye el estado en que se encuentran los piezómetros habilitados por el SGOP en la década de los 60. En esa época, 16 de los 32 sondeos de investigación que se llevaron a cabo en el polje de Zafarraya se acondicionaron como piezómetros, extendiéndose los registros de nivel hasta el comienzo de 1970 en que se abandonó el seguimiento. En la actualidad, los piezómetros del SGOP que no han desaparecido se encuentran obturados completamente por piedras, arrojadas a su interior por los vecinos y visitantes de la región, siguiendo una curiosidad innata en el hombre.

Tampoco se han podido hacer medidas del nivel piezométrico en sondeos de explotación -muy abundantes en el sector oriental del polje de Zafarraya- instalados con equipo de bombeo, ya que existía el riesgo de perder el cable de la sonda. Ninguna de estas captaciones dispone actualmente de un tubo interior para registro del nivel del agua.

Se han utilizado, por tanto, algunos sondeos de explotación que no se encontraban instalados, así como piezómetros construidos y habilitados por la CHSE, algunos de los cuales disponían de limnígrafos controlados por la CASE.

En cuanto a la red de control pluviométrico, en el área existen 13 estaciones situadas esencialmente en torno al macizo de Sierra Gorda. Aunque algunos de los aparatos de registro pertenecen a la CASE y a la CAG, afortunadamente todos los datos generados estaban disponibles en el Instituto Nacional de Metereología (INM). Además, en la parte alta

de Sierra Gorda existen al menos 2 pluviómetros totalizadores y otro más en el pico Maroma (máxima cota de Sierra Tejeda); no obstante, no se ha considerado conveniente utilizar los datos de estos últimos, pues es frecuente ver los aparatos en mal estado de conservación. En el caso del totalizador del pico Maroma (2065 m de altitud), el aparato se encontraba deteriorado ¡en más del 50 % de los años de funcionamiento!

1.3 ORGANIZACION DE LA MEMORIA

La estructura del texto que se presenta se adapta básicamente a los objetivos propuestos en el apartado 1.1, de manera que cada capítulo mantiene una cierta entidad temática y problemática en sí mismo. No obstante, algunos capítulos enlazan necesariamente su contenido, bien porque expresan conceptos complementarios a la hora de resolver un determinado problema, o porque suponen una introducción previa que facilita la exposición y comprensión de los capítulos subsecuentes.

El orden y la disposición de los diferentes capítulos no sigue un esquema totalmente clásico. Así, por ejemplo, la importancia que se ha dado a la descripción geológica aconsejaba anteponer el capítulo 4 (Geología) al establecimiento de la geometría del acuífero, a fin de comprender mejor la importancia que tiene la complejidad geológica de la región sobre la complejidad hidrogeológica del acuífero. También es frecuente en los trabajos hidrogeológicos hacer referencia antes a los temas hidrodinámicos que a los hidroquímicos; por contra, en este estudio se ha considerado preferible hacer mención pevia a las características físico-químicas de las aguas (capítulo 6), con objeto de utilizar la información que estas suministraban -especialmente su evolución temporal- sobre la estructura (Marjolet y Salado, 1975), génesis y constitución (Bakalowicz, 1979) y funcionamiento hidrodinámico (Antiguedad, 1989) del sistema kárstico.

Puesto que se trata de un estudio monográfico sobre el acuífero principal del área, -no es un estudio hidrogeológico regional-, las características hidrogeológicas de lo que se podría considerar como sistemas acuíferos independientes, próximos o en contacto con el de Sierra Gorda, son abordadas a lo largo del texto de manera sucinta, intentando siempre establecer las posibles relaciones cuantitativas y cualitativas con aquel. Un ejemplo de esto último lo constituye el acuífero aluvial del polje de Zafarraya, el cual es considerado aquí principalmente como un área de recarga del sistema kárstico subyacente, y cuyas peculiaridades hidrogeológicas han sido dadas a conocer en estudios realizados por otros

investigadores, principalmente Hidalgo (1974 a).

No ha parecido conveniente incluir un capítulo exhaustivo dedicado a la exposición de los trabajos previamente realizados sobre el área de estudio. Por el contrario se ha optado por exponer (y en su caso reinterpretar) la información de otros trabajos a lo largo del texto y en el momento oportuno, a fin de no restar coherencia a los diferentes temas y para facilitar la lectura de la Tesis. No obstante, en todo momento se hace referencia oportuna a la procedencia de los datos y de los conceptos empleados.

El presente capítulo 1 consiste en una mera introducción al entorno físico y social del área de investigación, así como a la temática del estudio planteado.

Los capítulos 2 (Hidrometeorología) y 3 (Hidrología de superficie) plantean los conceptos y procedimientos seguidos al objeto de cuantificar la recarga hídrica del acuífero de Sierra Gorda; si bien, en el capítulo 3 se pone de manifiesto, al menos de forma parcial, la importancia de los aportes de aguas subterráneas a la red fluvial, en un intento de identificación y evaluación de los mismos.

En el capítulo 4 (Geología) se lleva a cabo una revisión, a menudo crítica, del contexto geológico de la región en sus tres aspectos más trascendentales para la comprensión hidrogeológica: litológico, tectónico y morfológico. Como ya he indicado anteriormente, el conocimiento detallado de la complejidad geológica del área de estudio (aún no resuelta totalmente) es fundamental para establecer la geometría y estructura del acuífero, así como los pasos que éste ha seguido en su evolución geodinámica más reciente.

Los aspectos geométricos e hidraúlicos del acuífero de Sierra Gorda son abordados en el capítulo 5. Buena parte del mismo es dedicada al análisis de la fracturación que, si bien no ha podido ser llevado a cabo hasta sus últimas consecuencias en el momento de redactar esta memoria, ha permitido poner de manifiesto la estrecha relación existente entre la estructura fisural y el desarrollo de la karstificación en el macizo.

En el capítulo 6 se discuten las propiedades físico-químicas de las aguas subterráneas. La repartición espacial de las distintas facies hidroquímicas proporciona una información sobre el origen y la evolución del agua. De mayor interés, si cabe, es la evolución temporal del quimismo de las surgencias, aspecto que también se contempla en este capítulo. La calidad de las aguas superficiales tiene también su cabida en esta parte de la Tesis, aunque la caracterización realizada está enfocada esencialmente hacia la relación aguas subterráneas-

aguas de superficie. Por último, se discuten aspectos relativos a la composición de las aguas termominerales que se manifiestan en el área de estudio.

En el capítulo 7 (Funcionamiento hidrodinámico) se analizan las descargas por manantiales y las posibles direcciones de flujo. Con todos los datos disponibles se intenta establecer un modelo de funcionamiento del acuífero.

El capítulo 8 plantea las posibilidades de ajuste de un balance hídrico. Además se comentan el grado de aprovechamiento de los recursos y algunas vías para su mejor gestión.

Por último, tras la exposición de las principales conclusiones y resultados, se presenta una amplia relación de los trabajos bibliográficos citados a lo largo del texto y se acompaña un apartado de anexos. En este último se presenta sólo una selección de los datos más interesantes que se han utilizado en la investigación, ya que recoger todos los datos originales hubiera hecho preciso un tomo específico para anexos. No obstante, todos los datos que han servido de base al estudio realizado se encuentran disponibles en el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada.

1.4 SITUACION, LIMITES Y CARACTERISTICAS GENERALES DEL AREA ESTUDIADA

1.4.1 Localización y límites geográficos

El acuífero de Sierra Gorda constituye un gran macizo carbonatado, relativamente bien individualizado, que se alza en el extremo occidental de la provincia de Granada y se adentra ligeramente en el noreste de la provincia de Málaga. Se situa aproximadamente a 45 Km de la ciudad de Granada, delimitando por el suroeste la depresión del mismo nombre.

Los afloramientos carbonatados que constituyen superficialmente el sistema hidrogeológico ocupan una extensión de casi 300 Km^2, comprendidos entre las coordenadas geográficas siguientes: 3° 58' - 4° 15' de longitud Oeste (respecto al meridiano de Greenwich) y 36° 56' - 37° 11' de latitud Norte.

El área investigada (acuífero y superficie de influencia más inmediata al mismo) se

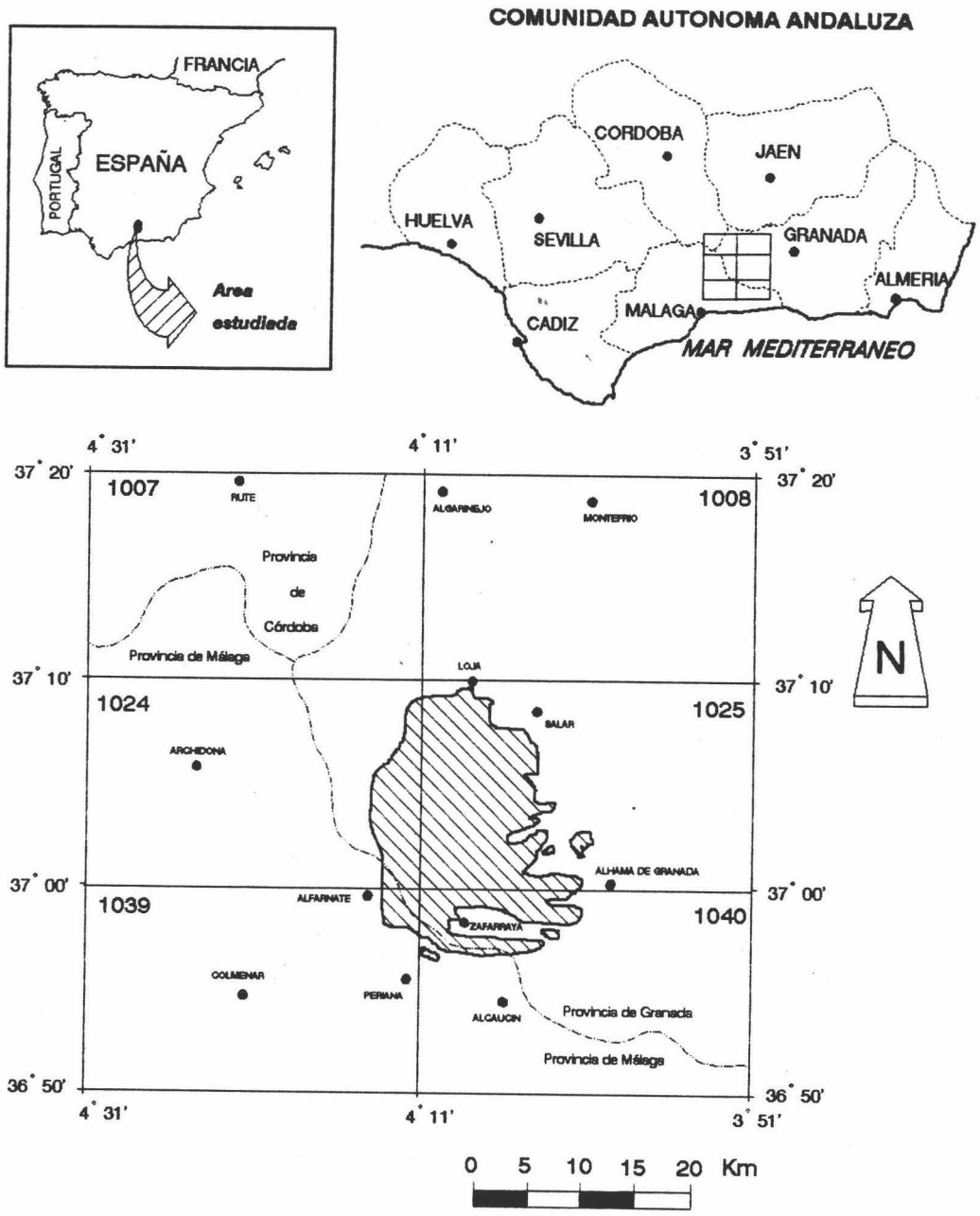


Figura 1.- *Localización geográfica y cartográfica (numeración de hojas según el IGN) del Acuífero Kárstico de Sierra Gorda.*

puede cubrir con las siguientes hojas (figura 1) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000 (Instituto Geográfico Nacional): 1007 (Rute), 1008 (Montefrío), 1024 (Archidona), 1025 (Loja), 1039 (Colmenar) y 1040 (Zafarraya). Estos mapas a escala 1:50.000 constituyen la cartografía más detallada que cubre por entero el sector estudiado.

Desde el punto de vista geográfico el acuífero coincide con la Sierra de Loja, Sierra Gorda (s. str.) y la parte centro-oriental de la Sierra de Alhama (figura 2). Las dos primeras sierras aparecen escasamente individualizadas, mientras que la Sierra de Alhama se independiza de aquellas por los denominados Llanos del Puerto y , esencialmente, por el Llano de Zafarraya; este último constituye un magnífico ejemplo de polje o depresión kárstica funcional.

De carácter eminentemente montañoso, el acuífero está limitado al Norte por el río Genil a su paso por el corredor de Loja; al Este por el arroyo o barranco del Salar y las Tierras de Alhama, que dan paso a la Depresión de Granada; al Sur por la gran mole de

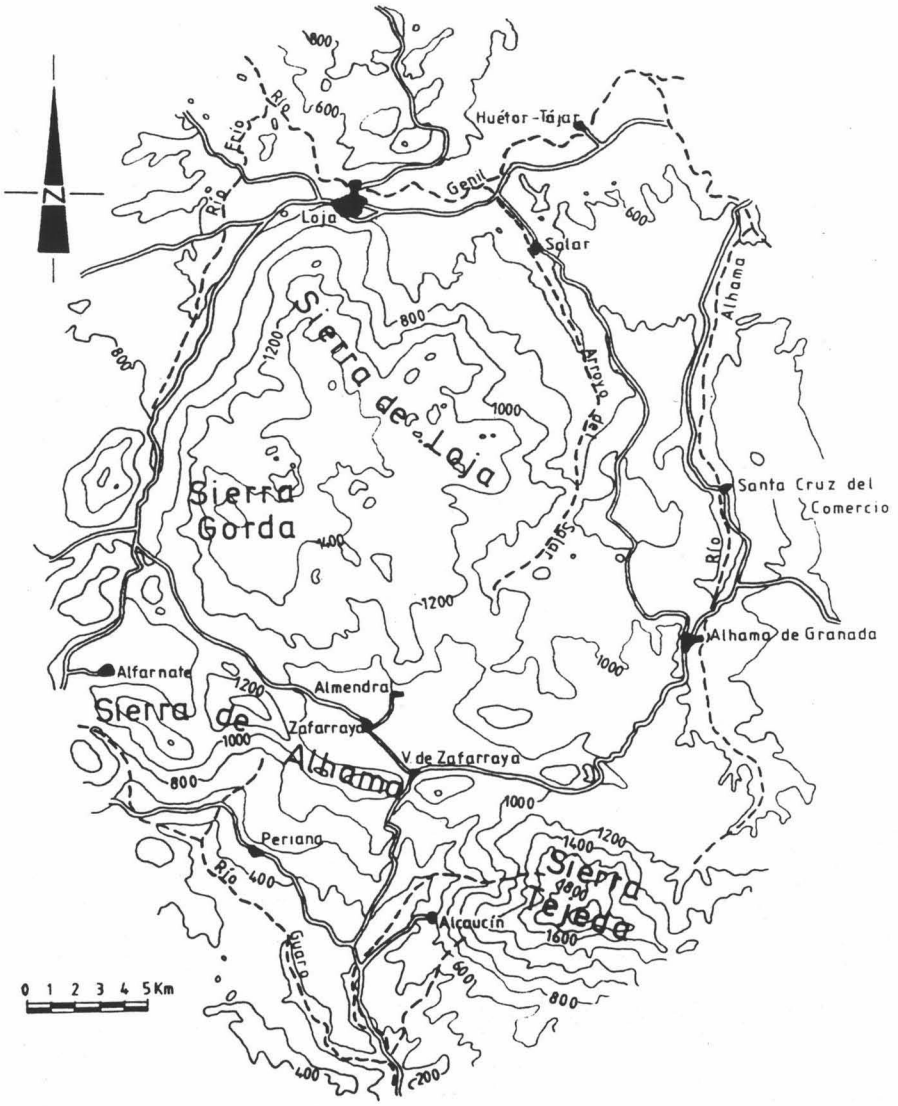


Figura 2.- Esquema fisiográfico de la región investigada.

Sierra Tejeda y el sector de la Axarquía perteneciente a la Hoya de Vélez-Málaga; al Oeste por el Valle de Alfarnate, el Puerto de los Alazores, las alineaciones montañosas de la Alta Cadena (según Peyre, 1974) o Cadena de los Torcales (sierras de Gibalto, San Jorge, Tres Mogotes y Gallo-Vilo), las Dehesas de Fuente Camacho y el valle del arroyo de las Mozas - río Frío.

El acuífero se reparte mayoritariamente entre los términos municipales de Loja, Alhama de Granada y Zafarraya, y en menor medida entre los de Periana, Salar, Alfarnate y Alcaucín, por ese orden.

Los núcleos de población (municipios, aldeas y cortijadas) se distribuyen por la periferia de los macizos: Loja, Salar, Santa Cruz del Comercio, Alhama de Granada, Periana, Alfarnate, Riofrío, Venta del Rayo, La Tajea, Las Mozas, Fuente Camacho, Los Alazores, Pilas Dedil, Venta Dona, Júrtiga, El Espino, El Cañuelo, Marchamona y Guaro; a excepción de los situados en el polje de Zafarraya: Zafarraya, Ventas de Zafarraya, El Almendral, Pilas Algaida, Venta Pérez y La Alcaicería. Esta disposición es una clara consecuencia de la situación de las tierras cultivables, en los valles y depresiones, y de la facilidad de acceso a los recursos hídricos.

Las partes altas del interior de Sierra Gorda y Sierra de Loja constituyen casi un desierto humano, incluyendo varios cortijos que albergan algunas familias ganaderas, o pequeños edificios que no son habitados de forma permanente.

Los accesos y comunicaciones por carretera son aceptables en los bordes de las sierras y en el interior del poje de Zafarraya. Existe una pista de tierra que atraviesa todo el macizo desde Loja a Zafarraya, con algunos ramales hacia Salar y Pilas Dedil; el resto de los accesos al interior de Sierra Gorda lo constituyen escasos carriles que penetran parcialmente, de difícil tránsito incluso para vehículos todoterreno.

1.4.2 Rasgos topográficos, vegetación y suelos

El conjunto orográfico que conforma el acuífero de Sierra Gorda se eleva de forma aparentemente suave si se observa a cierta distancia, exceptuando la aguda cresta marcada por los picos de la Torca (1500 m s.n.m.) y la Umbría (1352 m) que se situan en el extremo suroeste (Sierra de Alhama).

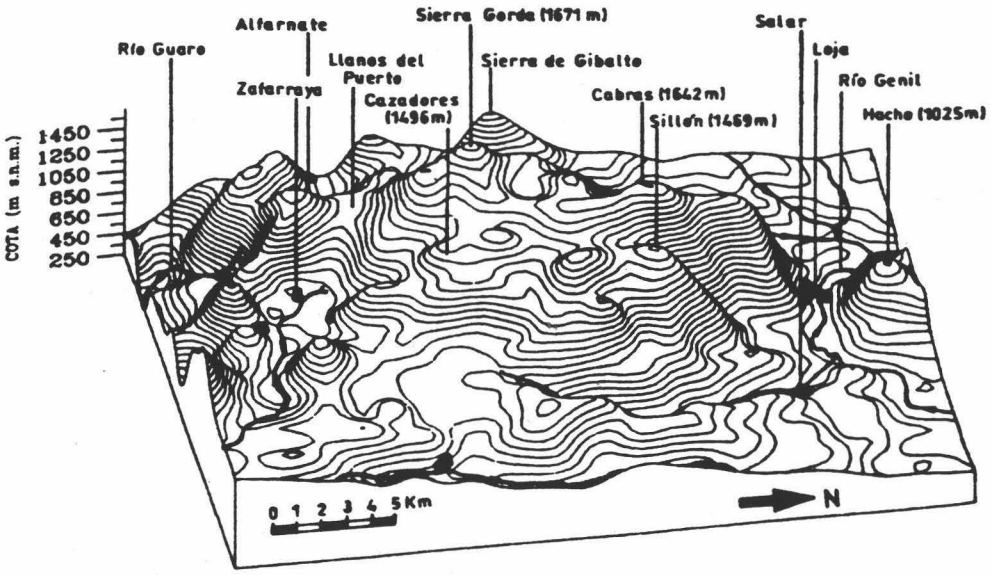
En realidad, la fisonomía del relieve de las sierras de Loja, Gorda (s. str.) es la de un gran macizo de planta elíptica (figuras 2 y 3), alargado en dirección NNO-SSE, con flancos muy pendientes y bien delimitado por profundos valles en sus extremos occidental (río Frío), septentrional (río Genil) y oriental (arroyo del Salar). Por contra, la parte alta de estas sierras muestra una topografía netamente plana, caracterizada por frecuentes áreas endorreicas, crestas y picos relictos y aislados, y un paisaje austero casi lunar. Su altitud media, según Pezzi (1977 a), es de unos 1300 m sobre el nivel del mar.

En esta gran mole de tonos blanco-grisáceos destaca una alineación de picos con orientación casi submeridiana, definida por los vértices Semilla (1481 m), Cabras (1642 m), Víboras (1571 m), Montoso (1588 m), Cazadores (1496 m), Mina (1203 m) y Toril (1183 m), asociada a un importante accidente tectónico. De forma transversal o marginal a esta espina dorsal (figura 3) se disponen el pico Monjas (1022 m), Sillón (1469 m), Sierra Blanquilla (1422 m) y el Cerro de Santa Lucía con el vértice Sierra Gorda (1671 m), el cual constituye la máxima elevación del macizo y, por tanto, del acuífero.

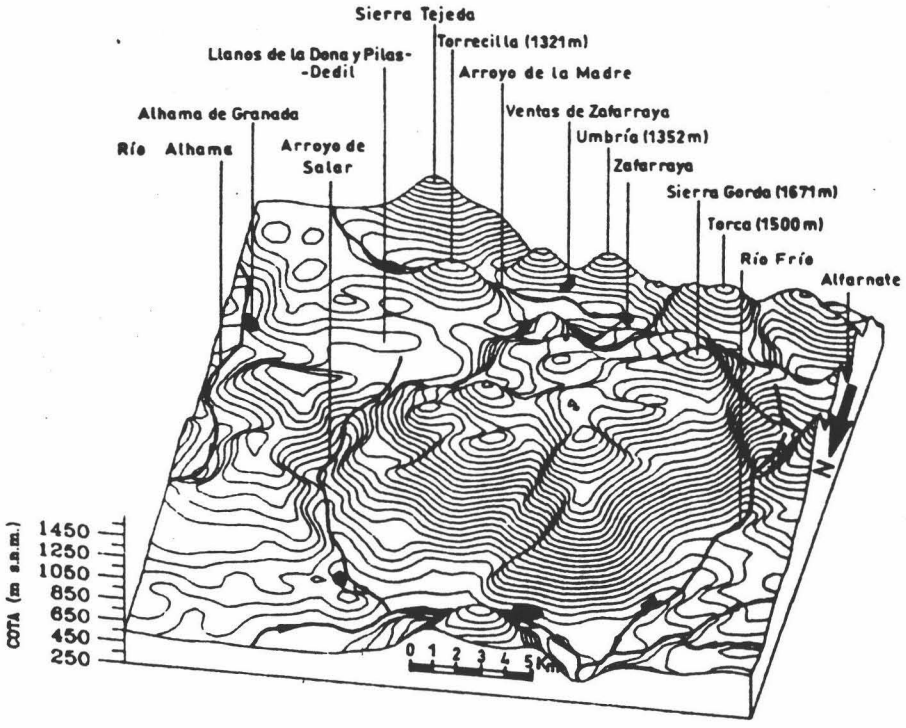
Las cotas más bajas (460 m) se localizan al Norte, junto al río Genil y en las proximidades del pueblo de Loja; en este punto el río Genil discurre muy encajado entre los relieves de Sierra Gorda (al Sur) y la prominencia del Hacho de Loja (1025 m) situada en el sector septentrional.

La gran depresión interna, el polje de Zafarraya, se extiende en dirección ESE-ONO a lo largo de 10 Km. Su anchura es de 3,5 Km en el sector centro-occidental, disminuyendo sensiblemente hacia el ESE. La altitud de la llanura oscila entre 1000 m y algo menos de 900 m sobre el nivel del mar (886 m en los sumideros del arroyo de la Madre). Dos pasos naturales comunican esta depresión con el valle del río Guaro o Vélez hacia el Sur: el Boquete de Zafarraya y el Puerto de Azafranera.

Al SE del acuífero de Sierra Gorda, en las proximidades de Alhama de Granada, aparecen varias incisiones planas en el mismo que dan paso a la depresión de Granada y Tierras de Alhama. Se trata -de Sur a Norte- de los Llanos de Júrtiga, de la Dona y de Pilas Dedil, aislados del polje de Zafarraya por los relieves de la Torrecilla (1321 m) y el Alto de los Morrillos. Estas "depresiones" periféricas, de probable origen tectono-kárstico, se encuentran escalonadas entre los 960 m y 930 m s.n.m., y están capturadas hidrológicamente por el arroyo del Salar, cuya salida de ese área se produce a favor de una profunda entalladura (Tajo de Espantaperros) practicada en un apéndice del macizo de Sierra Gorda. El Llano de Pilas Dedil presenta una marcada orientación NE-SO, al igual que el umbral



SIERRA GORDA (vista desde el ESE)



SIERRA GORDA (vista desde el NNO)

Figura 3.- Bloques diagrama esquemáticos del macizo de Sierra Gorda. La escala vertical es cinco veces mayor que la horizontal.

calizo que lo separa del Llano de la Dona (Almendral, 1043 m). Los Llanos de la Dona y de Júrtiga muestran una morfología más irregular y compleja que aquél.

El acuífero y macizo de Sierra Gorda se encuentra a caballo entre las cuencas hidrográficas mayores del río Guadalquivir y la Cuenca Sur (incluida en ésta, de forma administrativa, la cuenca cerrada de Zafarraya), no obstante, y debido a la frecuencia de sectores endorreicos en las partes altas de la sierra, el trazado de divisorias hidrográficas es muy impreciso.

Por sus límites altitudinales (entre 500 y 1700 m s.n.m.), el macizo de Sierra Gorda encaja bien en el piso bioclimático mesomediterráneo, cuyo rasgo principal es la presencia de un bosque de hoja dura (esclerófila) y perenne, como el encinar.

En su estado original e inalterado, la vegetación de Sierra Gorda se caracteriza por la presencia de densos bosques de encinas (Querqus rotundifolia) -que guardan bien la humedad del suelo- y matorral, generalmente espinoso. La estructura foliar de estas plantas se adapta muy bien para minimizar las fuertes pérdidas por transpiración en los meses estivales. Coexistiendo con el encinar aparecen ejemplares de hoja caduca, como el quejigo (Querqus faginea), aunque se encuentran en clara recesión. En las partes más altas de la sierra, por encima de 1400 m de cota, aparece disperso un matorral espinoso correspondiente al piso bioclimático superior, cuya forma almohadillada refleja su adaptación al ambiente más frío de altitud.

Sin embargo, y debido a los cambios climáticos durante el Cuaternario (Pezzi, 1977 a), a la tala y al pastoreo, el macizo de Sierra Gorda aparece casi completamente desprovisto de su cubierta vegetal original. Las áreas con bosques de frondosas (figura 4), con o sin matorral, apenas superan el 10 % de la superficie total de los afloramientos carbonatados del acuífero, extendiéndose al noreste de la Alcaicería, entre el Llano de la Dona y el Llano de los Morrillos, al Oeste de Zafarraya, y entre el pico Sierra Gorda y los Alazores, esencialmente. También se pueden observar extensas áreas donde predomina una cobertera de matorral espinoso (aulagar), especialmente cuando el substrato lo forman rocas dolomíticas o las calizas tableadas con sílex, como ocurre en las proximidades del vértice Torrecilla, al Este y noreste de los Alazores, en la Umbría y al Oeste de Zafarraya.

En el caso del Llano de Zafarraya, su ancestral riqueza forestal se pone de manifiesto en las reseñas históricas recogidas por Moreno (1987) y Moreno Garzón (1972 y 1973). Estos autores recogen en sus trabajos los pleitos y luchas históricas que mantuvieron las

comarcas adyacentes por poseer la antigua y rica dehesa de Zafarraya, que desde la época musulmana venía siendo utilizada para el pastoreo (Zafarraya quiere decir "Campo de pastores"). La roturación de este sector se produjo a finales del siglo XVIII, y el aprovechamiento maderero dio lugar a una actividad económica conocida como "carboneo" (MORENO GARZON, op. cit.) en la que se obtiene carbón vegetal, hoy en día ya desaparecida.

A mediados del presente siglo se llevaron a cabo repoblaciones forestales con pinos, que cubren un área sobre el acuífero de 554 ha al Sur y suroeste de Zafarraya (Sierra de Alhama) y unas 120 ha al Sur de Loja (figura 4).

Las áreas cultivadas se limitan a las partes más bajas de los valles y depresiones, compuestas generalmente por rocas blandas, y coincidiendo con los núcleos de hábitat humano. Ello preserva, en parte, al acuífero de fuertes aportes de pesticidas y fertilizantes. Aunque, desde hace tiempo se viene intentando -en fase experimental- el cultivo de muchas

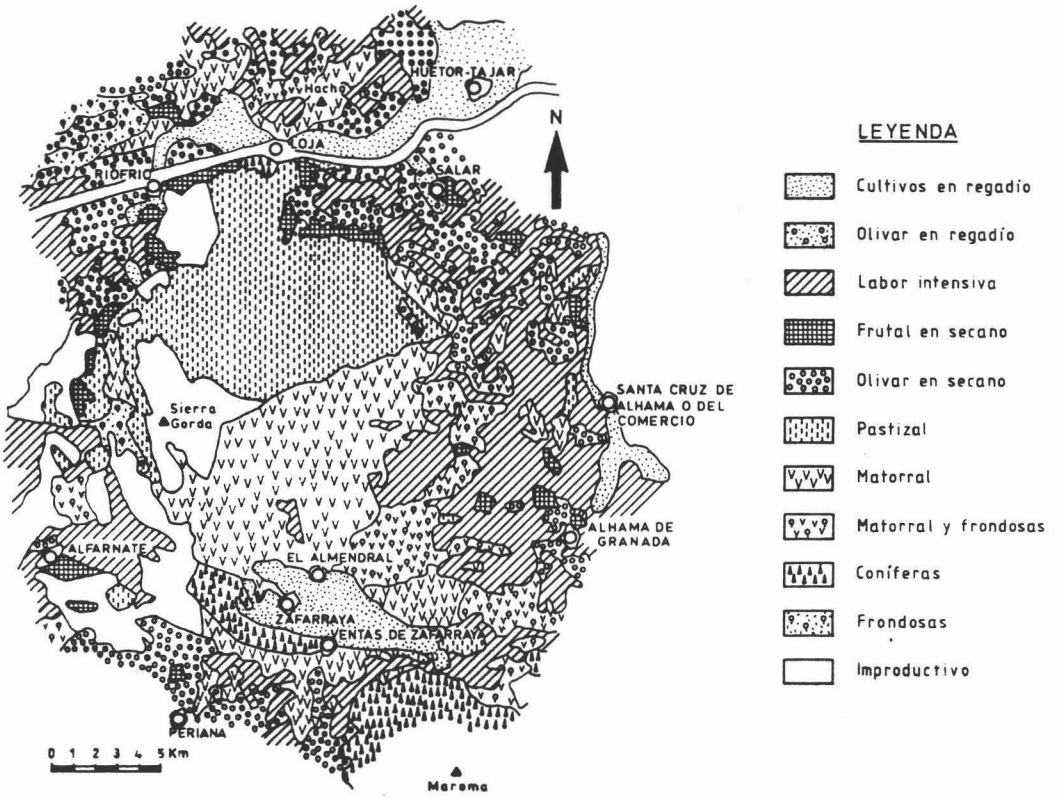


Figura 4.- Distribución de cultivos y aprovechamientos en el área estudiada. El esquema está tomado del "Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de la Comunidad Autónoma Andaluza, a escala 1:400.000" (Junta de Andalucía, 1987).

de las dolinas del macizo (las que poseen un fondo con arcillas de descalcificación) mediante la implantación de nogales, si bien con escasos resultados visibles.

Los cultivos en las áreas que rodean el macizo de Sierra Gorda (figura 4) son predominantemente de labor intensiva (cereales), muy frecuentes en la comarca de Tierras de Alhama y en el valle de Alfarnate. En los bordes noreste (Salar y Rincón de Alcaudique), noroeste (sector de Riofrío) y Sur (sector de Periana) los terrenos cerealistas se mezclan con otro cultivo dominante de secano: el olivar.

En las partes más bajas y marginales del borde carbonatado septentrional de Sierra Gorda, son frecuentes los aprovechamientos basados en el cultivo de almendros (frutal en secano).

Los cultivos en regadío, en los grandes valles fluviales, han sustituido progresivamente la vegetación original (soto o bosques de ribera) compuesta por choperas o alamedas, sauces, olmos, escaramujos, taraje, etc. El regadío predomina así en los márgenes del río Alhama y del río Genil. En este último, y en el sector comprendido entre Loja y Riofrío, se cultivan del orden de 900 ha mediante el riego con aguas procedentes de Sierra Gorda y el Hacho de Loja. En Salar, los cultivos en riego ocupan unas 150 ha.

En el polje de Zafarraya el regadío (tomate y lechuga, esencialmente) es predominante (figura 4), consiguiéndose una transformación de cultivos que actualmente debe superar las 1500 ha. Asimismo, en los Llanos de la Dona y Pilas Dedil en breve se prevé poner en riego algo más de 200 ha, gracias a la explotación de aguas subterráneas.

Al igual que ocurre con la vegetación, la cubierta edáfica en el macizo de Sierra Gorda es muy pobre. Sobre las calizas y dolomías apenas se desarrollan suelos poco profundos entre los afloramientos rocosos. Estos litosoles, de carácter básico, aparecen en bolsadas aisladas en la roca madre, a veces asociados a complejos arcillo-regolíticos que rellenan las fisuras abiertas y el lapiaz, o a suelos rojos relictos de disolución de los carbonatos ("terra rossa") que rellenan las depresiones kársticas, como dolinas, etc.

En las áreas más boscosas (encinares) los litosoles se presentan asociados a suelos pardos calizos, moderadamente pedregosos y bien drenados. En estos casos el pH oscila entre ligeramente ácido (muy raro) y un valor de 8, dependiendo del mayor o menor contenido en materia orgánica.

Los suelos pardos -y/o rojos- calizos son también los suelos dominantes en las grandes depresiones kársticas como el polje de Zafarraya y los "poljes" de la Dona y Pilas Dedil.

1.4.3 Aspectos socioeconómicos

Por sus características marcadamente orográficas, la región estudiada no ha sido nunca un área densamente poblada. El número de habitantes por kilómetro cuadrado para los distintos términos municipales oscila entre 15 y 40, siempre por debajo de las densidades medias de población provinciales (Granada y Málaga), y correspondiendo el valor más bajo al municipio de Alhama de Granada. Asimismo, estos valores relativamente bajos de densidad demográfica, contrastan con los de dos de las comarcas más prósperas y próximas al área de estudio: la Vega de Granada y la Costa del Sol oriental malagueña; donde se superan ampliamente los 100 habitantes/Km^2.

La población de hecho total para el conjunto de municipios que cubren el sector de estudio (tabla 1) apenas alcanza el valor de 50.000 habitantes, tomando como referencia el padrón municipal de 1986. La diferencia en casi 1000 habitantes entre la población de hecho y la población de derecho indica que parte de la población autóctona permanece desplazada de su lugar de origen, sobre todo por motivos laborales.

Es probable que en los últimos años se llegue incluso a conseguir, localmente, saldos migratorios positivos, como parece estar sucediendo en los centros de población ubicados en el Llano de Zafarraya (Moreno, 1987). También es posible deducir, de los datos de población, que algo más del 24 % de los habitantes vive en núcleos de diversa categoría (villas, aldeas, cortijadas, etc.), distintos del centro principal de cada municipio.

Así, es de notar que, tras la fuerte regresión de población durante los años 60 y 70 (Instituto de Promoción y Desarrollo, 1981), a nivel general la población ha tendido a una cierta estacionaridad durante la década de los 80 (variaciones en $\pm$ 5 %), con matices de ligeramente regresiva en la comarca de Alhama de Granada, ligeramente progresiva en el sector de Zafarraya y progresiva en la Vega de Granada y en la comarca de Vélez-Málaga (franja litoral).

Desde el punto de vista económico, la agricultura representa la principal fuente de riqueza de todo el área estudiada, ocupando a la mayor parte de la población activa. Como ya se ha dicho anteriormente, la actividad agrícola se localiza principalmente en los grandes

valles y depresiones que rodean al macizo de Sierra Gorda, siendo escasos por cuestiones obvias los cultivos sobre el acuífero, a excepción de las tres grandes depresiones interiores o periféricas (Llanos de Zafarraya, la Dona y Pilas Dedil) y otras de menor entidad.

La mayor parte del terreno cultivable se dedica a secano (más de 55.000 ha en el conjunto de municipios que ocupa el sector de estudio), fundamentalmente con cultivos de cereales, olivo y almendro. El afán por conseguir terreno de labor ha llevado a roturar áreas muy pedregosas y de baja productividad, sobre todo en el cultivo del almendro y del olivo.

MUNICIPIO	NUCLEOS DE POBLACION PRINCIPALES	POBLACION DE HECHO	POBLACION DE DERECHO
Alhama de Granada	Alhama de Granada	4570	4817
	Ventas de Zafarraya	766	803
	Los Baños	38	49
	Cjda. de Los Peregueres	70	70
	Pilas de Algaida	123	123
	Pilas Dedil	19	20
	Valdeiglesias	29	30
		5839	6141
Huétor Tájar	Huétor Tájar	6489	6541
	La Esperanza	80	80
		7417	7469
Loja	Loja	13585	13987
	Los Alazores	65	66
	Fuente Camacho	549	562
	Riofrío	433	448
	Venta del Rayo	427	432
	Plines	265	266
	La Esperanza	295	303
	El Frontil	133	137
	El Manzanil	318	314
		19669	20279
Salar	Salar	2708	2807
		2759	2867
Santa Cruz del Comercio	Santa Cruz del Comercio	556	548
		629	627
Zafarraya	Zafarraya	1834	1839
	El Almendral	372	380
		2231	2244
Alcaucín	Alcaucín	566	578
	Cortijada del Espino	147	155
		1466	1054
Alfarnate	Alfarnate	1430	1589
		1430	1589
Periana	Periana	2223	2356
	Marchamona	148	155
		3480	3642
TOTAL EN MUNICIPIOS		44920	45912

Tabla 1.- Población en número de habitantes para los distintos municipios y sus principales centros urbanos en el área estudiada. Según datos del padrón municipal actualizado al 1 de Abril de 1986.

El regadío, mucho más rentable, sólo ocupa una extensión próxima a 3320 ha en los municipios que cubren el área estudiada. Estos cultivos se concentran en los márgenes de los ríos, aguas abajo de los manantiales y en las grandes depresiones de Zafarraya, de la Dona y de Pilas Dedil. Estos sectores tienden a gozar de una cierta prosperidad económica, gracias a la alta rentabilidad relativa de los productos hortofrutícolas. Para el caso de Zafarraya, Moreno (1987) indica una producción bruta del regadío de 1400 millones de pesetas y sólo de 100 millones para el secano; la producción neta es de 800 y 80 millones de pesetas respectivamente, si bien parte de los gastos de producción repercute como beneficios directos en la población autóctona que se encarga de buena parte de las labores de recolección. En este sector se da empleo a casi 1500 personas, durante los meses de Mayo a Octubre, recibiendo mano de obra de los pueblos vecinos como Periana, Alcaucín, Vélez-Málaga, Alhama y Salar. La comercialización de los productos se hace, actualmente, en condiciones favorables para el agricultor, y aprovechando que las cosechas se obtienen en un periodo comprendido entre las de las comarcas litorales y las de las vegas interiores.

La ganadería constituye también una importante actividad económica en el sector de Sierra Gorda. Sirva de ejemplo el caso de Zafarraya donde, según datos de Moreno (1987), los ingresos a este concepto (700 millones de pesetas de producción bruta y 105 de producción neta) superan los correspondientes a los cultivos de secano.

La mayor parte del ganado es ovino y caprino, con más de 62.000 cabezas sólo en los municipios de Alhama de Granada, Loja, Salar y Zafarraya (41275 cabezas de ovino y 21442 de caprino), según el Censo Ganadero de los años 1985-86. En régimen de semiestabulación, este ganado pasta en las partes altas del macizo de Sierra Gorda, o bien en el forrajeo de las fincas de cultivo no recolectadas. Algunos núcleos de población de cierta entidad basan su economía (o la han basado hasta fecha reciente) en esta actividad ganadera, como es el caso de El Almendral (Moreno, op. cit.)

Es de destacar también, dentro de la actividad económica del área de estudio, la proliferación de piscifactorías en el sector de Loja; instaladas en Riofrío, Plines, El Frontil y El Manzanil, inmediatamente aguas abajo de las principales surgencias del acuífero.

La actividad industrial es muy baja en el conjunto del área estudiada, dominando las factorías de transformación de productos agrícolas (almazaras en Loja, Salar, Alhama de Granada, Periana, etc.) y las industrias conserveras.

Loja es, destacadamente, el municipio más industrializado de todo el sector, contando

con un gran número de establecimientos dedicados a actividades tan diversas como: alimentación, madera, textil y confección, matadero industrial, fabricación de plásticos, industria automovilística, salinas, pinturas y productos fitosanitarios, materiales de construcción, etc. La actividad de extracción en canteras, para áridos o para solería y ornamentación, es cada vez más importante en este municipio, proliferando rápidamente el número de enclaves de este tipo sobre el macizo de Sierra Gorda.

La industria turística tiene una importancia relativamente alta en Alhama de Granada y en Loja, poblaciones incluidas en las rutas turísticas de interior interprovinciales. Ello ha ocasionado, asimismo, un desarrollo relativo del sector económico terciario en estos núcleos, más importante en Loja (sector de servicios entre Loja y Riofrío) que en Alhama de Granada (Balneario de Alhama).

1.4.4 El papel del agua en la región. Usos y demanda hídrica.

En la actualidad se puede considerar que todas las aportaciones hídricas del acuífero de Sierra Gorda se encuentran reguladas, principalmente mediante dos embalses superficiales: embalse de Iznájar (cuenca del Guadalquivir) y embalse de la Viñuela (cuenca del Sur). Si bien hay que entender que el uso de los recursos regulados por estas obras, independientemente del origen de las mismos, se lleva a cabo en áreas relativamente alejadas del lugar de generación.

El embalse de Iznájar (figura 5), que entró en funcionamiento en 1969, se sitúa aguas abajo del pueblo de Loja sobre el río Genil. Al máximo nivel de embalse (421,06 m s.n.m.) cubre una extensión de terrenos próxima a 30 Km^2, presentando una capacidad de casi 980 Hm^3. La aportación media anual al punto de la presa es de unos 669 Hm^3, para una cuenca vertiente del orden de 5000 Km^2. Aproximadamente una sexta parte de esos recursos procede del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda (Castillo y López Chicano, 1988). La regulación que introduce esta importante obra hidráulica va encaminada a asegurar el riego de una superficie de 600 a 650 Km^2 en la provincia de Sevilla; a la producción de una energía eléctrica de 10^8 Kw/h para el abastecimiento de parte de las provincias de Córdoba, Málaga y Granada; a la prevención de avenidas en los pueblos de Puente Genil (provincia de Córdoba) y Ecija (provincia de Sevilla); y el uso recreativo en el área inundada. El embalse permite disponer anualmente de 525 Hm^3 de agua con garantía del 90 % (MOPU - DGOH, 1969).

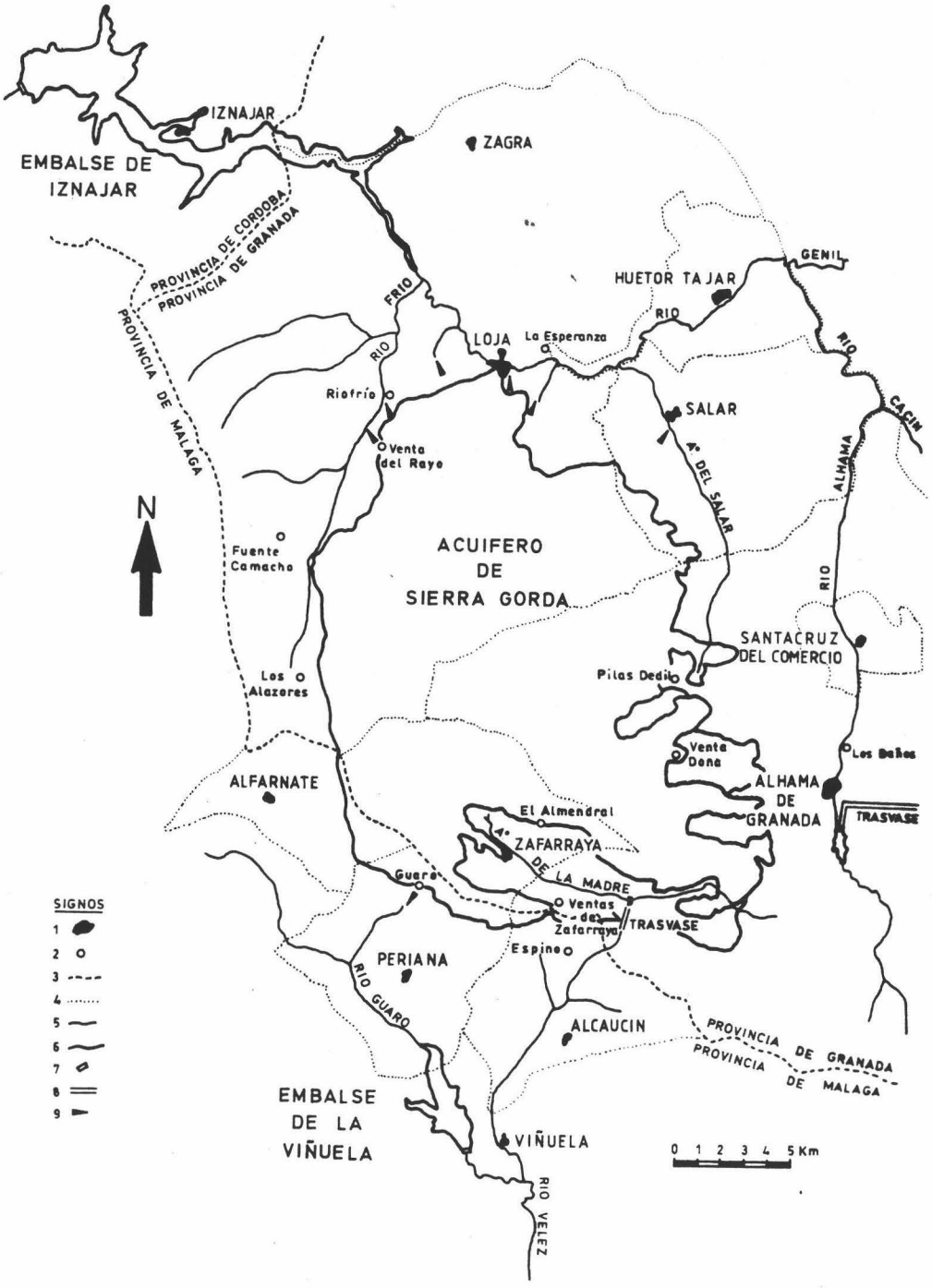


Figura 5.- Municipios utilizados para el cálculo de la demanda y localización de los embalses de regulación. Leyenda de signos: 1, población cabeza de municipio; 2, aldea, pedanía, cortijada, etc.; 3, límite provincial; 4, límite municipal; 5, curso fluvial; 6, límite de embalse o de acuífero; 7, presa o dique; 8, tunel de trasvase; 9, punto de descarga del acuífero de Sierra Gorda.

El embalse de la Viñuela (figura 5), que entró en funcionamiento en 1989, se sitúa sobre el río Guaro (cauce principal de la cabecera del río Vélez) próximo a la localidad del mismo nombre. Constituye la obra hidráulica más importante del llamado "Plan Guaro", cuyo objetivo principal consiste en incrementar en 1500 ha la superficie en riego bajo la cota 200 (la cota de coronación del embalse es algo superior), así como ampliar el abastecimiento de agua potable a las poblaciones costeras situadas entre Rincón de la Victoria (provincia de Málaga) y el límite con la provincia de Granada. Su capacidad útil de embalse es de 167 Hm^3 y la aportación media de 92 Hm^3/año. Este embalse atenderá una demanda variable de 68,5 Hm^3/año con una garantía del 90 % lo cual supone un incremento notable de agua regulada en la comarca de Vélez. Cabe destacar también, como obra de apoyo a este embalse, la construcción en 1990 del trasvase del arroyo de la Madre (curso fluvial intermitente que alimenta al acuífero kárstico de Sierra Gorda) que pretende paliar las inundaciones periódicas que sufre el polje de Zafarraya.

La regulación llevada a cabo mediante estos embalses superficiales es, tal vez cuestionable en el caso del embalse de Iznájar, dado al alejamiento de los centros de consumo, y necesaria en el caso del embalse de la Viñuela, puesto que la parte litoral de la comarca de Vélez venía padeciendo un déficit hídrico temporal durante los meses estivales ante la demanda para riego y la eclosión turística del sector (IGME, 1981). No obstante, una planificación hidrológica dinámica debe contemplar diversas alternativas y previsiones frente al incremento de la demanda intermedia.

Satisfacer esa demanda intermedia pasa, ineludiblemente, por la captación y explotación racional del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda.

Efectivamente, en el Avance al Plan Hidrológico de la Cuenca del Guadalquivir (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, 1980) se prevé un aprovechamiento futuro posible del acuífero de Sierra Gorda, ante el aumento de la demanda en las áreas más inmediatas. En el sector correspondiente a la Cuenca Sur (cuenca de Guaro o Vélez), el IGME (1981) prevé un déficit hídrico en el área de cabecera que no podrá ser cubierto por el embalse de la Viñuela, dada la baja cota del mismo; el sector situado por encima del embalse tendrá que usar aguas sin regular (subterráneas o superficiales), por lo que en este trabajo y en otros relacionados (IGME, 1983 y López Geta et al., 1981 b) se recomienda la regulación mediante fuertes bombeos del manantial de Guaro (principal punto de descarga del borde meridional del acuífero de Sierra Gorda).

La demanda intermedia, existente entre el acuífero de Sierra Gorda y los embalses

antes citados, es cubierta esencialmente por sondeos de explotación en áreas muy localizadas (Guaro, sector oriental de Zafarraya, Venta Dona y Pilas Dedil) y mediante la derivación y captación por gravedad de los manantiales, por lo que la regulación del sistema es mínima en el sentido de atender dicha demanda.

En lo que sigue se tratará de analizar la demanda hídrica actual para los distintos usos en la región más próxima al acuífero kárstico de Sierra Gorda, es decir, en la correspondiente a los términos municipales granadinos de Loja, Salar, Huétor Tájar, Santa Cruz del Comercio, Alhama de Granada, y a los municipios malagueños de Alcaucín, Periana y Alfarnate (figura 5), en tanto en cuanto estos cubren sus necesidades hídricas -parciales o totales- mediante recursos procedentes del acuífero de Sierra Gorda.

Actualmente, todos los núcleos y centros de población próximos al macizo de Sierra Gorda se abastecen de aguas subterráneas al 100 %, exceptuando las poblaciones de Alhama de Granada y Santa Cruz del Comercio que lo hacen con aguas superficiales derivadas del embalse existente sobre el río Alhama (figura 5).

Se abastecen íntegramente del acuífero de Sierra Gorda las siguientes poblaciones: Loja, Los Alazores, Venta del Rayo (con la Tajea), Cortijada de Plines, Riofrío, Salar, Pilas Dedil, Periana, La Marchamona y Guaro, entre otras de menos importancia; mientras que Zafarraya, Ventas de Zafarraya y el Almendral comparten el abastecimiento procedente de este acuífero (un sondeo que extrae unos 10 l/s) con una antigua conducción procedente del manantial de la Toba (emergencia situada en el borde septentrional del acuífero de Sierra Tejeda) del que se derivan aproximadamente 0,1 Hm^3/año.

El resto de las poblaciones que rodean Sierra Gorda -principalmente Huétor Tájar, Alcaucín, Alfarnate, etc.- satisfacen su demanda urbana con aguas captadas en otros acuíferos.

La población total que se abastece de agua potable procedente del acuífero de Sierra Gorda, en los núcleos antes señalados, alcanza una cifra próxima a 24000 habitantes. Suponiendo una dotación teórica más que razonable de 250 l/hab/día, la demanda teórica actual sería de 2,2 Hm^3/año para las necesidades urbanas. No obstante, la demanda urbana real supera ampliamente esta cifra ya que, según los datos que constan en los Atlas Hidrogeológicos de las provincias de Málaga y Granada (Diputación de Málaga, 1988; Diputación Provincial de Granada - ITGE, 1990), las dotaciones reales superan ampliamente -en general- a las teóricas.

Así, la demanda hídrica para abastecimiento urbano alcanzaría una cifra próxima a los 8 Hm^3/año, como puede verse en la tabla 2. No hay, por tanto, déficit en los abastecimientos, y los problemas que puedan existir son debidos al mal estado de las redes de conducción, a la insuficiencia de los depósitos reguladores o al despilfarro ocasional (abrevaderos y/o lavaderos sin sistemas de control sobre el flujo de agua).

Núcleo urbano	Dotación real (l/hab./día)	Demanda urbana real (Hm^3/año)
Loja	1347	6,3
Riofrío	654	0,2
Venta del Rayo	244	0,04
Salar	4773	0,47
Zafarraya (incluido El Almendral)	438	0,37
Ventas de Zafarraya	261	0,11
Periana	326	0,26
Guaro	640	0,018
El Cañuelo	576	0,003
		TOTAL 7,8 Hm^3/año

Tabla 2.- Dotaciones reales y demanda urbana real de las principales poblaciones que se abastecen, total o parcialmente, a partir del acuífero de Sierra Gorda; según datos tomados de Diputación de Málaga (1988) y Diputación Provincial de Granada - ITGE (1990).

La forma más común de obtener los caudales necesarios para estos abastecimientos consiste en la incorporación directa a la red municipal de las surgencias cuando estas son de pequeña magnitud (práctica frecuente en Loja), o bien mediante bombeos en el punto de surgencia o en canales y acequias destinadas posteriormente al riego. En las poblaciones del polje de Zafarraya, en Periana y en la aldea de Guaro, la mayor parte del suministro urbano procede de la extracción en sondeos. En los escasos puntos habitados de la parte alta de Sierra Gorda, la solución adoptada consiste en la construcción de aljibes que recogen el agua de lluvia.

En cuanto a la demanda agrícola cubierta con aguas del acuífero de Sierra Gorda, es difícil dar una cifra exacta debido a la intensa y rápida labor de reconversión de cultivos que se está llevando a cabo especialmente en el polje de Zafarraya, Llanos de la Dona y Pilas Dedil, y sector de cabecera de la cuenca del río Vélez o Guaro. Los valores que se exponen en la tabla 3 han sido estimados a partir de consultas a diversas sociedades agrarias e ingenieros agrónomos que operan en el sector, y de las siguientes referencias bibliográficas:

Pascual García (1975); Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (1980); IGME (1981 y 1983); Ollero y García (1983 y 1984 b); Guzmán del Pino (1987); Diputación de Málaga (1988); y Diputación Provincial de Granada - ITGE (1990).

La dotación hídrica de los cultivos en estas áreas oscila entre 4000 y 8000 m^3/ha/año, dependiendo lógicamente del tipo y técnica de cultivo, así como de la humedad del año. Para el cálculo de la correspondiente demanda (tabla 3) ha parecido conveniente utilizar una dotación media de 5200 m^3/ha/año, valor utilizado por Ollero y García (1983) en su estudio agronómico del polje de Zafarraya. Hay que tener en cuenta que esta dotación puede reducirse sensiblemente en los próximos años debido al uso cada vez más frecuente del riego por goteo, sobre todo en los sectores de ampliación de regadíos (entre el 15 y el 20 % de los agricultores del polje de Zafarraya utilizan ya esta técnica).

Sector	Hectáreas en riego	Demanda agrícola (Hm^3/año)
Valle del Genil en Loja	900	4,7
Salar	150	0,8
Venta Dona y Pilas Dedil	200	1,0
Polje de Zafarraya	1500	7,8
Periana	570	2,9
	TOTAL 3320 has	TOTAL 17,2 Hm^3/año

Tabla 3.- Superficie en regadío y demanda agrícola estimada en los sectores que explotan el acuífero de Sierra Gorda.

Algo menos del 50 % de la demanda agrícola total, reseñada en la tabla 3, se cubre sin la existencia de ningún dispositivo de regulación, es decir, aprovechando la aportación natural por los manantiales del sistema de Sierra Gorda (sectores de Salar, Loja y Periana). En los Llanos de Zafarraya, la Dona y Pilas Dedil, predominan las captaciones mediante sondeos del acuífero kárstico y los pozos -de gran diámetro y escasa profundidad- sobre los acuíferos aluviales sobreimpuestos al anterior. En estos sectores se vienen realizando, en los últimos años, balsas y pantanetas que recogen las aguas de lluvia y escorrentía, que más tarde se utilizan para regar; no obstante, este sistema no permite obtener un gran volumen de agua, a la par que desaprovecha el terreno de cultivo (Moreno, 1987).

La demanda ganadera debe cifrarse, actualmente, en torno a 1 Hm^3/año. La mayor

parte de este volumen anual se obtiene mediante la recogida de agua de lluvia en una treintena de aljibes y pantanetas semiartificiales -con capacidad de 100 a 200 m^3- situados en las partes altas de Sierra Gorda, o bien abrevando el ganado en las surgencias.

Dado el carácter y la importancia de la industria en el sector próximo al acuífero, la demanda hídrica a este concepto es escasa, alrededor de 0,5 Hm^3/año. La mayoría de las instalaciones industriales próximas a los núcleos de población se abastecen de la red municipal; las más retiradas lo hacen a partir de canales de derivación de las surgencias o de los cauces originados a partir de estas.

La demanda, poco consumtiva, para aprovechamientos hidroeléctricos o de fuerza motriz (molinos, aserradero de mármoles, etc.) ha tenido más importancia en el pasado. Actualmente sólo cabe señalar las instalaciones de la Compañía Sevillana de Electricidad en el río Genazal, que demanda un caudal de unos 1000 l/s para la producción de energía eléctrica (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, 1980).

Son de gran importancia las necesidades, asmismo poco consumtivas, de las piscifactorías situadas aguas abajo de los principales manantiales del sector Loja-Riofrío. Estas instalaciones poseen concesiones hídricas de gran importancia, unos 3000 l/s (Confederación Hidrográfica del Guadalquivir, 1980) en los que se incluye también el mantenimiento ecológico de los vedados de pesca (principalmente trucha).

A modo de resumen, en la tabla 4 se muestran los valores aproximados y orientativos de la demanda de agua para distintos usos, dentro del área más próxima al macizo de Sierra Gorda. El consumo real se ha calculado teniendo en cuenta retornos del 80 % para el abastecimiento urbano, 90 % para el uso industrial, 20 % para los regadíos, 0 % para la ganadería y 100 % para otros usos (hidroeléctrico, piscifactorías, etc.).

A la vista de estos datos llama la atención cómo la mayor demanda hídrica corresponde a usos poco o nada consumtivos (hidroeléctrico, piscifactorías, etc.). No obstante hay que tener en cuenta que la utilización del agua se produce de forma secuencial, es decir, un mismo volumen de recursos puede tener varias aplicaciones sucesivas (por ejemplo: piscifactoría - central hidroeléctrica - regadío); por lo que una demanda hídrica más real sería la que atiende necesidades urbanas, industriales y agrícola-ganaderas, es decir, unos 26,5 Hm^3/año en el sector más próximo a Sierra Gorda.

Uso	Demanda hídrica (Hm^3/año)	% de la Demanda total	Consumo real (Hm^3/año)
Abastecimiento urbano	7,8	5,1	1,56
Industrial	0,5	0,3	0,05
Agrícola (regadío)	17,2	11,3	13,76
Ganadería	1,0	0,7	1,00
Otros usos	126,0	82,6	0,00
	TOTAL 152,5 Hm^3/año		TOTAL 16,37 Hm^3/año

Tabla 4.- Demanda hídrica aproximada y consumos para los distintos usos que son satisfechos actualmente con aguas procedentes del acuífero de Sierra Gorda.

Por último, hay que resaltar, frente al importante papel que juegan los recursos hídricos en el desarrollo económico de esta región, el carácter problemático que plantea la aparición del agua en algunos sectores como el polje de Zafarraya. En este lugar las principales poblaciones se localizan en los bordes de la depresión, para no ocupar las tierras de labor, por un lado, y sobre todo como protección contra las eventuales inundaciones; algunas de estas llegaron a producir la incomunicación entre poblaciones como la del invierno de 1891-92, o la inundación de 400 ha en 1957, etc. (Moreno Garzón, 1972 y 1973; Moreno, 1987).

1.5 ANTECEDENTES

1.5.1 Antecedentes geológicos

Las primeras observaciones geológicas y cartográficas relativas al sector de Sierra Gorda se remontan al reconocimiento geológico de la provincia de Granada llevado a cabo por Gonzalo y Tarín (1881) y, pocos años más tarde, a las descripciones de yacimientos fosilíferos realizadas por Bertrand y Kilian (1889) en las provincias de Granada y Málaga ("Mission d'Andalousie").

Tras un largo paréntesis, en el que sólo cabe destacar las escasas referencias del trabajo de von Klebersberg (1928), aparecen los trabajos de Blumenthal (1927, 1929, 1930

a y b, 1931, 1933 y 1935) sobre la conflictiva región situada entre Granada y Gibraltar; las ideas de este prolífico investigador, aceptadas y desechadas varias veces a lo largo de la historia, parecen cobrar hoy día un nuevo auge.

Von Dedem (1935) estudia ligeramente la geología de Sierra Tejeda, macizo adyacente al de Sierra Gorda, aunque es Copponex (1957 y 1959) quien realiza las primeras observaciones de conjunto de las unidades Alpujárrides situadas al sureste del sector aquí estudiado.

Durante la segunda mitad de los años 60 aparecen los primeros trabajos realizados en Sierra Gorda, y sus áreas más próximas, llevados a cabo por investigadores formados en la Universidad de Granada. Estos trabajos, de consulta obligada para posteriores estudios, arrancan con la Tesis Doctoral de Vera (1966 b), publicada en 1969, que marcó un hito en el conocimiento geológico de la transversal de Loja y, aún hoy día, sigue vigente en buena parte. Vera (1966 a) define la unidad Parapanda - Hacho de Loja; Linares y Vera (1966) describen la serie tipo de la unidad de Sierra Gorda, en las proximidades de Venta Quesada; Magne *et al.* (1969) puntualizan la estratigrafía de la Sierra de Gallo-Vilo.

Por su parte, González Donoso (1967 y 1968) da a conocer los aspectos geológicos -especialmente estratigráficos y paleogeográficos- del relleno de la depresión de Granada. Previamente, Vera y González Donoso (1964) estudian una discordancia en los materiales tortonienses "postorogénicos" de Montefrío, también reconocida en los afloramientos coetáneos de Alhama de Granada.

Con los datos procedentes de estas investigaciones se confeccionaron los primeros mapas geológicos a escala 1:50.000 (primera serie del IGME) de las hojas 1008 (Montefrío) y 1025 (Loja), realizados por Vera (1969) y González Donoso y Vera (1969), respectivamente.

Fontboté y García Dueñas (1968) y García Dueñas (1967) sistematizan las unidades del Subbético en el sector central de las Cordilleras Béticas. García Dueñas (1969) realiza observaciones sobre los afloramientos del Subbético interno que rodean la depresión de Granada, entre los que se incluye la unidad de Sierra Gorda.

Busnardo *et al.* (1966 y 1969) y Ruget y Sigal (1969) estudian -desde el punto de vista bioestratigráfico- la serie mesozoica de los Baños de Alhama de Granada, una de las secciones geológicas más controvertidas e investigadas de Andalucía. También aparece el

primer trabajo geomorfológico de la región que nos ocupa, realizado por Lhenaff (1968) sobre el polje de Zafarraya. En este mismo sector de la Calle Rodríguez (1968) estudia la composición mineralógica de las arcillas cuaternarias. Por su parte, Boulin (1962 a y b; 1970) revisa los conocimientos existentes sobre las Zonas Internas situadas justo al Sur de Sierra Gorda.

Los años 70 constituyen la década por excelencia para las precisiones bioestratigráficas y cronoestratigráficas de la unidad de Sierra Gorda, esencialmente, gracias a los estudios de ammonites. Entre estos trabajos cabe destacar: los de García Hernández *et al.* (1979 b y c) sobre el Lías infracarixiense y el Carixiense; Sandoval (1979 y 1983) sobre el Bajocense y Bathonense; Sequeiros (1972 a y b, 1974 y 1979) y Sequeiros y Olóriz (1979) sobre el Calloviense y Oxfordense; Olóriz (1978, 1979) y Olóriz y Tavera (1979) sobre el Kinmeridgiense y Tithónico; Tavera (1979 y 1984) sobre el tránsito Jurásico-Cretácico; Azema *et al.* (1979) describen numerosas microfacies del mesozoico de Sierra Gorda; Linares (1977) estudia la bioestratigrafía del Cretácico superior mediante foraminíferos planctónicos, mientras que Molina (1979) lo hace para el Oligoceno - Mioceno inferior del sector central de las Cordilleras Béticas; y Boulin *et al.* (1973) atribuyen una edad Mioceno inferior a la "Formación Viñuela", de importancia clave para la datación de fases tectónicas.

Por esta época se publican también los mapas geológicos a escala 1:50.000 de Colmenar (Barba *et al.*, 1977) y Zafarraya (Elorza y García Dueñas, 1979), así como el mapa 1:200.000 de Granada-Málaga (Aldaya y Vera, 1973).

García Hernández *et al.* (1979 a) plantean los diferentes dominios paleogeográficos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, y López Garrido y Vera (1979) publican el correspondiente mapa de unidades.

Varios trabajos de Tesis Doctoral y de Licenciatura vienen a completar la Geología del entorno de Sierra Gorda: Delgado (1970) sobre la Sierra de Gibalto; Reyes (1971) en Alhama de Granada; Peyre (1974) en la región comprendida entre Antequera y Loja; Mathis (1974) en el sector de Colmenar; y Rivera Navarro (1975) entre Periana y Alcaucín.

González Donoso *et al.* (1972) y Rivas *et al.* (1979) publican interesantes itinerarios geológicos que pasan por Sierra Gorda. Dos notas de Hidalgo *et al.* (1972 y 1973) dan a conocer mineralizaciones de manganeso en las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya. Los estudios sobre neotectónica tienen su precedente en los resultados publicados por Armijo *et al.* (1977).

La investigación geomorfológica, especialmente sobre el Karst, se desarrolla mucho en esta época, de la mano de: Delgado Moya y Fernández Rubio (1975); Lhenaff (1977 y 1978); y Pezzi (1975, 1977 a y b). Martín Vivaldi *et al.* (1971) intentan establecer la evolución del polje de Zafarraya, a partir de la mineralogía de muestras tomadas en sondeos de investigación.

Durante la década de los 80 y hasta la actualidad, los estudios geológicos se diversifican mucho, aunque poco a poco se agrupan en líneas concretas de investigación generadas en la Universidad de Granada.

Se siguen haciendo importantes observaciones sobre los materiales mesozoicos: García Hernández *et al.* (1980) establecen una clara evolución paleogeográfica para las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas; Martín (1979 y 1980) aporta datos petrológicos interesantes sobre las dolomías del Lías inferior; Delgado y Sanz de Galdeano (1981) precisan los rasgos estratigráficos y tectónicos de la Sierra de Gibalto; Martín Algarra (1987) realiza un excelente estudio regional sobre el contacto entre las Zonas Externas e Internas, en el cual se refiere con frecuencia a la región de la Alta Cadena -Sierra Gorda - Zafarraya; continúan las observaciones sobre la serie de los Baños de Alhama (Mouterde y Linares, 1981; Braga *et al.*, 1984); y aparece el primer estudio magnetoestratigráfico de Sierra Gorda (Ogg *et al.*, 1984) cuyos datos son integrados en un contexto más amplio por Osete *et al.* (1988).

En los últimos años, el análisis de las discontinuidades estratigráficas destaca como una nueva concepción en el estudio del Mesozoico, lo que, dado el carácter carbonatado de buena parte de sus rocas, pronto da lugar a la descripción y análisis de espectaculares fenómenos paleokársticos: García Hernández *et al.* (1986-1987); Vera *et al.* (1988); Jiménez de Cisneros (1989); Martín Algarra y Soria (1989).

Respecto al modelado kárstico más reciente, se llevan a cabo varias síntesis generales basadas en los conocimientos obtenidos en la pasada década: Lhenaff (1986 a y b); Ayala *et al.* (1986); Díaz del Olmo y Delannoy (1989).

Por su parte, la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos publica los resultados de sus exploraciones en el macizo de Sierra Gorda: González Ríos *et al.* (1982 y 1983) y Marín Maldonado *et al.* (1983).

Ollero y García (1984 c) dan a conocer las conclusiones principales de un estudio

geofísico eléctrico llevado a cabo en el polje de Zafarraya. También por esta época se desarrollan los trabajos correspondientes a la confección de los mapas geológicos a escala 1:50.000 de Rute (Cano Medina, 1984) y Archidona (Pineda Velasco, 1984), aún no editados, y se publica una nueva versión de los mapas geológicos de Loja y Montefrío (Lupiani y Soria, 1988 a y b).

Los estudios de fracturación, neotectónica y estratigrafía de los materiales neógenos adquieren, en los últimos años, un gran auge. Como trabajos de fracturación general de las Cordilleras Béticas cabe destacar los de Sanz de Galdeano (1983 y 1985) y Benavente y Sanz de Galdeano (1985); sobre neotectónica y sismicidad los de Estévez *et al.* (1982 b), Estévez y Sanz de Galdeano (1983), López Arroyo *et al.* (1981), Vidal *et al.* (1984) y Sanz de Galdeano (1990 a); sobre tectónica y sedimentación los de Delgado *et al.* (1984) y Rodríguez Fernández *et al.* (1984 a); y sobre estratigrafía de los materiales neógenos los de Rodríguez Fernández (1982 y 1983), Estévez *et al.* (1982 a), Rodríguez *et al.* (1984 b) y Soria y Fernández (1988).

A modo de conclusión sobre este apartado hay que hacer constar que los trabajos citados, sean de carácter regional o hagan alusión directa al sector de estudio, son de gran interés para la comprensión del contexto geológico del macizo de Sierra Gorda, a la vez que se ajustan más a los objetivos perseguidos en esta Tesis.

1.5.2 Antecedentes hidrogeológicos

La primera referencia histórica a las aguas subterráneas del sector de estudio aparece en la que se puede considerar como primer obra hidrogeológica de España (Limón, 1697), donde se hace una extensa descripción del manantial termomineral de los Baños de Alhama de Granada; se insiste en el carácter "sulfuroso" del agua y en sus propiedades terapéuticas.

Perales (1881), médico y director del balneario de Alhama de Granada durante muchos años, publica un brillante y extenso estudio monográfico sobre las aguas minerales de ese sector. Sus observaciones hacen referencia a la bondad climatológica del balneario, a la composición química de las aguas, al proceso de "toma del baño", etc.; si bien, sostiene un origen volcánico para las aguas subterráneas.

El primer estudio hidrogeológico moderno corresponde a la memoria, lamentablemente inédita, de Anguita y Fernández Montero (1969), basada en los trabajos

llevados a cabo por el SGOP en el polje de Zafarraya, durante la década de los 60.

Durante los años 70 ven la luz numerosos estudios hidrogeológicos sobre la región, dirigidos desde la Universidad de Granada: Delgado Moya (1973) realiza un estudio hidrogeológico y geomorfológico general sobre la unidad de Sierra Gorda; Delgado Moya *et al.* (1974) aportan los primeros valores de parámetros hidráulicos y datos para un balance hídrico del acuífero de Sierra Gorda; Hidalgo (1974 a y b) e Hidalgo y Fernández Rubio (1974) realizan estudios, de gran interés hoy día, sobre la hidrogeología del polje de Zafarraya y de todo el sistema hidrogeológico de Sierra Gorda, utilizando buena parte de los datos generados por el SGOP durante los años 60; Casares (1978 y 1981) y Casares *et al.* (1979 b) estudian aspectos hidroquímicos e hidrodinámicos del Hacho de Loja, acuífero con posible conexión hidráulica al de Sierra Gorda.

Arrebola (1971) y Arrebola y García Olmedo (1971) estudian la composición química y bacteriológica de las aguas de consumo público de la provincia de Granada, poniendo de manifiesto la impotabilidad de algunos abastecimientos de la región aquí considerada.

Las composición química de las aguas termales de los Baños de Alhama es estudiada dentro de un contexto amplio por: García Caballero (1972); Granda (1978); Granda *et al.* (1979 a y b); Cruz Sanjulián y Granda (1979).

Por su parte, Pascual García (1975) aporta valores orientativos sobre la demanda hídrica actual y futura en las diferentes cuencas hidrográficas del Sur de España. Moreno Calvillo y Castillo (1982) realizan una síntesis hidrogeológica del acuífero de Sierra Gorda, para lo cual se basan en estudios anteriores. La Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG, 1980) presenta el Avance al Plan Hidrológico del Guadalquivir, donde se contempla un posible aprovechamiento futuro de los recursos hídricos de Sierra Gorda.

Los trabajos de investigación del IGME (Instituto Geológico y Minero de España), que comenzaron en el sector durante el año 1974, son dados a conocer en sucesivas publicaciones: a nivel de las cuencas del Sur de España (sector occidental) en IGME (1981); sobre la calidad y contaminación de las aguas subterráneas en IGME (1985); y, específicamente sobre el acuífero de Sierra Gorda, en IGME (1983).

Los estudios del IGME supusieron un importante avance en el conocimiento hidrogeológico del sector, si bien adolecen de ser muy generales en este caso, exceptuando el de López Geta *et al.* (1981) sobre las posibilidades de regulación del manantial de Guaro.

La continuación de los trabajos del Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas (PNIAS o PIAS) llevó a Rubio y del Valle (1987) a una actualización de balances hídricos en los acuíferos de Granada y Jaén.

Ante la inminencia de la ejecución del trasvase del arroyo de la Madre, la Diputación Provincial de Granada patrocinó trabajos hidrogeológicos y agronómicos en el polje de Zafarraya, cuyos resultados son recogidos por Ollero y García (1983, 1984 a y b). También la Confederación Hidrográfica del Sur realiza estudios en el área, como el de Guzmán del Pino (1987).

Un nuevo paso en el conocimiento hidrogeológico de Sierra Gorda se da con el estudio del IRYDA - IGME (1986), gracias a la realización de nuevos sondeos de investigación y explotación.

En Benavente *et al.* (1986) se hace referencia al acuífero de Sierra Gorda y a la importancia de sus puntos de descarga. La incidencia de las aportaciones de este acuífero al río Genil es resaltada en Sánchez Caballero *et al.* (1986), Castillo y López Chicano (1988) y Castillo y Benavente (1988).

Garay *et al.* (1988) y Garay y Morell (1989) valoran, de forma preliminar, la tasa de karstificación en el acuífero de Sierra Gorda a partir de datos hidroquímicos de algunas de las surgencias. Obartí *et al.* (1988) intentan una clasificación de manantiales kársticos de España, entre los que incluyen el de Guaro.

En los Atlas Hidrogeológicos de Granada y Málaga, publicados por la Diputación Provincial de Granada - ITGE (1990) y la Diputación de Málaga (1988), respectivamente, se hace referencia -especialmente en el primero- al acuífero de Sierra Gorda, siempre desde un punto de vista muy general.

Batlle *et al.* (1989) plantean problemas de sobreexplotación en el polje de Zafarraya, entre otras áreas.

Por último, en López Chicano (1989) y López Chicano y Pulido Bosch (1988 y 1989) se recogen aspectos sobre la geometría y estructura fisural del acuífero de Sierra Gorda, sobre la karstificación y ciertos indicios de compartimentación del mismo.

2 HIDROMETEOROLOGIA

2.1 INTRODUCCION

Con objeto de estimar los recursos hídricos renovables del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda, en este capítulo se presenta un análisis exhaustivo de algunos de los componentes primarios del ciclo hidrológico. Ello ha permitido realizar la caracterización hidrometeorológica de la región, así como una aproximación al régimen de recarga pluviométrica del sistema kárstico.

El cálculo de la infiltración del agua de lluvia (entendida aquí como infiltración eficaz) se realiza tanto para los afloramientos carbonatados que configuran el acuífero kárstico de Sierra Gorda (293 Km^2 de extensión) como para los acuíferos detríticos cuaternarios que rellenan los poljes de Zafarraya (22 Km^2), Venta Dona (7 Km^2) y Pilas Dedil (3 Km^2), ya que estos últimos se superponen y alimentan al primero. No se ha tenido en cuenta la aportación procedente de otras formaciones hidrogeológicas de menor entidad que aparecen en el área estudiada. La estimación de superficies se realizó con un planímetro digital sobre el Mapa Hidrogeológico a escala 1:50.000 (fuera de texto).

Los datos de partida -cedidos amablemente por el Instituto Nacional de Meteorología- corresponden fundamentalmente a valores de precipitación y temperatura media del aire, a nivel mensual, en las estaciones meteorológicas más próximas al área de estudio. El tratamiento de estos datos se ha llevado a cabo de forma automatizada, mediante los programas descritos en Padilla (1984) y Padilla y Pulido Bosch (1985). El periodo de referencia elegido para el estudio corresponde a 30 años hidrológicos, entre 1956/57 y 1985/86.

En la tabla 5 aparecen las estaciones termométricas y/o pluviométricas utilizadas en el estudio hidrometeorológico, con la denominación y el número índice asignados por el Instituto Nacional de Meteorología (INM), así como las características de localización de las mismas.

El clima de la región estudiada puede considerarse, de acuerdo con Pezzi (1977 a), como un clima mediterráneo con matiz continental (Csa2 y Csa3 en la clasificación de Köppen), con inviernos suaves y veranos secos y prolongados. Esto es así, al menos para las partes medias y bajas del macizo de Sierra Gorda, y para las áreas más deprimidas que lo rodean

(depresión de Granada, depresión de Loja-Riofrío y valle del río Vélez), donde reinan condiciones semiáridas. Por contra, en el sector más alto del macizo (en torno a 1400 m y por encima) el tipo de clima puede considerarse como continental (Csb en la clasificación de Köppen), con veranos cortos, secos y frescos, e inviernos fríos (nevadas invernales). Las condiciones reinantes, en estas partes somitales, se aproximarían a las de un sistema templado húmedo o subhúmedo.

2.2 PLUVIOMETRIA

2.2.1 Los datos empleados y su tratamiento

Para el análisis de las precipitaciones se han utilizado los datos disponibles, a nivel mensual, en 13 estaciones pluviométricas (tabla 5) repartidas por la región de estudio; de éstas, 11 se sitúan en los bordes del macizo de Sierra Gorda y sólo 2 en el interior del mismo, dentro del polje de Zafarraya. Todas ellas mantienen un registro diario.

La gama de altitudes cubierta por estas estaciones de control cubre el intervalo 220-1029 m s.n.m., con lo que no hay seguridad sobre la magnitud de la pluviometría en las partes más altas del macizo. Como se indicó anteriormente, existen al menos 2 pluviómetros totalizadores de altitud en Sierra Gorda, y uno en el pico Maroma (máxima cota de Sierra Tejeda), cuyos datos han sido rechazados por ofrecer escasas garantías dado el mal estado en que suelen encontrarse: aparato volcado, roto o agujereado; pérdida de la parafina; puerta de acceso al recipiente abierta; etc.

A fin de obtener valores de precipitación media lo más aproximados posible se ha tenido en cuenta un periodo de 30 años consecutivos, tal como aconseja la Organización Meteorológica Mundial, que comprende todos los años hidrológicos entre 1956/57 y 1985/86. Este intervalo se considera suficientemente representativo, pues incluye años muy húmedos y años muy secos.

Los registros empleados corresponden a precipitaciones de tipo acuoso o de nieve (lámina de agua equivalente). No se han tenido en cuenta otras formas de precipitación (condensación en cavidades o sobre la superficie del macizo, etc.) que para el conjunto del acuífero de Sierra Gorda pueden constituir un volumen de recarga considerable. Las

NOMBRE DE LA ESTACION	NUMERO INDICE (INM)	NATURALEZA DE LOS DATOS USADOS	CUENCA HIDROGRAFICA	COORDENADAS			PROVIN.
				LONG. W	LAT. N	COTA	
Loja "Riofrío"	584	P	Guadalquivir	4° 12' 10"	37° 9'	520	Granada
Loja "Escuela"	583	P y T	Guadalquivir	4° 9'	37° 10'	487	Granada
Loja "Aforos"	582	P	Guadalquivir	4° 7'	37° 10'	480	Granada
Huétor Tájar	580	P	Guadalquivir	4° 2' 30"	37° 11' 45"	488	Granada
Santa Cruz del Comercio	577	P	Guadalquivir	3° 58' 15"	37° 3' 35"	739	Granada
Alhama de Granada	576	P	Guadalquivir	3° 58' 50"	37° 0' 20"	888	Granada
La Alcaicería	378	P	Sur (cerrada)	4° 2'	36° 56' 56"	1029	Granada
Ventas de Zafarraya	377	P	Sur (cerrada)	4° 7'	36° 57' 35"	910	Granada
Alcaucín	182	P	Sur	4° 6' 30"	36° 54' 5"	510	Málaga
Alcaucín "Monjas"	181	P	Sur	4° 9' 15"	36° 51' 45"	220	Málaga
Periana	180	P	Sur	4° 11' 15"	36° 55' 40"	550	Málaga
Alfarnate	179	P y T	Sur	4° 15' 20"	36° 59' 40"	925	Málaga
Puerto de los Alazores	90	P	Guadalquivir	4° 14' 35"	37° 2' 25"	960	Granada
Archidona	388	T	Sur	4° 23'	37° 5' 40"	700	Málaga
Embalse de los Bermejales	572	T	Guadalquivir	4° 53' 20"	36° 59' 45"	800	Granada

Tabla 5.- Estaciones termométricas (T) y pluviométricas (P) utilizadas en el estudio, y características de localización.

borrascas que ocasionan las lluvias en esta región proceden principalmente del Oeste y suroeste.

En la tabla 6 se consignan los datos pluviométricos anuales disponibles en las distintas estaciones seleccionadas. El número de años sin datos o incompletos oscila entre 1 y 19, siendo Santa Cruz del Comercio, Loja "Escuela" y Ventas de Zafarraya las estaciones con series más completas. No obstante, tras el completado subjetivo (ver más adelante), únicamente las estaciones de Alcaucín "Monjas" y Puerto de los Alazores acusan una carencia superior a 8 años.

Las precipitaciones en forma de nieve pueden ser importantes en la región. En la estación de Loja "Escuela" se registra 1 día de nieve al año por término medio, con un máximo de 7 días en el periodo aquí considerado. Estas nevadas se producen esencialmente en los meses de Diciembre, Enero y Febrero, y son debidas a frentes fríos procedentes del

noroeste. Según Pezzi (1977 a) la nieve es habitual en las cumbres de Sierra Gorda, estimando entre 20 y 30 días de nevadas al año en los sectores más altos, con permanencia de la nieve y neviza hasta 3 meses en las umbrías. Mi experiencia indica que la cubierta de nieve rara vez permanece más de una semana de forma generalizada. Por el contrario, en el

AÑOS HIDROL.	Loja Rio-frío	Loja Escue-la	Loja Aforos	Huétor Tájar	Santa Cruz del Comer-cio	Alhama de Grana-da	La Alcai-cería	Ventas de Zafa-rraya	Alcau-cín	Alcau-cín Monjas	Peria-na	Alfar-nate	Puerto de Los Alazo-res
1956/57	403	376	411	217	367	467	505	680			473	739	
1957/58	490	419	451		304	445	592	608				648	
1958/59	452	523	522		458	631	1407	982			753	1142	
1959/60	732	597	671		490	803	1583	1377			609	1381	
1960/61	430	461	475		350	503	959	971				1032	
1961/62	592		568		542	615	1647	1482	1385		862	1324	
1962/63	989	799	914		813	973	2142	1957			1042	1450	
1963/64	487	621	595	433	519	678	1416	1558			818	1268	
1964/65		327	378	282	318	456	774	762			498	867	
1965/66	459	565	582	434	373	537	764	983			526	1043	
1966/67	299	374	345	288	363	455	736	755			455	729	
1967/68	472	509	534	327	374	523	991	1123			652	992	
1968/69	666	972	784	694	631	792	1404	1219	1498		1224	1611	
1969/70	755	902	669	515	487		1339	1246		732	948	1456	
1970/71	473	685	599	382	447		1154	860			649	1289	
1971/72	447	354	436		313		991	715		426	473	828	
1972/73	608	540	478	234	391		1038	871	1405		640	899	
1973/74	364	445	462		342		935	856	1160	473	626	855	
1974/75		465	432		316	325	634	616	941	411	520	808	715
1975/76		409		338	344		842	823		528	513	844	744
1976/77			472	549	536	449	896	1226	1567	849	737	1151	991
1977/78				487	405	562	1081	1243		673	716	1153	976
1978/79		584		637	546	623	1001	1196	1509	681		1157	1120
1979/80	463	404		367		378	639	797	1013	450		858	686
1980/81	330	364		297	265	244		732	1112	330			677
1981/82	352	486		345	323	393		873	1311	431			888
1982/83	258	326		278	225	283		649	996	128	240		457
1983/84	640	504	514	504	430			924	1706	601	623		788
1984/85	418	379		355	241			816	1080	179	502		857
1985/86				428		386							

Tabla 6.- ***Precipitación anual (mm) en las estaciones pluviométricas de la región, para el periodo 1956/57 - 1985/86, según datos originales.***

macizo de Sierra Tejeda, la nieve cubre las cotas situadas por encima de 1800 metros de altitud durante 5 ó 6 meses al año.

El primer tratamiento al que han sido sometidos los datos pluviométricos originales ha consistido en el completado de lagunas existentes dentro de las series cronológicas (anuales y mensuales), mediante dos métodos de estimación:

- según el método del *U.S. Weather Bureau* (Benítez, 1972), que consiste en completar los datos mensuales que faltan (para años que carecen de datos entre 1 y 3 meses) por atribución de la media aritmética de las 3 estaciones más próximas, y situadas en enclaves geográficos lo más similares posible al de la estación a completar.

- mediante el modelo de regresión lineal, para aquellos años con ausencia de más de 3 valores mensuales. Cada una de las series pluviométricas se comparó con las restantes, calculándose la ecuación de la recta de regresión y el coeficiente de correlación (ajuste por mínimos cuadrados). Los datos anuales, ausentes en una determinada estación, fueron estimados a partir de la estación con la cual se obtenía el mayor coeficiente de correlación, y siempre que el dato existiera en esta última. Los valores mensuales que faltaban han sido completados repartiendo entre ellos el valor de precipitación anual estimado, siguiendo la misma distribución proporcional que tenía la estación que sirvió para completar y manteniendo el valor original en los meses que sí disponían de dato.

Un nuevo paso en el tratamiento de los datos ha consistido en la detección y corrección de posibles errores en las series pluviométricas; para ello se ha empleado el método de "dobles masas" o "dobles acumulaciones". Este tratamiento ha sido muy discutido por algunos investigadores (Benavente, com. pers.), pues, llevado a cabo de forma indiscriminada, produce una excesiva homogeneización de los datos que puede apartarse mucho de la realidad. En nuestro caso, ha sido ejecutado atendiendo especialmente a la corrección de errores en los datos que previamente habían sido completados.

Los valores de precipitación anual para cada estación, acumulados desde años más modernos hacia años más antiguos, fueron representados en ordenadas, mientras que los de la "estación tipo" lo fueron en abcisas (anexo 1).

Como "estación tipo" se consideró la media de todas las estaciones del área (G-I), ya que las distancias entre ellas no eran excesivas. No obstante, la detección de grandes errores en las series de los pluviómetros situados a mayor cota hizo aconsejable la elección de una

nueva "estación tipo" calculada con los valores medios de las siguientes estaciones (G-II): La Alcaicería, Ventas de Zafarraya, Alfarnate y Puerto de los Alazores; algunas de las cuales disponían de las series más completas y fiables de la región, a la vez que cumplían perfectamente los criterios de agrupación de Heras (1976).

AÑOS HIDROL.	Loja Rio-frío	Loja Escue-la	Loja Aforos	Huétor Tájar	Santa Cruz del Comer-cio	Alhama de Grana-da	La Alcai-cería	Ventas de Zafa-rraya	Alcau-cín	Alcau-cín Monjas	Peria-na	Alfar-nate	Puerto de Los Alazo-res
1956/57	403	376	411	238	367	402	467	680	909	493	473	807	648
1957/58	490	419	451	242	304	382	545	608	751	377	529	706	574
1958/59	452	523	522	492	458	542	1295	982	1241	661	753	1245	979
1959/60	732	597	671	614	490	691	1457	1377	1070	720	609	1505	1176
1960/61	430	461	475	438	350	433	881	971	1171	463	576	1125	887
1961/62	592	495	568	585	542	530	1515	1482	1385	818	862	1444	1128
1962/63	989	949	914	647	813	836	1971	1957	1475	1029	1042	1581	1427
1963/64	487	621	595	475	519	585	1416	1558	1196	773	818	1268	1082
1964/65	298	327	378	309	318	391	774	762	1072	403	498	867	751
1965/66	459	565	582	476	373	462	764	983	849	503	526	1043	898
1966/67	299	374	345	317	363	392	736	755	761	486	458	729	639
1967/68	472	509	534	359	374	451	991	1123	1162	505	652	992	908
1968/69	666	972	784	762	631	682	1404	1219	1498	982	1224	1611	1361
1969/70	755	801	669	567	487	699	1339	1246	1372	732	948	1456	1168
1970/71	473	685	599	420	447	626	1154	860	1260	590	649	1289	1099
1971/72	447	354	436	289	313	453	991	715	1364	426	473	828	721
1972/73	608	540	478	256	391	499	1038	871	1249	588	640	899	708
1973/74	364	445	462	316	342	468	935	856	1031	473	626	855	743
1974/75	468	465	432	293	316	325	634	616	837	411	520	808	715
1975/76	347	409	357	338	344	401	842	823	949	528	513	844	744
1976/77	461	628	472	549	536	449	896	1226	1395	849	737	1151	991
1977/78	504	496	533	487	405	562	1081	1243	1251	673	716	1153	976
1978/79	652	584	584	637	546	623	1001	1196	1345	681	864	1157	1120
1979/80	463	404	384	367	302	378	639	797	902	450	482	858	686
1980/81	330	364	278	297	265	244	763	732	891	330	473	806	677
1981/82	352	486	399	345	323	393	698	873	1048	431	660	1031	888
1982/83	258	326	308	278	225	283	710	649	798	227	240	569	457
1983/84	640	504	514	504	430	489	913	924	1366	601	623	924	788
1984/85	418	379	367	355	241	384	678	816	865	279	502	996	857
1985/86	518	484	472	428	334	386	682	716	886	317	527	964	669
MEDIA	494	518	500	424	404	481	973	987	1112	562	639	1050	882

Tabla 7.- ***Datos completados y depurados de pluviometría anual (mm) en el periodo 1956/57 - 1985/86, y valores medios anuales en las estaciones del área.***

Los errores sistemáticos se manifiestan por un cambio de pendiente en la recta, mientras que los accidentales lo hacen mediante un desplazamiento paralelo a partir del año anómalo (anexo 1). La corrección se ha realizado sumando o restando el valor anual al desplazamiento vertical de la recta (caso de los errores accidentales), o multiplicando el periodo anómalo por la relación de pendientes de tramos de rectas (caso de los errores sistemáticos). En estos últimos se ha considerado como periodo anómalo el tramo más antiguo, salvo en el caso del pluviómetro de Alcaucín, donde la gran anomalía existente en las cantidades de lluvia parecía aconsejar el considerar como erróneos los últimos años hidrológicos.

Se han detectado errores accidentales en las estaciones: Loja "Escuela", La Alcaicería, Alcaucín "Monjas" y Puerto de los Alazores; y errores sistemáticos en los pluviómetros de: Huétor Tájar, Alhama de Granada, La Alcaicería, Alcaucín y Alfarnate. No se han corregido las siguientes series: Riofrío, Ventas de Zafarraya, Loja "Aforos", Periana y Santa Cruz del Comercio (anexo 1).

Los datos definitivos de pluviometría anual, completados y depurados, así como los valores medios anuales para las distintas estaciones utilizadas, se han recogido en la tabla 7.

2.2.2 Distribución temporal de las precipitaciones

Con los datos reflejados en la tabla 8 se han realizado los gráficos de precipitaciones anuales y módulo pluviométrico del periodo 1956/57 - 1985/86, recogidos en la figura 6. Se puede observar que existen fuertes variaciones temporales en las cantidades de lluvia recogidas al año, en cada uno de los pluviómetros del área. La dispersión respecto a los valores medios es también importante, especialmente para los años más húmedos.

Existe una cierta semejanza morfológica en las oscilaciones interanuales para la mayor parte de las estaciones pluviométricas, exceptuando, quizás, la estación de Alcaucín, claramente anómala por otras razones y poco representativa en el conjunto del área.

Para el periodo considerado, parece deducirse una periodicidad a pequeña escala comprendida entre 2 y 5 años, así como una tendencia al descenso en los máximos pluviométricos anuales y un predominio de años "secos" (al menos de pluviometría inferior o próxima a la media) en la década de los 80 (últimos 7 años del periodo estudiado).

El año más húmedo del periodo, en la mayoría de las estaciones pluviométricas,

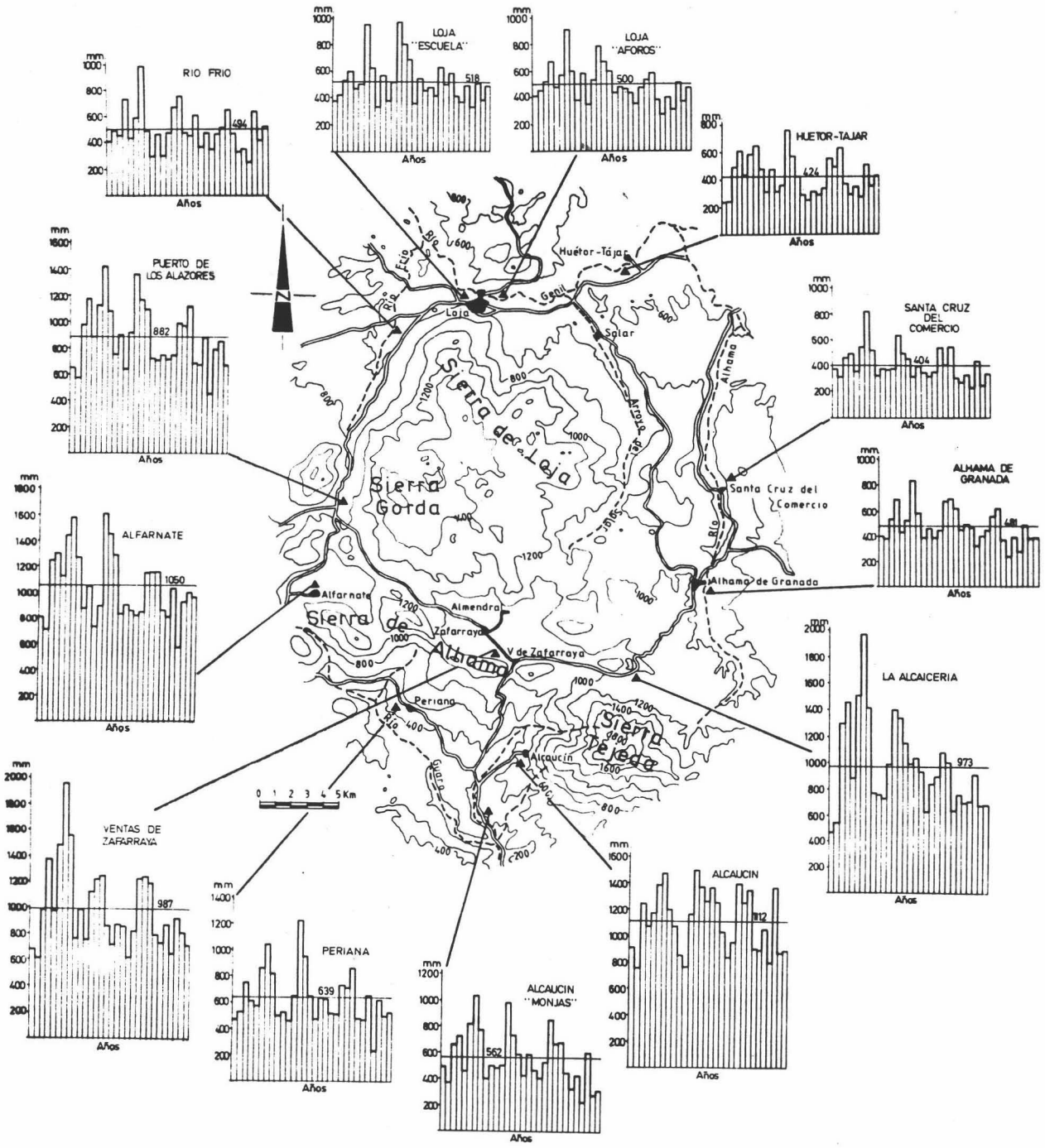


Figura 6.- ***Precipitaciones anuales y módulo pluviométrico del periodo 1956/57 -1985/86 para las estaciones consideradas.***

corresponde al ciclo 1962/63, aunque el año 1968/69 fue el más lluvioso en algunas de las series registradas. El año más seco del periodo corresponde a 1982/83. La razón pluviometría del año más húmedo/pluviometría del año más seco adquiere un valor medio de 3,15 para el conjunto de la región, lo cual ilustra sobre la variabilidad interanual de las precipitaciones.

La variación de la precipitación a lo largo del año es también notable, como puede observarse en la tabla 8 y en la figura 7, donde se muestra la distribución de las lluvias medias mensuales para el periodo considerado.

Más del 75 % de la lluvia que cae en el conjunto del área (tabla 8) lo hace, en general, durante el periodo de 6 meses comprendido entre Noviembre y Abril (ambos inclusive), registrándose un máximo absoluto en todas las estaciones en el mes de Diciembre (16,66 % de la pluviometría anual); si bien, Noviembre también es un mes muy húmedo en el conjunto de la región. Se observa también un nuevo máximo relativo -aunque de importancia secundaria- durante el mes de Febrero en la mayoría de las estaciones, que se traslada al mes de Marzo en algunas de las estaciones más bajas del sector septentrional y del meridional.

MESES	Loja Riofrío	Loja Escuela	Loja Aforos	Huétor Tájar	Santa Cruz del Comercio	Alhama de Granada	La Alcaicería	Ventas de Zafarraya	Alcaucín	Alcaucín Monjas	Periana	Alfarnate	Puerto de Los Alazores
Octubre	43	45	41	35	37	43	82	82	99	55	71	87	69
Noviembre	68	67	68	59	56	66	140	150	171	80	101	155	136
Diciembre	74	82	78	69	61	82	170	175	188	100	106	175	144
Enero	65	66	65	53	49	57	134	118	120	67	74	137	115
Febrero	57	61	61	51	49	59	139	135	129	62	78	137	127
Marzo	56	62	58	50	47	52	113	113	141	64	69	119	99
Abril	50	51	50	38	37	45	84	90	118	52	57	102	84
Mayo	35	36	34	31	30	33	59	64	71	40	43	74	60
Junio	23	21	20	16	16	26	27	26	37	18	15	28	24
Julio	2	2	1	1	1	1	2	3	12	3	2	5	2
Agosto	4	5	4	4	2	1	1	1	1	2	1	5	3
Septiembre	17	20	20	17	19	16	22	30	25	19	22	26	19

Tabla 8.- Valores medios mensuales de precipitación (mm) en las estaciones consideradas para el periodo 1956/57 - 1985/86.

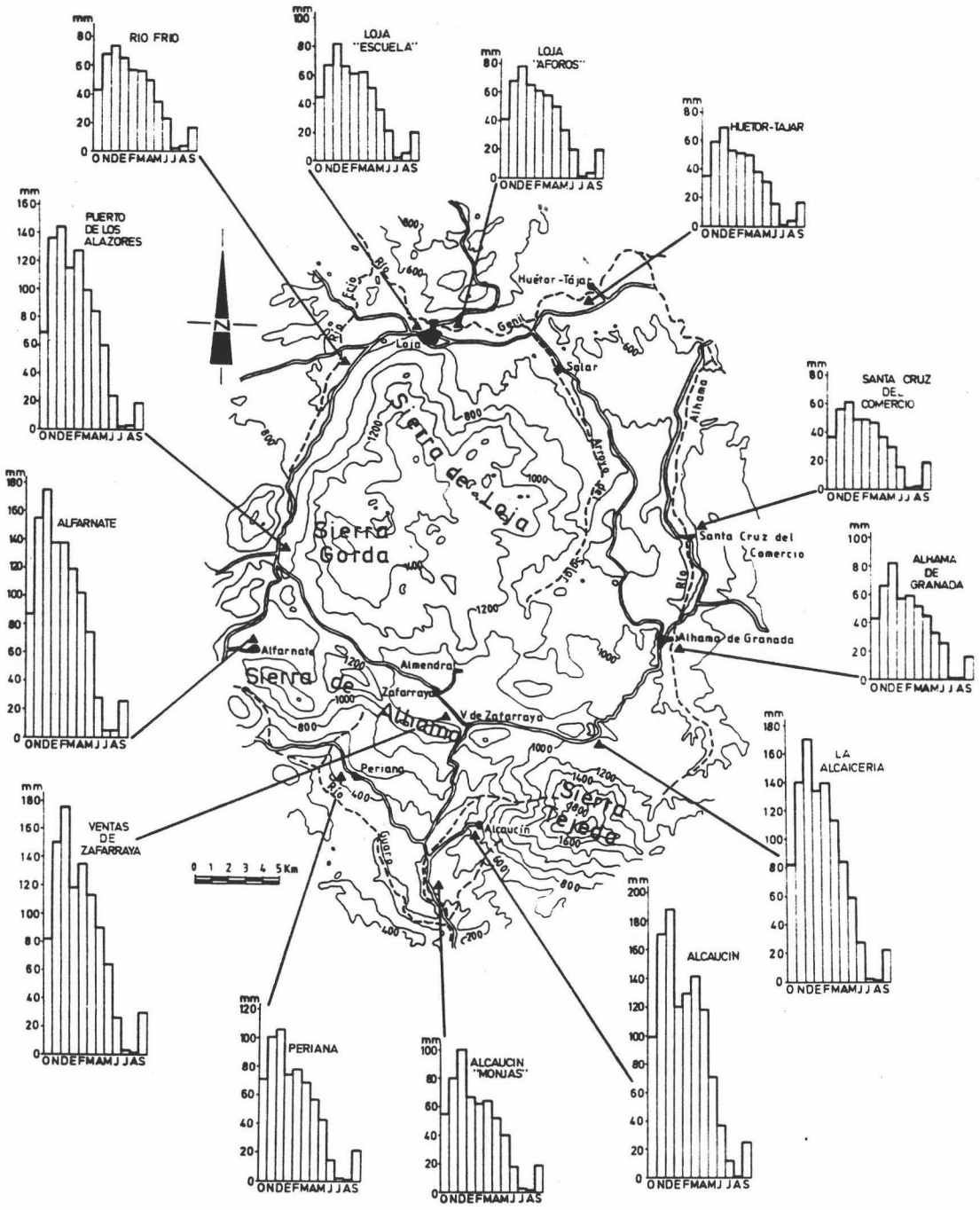


Figura 7.- Precipitaciones medias mensuales en las estaciones consideradas (periodo 1956/57 - 1985/86).

La sequía estival es acusada, afectando principalmente a los meses de Julio y Agosto en todas las estaciones; rara vez se supera una media de 5 mm/mes en este periodo, exceptuando, una vez más, la anomalía de 12 mm de media en el mes de Julio que se obtiene en la estación de Alcaucín. Los pluviómetros de la mitad septentrional de la región registran el mínimo absoluto durante el mes de Julio, mientras los de la mitad meridional -orientados hacia la vertiente mediterránea-lo presentan en Agosto.

El número medio de días de lluvia al año es superior a 60 para el conjunto del área, si bien es muy variable de unas estaciones a otras, aumentando hacia los sectores Norte y Oeste (70 días de lluvia/año en Loja "Escuela" y 89 en Alfarnate) y disminuyendo hacia el Sur y el Este (49 días de lluvia/año en Ventas de Zafarraya y 46 en Alhama de Granada). La frecuencia de las precipitaciones no parece estar siempre en relación con la cantidad precipitada.

2.2.3 Intensidad de las precipitaciones diarias

La intensidad media de las precipitaciones en 24 horas -calculada por la relación Precipitación media anual / nº medio de días de lluvia al año- varía notablemente de unos sectores a otros para el periodo considerado; a título de ejemplo pueden servir los valores medios de algunas estaciones representativas del área: 7,4 mm/día en Loja "Escuela", 10,5 mm/día en Alhama de Granada, 11,8 mm/día en Alfarnate y 20,2 mm/día en Ventas de Zafarraya. Moreno Garzón (1972 y 1973) da valores aún más altos para Alhama de Granada (12,7 mm/día) y Ventas de Zafarraya (23,5 mm/día).

Con los datos disponibles he intentado construir un mapa orientativo que refleja la distribución de la intensidad media de las lluvias diarias en el área de investigación (figura 8). Puede observarse cómo la mayor parte del macizo de Sierra Gorda acusa precipitaciones medias comprendidas entre 15 y 20 mm en 24 horas, valores de intensidad relativamente altos. La intensidad media más baja corresponde al valle del Genil en Loja, con menos de 10 mm de precipitación diaria.

Las precipitaciones diarias más intensas (más de 20 mm/día) corresponden al polje de Zafarraya y a Sierra Tejeda, lo cual debe contribuir notablemente en la generación de las avenidas que sufre la cuenca cerrada del arroyo de La Madre.

En la estación pluviométrica de Ventas de Zafarraya, las precipitaciones máximas en 24 horas superan los 50 mm en todos los años del periodo de estudio (1956/57 - 1985/86). En

el 10 % de los días de lluvia se registran valores de precipitación superior a esa cifra, mientras que el 50 % sobrepasan los 10 mm/día. Las precipitaciones máximas diarias en el año hidrológico suelen producirse con mayor frecuencia en el mes de Noviembre (algo menos en Febrero y Marzo), y sirva de ejemplo los dos máximos registrados en 24 horas para el periodo de 30 años usado: 193 mm/día el 6 de Noviembre de 1982 y 150 mm/día el 4 de Noviembre de 1963.

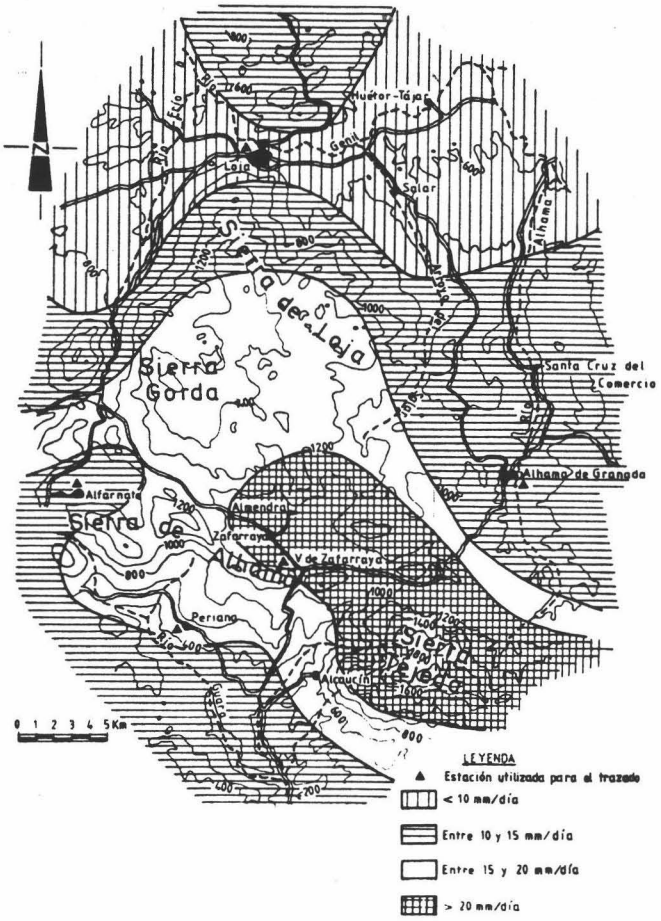


Figura 8.- Distribución aproximada de la intensidad media de las precipitaciones diarias (periodo 1956/57 - 1985/86).

Respecto a la distribución de la intensidad media de las lluvias diarias a lo largo de los meses del año, puede consultarse al efecto la figura 9. Se aprecia de nuevo que las lluvias más intensas se dan en Ventas de Zafarraya, y las menos intensas en Loja "Escuela". Los meses que acusan las precipitaciones más altas, para periodos de un día, son Noviembre y Diciembre, en la mayor parte de la región (Diciembre y Enero en Loja "Escuela"); si bien,

la intensidad media de las lluvias durante los meses de Junio y Septiembre es relativamente alta, a consecuencia de las precipitaciones de carácter tormentoso características del principio y final del verano.

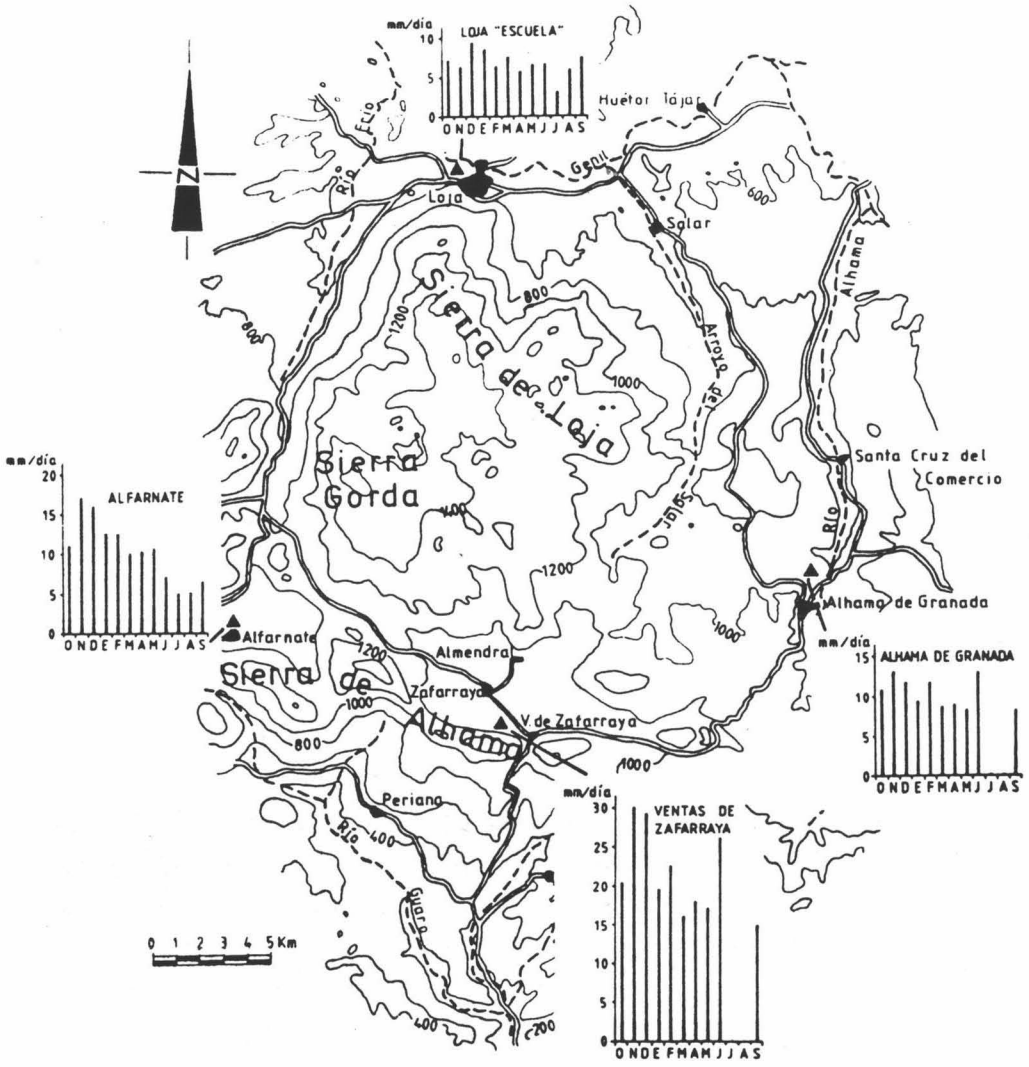


Figura 9.- Intensidades medias mensuales de la precipitación en algunas estaciones representativas.

2.2.4 Relación pluviometría / altitud

A la vista de la gran dispersión que muestran los pares de valores de precipitación media anual (P) y altura sobre el nivel del mar (H), representados en la figura 10, es muy difícil establecer una relación fija entre ambas variables para todo el área de estudio. De hecho, la cantidad de lluvia precipitada, aunque en general aumenta con la altura, está muy

influenciada por las características orográficas de la región y, especialmente, por la orientación de las vertientes respecto a la dirección principal que siguen las masas borrascosas que traen las lluvias, como veremos más adelante.

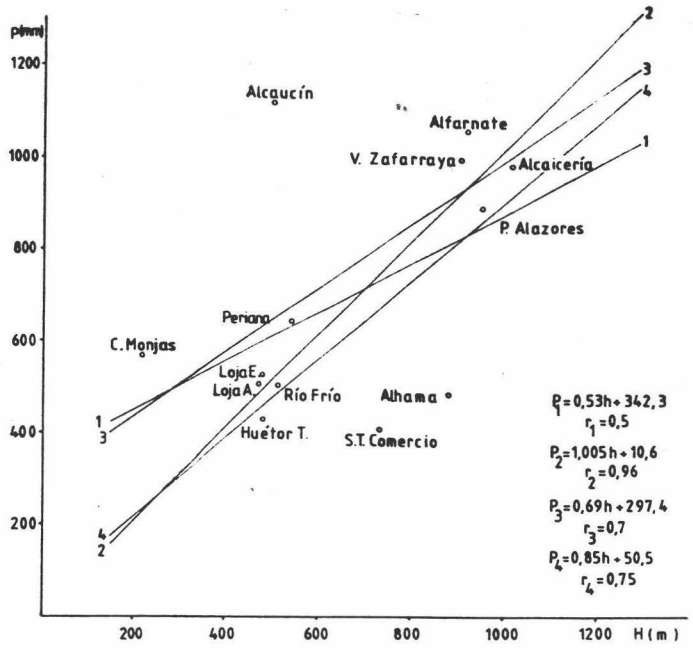


Figura 10.- Relación pluviometría / altitud para el conjunto de las estaciones pluviométricas situadas en el área de estudio. Rectas ajustadas: 1 todas las estaciones; 2 todas sin Alcaucín, Alcaucín "Monjas", Santa Cruz del Comercio y Alhama de Granada; 3 todas sin Santa Cruz del Comercio y Alhama de Granada; 4 todas sin Alcaucín y Alcaucín "Monjas".

Se han establecido, por ello, 4 ecuaciones de rectas de regresión que han sido valoradas por el coeficiente de correlación que presentaban (r en la figura 10). El valor más alto de este coeficiente (0,96) se obtiene eliminando las 4 estaciones pluviométricas más anómalas: Alcaucín, Alcaucín "Monjas", Santa Cruz del Comercio y Alhama de Granada. De éstas, las 2 primeras presentan un "exceso" de pluviometría para la cota a la que se sitúan, mientras que las 2 últimas presentan un "déficit".

Es evidente la existencia de gradientes pluviométricos distintos en el conjunto del área, que oscilan entre 50 mm/100 m y 100 mm/100 m, no pudiéndose precisar más a tenor de los datos disponibles.

2.2.5 Distribución espacial de las precipitaciones

En los apartados anteriores ya se han hecho constar algunas diferencias notables entre las cantidades pluviométricas registradas en las distintas estaciones meteorológicas de la región. A fin de valorar lo más acertadamente posible la variabilidad espacial de las precipitaciones en el área de estudio, se han confeccionado los mapas de isoyetas para el año medio (figura 11), para el año más húmedo (1962/63, figura 12) y para el año más seco (1982/83, figura 13), dentro del periodo de 30 años utilizado (1956/57 - 1985/86). El trazado de las curvas isoyetas en estos mapas debe considerarse como un trazado aproximado, especialmente en las partes más altas de las sierras donde se ha realizado de forma subjetiva, al no haberse considerado datos de precipitación registrados en altitud por pluviómetros totalizadores.

Las tres figuras muestran una distribución espacial relativa de las precipitaciones muy similar, aunque con magnitudes absolutas muy distintas. La característica principal es la marcada influencia del relieve sobre la distribución de las lluvias.

El control de la altitud se aprecia, en el mapa de isoyetas para el año medio (figura 11), por la existencia de máximos pluviométricos que superan los 1000 mm en los sectores más altos de Sierra Tejeda y Sierra Gorda. Estos máximos enlazan entre sí a través del polje de Zafarraya -con precipitación media anual superior a 900 mm-, definiendo así un umbral de alta pluviometría que se extiende en dirección sureste-noroeste. El núcleo de máximas precipitaciones de Sierra Gorda se extiende, a través del valle de Alfarnate, hacia el Oeste-suroeste siguiendo los escarpados relieves de la Alta Cadena.

El contraste entre la pluviometría de las partes altas y las áreas más deprimidas, donde se alcanzan los valores mínimos, es notable. En las partes más bajas de la cuenca del río Guaro o Vélez se registran valores medios inferiores a los 600 mm, y menos de 500 mm en la depresión de Granada, situada hacia el Este-noreste de Sierra Gorda.

La pluviometría en el macizo de Sierra Gorda oscila entre 500 mm y 1000 mm para el año medio, entre 1000 mm y 2000 mm para el año más húmedo, y entre 300 mm y 700 mm para el año más seco.

La orientación de las alineaciones montañosas, respecto a la dirección dominante de las masas borrascosas, ejerce también en control importante sobre la distribución espacial de las precipitaciones. Los macizos de Sierra Gorda y Sierra Tejeda suponen una barrera montañosa

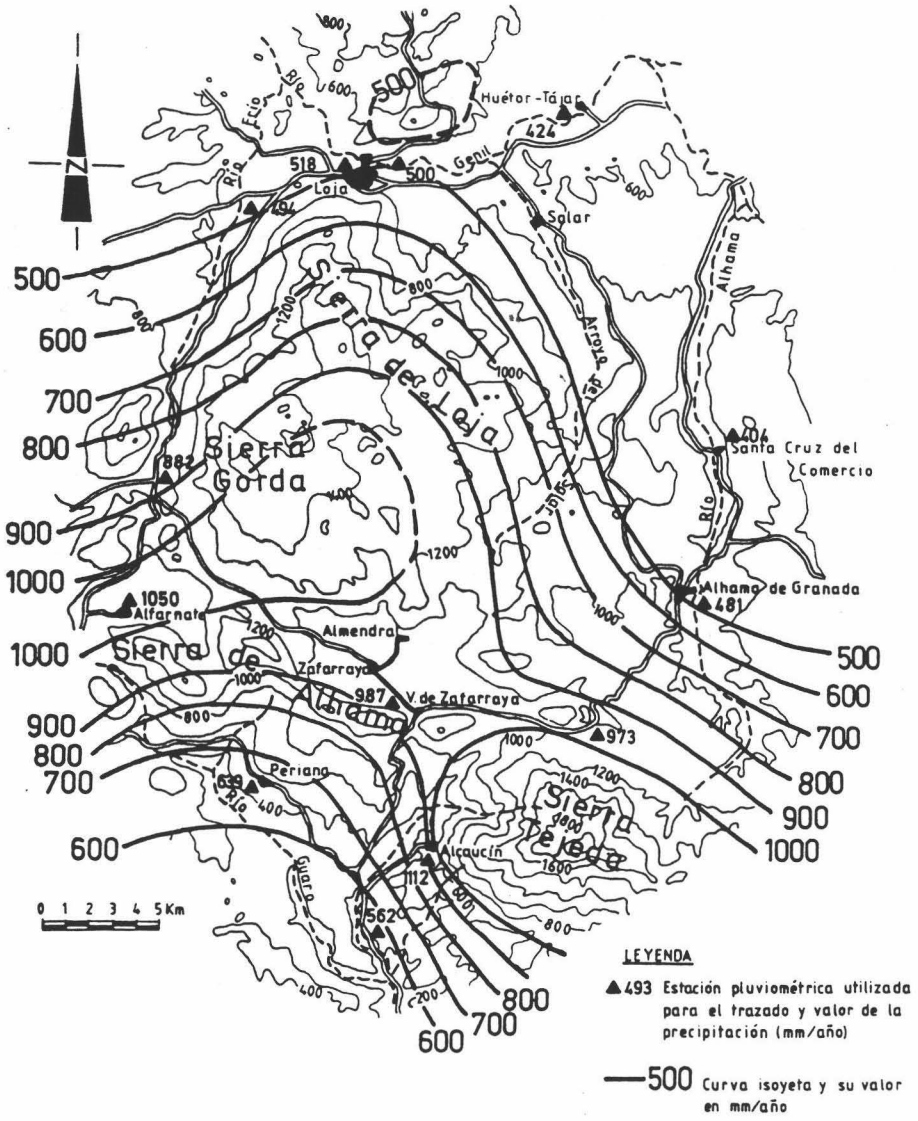


Figura 11.- ***Mapa de curvas isoyetas para el año medio, o isoyetas medias, en el periodo 1956/57 - 1985/86.***

importante, a salvar por los vientos cargados de humedad que remontan desde el suroeste, proyectando una sombra pluviométrica hacia el noreste que contribuye decisivamente en el establecimiento del mínimo pluviométrico de la depresión de Granada.

Este efecto "Foehn", que se traduce en vertientes suroccidentales con más aportes que las nororientales, parece especialmente patente en la estación de Alcaucín, donde se registran los valores más altos de precipitación media anual de todo el área. Aunque hay serias dudas sobre la veracidad de los datos de este pluviómetro, el gran desnivel de 1500 metros (Sierra

Tejeda) situado tras él debe provocar precipitaciones anormalmente altas en ese área, razón por la cual no se ha desechado su utilización.

Las borrascas remontan los desniveles aprovechando a veces pasos naturales como el Boquete de Zafarraya, el Puerto de Azafranera, el valle de Alfarnate, etc. Estos y otros factores localizados en el tiempo (como los cambios en la dirección de las perturbaciones ciclónicas a lo largo del año) y en el espacio, propician una cierta división microclimática de la región.

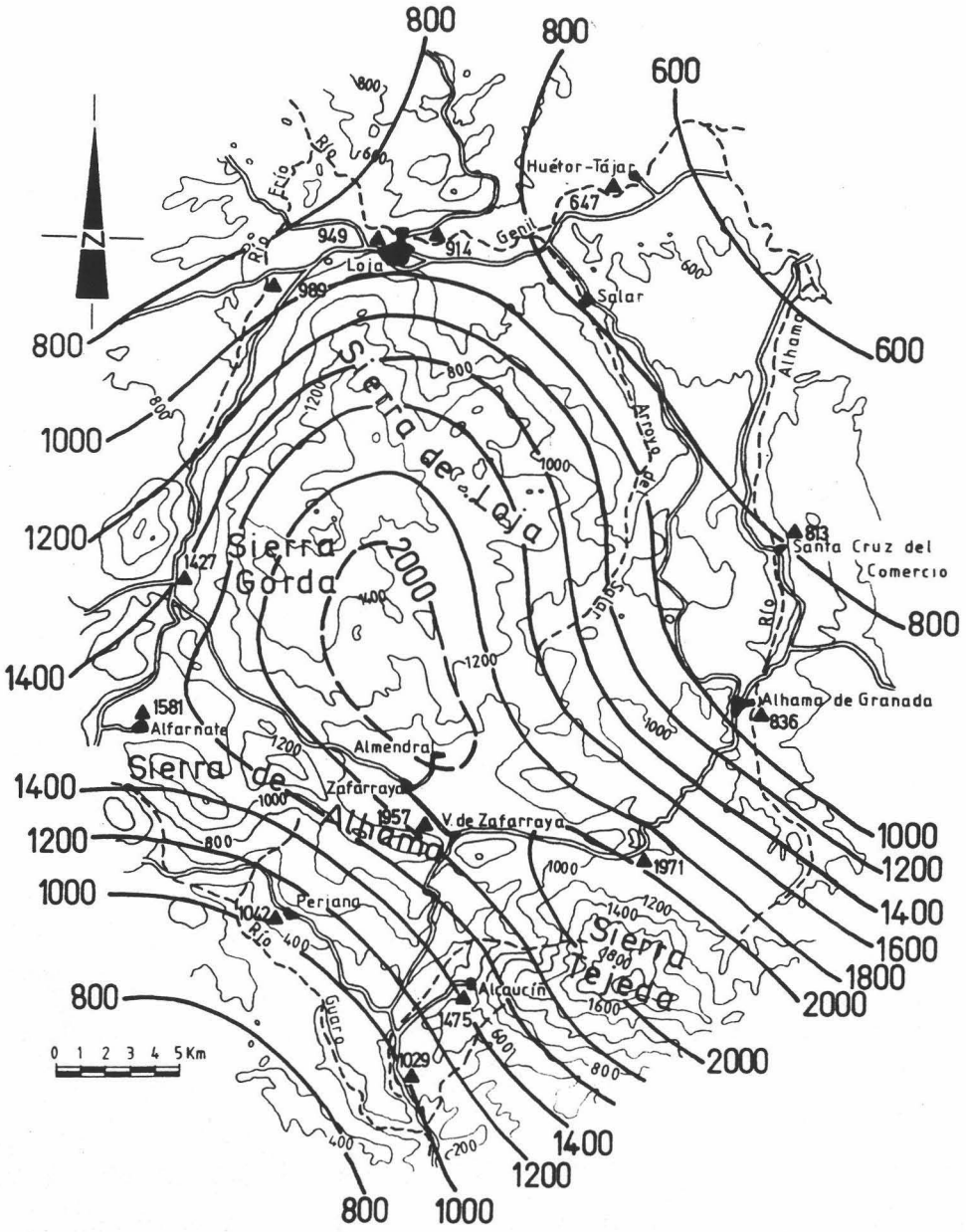


Figura 12.- Mapa de curvas isoyeta para el año más húmedo (1962/63) del periodo 1956/57 - 1985/86.

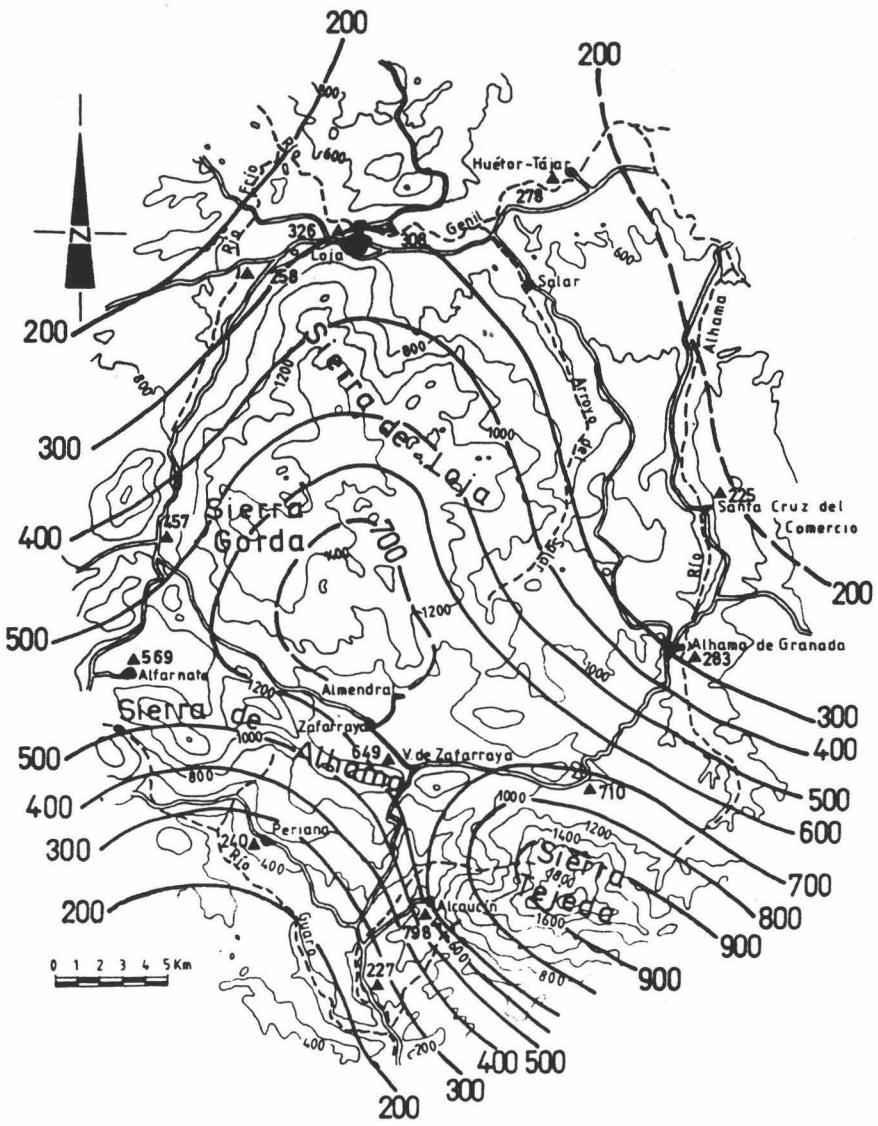


Figura 13.- Mapa de curvas isoyetas para el año más seco (1982/83) del periodo 1956/57 - 1985/86.

2.2.6 Precipitación media caída en el área. Aportaciones anuales

El cálculo, lo más aproximado posible, de la precipitación media caída sobre el acuífero es indispensable para el establecimiento de un balance hídrico fiable.

El sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda está compuesto por un acuífero carbonatado principal (acuífero de Sierra Gorda s. str.) sobre el que se superponen otros acuíferos detríticos de menor extensión, que constituyen parte del relleno de las tres depresiones tectono-kársticas más grandes del sector. Se trata de los acuíferos cuaternarios

del polje de Zafarraya, polje de La Dona y polje de Pilas Dedil; todos ellos alimentan de manera oculta al acuífero carbonatado principal.

Por esta razón, he optado por calcular de forma separada los volúmenes de agua precipitados en cada uno de esos cuatro sectores, como puede verse en la tabla 9. Los valores de precipitación (en mm) y aportación (en Hm^3) anuales que figuran en dicha tabla han sido estimados mediante planimetrado entre curvas isoyetas, para el año medio (figura 11), para el año más húmedo (figura 12) y para el año más seco (figura 13), del periodo 1956/57 - 1985/86. Los valores estimados deben considerarse como una aproximación, dada la subjetividad que existe en el trazado de isoyetas.

Las superficies consideradas, para los distintos sectores, son las que figuran en la tabla 9, las cuales han sido medidas sobre el Mapa Hidrogeológico a escala 1:50.000 (fuera de texto).

SUBUNIDADES QUE INTEGRAN EL SISTEMA	SUPERFICIE (Km^2)	PRECIPITACION PARA EL AÑO MEDIO		PRECIPITACION PARA EL AÑO MAS HUMEDO (1962/63)		PRECIPITACION PARA EL AÑO MAS SECO (1982/83)	
		(mm)	(Hm^3)	(mm)	(Hm^3)	(mm)	(Hm^3)
Acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s.str.)	293	840	246	1660	487	530	155
Acuífero detrítico del polje de Zafarraya	22	950	21	1930	43	650	14
Acuífero detrítico del polje de La Dona	7	700	5	1270	9	450	3
Acuífero detrítico del polje de Pilas Dedil	3	800	2	1500	4	500	1
TOTALES	325		274		543		173

Tabla 9.- Precipitación (en mm) y aportaciones pluviométricas (en Hm^3) anuales en el acuífero carbonatado principal y los acuíferos detríticos cuaternarios de los poljes que integran el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, para los años medio, más húmedo (1962/63) y más seco (1982/83) del periodo 1956/57 - 1985/86.

La precipitación media anual en el acuífero de Sierra Gorda ronda los 840 mm, lo cual supone una aportación media de 246 Hm^3/año. La aportación media a los poljes es de unos 28 Hm^3/año. La precipitación caída en el área durante el año más húmedo (1962/63) triplica a la correspondiente al año más seco (1982/83) para el conjunto de la región.

Los valores de precipitación media anual sobre el conjunto del área coinciden sensiblemente con los que dan otros autores (Hidalgo, 1974 a; Delgado Moya *et al.*, 1974; IGME, 1983), si bien, la no coincidencia de las superficies de recarga empleadas por éstos, hace variar los volúmenes anuales precipitados respecto a los aquí presentados.

2.3 TEMPERATURA DEL AIRE

Las estaciones meteorológicas que registran temperaturas del aire son muy escasas dentro de la región; sólo hay dos estaciones termométricas cuyos datos pueden ilustrar sobre el régimen de temperaturas del aire en el área estudiada: Loja "Escuela" y Alfarnate (tabla 5).

Estas dos estaciones registran datos de temperaturas máximas y mínimas a nivel diario, a partir de los cuales se calculan, por media aritmética, las temperaturas medias diarias. Los datos de base empleados en este estudio han correspondido, esencialmente, a las temperaturas medias mensuales y medias anuales para el mismo periodo hidrológico de 30 años utilizado en el análisis de las precipitaciones (1956/57 - 1985/86).

El sólo uso de dos estaciones termométricas impide tener una idea, siquiera aproximada, de la distribución espacial de las temperaturas medias anuales del área. Por ese motivo he recopilado datos de temperaturas medias mensuales de otras estaciones localizadas lejos del sector de Sierra Gorda; estas estaciones han sido (tabla 5) las del Embalse de los Bermejales y Archidona, cuyos datos de temperatura media mensual y anual aparecen consignados en la tabla 10, junto a los de Alfarnate y Loja "Escuela".

Las estaciones usadas presentan series cronológicas muy desiguales y con frecuentes lagunas, pese a lo cual no han sido completadas ni sometidas a tratamientos similares a los de las precipitaciones. Dada la pequeña dispersión en las temperaturas medias mensuales de unos años a otros, los errores cometidos a nivel de medias anuales son de escasa importancia.

En la figura 14 se han representado las temperaturas medias, medias de las máximas y medias de las mínimas a nivel mensual registradas en las estaciones termométricas de Loja "Escuela" y Alfarnate. La oscilación de las temperaturas medias mensuales, dentro del año, alcanza un valor de 18,7 °C para Loja "Escuela" y 16,1 °C para Alfarnate, siendo Diciembre y Enero los meses más fríos y Julio y Agosto los más calurosos. El máximo

veraniego es mucho más marcado -con inflexiones más "agudas" en la curva- que el mínimo invernal. Las mayores amplitudes térmicas entre medias máximas y medias mínimas se dan en los meses veraniegos, sobre todo en Loja "Escuela".

MESES	Loja "Escuela" (1956/57-1983/84)	Alfarnate (1956/57-1985/86)	Embalse de los Bermejales (1963/64-1984/85)	Archidona (1972/73-1978/79)
Octubre	18,4	14,0	14,6	15,8
Noviembre	12,2	9,4	10,3	11,0
Diciembre	8,9	6,6	6,4	7,5
Enero	8,7	6,4	6,8	6,9
Febrero	10,0	7,4	7,5	7,8
Marzo	12,3	8,8	9,2	9,5
Abril	14,6	10,8	11,4	11,7
Mayo	19,2	14,3	15,0	16,4
Junio	23,7	17,9	19,6	20,5
Julio	27,4	22,3	23,3	26,0
Agosto	26,9	22,5	22,6	25,7
Septiembre	24,0	19,4	19,9	22,3
MEDIAS	17,2	13,3	13,9	15,1

Tabla 10.- Temperaturas medias del aire (°C), mensuales y anuales para los periodos consignados, en las estaciones termométricas más próximas al área de estudio.

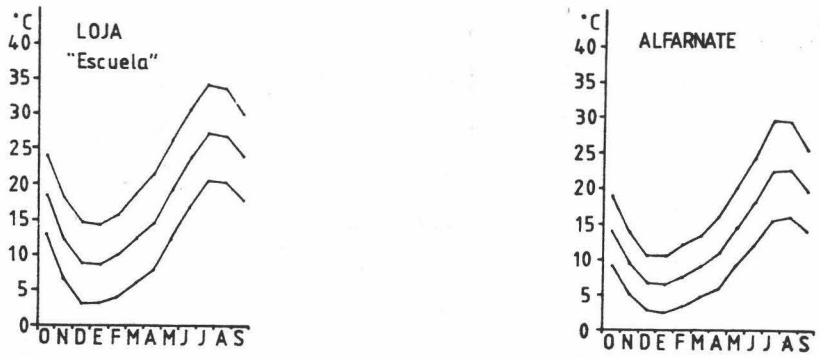


Figura 14.- Temperaturas medias, medias de las máximas y medias de las mínimas, a nivel mensual, en las estaciones de Loja "Escuela" y Alfarnate.

El hecho de que las oscilaciones térmicas en Loja "Escuela" superen a las de Alfarnate, estación situada casi 500 metros por encima de aquella, sólo se explica por una mayor continentalidad en el clima del sector septentrional de Sierra Gorda y una influencia marcada del litoral mediterráneo en el sector meridional del macizo, lo cual apoya la idea de una cierta división microclimática del área estudiada.

He intentado establecer la relación temperatura media anual del aire/altitud, mediante las temperaturas medias anuales de las estaciones que figuran en la tabla 10 y sus correspondientes cotas (tabla 5). La recta de regresión lineal ajustada (figura 15) arroja un valor absoluto del coeficiente de correlación de 0,99.

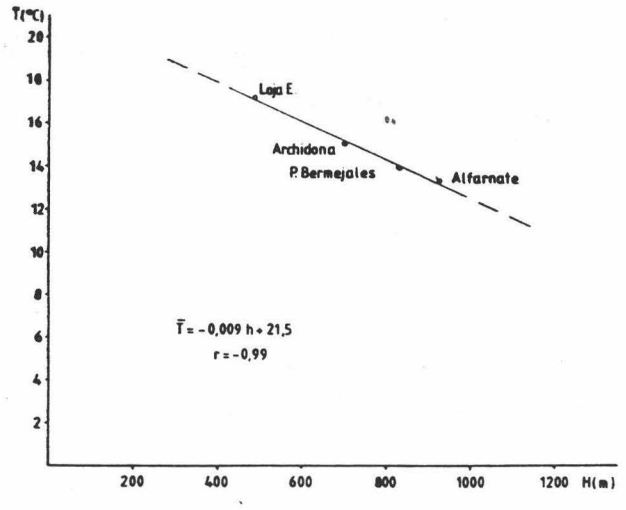


Figura 15.- *Relación provisional temperatura media del aire (T)/altitud, recta de regresión y ecuación ajustadas, para las estaciones termométricas más próximas al macizo de Sierra Gorda.*

El gradiente térmico del aire que resulta de ese buen ajuste -bien está, con pocos datos- es de -0,9 °C/100 m. Pese a que este valor se encuentra dentro los límites posibles, parece ser excesivamente alto a tenor de los datos bibliográficos disponibles sobre áreas próximas a ésta (Fernández Rubio, 1975; Cruz Sanjulián, 1976; Pulido Bosch, 1980; Benavente, 1982; Pulido Bosch *et al.*,1986). En general, los gradientes obtenidos por esos investigadores no superan un valor de -0,6 °C/100 m.

El gradiente térmico calculado para nuestro área de estudio no cambia sustancialmente si se emplean los datos correspondientes a otras estaciones termométricas -relacionadas más adelante- situadas algo más lejos.

El hecho de utilizar datos de temperatura media en las estaciones con años no coincidentes (tabla 10) tampoco parece influir decisivamente en el resultado, pues, cuando se hace así, la pendiente de la recta ajustada varía muy poco (0,0089).

Cabe la posibilidad de errores en las series térmicas, y, especialmente, la de una relación no lineal entre temperaturas y altitud. Como indica Pezzi (1977 a), ante la existencia de

ámbitos climáticos -y/o microclimáticos- distintos, el cálculo de un gradiente térmico fiable no es posible en regiones amplias, ni entre estaciones situadas a gran distancia.

Desconozco, pues, la representatividad del valor obtenido para el gradiente térmico (-0,9 °C/100 m), razón por la cual no lo he tenido en cuenta para el trazado de isotermas.

En la figura 16 se muestra un mapa de curvas isotermas medias anuales, cuyo trazado -dada la baja densidad de estaciones termométricas en el área- debe ser considerado como orientativo. Para la realización de este mapa he tenido en cuenta las temperaturas medias anuales en estaciones alejadas del área, cuya localización no se representa en la figura; estas estaciones y sus correspondientes temperaturas medias son: Colmenar "Torrijos", con 13,3 °C, situada al suroeste del área; Vélez Málaga, con 18,5 °C, situada hacia el Sur, próxima al litoral mediterráneo; Embalse de Iznájar, con 16,1 °C, situada al noroeste del área.

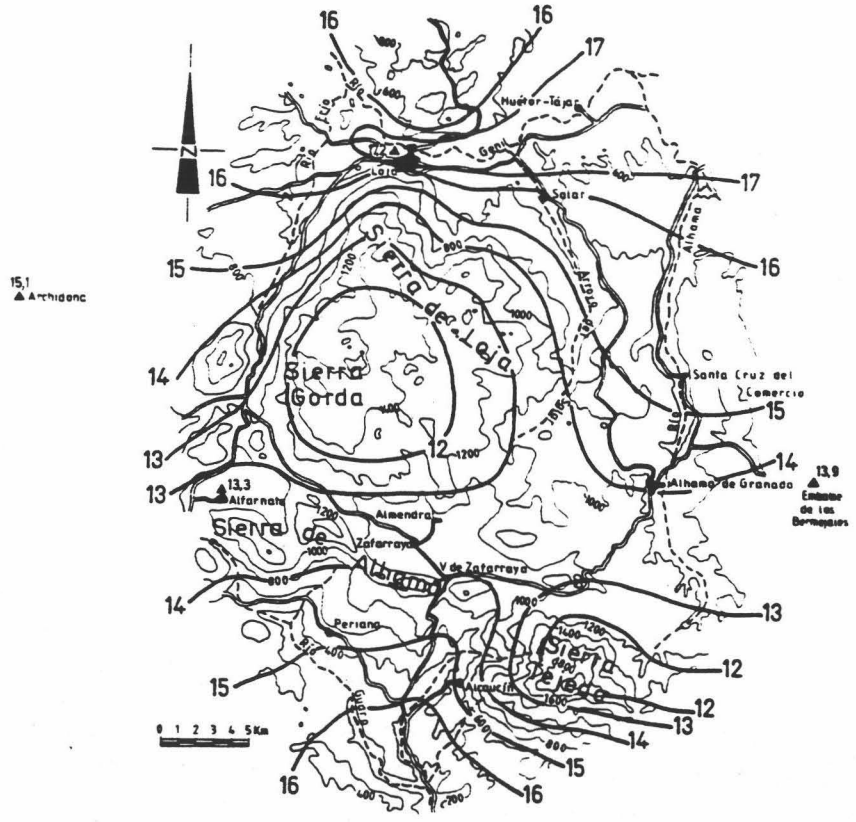


Figura 16.- *Mapa orientativo de curvas isotermas medias anuales.*

El trazado subjetivo de las isotermas es, de forma lógica, marcadamente altimétrico, con ligeras alteraciones como la de las vertientes Sur y Norte de Sierra Tejeda (solana y umbría,

respectivamente). La distribución que resulta quita aún más valor, si cabe, al gradiente térmico calculado anteriormente.

Todo el sector de Sierra Gorda se encuentra entre las isotermas extremas de 17 °C y 12 °C, decreciendo los valores hacia las cumbres más altas. Los valores más bajos, probablemente entre 10 °C y 13 °C, son característicos del sector central y más alto del macizo. Los valores más altos, entre 15 y 17 °C, caracterizan al valle del Genil en Loja y parte de la depresión de Granada, así como al valle del río Guaro, donde las temperaturas medias alcanzan valores superiores a los 18 °C en las proximidades de la franja costera mediterránea.

Mediante el planimetrado entre curvas isotermas medias anuales (figura 16) se obtienen valores aproximados de 12,8 °C para los sectores calizo-dolomíticos de Sierra Gorda, y de 13,4 °C para los poljes de Zafarraya, Venta Dona y Pilas Dedil.

2.4 EVAPOTRANSPIRACION

2.4.1 Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial (ETP) entendida como la pérdida de agua que sufriría la superficie del macizo si presentara una cubierta vegetal en desarrollo óptimo y una capacidad de campo permanentemente completa, ha sido estimada siguiendo el método empírico del investigador que definió su concepto (Thornthwaite, 1948). Este método consiste en una fórmula empírica a la que se aplica un factor de corrección que depende del número de días del mes y del número máximo de horas de insolación diaria según la latitud.

Puesto que para el cálculo de la evapotranspiración potencial -media anual del periodo 1956/57 - 1985/86- se necesitan datos de temperatura media mensual, sólo es posible hallarla para las estaciones termopluviométricas de Loja "Escuela" y Alfarnate. La ETP puede ser también estimada, sin demasiado error, para la estación pluviométrica de Alhama de Granada, utilizando las temperaturas medias mensuales de la estación termométrica del Embalse de los Bermejales; ambas estaciones se encuentran muy próximas entre sí (unos 8 Km, en línea recta), con una altitud y orientación muy similares. En la tabla 11 se muestran los valores de ETP correspondientes a esas tres estaciones.

La distribución anual de la ETP, comparada con la precipitación, se muestra de forma gráfica en la figura 17. Para el conjunto de la región, el 80 % de la evapotranspiración potencial se produce generalmente en el semestre comprendido entre Mayo y Octubre, ambos inclusive; con un máximo generalizado en el mes de Julio (en torno al 19 % de la ETP anual). Los mínimos se dan entre Diciembre y Febrero, lógicamente al ser éste el periodo más frío.

MESES	Loja"Escuela"		Alfarnate		Alhama de Granada	
	Tª (°C)	ETP (mm)	Tª (°C)	ETP (mm)	Tª (°C)	ETP (mm)
Octubre	18,4	67,0	14,0	54,1	14,6	55,4
Noviembre	12,2	27,8	9,4	27,4	10,3	29,4
Diciembre	9,9	15,3	6,6	16,4	6,4	14,5
Enero	9,7	15,2	6,4	16,3	6,8	16,4
Febrero	10,0	19,3	7,4	19,7	7,5	18,6
Marzo	12,3	34,2	8,8	30,3	9,2	30,3
Abril	14,6	49,8	10,8	42,9	11,4	44,0
Mayo	19,2	91,1	14,3	70,1	15,0	71,8
Junio	23,7	134,8	17,9	96,4	19,6	107,3
Julio	27,4	178,4	22,3	132,8	23,3	139,9
Agosto	26,9	161,5	22,5	125,8	22,6	125,3
Septiembre	24,0	115,5	19,4	90,2	19,9	91,9
ANUAL	17,2	909,9	13,3	722,4	13,9	744,8

Tabla 11.- Valores de temperatura del aire y evapotranspiración potencial, mensuales y anuales, en tres estaciones meteorológicas representativas del área. Los datos termométricos utilizados para Alhama de Granada corresponden a los registrados en el Embalse de los Bermejales.

Los gráficos del balance Precipitación media anual/Evapotranspiración potencial media anual (figura 17) muestran cómo la distribución anual de la ETP es muy similar en las estaciones de Alfarnate y Alhama de Granada, mientras que la diferencia en las cantidades precipitadas permite un volumen de excedentes muy superior en la primera, y durante más meses, que en la segunda. El déficit anual se reparte de forma parecida en las estaciones de Loja "Escuela" y Alhama de Granada, si bien es en la primera donde se alcanzan las pérdidas potenciales por evapotranspiración más importantes.

De manera aproximada he intentado dibujar un mapa que ilustre sobre la variación espacial de la ETP en el sector de Sierra Gorda (figura 18). Para la confección de este mapa se ha hecho la simplificación de adjudicar los datos de temperatura del aire registrados en Alfarnate a las estaciones de: Puerto de los Alazores, Ventas de Zafarraya y La Alcaicería; los de Loja "Escuela" a las estaciones: Riofrío, Loja "Aforos" y Huétor Tájar; y los del

Embalse de los Bermejales a las estaciones: Santa Cruz del Comercio y Alhama de Granada; según criterios de proximidad, orientación, altitud, etc.

Los valores extremos oscilan entre 900 mm, para el valle del Genil en Loja, y menos de 700 mm en las partes más altas de los macizos.

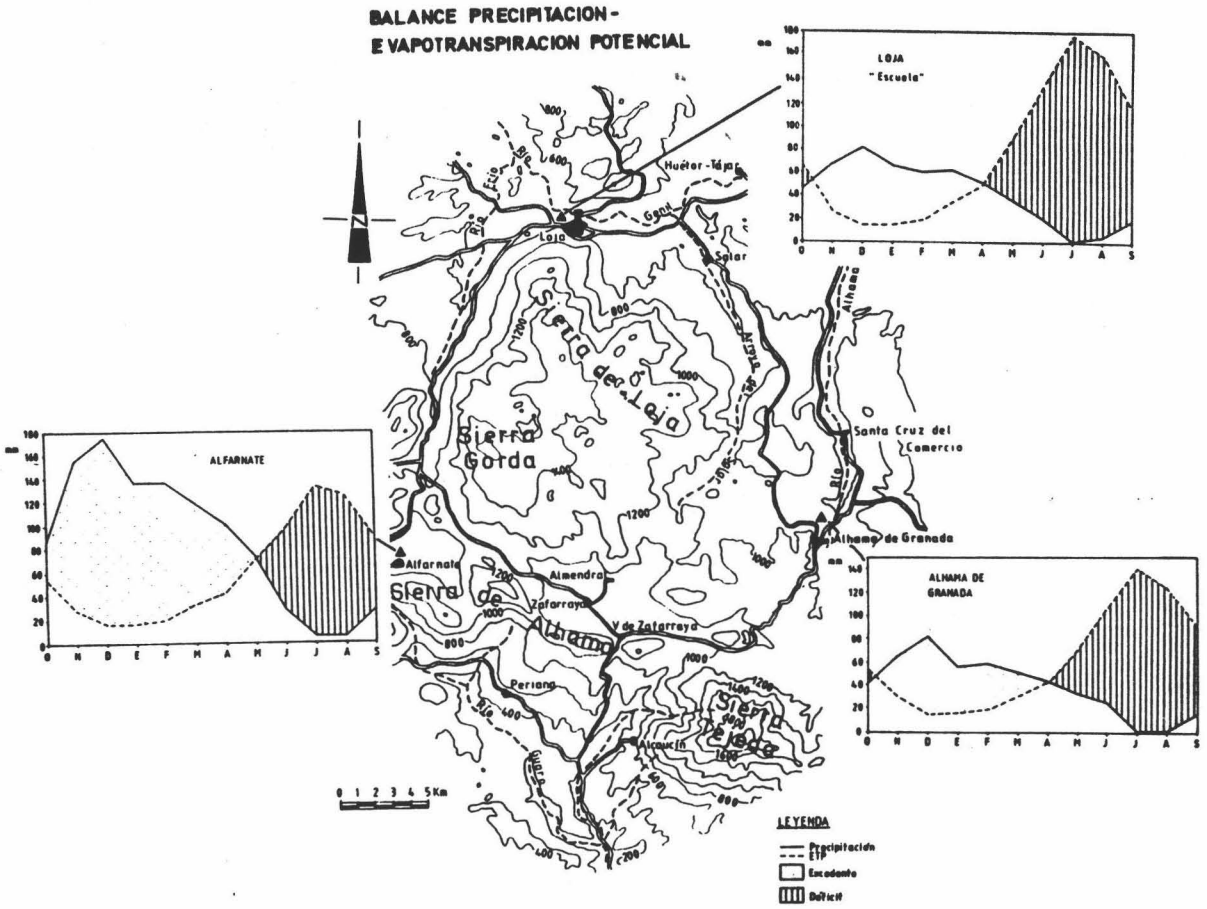


Figura 17.- *Balance Precipitación - Evapotranspiración potencial para tres estaciones representativas del área.*

La ETP aumenta hacia las partes más bajas, siguiendo una distribución altitudinal (al igual que las temperaturas). En el valle del río Guaro la incertidumbre del trazado es mayor, si bien parece lógico que los valores asciendan desde 800 mm a los 1000 mm anuales que se registran en Vélez-Málaga (IGME, 1983). Mediante el planimetrado resultan valores de unos 710 mm para el macizo carbonatado de Sierra Gorda y 750 mm para los poljes. Estos valores medios concuerdan sensiblemente con los obtenidos por otros autores (Delgado Moya, 1973; Hidalgo, 1974 a; IGME, 1983).

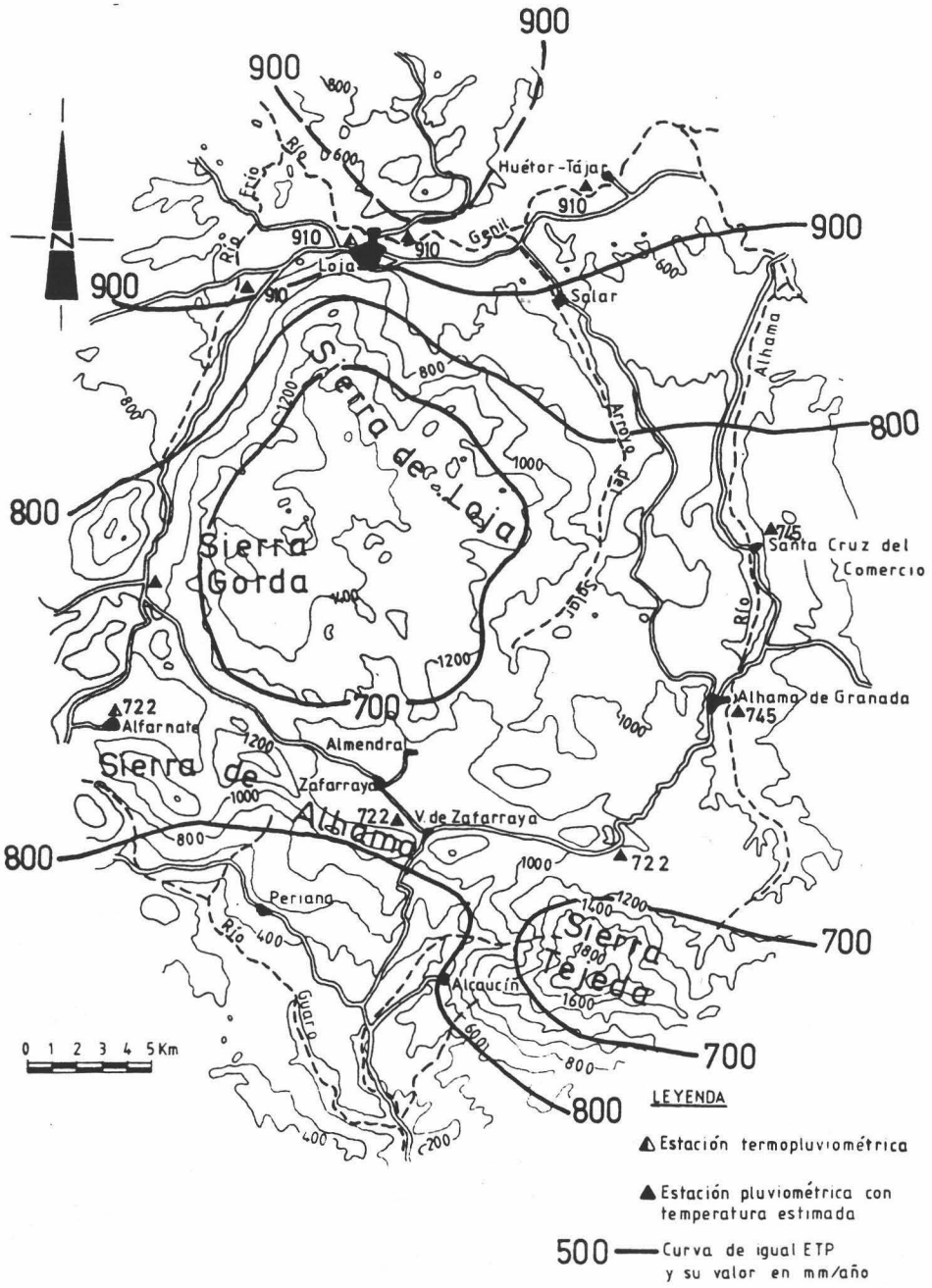


Figura 18.- ***Mapa orientativo de curvas de igual Evapotranspiración potencial media anual (método de Thornthwaite, 1948).***

Pese a todo, los valores de ETP obtenidos deben ser considerados como una mera aproximación cuya validez se desconoce, pues no han podido ser contrastados con medidas directas en el área de estudio. Solo se dispone de datos diarios de evaporación en un

evaporímetro Piché instalado en la estación meteorológica de Alfarnate, que arroja un valor de 760 mm para la evaporación media anual del periodo considerado. Al margen de los errores que presenta este tipo de evaporímetro, no es posible una comparación precisa entre las medidas de evaporación y las de evapotranspiración, aunque en Alfarnate se produzca cierta coincidencia (la ETP media calculada ha sido de 722 mm/año).

2.4.2 Evapotranspiración real

La evapotranspiración potencial representa la máxima cantidad de agua que retorna a la atmósfera, siempre que el suelo tenga, de forma natural, una reserva completa de agua utilizable por las plantas. Cuando no existe suficiente agua disponible en el área, la evapotranspiración real (ETR) que se produce es una fracción de la evapotranspiración potencial (ETP).

La ETR media anual del periodo 1956/57 - 1985/86 se ha estimado para la región de estudio según tres métodos ya clásicos: Turc (1955), Coutagne (1954) y Thornthwaite (1948). Dada la infraestructura hidrometeorológica existente y la naturaleza de los datos disponibles (precipitación y temperatura del aire), estos métodos son casi los únicos aplicables.

Los valores de ETR resultantes de aplicar los métodos empíricos de Turc (1955) y Coutagne (1954) en las estaciones pluviométricas del sector de estudio (tabla 12) se

ESTACIONES PLUVIOMETRICAS	Temperatura media anual (°C)	Precipitación media anual (mm)	ETR media anual (mm)	
			TURC	COUTAGNE
Loja "Escuela"	17,2	518	477	434
Loja"Aforos"	17,2	499	464	421
Loja "Riofrío"	17,2	494	460	418
Huétor Tájar	17,2	423	406	367
Alfarnate	13,3	1050	621	636
Puerto de los Alazores	13,0	882	576	585
Ventas de Zafarraya	13,3	987	608	621
La Alcaicería	13,0	974	597	612
Santa Cruz del Comercio	15,0	405	381	348
Alhama de Granada	13,9	481	425	397
Periana	16,0	640	541	505
Alcaucín	16,0	1112	716	705
Alcaucín "Monjas"	16,5	560	499	459

Tabla 12.- Evapotranspiración real, media anual del periodo 1956/57 - 1985/86, estimada mediante los métodos de Turc (1955) y Coutagne (1954), para las distintas estaciones pluviométricas de la región.

consideran, en principio, menos fiables que los obtenidos por el método de Thornthwaite (1948), ya que aquellos no tienen en cuenta la distribución de las lluvias y las temperaturas dentro del año -que como vimos es muy variable-, lo que sí hace este último. Ambos utilizan valores anuales de precipitación y temperatura media del aire. Para las estaciones pluviométricas que no disponen de registro termométrico, la temperatura media anual se ha estimado (tabla 12), bien de forma similar al cálculo de la ETP (sectores de influencia de las estaciones termométricas), bien a partir del mapa de isotermas medias anuales (figura 16).

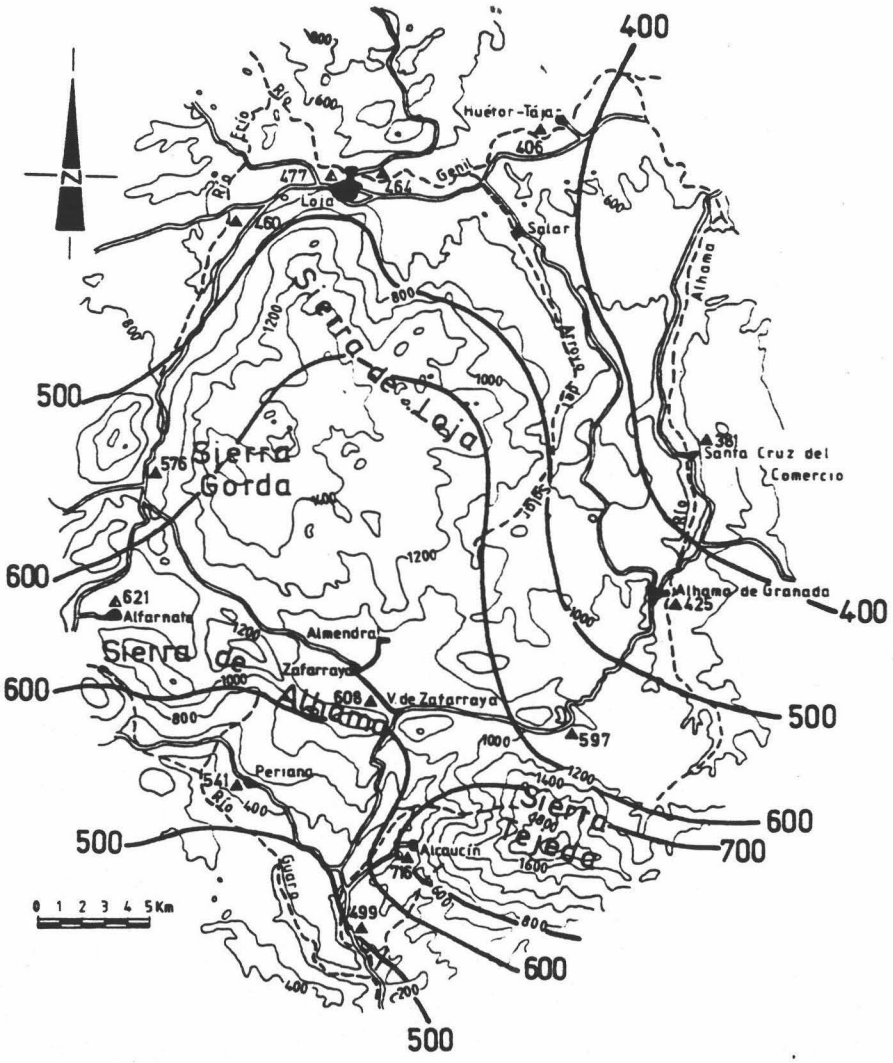


Figura 19.- Mapa de curvas de igual evapotranspiración real media anual (método de Turc, 1955) del periodo 1956/57 - 1985/86.

Las dos fórmulas han podido ser aplicadas en todas las estaciones del área. Con los resultados obtenidos he trazado sendos mapas de curvas de igual ETR media anual (figuras 19 y 20), que muestran una sensible coincidencia cuantitativa y cualitativa. Los valores

extremos de ETR oscilan entre 400 mm, hacia la depresión de Granada, y 700 mm en Sierra Tejeda. El macizo de Sierra Gorda, incluidos los poljes de Zafarraya, Venta Dona y Pilas Dedil, presentarían valores comprendidos entre 500 mm y algo más de 600 mm.

El método original de Thornthwaite (1948), para el cálculo de la evapotranspiración media mensual y anual, se ha considerado el más válido de los empleados en este estudio, a ese fin. Consiste en un balance hídrico mensual del suelo, que tiene en cuenta la capacidad de campo (máximo valor de la reserva de agua utilizable por las plantas) del mismo, la precipitación media del mes y la ETP -media mensual- antes calculada.

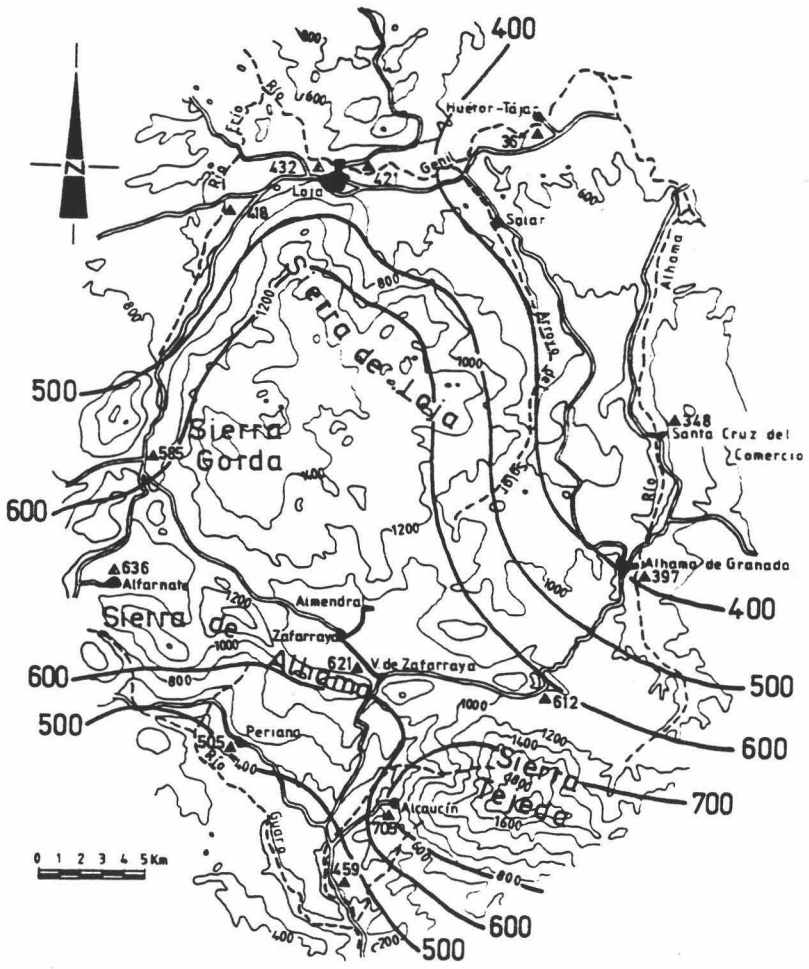


Figura 20.- Mapa de curvas de igual evapotranspiración real media anual (método de Coutagne, 1954) del periodo 1956/57 - 1985/86.

Esta metodología, no aconsejada por Lerner *et al.* (1990), sobreestima la ETR e infravalora la escorrentía total en áreas de clima árido y semiárido (López Arechavala, 1983;

Padilla y Pulido Bosch, 1986; Gollonet y Castillo Pérez, 1986), donde existe una gran variabilidad en las precipitaciones. No obstante, la mayor parte del macizo de Sierra Gorda se aleja de tales condiciones, pudiéndose aceptar una distribución más uniforme de las precipitaciones en los meses húmedos.

Para paliar el problema en las regiones áridas y semiáridas, actualmente se recurre a la aplicación de balances diarios, lo cual refleja de forma más correcta la realidad del fenómeno. Sin embargo, su aplicación en sectores más húmedos puede llevar a la necesidad de elegir valores de la capacidad de campo anormalmente altos. Tal es el caso del Torcal de Antequera, macizo kárstico próximo a Sierra Gorda y de condiciones muy similares a esta, donde Padilla (1990) se ve obligado a elegir un valor de 100 mm para la capacidad de campo, en el proceso de calibración de un modelo matemático.

La dificultad en aplicar un valor correcto de la capacidad de campo es un problema añadido en el método de Thornthwaite (1948). La consulta de la bibliografía disponible, especialmente sobre la región andaluza y para terrenos similares a los existentes en Sierra Gorda, ha conducido a considerar como valores más probables los siguientes: 25 mm para los materiales carbonatados con escasa cubierta vegetal y edafológica (acuífero kárstico de Sierra Gorda, s. str.); 50 mm para los materiales detríticos cuaternarios del polje de Zafarraya; 100 mm para los materiales detríticos con abundante matriz arcillosa del relleno cuaternario de los poljes de La Dona y Pilas Dedil.

ESTACIONES PLUVIOMETRICAS	ETR media anual (mm)		
	25 mm	50 mm	100 mm
Loja "Escuela"	316	341	391
Loja "Aforos"	307	332	382
Loja "Riofrío"	311	336	386
Huétor Tájar	279	304	354
Alfarnate	366	391	441
Puerto de los Alazores	340	365	415
Ventas de Zafarraya	356	381	431
La Alcaicería	343	368	418
Santa Cruz del Comercio	276	301	351
Alhama de Granada	298	323	373

Tabla 13.- Evapotranspiración real, media anual del periodo 1956/57 - 1985/86, según el método de Thornthwaite (1948), para algunas estaciones pluviométricas del área, y distintos valores de la capacidad de campo.

Con todas estas consideraciones, se ha calculado la ETR, media anual del periodo 1956/57 - 1985/86, en todas las estaciones pluviométricas del área -salvo en las de Periana, Alcaucín y Alcaucín "Monjas", donde era muy difícil la adjudicación de temperaturas medias mensuales procedentes de alguna de las estaciones termométricas-, para valores de la capacidad de campo de 25 mm, 50 mm y 100 mm, respectivamente (tabla 13). A las estaciones sin registro térmico se les han adjudicado las temperaturas medias mensuales de la estación termométrica más cercana, siguiendo los mismos criterios que para el cálculo de la ETP.

En la tabla 14 se muestran los valores medios mensuales y medios anuales de la ETR en tres estaciones meteorológicas representativas, para los tres valores de capacidad de campo elegidos. Para ilustrar sobre la variabilidad de la ETR a lo largo del año, se han representado los gráficos del balance precipitación media anual/evapotranspiración real media anual (figura 21) para esas tres estaciones y para una capacidad de campo de 25 mm. Se observan dos máximos anuales en la ETR que coinciden con los equinoccios otoñal y primaveral (más marcados en Alfarnate, dada la mayor disponibilidad de agua) y dos mínimos que corresponden a los solsticios de invierno (ETP=ETR) y verano (ETR=precipitación). Para ese valor de la capacidad de campo, la ETR media anual supondría algo más del 60 % de la precipitación media anual en Loja "Escuela" y Alhama de Granada, y en torno al 35 % en Alfarnate.

MESES	Loja"Escuela"			Alfarnate			Alhama de Granada		
	25 mm	50 mm	100 mm	25 mm	50 mm	100 mm	25 mm	50 mm	100 mm
Octubre	45,0	45,0	45,0	54,1	54,1	54,1	43,0	43,0	43,0
Noviembre	27,8	27,8	27,8	27,4	27,4	27,4	29,4	29,4	29,4
Diciembre	15,3	15,3	15,3	16,4	16,4	16,4	14,5	14,5	14,5
Enero	15,2	15,2	15,2	16,3	16,3	16,3	16,4	16,4	16,4
Febrero	19,3	19,3	19,3	19,7	19,7	19,7	18,6	18,6	18,6
Marzo	34,2	34,2	34,2	30,3	30,3	30,3	30,3	30,3	30,3
Abril	49,8	49,8	49,8	42,4	42,9	42,9	44,0	44,0	44,0
Mayo	61,0	86,0	91,1	70,1	70,1	70,1	58,0	71,8	71,8
Junio	21,0	21,0	65,9	53,0	78,0	96,4	26,0	37,2	87,2
Julio	2,0	2,0	2,0	5,0	5,0	36,6	1,0	1,0	1,0
Agosto	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	5,0	1,0	1,0	1,0
Septiembre	20,0	20,0	20,0	26,0	26,0	26,0	16,0	16,0	16,0
ANUAL	315,6	340,6	390,6	366,2	391,2	441,2	298,2	323,2	373,2

Tabla 14.- Evapotranspiración real (en mm), según el método de Thornthwaite (1948), para tres estaciones representativas del área. Valores medios mensuales y anuales del periodo 1956/57 - 1985/86.

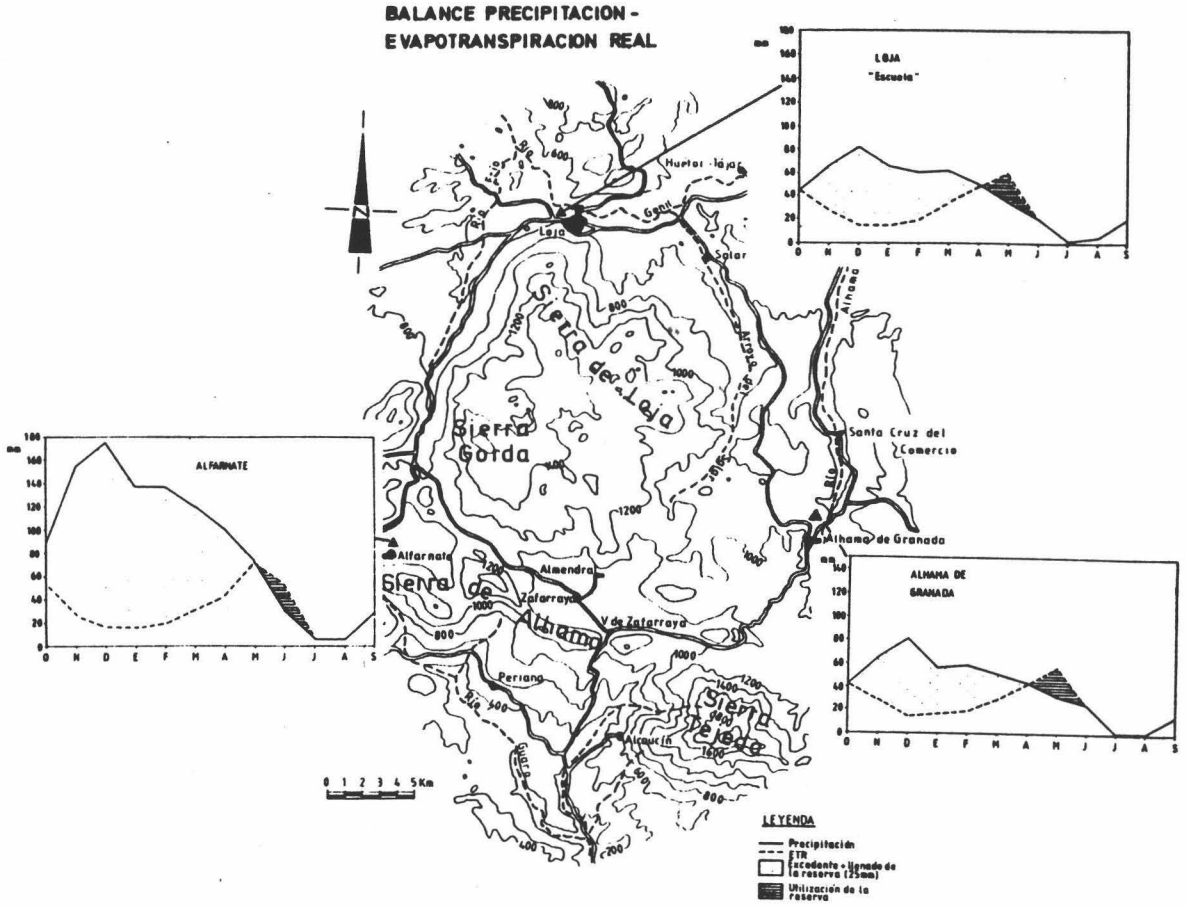


Figura 21.- *Balance Precipitación - Evapotranspiración real para tres estaciones representativas del área.*

Con los datos de la tabla 13, para 25 mm de capacidad de campo, y criterios subjetivos de ponderación, se han trazado curvas orientativas de igual evapotranspiración media anual (figura 22). Los valores extremos oscilan entre 300 mm, en las áreas más deprimidas, y más de 400 mm en las partes más altas de los macizos de Sierra Gorda y Sierra Tejeda.

Para el cálculo de la evapotranspiración real (media anual del periodo 1956/57 -1985/86) que afecta al sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, no he tenido en cuenta los resultados obtenidos por los métodos de Turc (1955) y Coutagne (1954), ya que éstos no suelen ser satisfactorios para áreas kársticas mediterráneas (Pulido Bosch, 1979). Con estos métodos se obtendrían porcentajes de más del 70 % de ETR respecto a la precipitación media del conjunto hidrogeológico kárstico.

Sí se han considerado más válidos los resultados obtenidos por el método de

Thornthwaite (1948), que quedan recogidos en la tabla 15, para los distintos acuíferos que integran el sistema hidrogeológico. Para ello se han tenido en cuenta los valores de capacidad de campo asignados a cada sector, los valores de evapotranspiración real en las estaciones más próximas y el planimetrado de superficies entre curvas de igual ETR.

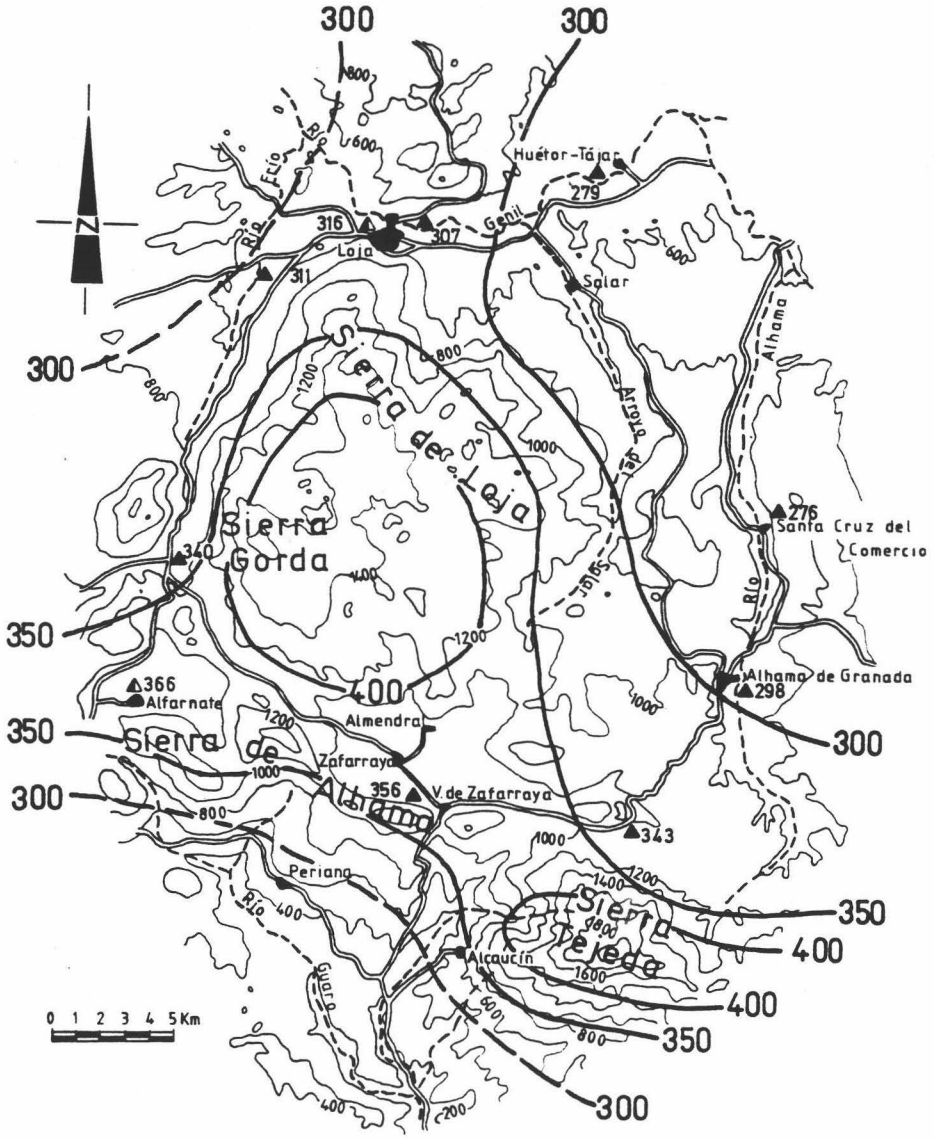


Figura 22.- Mapa orientativo de curvas de igual evapotranspiración real media anual (método de Thornthwaite, 1948), para 25 mm de capacidad de campo, del periodo 1956/57 - 1985/86.

Los porcentajes de ETR respecto a la precipitación media en cada área oscilan entre el 40 % y el 60 %, valores que deben ser considerados como orientativos dadas las limitaciones del método seguido.

SUBUNIDADES QUE INTEGRAN EL SISTEMA	Superficie (Km^2)	Precipitación para el año medio		Capacidad de campo (mm)	ETR media anual		% de la ETR respecto a la precipitación media
		mm	Hm^3		mm	Hm^3	
Acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s.str.)	293,24	840	246	25	385	113	45,8
Acuífero detrítico del polje de Zafarraya	22,13	950	21	50	390	9	41,1
Acuífero detrítico del polje de La Dona	6,88	700	5	100	400	3	57,1
Acuífero detrítico del polje de Pilas Dedil	2,71	800	2	100	400	1	49,8
TOTALES	324,96		274			126	

Tabla 15.- Evapotranspiración real media anual (en mm, Hm^3 y % respecto a la precipitación media) para los distintos acuíferos que integran el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda. Valores medios anuales del periodo 1956/57 - 1985/86, estimados por el método de Thornthwaite (1948) para las capacidades de campo indicadas.

2.5 LLUVIA UTIL. INFILTRACION DIRECTA DEL AGUA DE LLUVIA

2.5.1 Infiltración directa del agua de lluvia en el acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s.str.)

La lluvia útil representa la porción de las precipitaciones que no se evapotranspira, y que da lugar a la escorrentía superficial y/o a la infiltración profunda en los acuíferos (infiltración eficaz). El hecho de que la lluvia útil se desglose en uno u otro componente viene determinado en buena medida por la capacidad de infiltración del terreno frente a la intensidad de la precipitación.

Según Burdon y Papakis (1963), la capacidad de infiltración en terrenos kársticos carbonatados bien desarrollados oscila entre 5 y 10 mm/hora. Si se tienen en cuenta los valores de intensidad de las precipitaciones en el área estudiada, reseñados en el apartado 2.2.3, se puede decir que rara vez la capacidad de infiltración en la formación carbonatada de Sierra Gorda (s.str.) es menor que la intensidad de las lluvias. De ello se deduce que la escorrentía superficial en el acuífero carbonatado de Sierra Gorda, si bien existe (hay

evidencias morfológicas, especialmente en los flancos del macizo), puede considerarse despreciable en términos generales.

Toda la lluvia útil estimada para el acuífero carbonatado de Sierra Gorda (sin tener en cuenta las depresiones tectono-kársticas) se traduce en percolación y recarga de agua subterránea en el acuífero principal, que se produce de forma más o menos difusa o distribuida gracias a la abundancia de formas kársticas superficiales.

La infiltración directa (media anual del periodo 1956/57 - 1985/86) del agua de lluvia (o lluvia útil, en este caso) se ha calculado mediante el método de Thornthwaite (1948), con valores de 25 mm de capacidad de campo, para algunas estaciones pluviométricas del área estudiada. Los resultados se muestran en la tabla 16, expresados en mm y en % respecto a la precipitación total media anual de cada estación. Los porcentajes medios anuales de infiltración eficaz oscilan entre 30 % y 40 % para las estaciones pluviométricas más bajas y situadas alrededor del macizo y entre el 60 % y el 65 % para las más altas e interiores.

Teniendo en cuenta la evapotranspiración real -media anual-, calculada anteriormente por el método Thornthwaite (1948) y mediante planimetrado entre curvas de iso-ETR, para el acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s.str.) resulta una infiltración directa del agua de lluvia próxima al 54,2 % de la precipitación media que cae anualmente sobre el mismo.

Los valores de infiltración para el macizo carbonatado oscilan, probablemente, entre 200 mm y 700 mm anuales como valores extremos, con un valor medio en torno a 455 mm/año.

ESTACIONES PLUVIOMETRICAS	Precipitación media anual (mm)	Infiltración eficaz o Lluvia útil (c.c. = 25 mm) (mm)	% de la infiltración respecto a la precipitación media anual
Loja "Escuela"	518	202	39,0
Loja"Aforos"	500	193	38,7
Loja "Riofrío"	494	183	37,0
Huétor Tájar	423	145	34,2
Alfarnate	1050	684	65,1
Puerto de los Alazores	882	542	61,4
Ventas de Zafarraya	987	631	63,9
La Alcaicería	974	630	64,7
Santa Cruz del Comercio	405	128	31,6
Alhama de Granada	481	183	38,0

Tabla 16.- Infiltración directa del agua de lluvia (infiltración eficaz) o lluvia útil para algunas estaciones pluviométricas del área de estudio, a partir del método de Thornthwaite (1948) y una capacidad de campo de 25 mm. Valores medios anuales del periodo 1956/57 - 1985/86.

A lo largo del año la infiltración en el acuífero sigue una distribución desigual, siendo máxima en los meses húmedos y fríos y mínima en los meses más secos y cálidos. Milanovic (1981) considera que, en las regiones kársticas mediterráneas, entre el 70 % y el 90 % de la precipitación caída en los meses húmedos (Noviembre a Mayo) alcanza el acuífero. En teoría estos valores parecen confirmarse para los datos mensuales de lluvia útil o infiltración, deducidos por el método de Thornthwaite (1948) en la estación pluviométrica de Alfarnate (tabla 17), representativa de los sectores más altos y húmedos del macizo kárstico. En los flancos de la sierra y en las partes bajas los porcentajes son menores (ejemplos de Loja "Escuela" y Alhama de Granada, en la tabla 17). Sí se observa, en cambio, que más del 90 % de la recarga subterránea tiene lugar en los meses de Noviembre a Abril (recuérdense las figuras 17 y 21).

La infiltración depende de la cantidad anual de precipitación y de su distribución estacional. Kessler (1965) concedió gran importancia a la repartición de las lluvias a lo largo del año, elaborando un método empírico que se ha podido aplicar para los materiales carbonatados que nos ocupan. El método estima la infiltración directa del agua de lluvia (en % respecto a la pluviometría anual) en terrenos kársticos. Originalmente fue usado en regiones kársticas húngaras, y posteriormente se aplicó con cierto éxito en áreas mediterráneas con dos máximos pluviométricos al año (Burdon, 1965). Se fundamenta en que la infiltración depende esencialmente de la precipitación en los cuatro primeros meses del año natural (Enero a Abril) y, en menor medida, de los últimos meses del año anterior

MESES	Loja "Escuela"	Alfarnate	Alhama de Granada
Octubre	0,0	7,9	0,0
Noviembre	14,2	127,6	11,6
Diciembre	66,7	158,6	67,5
Enero	50,8	120,7	40,6
Febrero	41,7	117,3	40,4
Marzo	27,8	88,7	21,7
Abril	1,2	59,1	1,0
Mayo	0,0	3,9	0,0
Junio	0,0	0,0	0,0
Julio	0,0	0,0	0,0
Agosto	0,0	0,0	0,0
Septiembre	0,0	0,0	0,0
ANUAL	202,4	683,8	182,8

Tabla 17.- Distribución de la lluvia útil mensual -media del periodo 1956/57 - 1985/86-, calculada por el método de Thornthwaite (1948) con 25 mm de capacidad de campo, en las estaciones pluviométricas más representativas.

AÑOS	Loja Riofrío	Loja Escuela	Loja Aforos	Huétor Tájar	Santa Cruz del Comercio	Alhama de Granada	La Alcaicería	Ventas de Zafarraya	Alcaucín	Alcaucín Monjas	Periana	Alfarnate	Puerto de Los Alazores
1958	56	50	49	39	44	44	45	36	45	41	46	46	47
1959	39	43	38	38	38	31	30	34	29	37	49	39	40
1960	64	66	67	66	69	63	82	74	80	71	64	65	66
1961	11	22	21	27	22	23	15	13	51	22	27	27	29
1962	30	38	33	37	25	36	42	34	56	29	47	38	34
1963	46	38	40	60	40	40	49	44	56	37	51	53	53
1964	58	61	60	64	53	54	51	65	55	56	55	53	53
1965	50	52	54	52	58	55	55	67	57	58	57	60	60
1966	73	75	75	75	64	74	67	76	76	65	71	74	67
1967	58	63	59	57	51	58	64	53	59	59	56	59	59
1968	57	57	61	46	63	58	74	83	69	51	61	67	67
1969	49	57	57	56	52	57	63	72	54	56	46	60	65
1970	68	61	65	72	61	44	74	85	69	59	49	69	74
1971	83	87	87	82	88	87	88	83	80	80	91	81	70
1972	63	63	66	63	74	63	66	72	65	56	75	68	81
1973	59	52	37	58	52	27	39	41	43	46	33	50	66
1974	70	81	84	95	77	80	88	87	88	83	64	94	95
1975	95	95	95	95	90	94	94	90	87	91	81	95	95
1976	73	60	74	63	58	64	70	54	46	45	55	57	64
1977	76	53	70	47	54	54	47	33	30	31	32	49	49
1978	66	65	67	66	64	63	68	69	57	53	59	68	66
1979	71	72	74	65	85	85	92	81	87	91	84	80	82
1980	51	43	51	43	57	58	59	52	56	67	53	57	52
1981	60	50	59	50	59	61	67	53	59	65	57	58	57
1982	61	60	61	54	67	66	54	60	68	90	69	58	48
1983	32	43	32	30	31	36	30	33	34	47	34	34	33
1984	59	61	61	56	57	53	51	39	37	50	46	50	49
1985	65	64	60	66	63	74	73	73	66	59	57	72	65
MEDIA	59	58	59	58	58	57	61	59	59	57	56	60	61

Tabla 18.- Infiltración en % respecto a la pluviometría total, calculada por el método de Kessler (1965), en las estaciones pluviométricas de la región. Las series han sido reestructuradas en años naturales.

(Septiembre a Diciembre). No obstante, adolece de no tener en cuenta datos intrínsecos de la vegetación y de los suelos, de temperatura del aire, etc.

Los resultados de aplicar dicho método para las 13 estaciones pluviométricas del área de estudio aparecen reflejados en la tabla 18. Los valores extremos van desde el 11 % hasta

el 95 %, a nivel espacial y temporal para el conjunto de las estaciones. Estas grandes variaciones en la recarga de acuíferos kársticos son citadas con frecuencia por otros investigadores (del 30 % al 90 % en Túnez, por Schoeller, 1948); el propio Kessler (1965) da valores de infiltración entre el 7 % y el 70 % para un mismo área.

El valor medio de infiltración en el área, obtenido del conjunto de las estaciones pluviométricas, es de 58,6 % respecto a la pluviometría media anual del macizo carbonatado. Este valor es sorprendentemente parecido al que se ha obtenido por la aplicación del método de Thornthwaite (1948) anteriormente (54,2 %), si bien, en este último caso se obtuvo por planimetrado entre curvas de igual valor y no como media de las estaciones. Por contra, difiere bastante del calculado por Hidalgo (1974 a), quien da un valor del 45 % de infiltración para el mismo acuífero aquí considerado.

2.5.2 LLuvia útil en los acuíferos detríticos superpuestos (poljes)

Para el caso de los materiales detríticos cuaternarios que recubren los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, no es factible hacer equivaler la lluvia útil a la infiltración eficaz. La menor capacidad de infiltración de estos materiales hace que se produzca escorrentía superficial tras precipitaciones de cierta intensidad.

Apenas existen mediciones de caudal en los cursos superficiales que discurren por estos materiales, como veremos en el siguiente capítulo. No obstante, se puede decir que la fracción de lluvia útil que corresponde a la escorrentía superficial es pequeña frente a la infiltración.

Por otra parte, los volúmenes de escorrentía o infiltrados se incorporan totalmente al sistema hidrogeológico de Sierra Gorda en el caso del polje de Zafarraya, dado su carácter endorreico. Unicamente en los poljes abiertos o exorréicos de La Dona y Pilas Dedil, una parte -pequeña por demás- de la escorrentía superficial escapa del sistema kárstico por el barranco de Salar.

La lluvia útil en estos acuíferos detríticos ha sido estimada por el método de Thornthwaite (1948) por diferencia entre la precipitación media anual y la evapotranspiración media anual en cada área, para las capacidades de campo antes estimadas. De esta forma, la lluvia útil media anual sería del orden de 560 mm en el polje de Zafarraya, 300 mm en el polje de La Dona y 400 mm en el de Pilas Dedil. Estos valores representan porcentajes

respecto a la precipitación media anual en torno al 58,9 %, 42,9 % y 50,2 %, respectivamente. Hidalgo (1974 a) considera una lluvia útil (en su caso equivalente a infiltración eficaz) en el acuífero detrítico del polje de Zafarraya del 37,6 %; este autor estima la ETR por el método de Turc (1955).

2.5.3 Aproximación al valor medio de la recarga anual por infiltración de la lluvia en el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda

Los resultados obtenidos por aplicación del balance hídrico de Thornthwaite (1948) se han considerado los más fiables. A modo de resumen sobre la estimación realizada para la lluvia útil, en los diferentes acuíferos que integran el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, presento la tabla 19 donde se recogen valores -medios anuales- en mm y Hm^3 que pretenden ser orientativos. La validez de los cálculos se contrastará en posteriores capítulos con la aplicación de otros métodos.

Prácticamente, toda la lluvia útil media estimada para el conjunto hidrogeológico, unos 149 Hm^3/año, puede considerarse como recarga procedente de las precipitaciones, exceptuando un pequeño porcentaje de escorrentía superficial en los acuíferos detríticos que, en su mayor parte, alimenta al sistema por infiltración en sumideros.

SUBUNIDADES QUE INTEGRAN EL SISTEMA	Superficie (Km^2)	Precipitación para el año medio		Capacidad de campo (mm)	Lluvia útil media anual		% de la Lluvia útil respecto a la precipitación media
		mm	Hm^3		mm	Hm^3	
Acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s.str.)	293,24	840	246	25	455	133	54,2
Acuífero detrítico del polje de Zafarraya	22,13	950	21	50	560	12	58,9
Acuífero detrítico del polje de La Dona	6,88	700	5	100	300	2	42,9
Acuífero detrítico del polje de Pilas Dedil	2,71	800	2	100	400	1	50,2
TOTALES	324,96		274			148	

Tabla 19.- LLuvia útil (en mm, Hm^3/año y % respecto a la precipitación media) para los distintos acuíferos que integran el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda. Valores medios anuales del periodo 1956/57 - 1985/86, estimados por el método de Thornthwaite (1948) para las capacidades de campo indicadas.

Ese volumen de recarga representa, aproximadamente, el 54 % de la precipitación media anual de la región, estimada para el periodo 1956/57 - 1985/86, cifra que no parece ser *"a*

priori" muy descabellada, dadas las tasas de infiltración disponibles en buena parte de la bibliografía consultada.

Así, Drogue (1969), Hidalgo (1974 a) y Lerner *et al.* (1990), citan numerosos trabajos de investigadores sobre la hidrogeología del karst donde aparecen valores de infiltración comprendidos entre el 40 % y el 60 % de la precipitación total. Castiella *et al.* (1983) y Niñerola *et al.* (1987) obtienen valores del 50 % al 60 % para los acuíferos kársticos principales de Navarra.

En áreas kársticas de las Cordilleras Béticas, próximas al sector aquí considerado, Pulido Bosch (1977 a) considera una infiltración media en torno al 46 %, el mismo valor que obtienen Casares *et al.* (1979 b) en el cercano macizo de Parapanda. Benavente (1985) considera valores de lluvia útil superiores al 60 % para los sectores más elevados de los relieves montañosos de su área de estudio. Padilla (1990) estima un valor del 56 % para la infiltración eficaz del Torcal de Antequera.

En el acuífero de Sierra Gorda, Delgado Moya (1973) considera valores del 46 %, Hidalgo (1974 a) del 45 % y el IGME (1983) del 40 %, para la infiltración respecto a la pluviometría media del área, todos ellos por debajo de los aquí estimados.

3 HIDROLOGIA DE SUPERFICIE

3.1 INTRODUCCION

El estudio del régimen hidrológico de los cursos superficiales -o tramos de los mismos- que discurren por áreas kársticas es de gran interés en las investigaciones hidrogeológicas de estos terrenos, dada la influencia que ejercen sobre él las frecuentes interacciones entre aguas superficiales y aguas subterráneas (Bonacci, 1987).

Efectivamente, las peculiaridades hidrológicas en las áreas kársticas vienen regidas por dos factores principales: la absorción del flujo superficial y su transformación en flujo subterráneo; y la descarga de los acuíferos kársticos a la red superficial.

De ello se deduce el fin primordial de este capítulo, que será el intento de identificación y evaluación de los aportes de aguas subterráneas (procedentes del sistema acuífero de Sierra Gorda) a la red fluvial, y de cuantificación de la recarga indirecta (aportación de los cursos superficiales) al sistema hidrogeológico. Se tendrán especialmente en cuenta los cursos superficiales -o partes de los mismos- que muestran una sensible relación de pérdida o ganancia frente al acuífero kárstico. Asimismo, se hará una estimación de la escorrentía directa en los sectores del sistema hidrogeológico donde este parámetro puede adquirir un valor importante (rellenos detríticos de los poljes).

En el capítulo anterior consideré que la escorrentía directa sobre los materiales carbonatados del macizo de Sierra Gorda era poco importante. En realidad los cursos fluviales más desarrollados, con flujo permanente o no, se localizan sobre los terrenos de baja permeabilidad que rodean al macizo, o sobre los rellenos detríticos de los poljes. En el primer caso los ríos han excavado profundos valles que constituyen los niveles de base del drenaje subterráneo; la influencia reguladora del karst en estas cuencas debe ser significativa, habida cuenta de la superficie de acuífero que es drenada de forma subterránea hacia las mismas (el drenaje subterráneo es independiente de las cuencas hidrográficas o de superficie). Los poljes de Zafarraya, Venta Dona y Pilas Dedil constituyen niveles de base "colgados", en los que las pérdidas de caudal de la red fluvial hacia el sistema acuífero constituyen el rasgo hidrológico más característico.

En la figura 23 esquematizo la red de drenaje principal y su situación respecto a las formaciones permeables del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda. En ella se

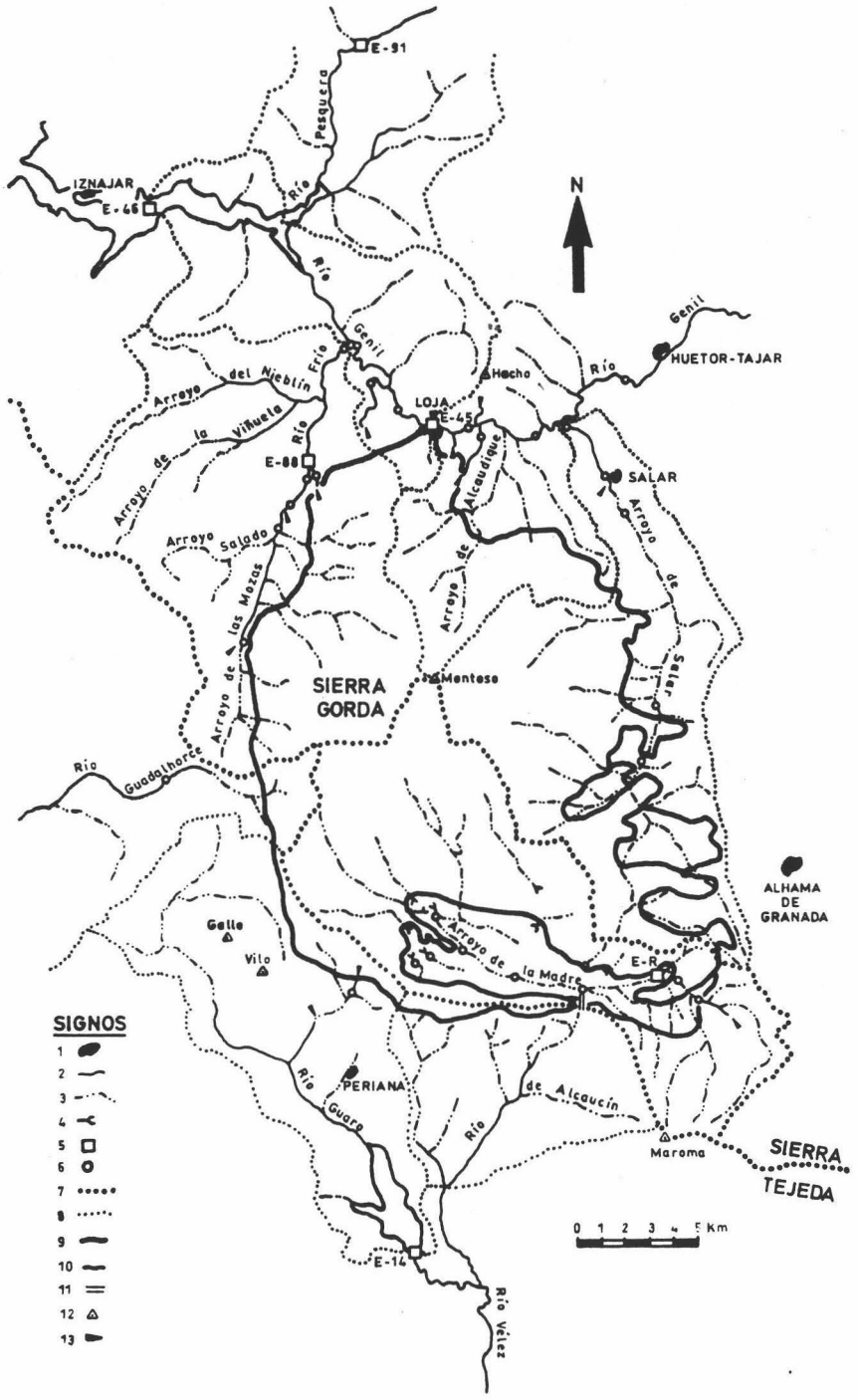


Figura 23.- Red hidrográfica principal del sector estudiado y puntos de control foronómico. Leyenda de signos: 1, núcleo urbano; 2, curso fluvial permanente; 3, curso fluvial temporal; 4, pérdida en curso fluvial o sumidero; 5, estación de aforos en curso fluvial; 6, puntos de la red superficial donde se dispone de uno o más datos de caudal; 7, divisoria hidrográfica mayor (cuencas del Guadalquivir, Sur y cerrada de Zafarraya); 8, divisoria hidrográfica menor; 9, límite del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda; 10, límite de embalse superficial; 11, trasvase; 12, vértice geodésico; 13, principales aportes de agua subterránea a la red fluvial.

muestran los cauces fluviales, con flujo permanente o temporal, y sus correspondientes cuencas hidrográficas o cuencas vertientes superficiales. Asimismo, he marcado los principales puntos de aporte de aguas subterráneas y las pérdidas de la red, junto con las estaciones de aforo controladas por los Organismos de Cuencas y los puntos en los que se dispone de algún aforo directo o aforos diferenciales.

En el área interior y más inmediata al macizo de Sierra Gorda, la red de drenaje presenta una disposición radial centrífuga, partiendo del pico Montoso (1588 m de altitud). El trazado de las líneas de partición de aguas superficiales se hace aquí muy difícil y subjetivo, dada la existencia de extensas áreas karstificadas que se pueden considerar prácticamente como endorreicas. La mayor parte de los cauces en ese sector corresponden a valles secos formados más por erosión kárstica que por acción de la escorrentía superficial; suelen estar jalonadas de sumideros y presentar un fuerte control tectónico. La densidad y frecuencia de drenaje son muy bajas en estas áreas.

En la figura 23 se ha resaltado especialmente la divisoria hidrográfica entre las dos cuencas mayores andaluzas: la cuenca del Guadalquivir y la cuenca Sur. A la primera de ellas corresponden el río Genil, principal curso fluvial que atraviesa el área de estudio, y sus principales tributarios por la margen izquierda en el sector de estudio: el río Frío y el arroyo de Salar. A la cuenca Sur pertenecen, administrativamente, la cuenca endorreica de Zafarraya o cuenca cerrada del arroyo de la Madre, y la cuenca del río Guaro o Vélez con su afluente el río Alcaucín. Otro río importante de la cuenca Sur, que tiene origen en las proximidades de Sierra Gorda, es el río Guadalhorce.

En su mayoría, estos ríos son efluentes, drenantes o ganadores, puesto que reciben aportaciones de aguas subterráneas derivadas de otras cuencas superficiales, a excepción de la cuenca endorreica de Zafarraya que se debe considerar como influente o infiltrante, y en parte, también, la cuenca del arroyo de Salar que presenta extensos afloramientos permeables correspondientes al sistema acuífero de Sierra Gorda (incluidos los poljes de La Dona y Pilas Dedil).

A lo largo de este capítulo realizaré una descripción pormenorizada de aquellos cursos fluviales -o tramos de los mismos- en los que se dispone de datos de caudal y/o aportaciones anuales, poniendo especial énfasis en el esclarecimiento de las relaciones entre aguas subterráneas y aguas superficiales más que en el análisis profundo de la hidrología superficial. Para ello utilizaré datos de las estaciones de aforo (tabla 20) controladas por las Comisarías de Aguas del Guadalquivir y del Sur, datos de aforos realizados en el proyecto

de "Caracterización físico-químico-biológica de las aguas del Alto Genil" (Universidad de Granada, 1990) y aforos en ríos y manantiales recopilados de la bibliografía disponible, del ITGE o realizados específicamente para este proyecto de Tesis.

ESTACION DE AFOROS	DENOMINACION		COORDENADAS			CUENCA VERTIENTE (Km^2)	PERIODO DE ESTUDIO	APORTACION MEDIA (Hm^3/año)
	RIO	LUGAR	LONG.W	LAT.N	COTA			
E-45	Genil	Loja	4° 9' 2"	37°10'14"	447	4210	1912/13 1987/88	466,3
E-46	Genil	Iznájar	4°16'45"	37°15' 8"	360	4620	1932/33 1959/60	718,3
E-88	Frío	Puente califal	4°22' 6"	37° 9'28"	495	101	1972/73 1987/88	53,7
E-91	Pesquera	Molino de Chicorro	4°11' 3"	37°18'41"	620	61	1976/77 1979/80	25,5
E-14	Guaro	Cortijo del Monte	4° 9'40"	36°51'44"	158	119	1934/35 1977/78	29,7
E-R	Arroyo de la Madre	Cortijo Revuelos	4° 2'53"	36°57'55"	956	31	1986/87 1989/90	2,4

Tabla 20.- Características de localización, área vertiente y aportación media anual de las principales estaciones de aforo en cursos superficiales.

3.2 CUENCA DEL ALTO GENIL

El Genil constituye uno de los principales tributarios del río Guadalquivir por su margen izquierda. En la confluencia con éste, dentro de la provincia de Córdoba, su cuenca vertiente alcanza una superficie de 8415 Km^2. La Confederación Hidrográfica del Guadalquivir divide tradicionalmente la cuenca de este río, para su estudio y planificación, en dos partes: Alto Genil y Bajo Genil; esta división se realiza a nivel de la presa del embalse de Iznájar, uno de los más importantes de España, y cuyas características principales fueron expuestas en el capítulo 1. La subcuenca hidrográfica del Alto Genil, considerada como el área vertiente al embalse de Iznájar, es la parte que más nos interesa en este estudio, ya que en ella se producen las principales descargas del acuífero kárstico de Sierra Gorda.

La subcuenca del Alto Genil drena una superficie total de 4877 Km^2. La pluviometría media anual es de 560 mm, y la aportación "natural" ronda los 670 Hm^3/año (CHG, 1980). No obstante, los recursos totales superan esta última cifra (serían del orden de 900 a 1000

Hm^3/año), habida cuenta de los usos y consumos existentes en el área. En régimen natural, el coeficiente de escorrentía está comprendido entre 0,25 y 0,30.

El cauce principal es obviamente el río Genil, que atraviesa la cuenca longitudinalmente de ESE a ONO, con un recorrido total de 135 Km y una pendiente media del 1,9 %. Tiene su origen en Sierra Nevada, a unos 2900 m de altitud, donde la fusión de las nieves semipermanentes del macizo imprime al régimen del río un marcado carácter nival que se mantiene hasta bien entrado en la Vega de Granada.

Tras recorrer una distancia de 85 Km, algo después de Huétor Tájar, el río Genil penetra en el área de influencia de Sierra Gorda. En este punto, la superficie vertiente ya es superior a 4000 Km^2, habiendo recibido importantes aportes de los ríos Aguas Blancas, Darro y Cubillas por la margen derecha, y de los ríos Monachil, Dílar y Cacín por la margen izquierda. El grado de regulación de esta porción de cuenca es muy alto gracias a los 5 embalses artificiales realizados (más 1 en fase de construcción) sobre el propio río Genil y sus principales afluentes, pero también por incluir potentes formaciones acuíferas (especialmente el acuífero aluvial de la Vega de Granada) y por la influencia de la acumulación y la fusión de las nieves en Sierra Nevada, todo lo cual contribuye a suavizar el régimen fluvial.

Aguas abajo de Huétor Tájar, en el extremo occidental de la depresión de Granada, el cauce del Genil sufre un encajamiento progresivo a favor de varios estrechamientos o gargantas, separadas por pequeñas vegas fluviales como la de Loja, hasta su entrada al embalse de Iznájar. Los principales afluentes del Genil en este último tramo son el arroyo de Salar y el río Frío, por la margen izquierda, y el río Pesquera por la margen derecha (figura 23). La mayoría de los aportes de aguas subterráneas a este tramo proceden del acuífero de Sierra Gorda, si bien, existen otros acuíferos de menor entidad que descargan parcialmente al mismo.

3.2.1 El río Genil en Loja (E-45)

La estación de aforos E-45 se localiza dentro del casco urbano de Loja (figura 23), en el puente de la carretera que desde Loja va a Priego de Córdoba y cruza el río Genil. Dispone solamente de escala limnimétrica dividida en dos tramos, para aguas bajas-medias y para aguas altas. En las ocasiones en que visité este punto de control, observé importantes deficiencias en las condiciones del mismo: por una parte, la falta de una sección adecuada,

sin acondicionar, suceptible de ser fácilmente modificada durante las crecidas; por otra, y esto quizás sea más grave, la falta de profundización de la escala en el lecho del río, lo que impide una correcta estimación de los caudales inferiores, en general, a 3 m^3/s. Sea como fuere, la Comisaría de Aguas del Guadalquivir dispone de datos de caudales medios diarios desde 1912, parcialmente depurados y con escasas lagunas en las series cronológicas (4 años incompletos), a los cuales, por todo lo dicho anteriormente, no se debe conceder una fiabilidad absoluta.

La estación de aforos E-45 controla la escorrentía de una superficie vertiente de 4210 Km^2, de la que 114 Km^2 corresponden a materiales carbonatados de Sierra Gorda, sin contar la superficie aluvial de los poljes de La Dona y Pilas Dedil, que también drenaría por ese punto. La precipitación media anual sobre esta cuenca es de unos 560 mm (CHG, 1980).

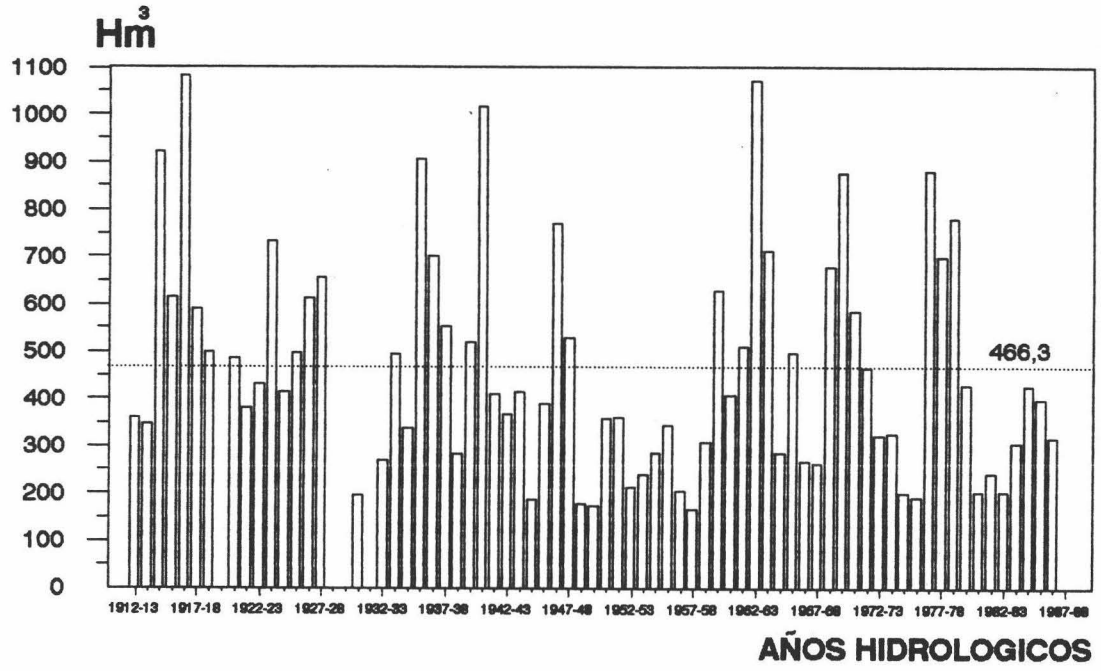


Figura 24.- *Aportaciones anuales del río Genil en Loja (E-45) y valor medio, para el periodo 1912/13 - 1987/88.*

En la figura 24 se representan las aportaciones anuales para el periodo 1912/13 - 1987/88. La aportación media, estimada sin tener en cuenta los años que faltan, es de 466,3 Hm^3/año, lo que supone un caudal específico medio de 3,5 l/s/Km^2 (en régimen natural debe ser superior a 5 l/s/Km^2). Las aportaciones anuales, máximas del periodo, son de 1085 Hm^3 en el año 1916/17 y 1074 Hm^3 en el 1962/63; la aportación mínima registrada en un año es de 170 Hm^3 en 1957/58. El coeficiente de escorrentía medio que se obtiene es de 0,20,

aunque no es un valor representativo del estado natural de la cuenca, ya que aguas arriba de Loja existen importantes derivaciones, recirculaciones y consumos de agua, que modifican considerablemente la aportación natural; el valor real del coeficiente de escorrentía debe estar en torno a 0,30.

Se han estimado los caudales medios mensuales del río Genil para el periodo 1912/13 - 1987/88, que aparecen representados de forma gráfica en la figura 25. En general, los caudales más altos se dan en el mes de Febrero (27,6 m^3/s), coincidiendo con el máximo pluviométrico secundario del año, mientras que los valores mínimos se suelen registrar en el mes de Agosto (4,5 m^3/s de caudal medio). La relación entre el caudal medio en estiaje (media de los dos meses más secos: Julio y Agosto) y el caudal medio en crecida (media de los dos meses más húmedos: Febrero y Marzo) es del 21 %, lo cual, indica una ligera regulación "natural" según las clasificaciones de Gavrilov (1965) y Bonacci (1987).

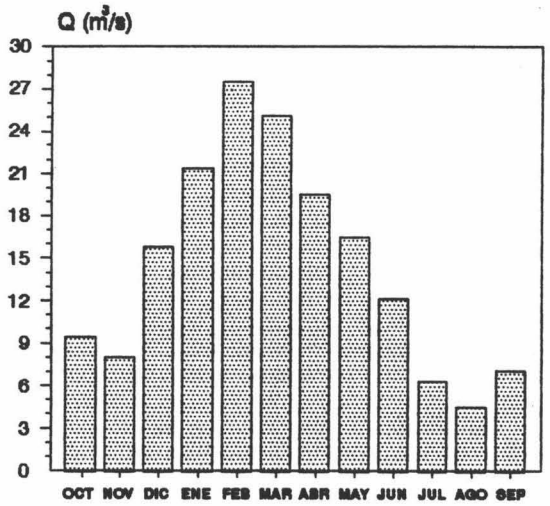


Figura 25.- Caudales medios mensuales del río Genil en Loja (E-45), estimados para el periodo 1912/13 - 1987/88.

El caudal de base medio (mes más seco) es de 4,5 m^3/s, que extrapolado al conjunto del año indicaría una aportación media de aguas subterráneas a la cuenca en torno a 142 Hm^3/año, es decir, al menos el 30 % de la escorrentía total controlada en Loja. Una buena parte de esta escorrentía subterránea procede del drenaje de los acuíferos kársticos de Sierra Gorda y Hacho de Loja; la descarga visible de estos sistemas al área vertiente del río Genil en la estación de aforos E-45 se estima al menos en 35 Hm^3/año, cifra que aglutina las aportaciones medias anuales de los siguientes manantiales: grupo del Manzanil (números 21 a 24 del inventario de puntos acuíferos); manantial del Frontil (borde meridional del Hacho

UNIVERSIDAD DE GRANADA
25 SET. 1992
COMI... DE DOCTORADO

de Loja, nº 12); manantial del Terciado o Yola (nº 20); y grupo de Salar (números 32 y 33 del inventario).

Dada la distribución de los caudales medios mensuales (figura 25), se observa que el régimen del río Genil en Loja es esencialmente pluvial. No se aprecia aquí claramente la influencia del deshielo en Sierra Nevada, caracterizada, como sucede en otras estaciones de aforos situadas aguas arriba (Pulido Bosch, 1980; Universidad de Granada, 1990), por importantes aportes hídricos durante los meses de Abril a Junio.

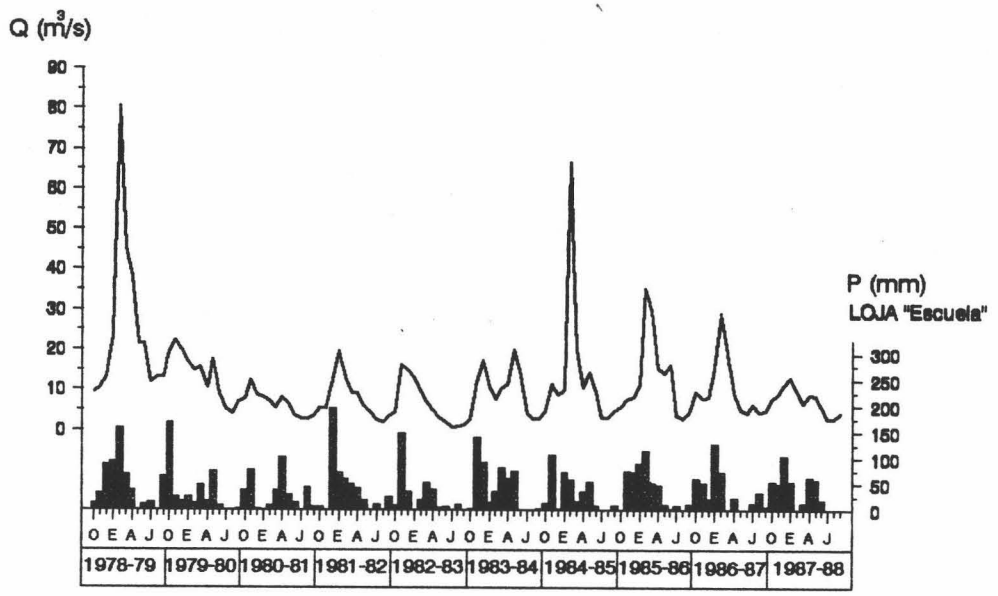


Figura 26.- *Caudales mensuales -medios de los diarios- del río Genil en Loja (estación de aforos E-45) y precipitación mensual en la estación pluviométrica de Loja "Escuela". Periodo 1978/79 - 1987/88.*

El régimen pluvial se aprecia claramente en el hidrograma de la figura 26, donde se representan caudales mensuales -medios de los diarios- del río Genil en Loja (E-45), junto con las precipitaciones mensuales en la estación pluviométrica de Loja "Escuela", para un periodo reciente de 10 años (1978/79-1987/88). Se observa una cierta regularidad y modulación de formas, debido a la aportación de caudales regulados por embalses superficiales y subterráneos (entre otros el acuífero de Sierra Gorda). En la figura 27 se muestra la curva de caudales clasificados media del mismo periodo de 10 años, así como los caudales característicos. La relación de los caudales diarios (media del periodo de 10 años) mínimo, medio y máximo es, respectivamente, 2,5 : 11 : 104 (en m^3/s). La razón entre el caudal máximo y mínimo es de 42 por término medio, lo que ilustra sobre la regularidad antes anotada.

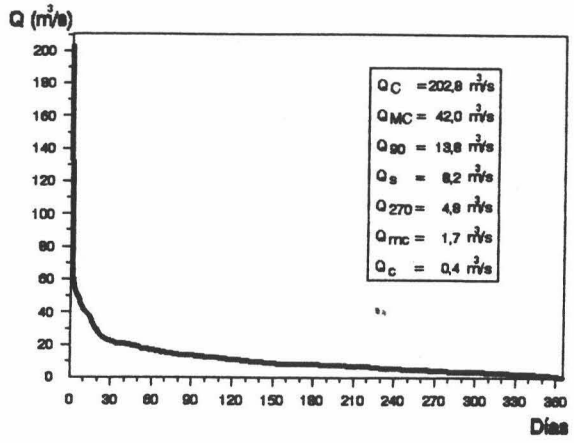


Figura 27.- Curva de caudales clasificados, media del periodo 1978/79 - 1987/88, de la estación de aforos E-45 (río Genil en Loja), y caudales característicos.

Los caudales punta pueden llegar a ser muy altos, provocando avenidas e inundaciones que afectan al casco urbano de Loja, especialmente al Barrio de San Francisco y las Huertas Bajas, ambos situados en la ribera derecha del río Genil. El máximo absoluto, en los caudales medios diarios registrados entre 1912/13 - 1987/88, fue de 1460 m^3/s el 22 de Enero de 1918. Por contra, han existido caudales mínimos en torno a los 100 l/s, como los de Septiembre de 1914.

3.2.2 Análisis de las aportaciones al río Genil entre Huétor Tájar e Iznájar

El sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda drena principalmente por su sector septentrional hacia el río Genil. Esta descarga se produce bien casi directamente, a través de los caudalosos manantiales que jalonan el borde izquierdo de las terrazas del río Genil en el sector de Loja, bien indirectamente a través de sus principales afluentes en el sector: el arroyo de Salar y el río Frío. Esta aportación (relativamente localizada) de aguas subterráneas a la red fluvial, junto con la procedente del Hacho de Loja, es la más importante que se produce en todo el Alto Genil (Castillo y López Chicano, 1988) y se estima superior a 100 Hm^3/año según los datos que figuran en Delgado Moya *et al.* (1974), Hidalgo (1974 a) e IGME (1983). Su incidencia sobre la evolución hidroquímica del río Genil y sobre la calidad de las aguas que afluyen al embalse de Iznájar es trascendental (Sánchez Caballero *et al.*, 1986; Castillo y Benavente, 1988), como se comprobará más adelante en el capítulo 6.

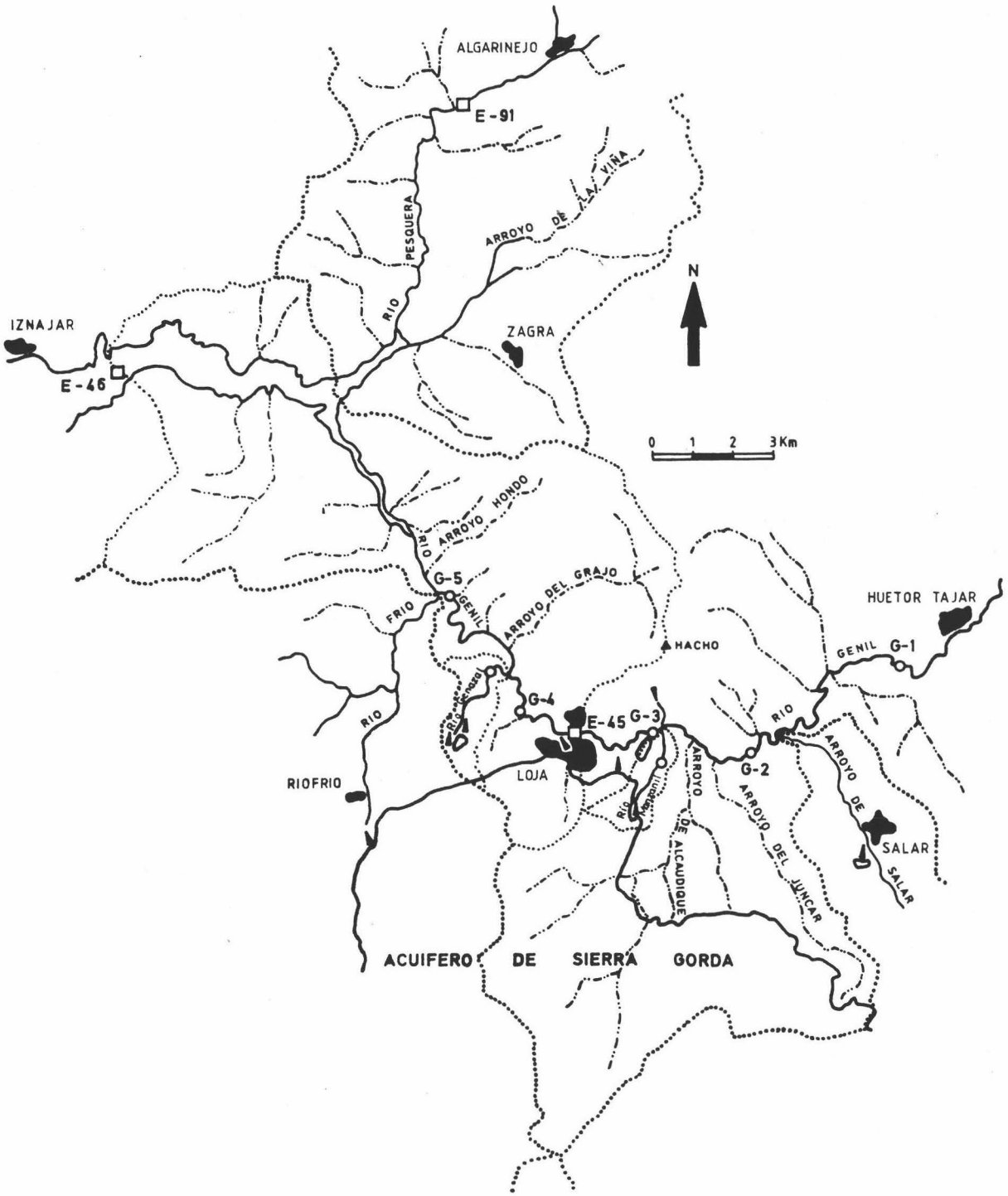


Figura 28.- *Red hidrográfica y puntos de aforo sobre el río Genil, entre Huétor Tájar e Iznájar. Se emplea la misma leyenda de signos que en la figura 23.*

El análisis de las aportaciones al río Genil entre las localidades de Huétor Tájar e Iznájar (tramo que recibe toda la descarga de Sierra Gorda en el sector, y del que se disponen de ciertos datos foronómicos) permitirá, no sólo poner de manifiesto la importancia de la descarga de aguas subterráneas sobre el régimen hidrológico del río Genil, sino también aproximarse a la correcta estimación de más del 90 % de los recursos hídricos del sistema hidrogeológico que nos ocupa.

Los acuíferos que drenan, al menos en parte, hacia este tramo del río Genil son: Sierra Gorda, el Hacho de Loja (que plantea la posibilidad de su conexión hidrogeológica con Sierra Gorda), la Sierra de Gibalto, Sierra de Albayate-Sierra del Espino (situadas en la cabecera del río Pesquera), Sierra de Chanzas-Ojete-Iznájar, y la Sierra de Campo Agro. Es probable que también exista una cierta descarga, poco conocida, del acuífero aluvial de la Vega de Don Antonio (materiales detríticos cuaternarios asociados al río Genil, entre Huétor Tájar y Loja) y, tal vez, de los materiales yesíferos triásicos que son atravesados en cañón o garganta, excavada por el río Genil entre las desembocaduras del río Frío y el río Pesquera; a este respecto hay que señalar que la disposición geológico-geomorfológica del cañón del Genil es muy similar a la de otros situados en la vecina cuenca del río Guadalhorce, en los que Carrasco (1986) describe importantes aportes de aguas subterráneas salinas.

Respecto a los cursos fluviales que desembocan en este tramo del río Genil (figura 28) se tienen: los arroyos de Salar, del Juncar y de Alcaudique, junto con los ríos Manzanil y Genazal (cuyos aportes consisten esencialmente en aguas subterráneas procedentes de Sierra Gorda) y el río Frío, por la margen izquierda; varios arroyos procedentes del sector nororiental del Hacho de Loja, la acequia del Frontil (importante manantial ubicado en la falda Sur del Hacho de Loja), los arroyos del Grajo y Hondo y el río Pesquera, por la margen derecha.

Hay que señalar que, a su paso por la ciudad de Loja, el río Genil recibe importantes descargas de aguas subterráneas de Sierra Gorda, procedentes de manantiales ubicados dentro del casco urbano, cuyas aguas acceden al río tras un corto recorrido; a veces lo hacen a través de la red de saneamiento, ya que muchos nacimientos son incorporados directamente al abastecimiento municipal.

En la figura 28 he marcado los puntos donde se han realizado aforos diferenciales sobre el río Genil, siglados desde G-1 hasta G-5, así como la ubicación de las estaciones de aforos E-45 y E-46; esta última desapareció en los años 60, al entrar en funcionamiento el embalse de Iznájar. También he marcado los puntos donde se dispone de aforos directos sobre los ríos

Manzanil y Genazal, así como la situación de la estación de aforos E-91 en el río Pesquera.

En la figura 29 se esquematiza el perfil longitudinal del río Genil en el tramo considerado. Se trata de un perfil poco convencional, con ciertas irregularidades y cambios de pendiente. Entre Huétor Tájar y el punto G-2 se extiende la Vega de Don Antonio, llanura aluvial que marca el nivel de base de la Vega de Granada. Los tramos G-2 a G-3 y G-4 a G-5 muestran una mayor pendiente, correspondiendo a sectores con rápidos, encajados en tobas y travertinos; son los llamados Infiernos Altos y Bajos, respectivamente, en los que se produce la confluencia con el río Genil de los ríos Manzanil y Genazal, parte de las aguas del Frontil y el arroyo de Alcaudique, mediante cascadas que pueden superar los 15 metros de caída. Entre los Infiernos Altos y Bajos se extiende la estrecha vega fluvial de Loja (tramo G-3 a G-4). Entre las desembocaduras de los ríos Frío y Pesquera, el Genil sufre de nuevo un importante encajamiento a favor del cañón labrado en materiales triásicos, para, posteriormente, recuperar un perfil menos atormentado en las proximidades de Iznájar.

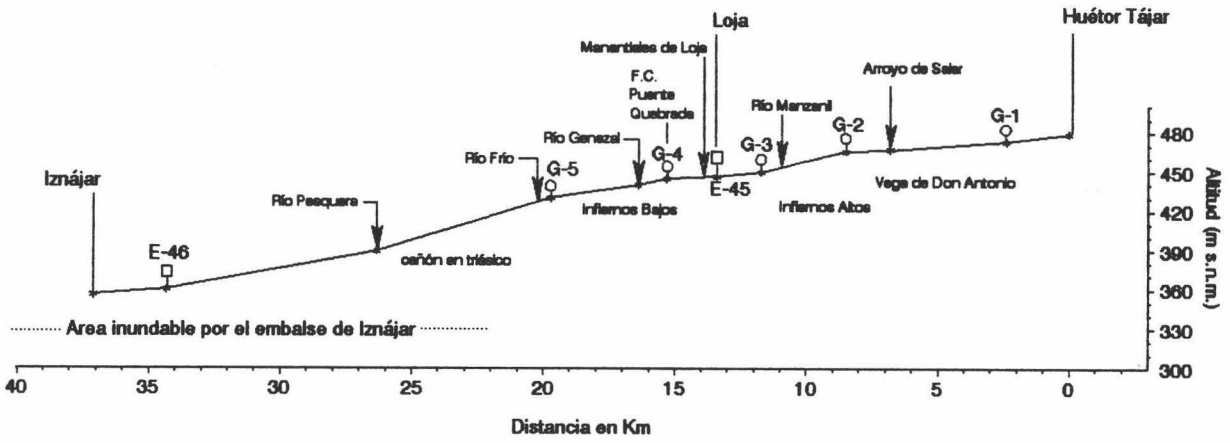


Figura 29.- *Perfil longitudinal del río Genil en el tramo comprendido entre Huétor Tájar e Iznájar. Se indica la situación relativa de los puntos de aforo y de los principales aportes de aguas superficiales y/o subterráneas.*

El análisis de las aportaciones al río Genil entre Huétor Tájar e Iznájar se hará a partir de los datos generados en los diversos puntos antes reseñados. Por una parte analizaré la descarga diferencial entre las estaciones de aforos E-45 y E-46, para un periodo de años coincidentes (1932/33 - 1959/60). Por otra, utilizaré los caudales medidos en 8 campañas de aforos directos realizados en los puntos G-1, G-3, G-4 y G-5, así como en los afluentes principales (ríos Frío, Genazal, Manzanil y arroyo de Salar), durante los años 1988 a 1990.

Por último, analizaré la posibilidad de una descarga de aguas subterráneas oculta al río Genil, mediante aforos diferenciales realizados con molinete en los puntos G-2 y G-5, en un momento en que las aportaciones visibles eran conocidas.

3.2.2.1 Aportación diferencial entre las estaciones de aforos E-45 y E-46 (periodo 1932/33 - 1959/60)

Anteriormente se han visto los principales rasgos hidrológicos del río Genil en Loja (estación de aforos E-45). En esta ocasión utilizaré una parte de sus series de caudales, con vistas a realizar comparaciones relativas con los de la estación E-46, situada aguas abajo.

La estación de aforos E-46 (río Genil en Iznájar) es un punto de control histórico, desaparecido en la década de los 60 con el llenado del embalse de Iznájar. Su ubicación era el puente de la antigua carretera de Loja a Iznájar, que salvaba el río Genil en las proximidades de Iznájar. Se dispone de datos de caudales, parcialmente depurados, desde 1932 a 1960. La superficie de cuenca vertiente a este punto es de 4620 Km^2, correspondiendo unos 176 Km^2 a materiales carbonatados del macizo de Sierra Gorda (más de la mitad de su extensión). La pluviometría media anual de esta cuenca es de 558 mm (CHG, 1980).

El tramo del río Genil comprendido entre las estaciones de aforos E-45 y E-46 (figura 28) drena una superficie total de 410 Km^2, de la que 62 Km^2 corresponderían a materiales carbonatados de Sierra Gorda (la mayor parte, 59 Km^2, es drenada por el río Frío). La precipitación media anual es de 540 mm.

En la tabla 21 he consignado diversos parámetros hidrológicos, referidos al periodo 1932/33 - 1959/60, para las estaciones de aforos E-45 y E-46, así como a la cuenca intermedia entre ambas. Hay que señalar que los datos de aportación y caudal medios anuales relativos a esta última, se han calculado por diferencia entre los de las estaciones de aforos.

Al margen de los errores que puedan existir en los datos que han servido de base para los cálculos y a las posibles afecciones al régimen hidrológico natural, es obvio que en el área vertiente al río Genil, intermedia entre las estaciones E-45 y E-46, se producen importantes aportes hídricos derivados incluso de otras cuencas superficiales, dado que el coeficiente de escorrentía es superior a 1. El caudal medio de esta descarga diferencial se estima en unos 9,6 m^3/s, para el periodo de 28 años considerado, y debe ser atribuido principalmente: a los aportes de los ríos Genazal, Frío y Pesquera; a la escorrentía de

diversos arroyos de pequeño recorrido (arroyos Hondo, del Grajo, etc.) y de los interfluvios entre cuencas principales; a los aportes de aguas subterráneas a través de varios manantiales situados en el casco urbano de Loja; y a ciertas derivaciones de aguas procedentes del manantial del Frontil.

AREA VERTIENTE	SUPERFICIE (Km^2)	PRECIPITACION MEDIA ANUAL		APORTACION MEDIA ANUAL (Hm^3)	CAUDAL MEDIO ANUAL (m^3/s)	CAUDAL ESPECIFICO MEDIO ($l/s/Km^2$)	COEFICIENTE DE ESCORRENTIA MEDIO
		mm	Hm^3				
a la E-45	4210	560	2358	416,9	13,3	3,16	0,18
al tramo intermedio	410	540	221	301,4	9,6	23,41	1,36
a la E-46	4620	558	2578	718,3	22,9	4,96	0,28

Tabla 21.- Datos hidrológicos significativos de las cuencas vertientes parciales del río Genil en las estaciones E-45, E-46 y en el tramo intermedio entre ambas, relativos al periodo 1932/33 - 1959/60.

En la figura 30 represento las aportaciones anuales en las estaciones E-45 y E-46, y en el tramo de cuenca intermedio, para el periodo 1932/33 -1959/60. La aportación al tramo intermedio se estima en 301,4 Hm^3/año de promedio. Se observa como en algunos de los años hidrológicos (especialmente al final del periodo estudiado) las aportaciones al tramo intermedio igualan o superan a las aportaciones en la estación de aforos E-45, aún siendo la cuenca vertiente a esta última muchísimo más grande. Este hecho se debe, probablemente, a las derivaciones, consumos y retenciones aguas arriba de Loja. La aportación máxima anual se alcanza en el año 1959/60, con 749,7 Hm^3; la mínima corresponde al año 1949/50, con 86,7 Hm^3.

Los caudales medios mensuales del periodo de 28 años estudiado se representan de forma gráfica en la figura 31. Para el tramo intermedio, los caudales medios más altos se registrarían en el mes de Febrero (15 m^3/s), decreciendo suavemente hasta el mínimo del mes de Agosto (5,8 m^3/s). Se observa que, en los meses de Julio a Septiembre, los caudales aportados al tramo intermedio superan o igualan a los registrados en la estación E-45. Una vez más, para explicar el fenómeno, hay que invocar los altos consumos existentes en la cuenca aguas arriba de Loja, especialmente debidos al uso en los regadíos de la Vega de Granada (sin olvidar los posibles errores de medida); lo cual no resta importancia a la incidencia que tiene este tramo intermedio (principalmente por la descarga del acuífero de Sierra Gorda) en el mantenimiento hidrológico del río Genil a su entrada en el embalse de Iznájar.

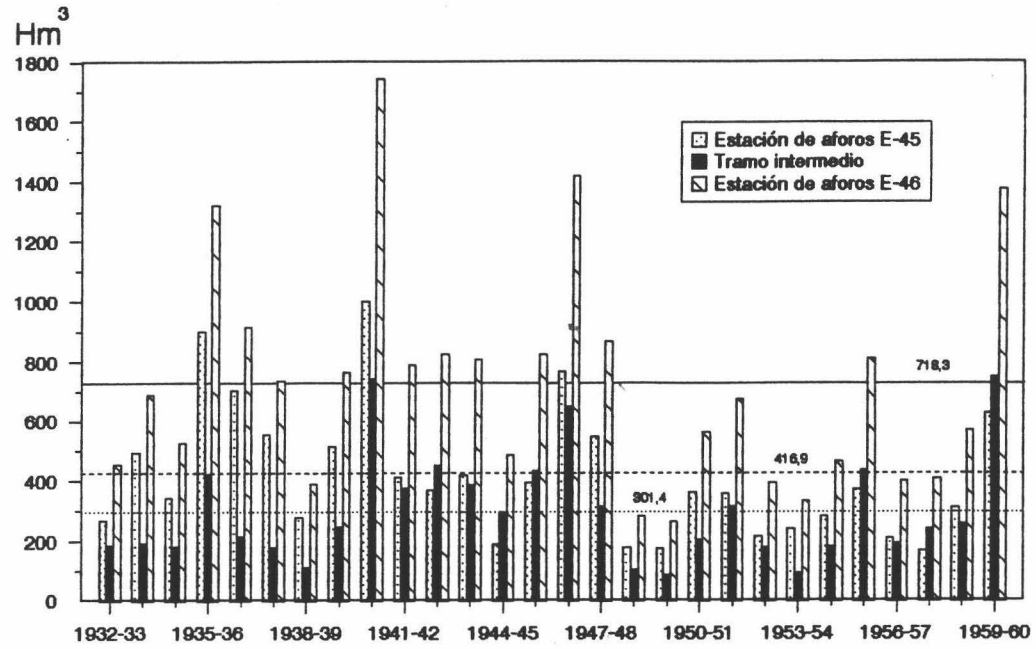


Figura 30.- *Aportaciones anuales (y módulo) del río Genil en Loja (E-45), Iznájar (E-46) y tramo intermedio entre ambas, para el periodo 1932/33 -1959/60.*

La relación entre el caudal medio en estiaje (Julio y Agosto) y el caudal medio en crecida (Febrero y Marzo) es del 42,4 % para el tramo intermedio, frente al 20,3 % y 28,4 % para las estaciones de aforos E-45 y E-46, respectivamente.

Ello implica una regulación natural moderada para el tramo intermedio y ligera para el río Genil en las estaciones de aforos (si bien, aquí el régimen hidrológico natural está más afectado), según las clasificaciones de Gavrilov (1965) y Bonacci (1987), lo cual pone en evidencia, una vez más, la importancia que juega el papel de las aguas subterráneas.

Para ilustrar acerca de la regularidad de los aportes hídricos al tramo intermedio, en la figura 32 se muestran los caudales mensuales -medios de los diarios- aportados al río Genil entre Loja e Iznájar, junto con las precipitaciones mensuales registradas en Loja "Escuela", para el periodo 1932/33 - 1959/60. La forma del hidrograma transcribe un régimen pluvial sensiblemente atenuado y modulado por los aportes de aguas subterráneas; la recesión es relativamente suave y se aprecia un cierto filtrado de los impulsos pluviométricos.

Si se considera el caudal de base del tramo intermedio como la aportación de la escorrentía subterránea, se obtiene un valor de 183 Hm^3/año para la descarga media de aguas

subterráneas al río Genil entre Loja e Iznájar; lo que supone un 60,7 % de la escorrentía total del área intermedia y, aproximadamente un 26 % de los recursos hídricos totales que acceden al embalse de Iznájar. Discernir entre la parte que corresponde a aportaciones del acuífero kárstico de Sierra Gorda y de otros acuíferos que descargan al tramo intermedio entre la E-45 y la E-46, se hace verdaderamente difícil habida cuenta de la precariedad de los datos disponibles; no obstante, es indudable que la contribución de Sierra Gorda es la más importante.

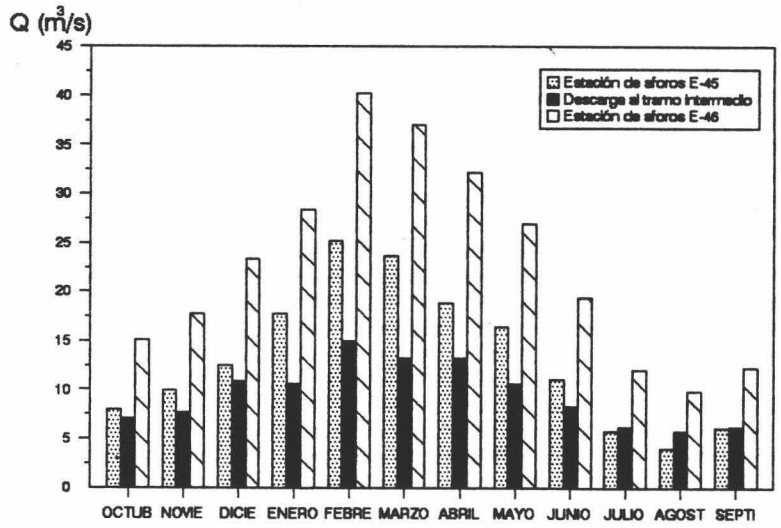


Figura 31.- *Caudales medios mensuales del río Genil en Loja (E-45), Iznájar y tramo intermedio entre ambas, estimados para el periodo 1932/33 -1959/60.*

El problema de la estimación de los recursos hídricos subterráneos, a partir de los aportes diferenciales entre las estaciones E-45 y E-46, se agudiza cuando se observa que no hay correspondencia ni aproximación entre el valor antes calculado (183 Hm^3/año) y el que resulta de las medidas de la descarga visible en manantiales. Los datos disponibles sobre la descarga de manantiales pertenecientes al acuífero de Sierra Gorda, ubicados en la cuenca intermedia, dan un valor medio de 85 Hm^3/año, incluidas las derivaciones del manantial del Frontil; mientras que los aportes correspondientes a otros sistemas acuíferos, según los datos que figuran en Rubio y del Valle (1987) y a partir de los datos registrados en la estación E-91 (río Pesquera en el Molino de Chicorro), no sobrepasan los 12 Hm^3/año de media.

Aunque los periodos de estudio no son coincidentes, la diferencia entre los valores de descarga -estimados y medidos- es los suficientemente grande (86 Hm^3) como para pensar en la existencia de importantes errores en los datos de base, o bien en una posible descarga

de aguas subterráneas oculta que ha escapado al control foronómico. Esta última posibilidad será analizada en lo que sigue mediante los aforos diferenciales practicados en el río Genil, para los límites de influencia de los sistemas hidrogeológicos de Sierra Gorda y Hacho de Loja.

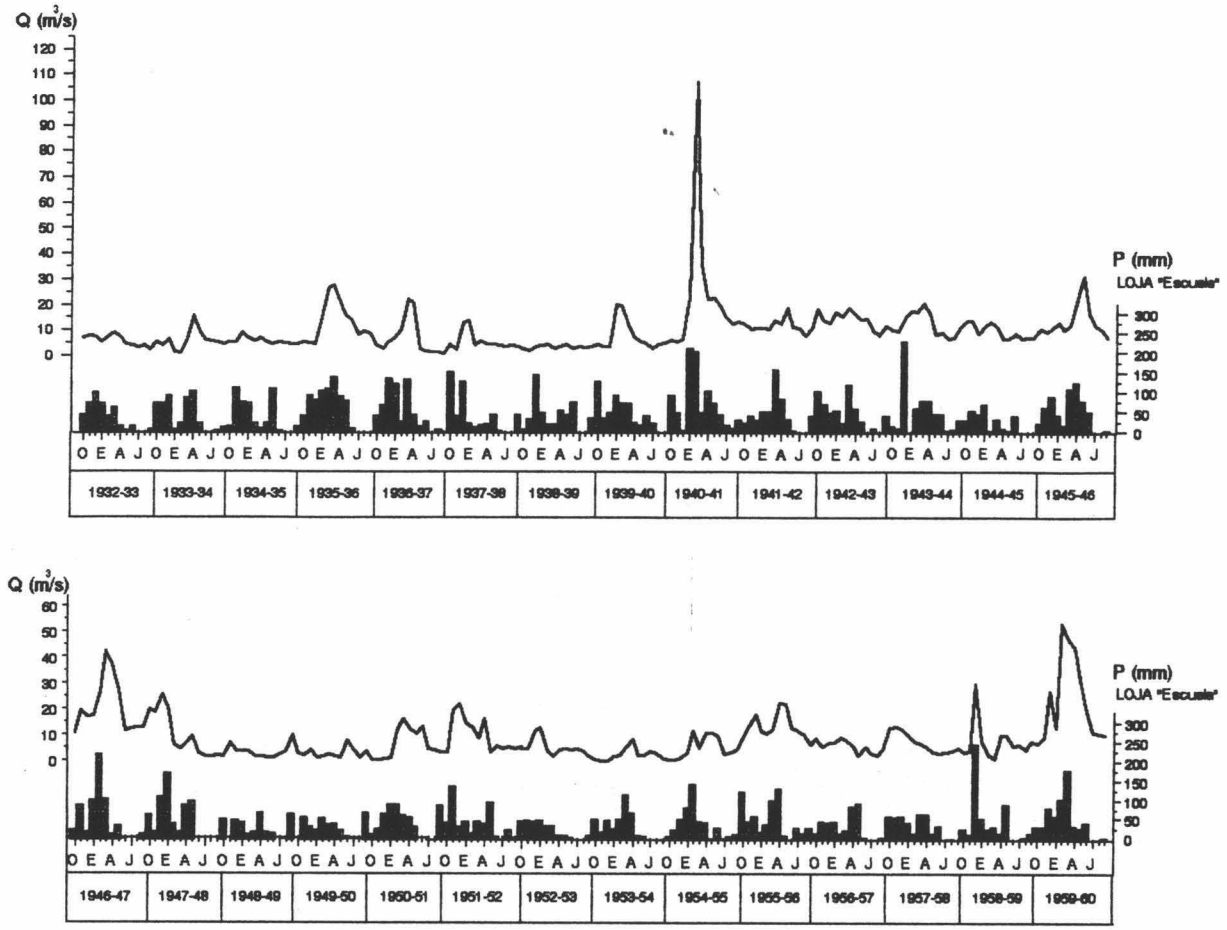


Figura 32.- *Caudales mensuales -medios de los diarios- aportados al río Genil entre Loja (E-45) e Iznájar (E-46) y precipitación mensual en la estación pluviométrica de Loja "Escuela". Periodo 1932/33 - 1959/60.*

3.2.2.2 Resultados de los aforos diferenciales (con flotador) realizados en el río Genil entre 1988 y 1990.

Entre los años 1988 y 1990, diversos equipos interdisciplinares de la Universidad de Granada (de uno de los cuales formé parte) llevaron a cabo un proyecto de "Caracterización físico-químico-biológica de las aguas del Alto Genil" bajo la supervisión de la Dirección General de Obras Hidráulicas (Universidad de Granada, 1990). Entre las numerosas tareas llevadas a cabo en este proyecto se incluyó la estimación del caudal, por el método del

flotador, en cada punto de muestreo de la red fluvial y para cada una de las 8 campañas realizadas a lo largo del periodo de estudio.

Para este trabajo de Tesis Doctoral he seleccionado los datos de caudal correspondientes a 4 puntos de control ubicados en el río Genil aguas abajo de Huétor Tájar (G-1, G-3, G-4 y G-5 de la figura 28), así como de los situados en las desembocaduras de los ríos Frío, Genazal, Manzanil y arroyo de Salar. Con objeto de analizar (al menos cualitativamente) la relación río-acuífero, tendré en cuenta también los caudales de la descarga visible por manantiales, medidos durante el mismo periodo aunque no en fechas coincidentes.

FECHA		CAUCE AFORADO							
		RIO GENIL				ARROYO DE SALAR	RIO MANZANIL	RIO GENAZAL	RIO FRIO
		G-1	G-3	G-4	G-5				
15-03-88		8920	9891	11580	12091	97	836	979	3260
14-06-88		5697	6075	8206	9471	27	689	691	1895
30-09-88		3503	4015	4928	6500	27	425	540	1325
14-12-88		6500	7511	8721	10172	122	483	743	1340
06-02-89		5012	5518	6538	7202	259	399	574	1144
12-06-89		1607	2710	2962	3803	41	190	432	1080
02-10-89		1932	3062	4248	5911	34	183	438	1002
02-02-90		9710	11676	13680	15726	335	1071	800	4500
MEDIA	l/s	5360	6307	7608	8859	118	535	650	1943
	Hm^3/a	169,0	198,9	239,9	279,4	3,7	16,9	20,5	61,3

Tabla 22.- Caudales (l/s) aforados en el río Genil y sus principales afluentes entre 1988 y 1990, y valores medios para las 8 campañas de medida.

Los puntos de aforo sobre el río Genil (figuras 28 y 29) corresponden a las siguientes ubicaciones: G-1, río Genil aguas abajo de Huétor Tájar, que no presenta influencia del drenaje superficial o subterráneo de Sierra Gorda; G-3, río Genil en los Infiernos Altos, incluyendo 113 Km^2 del macizo de Sierra Gorda en su cuenca vertiente; G-4, río Genil en el puente del ferrocarril (Puente Quebrada), drenando superficialmente 117 Km^2 del acuífero; G-5, río Genil aguas arriba de la confluencia con el río Frío, con 117,2 Km^2 de superficie de acuífero en su cuenca.

Las campañas de aforo van desde Marzo de 1988 hasta Febrero de 1990, disponiéndose de 8 datos de caudal por punto, tomados con paso aproximadamente trimestral (tabla 22). Desde el punto de vista de la precipitación, el periodo de estudio comprende parte de un año hidrológico prácticamente normal o medio (1987/88), un año muy seco (1988/89) y parte de

un año húmedo (1989/90), por lo que los resultados deben considerarse representativos de unas condiciones pluviométricas entre medias y algo secas.

En la figura 33 he representado los caudales medidos a lo largo del río Genil más un aforo hipotético que corresponde a la suma de caudales medidos en la sección G-5 y los medidos simultáneamente en la desembocadura del río Frío. Los perfiles de aforo extremos (G-1 y G-5 + R.F.) cubren todo el drenaje, tanto superficial como subterráneo del macizo de Sierra Gorda, que se produce hacia la cuenca del Guadalquivir.

Tanto en la figura 33 como en la tabla 22, se puede apreciar que todos los tramos diferenciales muestran una relación de ganancia frente al acuífero kárstico; el río Genil actúa como colector y nivel de base de la descarga subterránea, sin alimentar de forma importante al acuífero de Sierra Gorda o, eventualmente, a otros acuíferos.

La descarga diferencial, media del periodo de 2 años estudiado, entre las secciones de aforo extremas (G-1 y G-5 + R.F.) es de 5443 l/s. Descontando la escorrentía superficial más o menos controlada en el arroyo de Salar y el río Frío, así como los aportes de otros acuíferos de pequeña importancia (Sierra de Gibalto), se obtiene un valor de 4912 l/s correspondiente al drenaje de los acuíferos de Sierra Gorda y Hacho de Loja (especialmente por el manantial del Frontil) y a la escorrentía superficial no controlada en otros cauces de poca importancia (arroyo del Grajo, etc.).

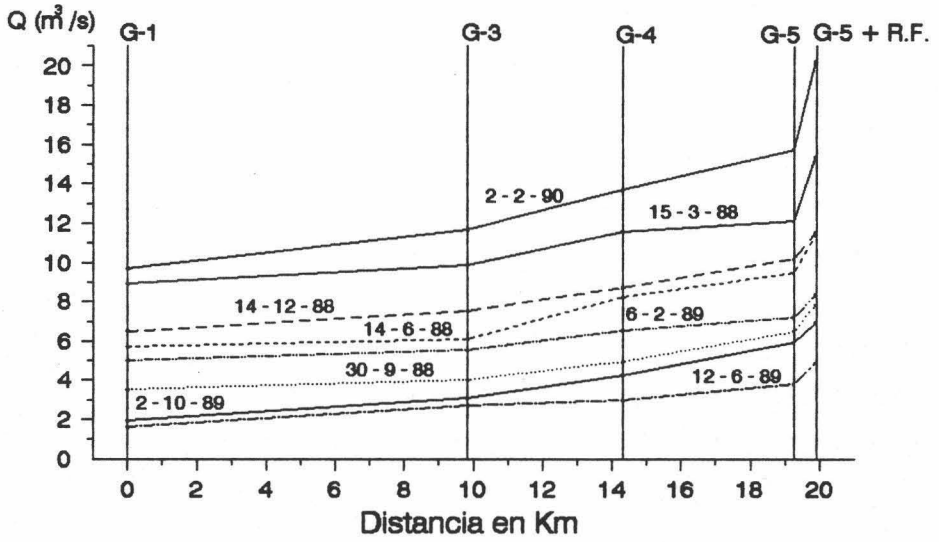


Figura 33.- Representación gráfica de la descarga (m^3/s) medida "simultáneamente" a lo largo del río Genil, durante las 8 campañas realizadas entre 1988 y 1990. G-5 + R.F. equivale a un punto de aforo hipotético que integraría los caudales medidos en G-5 y en la desembocadura del río Frío.

Quizás el valor más aproximado para la descarga de aguas subterráneas procedentes de Sierra Gorda y del manantial del Frontil sea el que se obtiene como media de las campañas de estiaje (30-9-88 y 2-10-89) entre los puntos de aforo G-1 y G-5 + R.F., es decir, 4652 l/s equivalentes a 146,7 Hm^3/año. Por contra, las medidas de caudal de la descarga visible por manantiales, para el mismo periodo, arroja un total de 112,4 Hm^3/año (3564 l/s). Existe una diferencia de más de 34 Hm^3/año en la relación entre aportes diferenciales y aportes visibles. Considerando esa relación para los distintos tramos del río Genil entre puntos de aforo, es posible apreciar dónde se produce la no coincidencia.

Entre las secciones G-1 y G-3 el incremento medio de caudal (tabla 22) queda bastante bien justificado por los aportes del arroyo de Salar, río Manzanil y manantial de Frontil. Los problemas se plantean en los tramos G-3 a G-4 y G-4 a G-5, donde los aportes subterráneos visibles son de unos 512 l/s y 756 l/s (río Genazal más derivaciones), respectivamente; mientras que los incrementos diferenciales son de 1301 l/s en el primer tramo, y 1251 l/s en el segundo, según puede deducirse de los datos expuestos en la tabla 22.

Hay que hacer constar que el punto G-4 presentaba condiciones de aforo muy malas debido a la irregularidad del lecho del río, pero tuvo que ser mantenido por cuestiones de accesibilidad al cauce. Sin embargo, el punto G-5 era muy adecuado, por lo que las diferencias observadas en el cómputo global no deben ser achacadas a errores en los datos obtenidos en G-4.

La no coincidencia en el tramo G-4 a G-5 puede ser, en parte, debida a la influencia de la escorrentía superficial no controlada (arroyo del Grajo, etc.) y al complejo sistema de derivaciones para regadío existente en todo el sector del río Genazal. No se puede decir lo mismo para el tramo G-3 a G-4, donde no existen cursos superficiales importantes, por lo que los datos apuntan hacia la existencia de aportes subterráneos al río Genil no observables. De hecho, la imposibilidad de aforar los manantiales de Sierra Gorda incorporados a la red de abastecimiento de la ciudad de Loja, obligó a estimar la descarga subterránea a ese tramo, en parte a partir de los datos de caudal medio que figuran en IGME (1983), lo cual puede constituir una fuente de error importante; además, es sabido, por referencias de los habitantes de Loja, que en épocas de fuerte pluviometría las aguas subterráneas llegan a aflorar bajo los cimientos de algunas casas de la población, constituyendo aportes muy difíciles de valorar y controlar.

3.2.2.3 Resultados de los aforos diferenciales (con molinete) realizados en el río Genil el día 21 de Marzo de 1989.

Los datos expuestos hasta el momento sobre la aportación hídrica al río Genil entre Huétor Tájar e Iznájar parecen indicar indefectiblemente la existencia de una descarga de aguas subterráneas oculta, no observable o no controlada (hay que tener en cuenta que la descarga visible por manantiales no ha sido medida en continuo), probablemente asociada al acuífero de Sierra Gorda. Este importante aporte hídrico no justificable con las medidas de descarga visible correspondería a un caudal continuo de unos 2,7 m^3/s (86 Hm^3/año), según los datos registrados en las estaciones de aforos E-45 y E-46 durante el periodo 1932/33 - 1959/60, y del orden de 1 m^3/s (34 Hm^3/año) teniendo en cuenta los aforos diferenciales con flotador realizados entre 1988 y 1990.

Con objeto de comprobar, con mayor fiabilidad, la existencia de esta descarga oculta, el 21 de Marzo de 1989 se realizaron en los puntos G-2 y G-5 (figuras 28 y 29) sendos aforos directos con molinete. El tramo del río Genil comprendido entre estas dos secciones de aforo parece el único posible capaz de acoger una descarga de aguas subterráneas no observable, teniendo en cuenta el contexto geológico e hidrogeológico de todo el sector. Ambos puntos se situaron en sectores con un relleno aluvial (asociado al río Genil) de poca potencia y superpuesto a materiales impermeables.

Se hicieron intentos de aforar también en otros sectores de ese tramo de río, especialmente en las proximidades del punto G-4, pero la profundidad y velocidad del agua hacían imposible vadearlo. No obstante, las secciones G-2 y G-5 se consideran bastante adecuadas para este tipo de aforos, ubicados en tramos rectilíneos y con relleno de gravas finas en la mayor parte de los mismos. Con su ubicación se trató de evitar la perturbación que podría añadir la escorrentía superficial de las cuencas tributarias principales, la del arroyo de Salar y la del río Frío, y en las cuales no parecen existir problemas de descargas subterráneas ocultas.

Pese a que los aforos se realizaron en el mes de Marzo, un mes estadísticamente muy húmedo, hay que tener en cuenta que el año hidrológico 1988/89 fue muy seco, acusando el río los efectos de un prolongado estiaje; ello pudo permitir, afortunadamente, el llevar a cabo las mediciones. En el momento en que se realizaron estas se puede considerar que todos los aportes al tramo diferencial procedían de la escorrentía subterránea, pues las precipitaciones en los días anteriores habían sido muy escasas. Previamente, entre los días 9 y 16 de Marzo, se habían efectuado aforos en la mayoría de los manantiales por los que se lleva a cabo la

descarga visible al tramo del río Genil involucrado.

En el punto G-2 se realizaron 91 medidas puntuales de velocidad del agua, repartidas en 33 franjas verticales de 0,5 m de ancho, con 2 ó 3 medidas por vertical, para una sección de cauce de unos 17 m de ancho y 0,81 m de profundidad máxima. El caudal obtenido fue de 3611 l/s.

En el punto G-3, de condiciones más aceptables si cabe que el anterior, se realizaron 54 medidas puntuales de velocidad del agua, repartidas en 20 franjas verticales de 1 m de ancho, con 2 ó 3 medidas por vertical, para un cauce de 17,3 m de ancho y 0,9 m de profundidad máxima. El caudal obtenido fue de 5010 l/s.

El incremento de caudal en el tramo diferencial fue de 1399 l/s, quedando perfectamente justificado por los aportes visibles, ya que sólo la descarga de los manantiales del Frontil, grupo del Manzanil, Borbollote y grupo de Plines-Genazal, ascendía a 1356 l/s y aún habría que considerar otras surgencias dispersas a lo largo del río (Los Infiernos, Fuente Santa, Terciado-Yola, puente Quebrada, etc.).

A pesar de todas las precauciones adoptadas en las mediciones, hay que tener en cuenta las limitaciones de aforo con molinete en un curso de la envergadura del Genil, que un sólo aforo es claramente insuficiente para llegar a conclusiones fiables, y que el momento en que se realizó no tiene por que ser representativo de unas condiciones medias.

Por todo ello, no se puede descartar la existencia de una descarga de aguas subterráneas oculta; a lo sumo se puede afirmar que en periodos secos no sería de gran importancia. Hay que considerar la aparición de surgencias no permanentes en épocas de fuerte recarga pluviométrica, así como la falta de aforos continuados en los manantiales permanentes, durante un periodo de extensión representativa.

3.2.3 Los ríos Manzanil y Genazal

Incluyo aquí unos breves comentarios sobre estos dos cursos fluviales que presentan características muy similares, como son: una alimentación casi exclusivamente procedente de aguas subterráneas del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda; una cuenca hidrográfica muy pequeña y escaso recorrido hasta la confluencia con el río Genil. La localización de sus cuencas y puntos donde se dispone de aforos directos puede verse en la figura 28.

El río Manzanil tiene una cuenca hidrográfica de sólo 2,4 Km^2, correspondiendo 1 Km^2 a materiales kárstico-carbonatados de Sierra Gorda. Es afluente del río Genil por su margen izquierda a cota 452, salvando un desnivel de más de 10 m en cascada ("Cola de Caballo"). La precipitación media anual en la cuenca es de unos 540 mm.

La CAG dispone de aforos directos mensuales, realizados junto al puente de la carretera nacional 342, entre Octubre de 1968 y Octubre de 1972. Estos datos arrojan un caudal medio de 1012 l/s, si bien, se considera un valor en exceso ya que, salvo el año 1971/72, los otros tres años hidrológicos fueron muy húmedos desde el punto de vista pluviométrico. Durante el proyecto de estudio del Alto Genil (Universidad de Granada, 1990) se realizaron aforos directos en el mismo punto que dieron un valor medio de 535 l/s para el caudal del río, aunque hay que tener en cuenta que actualmente existen importantes derivaciones aguas arriba que no fueron controladas en ningún momento.

Prácticamente todos los aportes del río Manzanil (también llamado de las Pasaderas) proceden del grupo de surgencias del Manzanil (manantiales números 21 al 24), correspondientes a todo un borde de descarga de aguas subterráneas. El caudal medio de los manantiales que han sido aforados periódicamente por el ITGE y según mediciones propias asciende sólo a 455 l/s, lo cual indica (teniendo en cuenta los datos antes expuestos) que existen surgencias intermitentes de tipo "Trop plein" que funcionan esporádicamente en época de fuerte recarga pluviométrica; el ejemplo más espectacular de esto lo constituye el manantial número 23. Además las complejas derivaciones existentes en todo el área de descarga, así como la existencia de un pequeño embalse con parte del vaso en calizas, hacen muy difícil obtener datos fiables de caudal en los manantiales si se afora en las proximidades de los mismos.

La cuenca del río Genazal tiene una extensión de 3,1 Km^2, correspondiendo tan sólo 0,2 Km^2 al drenaje superficial de materiales carbonatados de Sierra Gorda. También es afluente del río Genil por su margen izquierda a cota 440, presentando en su tramo final una fuerte pendiente debido a la existencia de terrazas aluviales y plataformas de travertinos asociados al sistema fluvial. La precipitación media es del orden de 475 mm/año.

Los datos de caudal del río Genazal en las proximidades de su desembocadura son escasos y poco representativos del régimen natural, a consecuencia de las frecuentes y complejas derivaciones existentes, incluso desde los mismos manantiales que lo originan (manantiales números 1 al 4). Los datos generados en el proyecto de estudio del Alto Genil (Universidad de Granada, 1990) y expuestos en la tabla 22, indican un caudal medio próximo

a 650 l/s, valor muy por debajo del que debe darse para el conjunto de todos los recursos hídricos del área. Los aforos directos llevados a cabo durante el mismo periodo de 2 años, aunque no en fechas coincidentes, dan un valor de 756 l/s para la descarga media de los manantiales situados en cabecera. Si bien, hay que llamar la atención, una vez más, sobre el escaso periodo de control de algunos de esos manantiales y sobre la dispersión de las medidas.

3.2.4. El arroyo o barranco de Salar

La cuenca hidrográfica del arroyo de Salar presenta una extensión de unos 147 Km^2, correspondiendo aproximadamente el 60 % a terrenos permeables, esencialmente de materiales kárstico-carbonatados del acuífero de Sierra Gorda (75 Km^2) y de materiales detríticos que rellenan los poljes abiertos de La Dona y Pilas Dedil (figura 34). La localización, predominantemente en cabecera, de los materiales de mayor conductividad hidráulica permite establecer dos partes netamente distintas en la cuenca hidrográfica, ambas relacionadas por un espectacular esquema de captura fluvial. La precipitación media es del orden de 695 mm/año.

El arroyo de Salar es afluente del río Genil por su margen izquierda, a cota 467. Sólo puede ser considerado como un curso fluvial permanente en su tramo más bajo, entre la población de Salar y la confluencia con el Genil, gracias a los aportes de aguas subterráneas -procedentes de Sierra Gorda- de un grupo de surgencias situadas al suroeste del pueblo (manantiales número 31 al 34). Aguas arriba, el arroyo permanece seco la mayor parte del año, funcionando únicamente en periodos de cierta intensidad pluviométrica en los que puede alcanzar caudales superiores a 1 m^3/s, aunque no suelen mantenerse más de dos días según referencias de los habitantes de la región.

Las principales derivaciones para regadío se llevan a cabo aguas abajo de Salar. Aforos diferenciales realizados el día 20 de Mayo de 1988 dieron como resultado un caudal de 16 l/s en el punto S-3, 85 l/s en el S-4 (la descarga de los manantiales era de 65 l/s en ese momento), y sólo 49 l/s en el punto S-5, próximo a la desembocadura.

Los datos de caudal tomados en el arroyo de Salar son realmente muy escasos como para poder estimar las aportaciones medias de toda la cuenca. Sólo se dispone de los aforos realizados en el punto S-5 durante el proyecto de estudio del Alto Genil (Universidad de Granada, 1990), los cuales están recogidos en la tabla 22. Teniendo en cuenta esos datos más

las derivaciones realizadas aguas arriba del punto S-5 en los momentos de riego, se estima una aportación media en torno a 4,2 Hm^3/año para el periodo comprendido entre Marzo de 1988 y Febrero de 1990. El coeficiente de escorrentía que se obtiene es inferior a 0,1, poniéndose de manifiesto, así, que se trata de una cuenca hidrográfica claramente deficitaria en recursos hídricos. Buena parte de estos son derivados de forma subterránea hacia otras cuencas adyacentes.

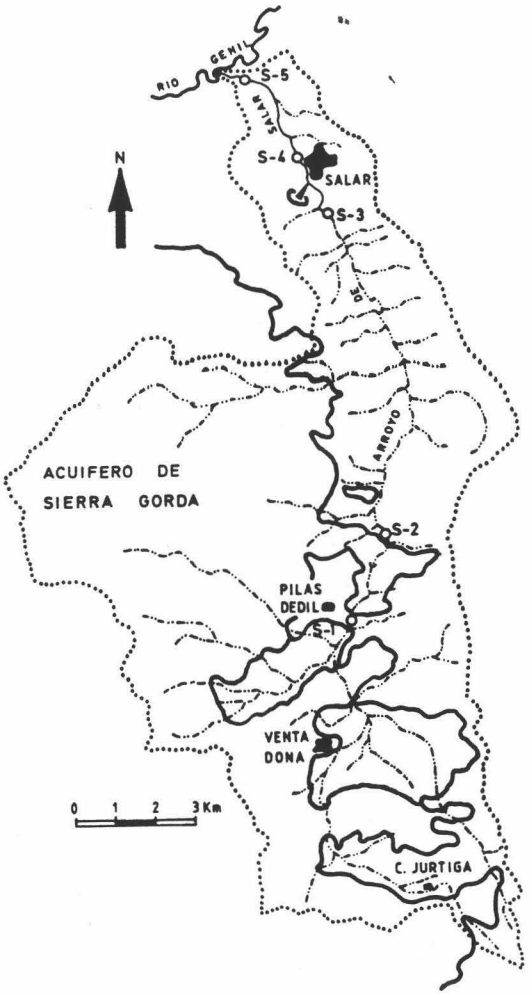


Figura 34.- *Red hidrográfica y puntos de aforo en la cuenca del arroyo de Salar. Se emplea la misma leyenda de signos que en la figura 23.*

En el mismo periodo, la aportación por manantiales fue de unos 2 Hm^3/año, por lo que 2,2 Hm^3/año corresponderían a escorrentía directa, generada esencialmente en el tramo de cuenca comprendido entre el punto S-2 y la desembocadura. No quiere esto decir que aguas arriba de ese punto (en el área vertiente a los poljes de La Dona y Pilas Dedil) no existiera

escorrentía superficial, sino que buena parte de la misma recarga de forma indirecta a los embalses subterráneos. En este sentido, son ilustrativos los aforos directos realizados el día 9 de Marzo de 1989 en los puntos S-1 y S-2, a la entrada y salida de un profundo cañón kárstico (Tajo de Espantaperros) excavado en calizas de Sierra Gorda, donde el arroyo de Salar salva un desnivel de más de 200 metros en un recorrido de unos 2 Km. Mientras que el caudal aforado en S-1 era de unos 22 l/s, en el punto S-2 el arroyo estaba completamente seco.

A la luz de los datos antes expuestos, de las observaciones de campo y de las referencias suministradas por los habitantes del sector, se estima que la escorrentía directa que "escapa" del área de La Dona - Pilas Dedil debe ser, aunque extremadamente variable, muy inferior a 1 Hm^3/año por término medio.

3.2.5 El río Frío

El río Frío es, después del Genil, el curso fluvial más caudaloso de todo el área de estudio. Es tributario de aquel por la margen izquierda y a cota 430 m s.n.m., presentando una cuenca vertiente de 160 Km^2 que incluye 59 Km^2 de materiales kárstico-carbonatados del macizo de Sierra Gorda. Las aportaciones pluviométricas a esta cuenca oscilan en torno a 600 mm/año de media.

El río Frío, en sentido estricto, tiene su origen en las proximidades de la población de Riofrío (figura 35) y a los pies del macizo de Sierra Gorda. En este punto, situado a 515 m de altitud, tiene lugar la principal descarga de aguas subterráneas del acuífero kárstico que nos ocupa (manantiales números 181 al 184). Tras un corto recorrido el río recibe por su margen izquierda las aportaciones del arroyo de las Mozas, también denominado, a veces, arroyo Salado o del Barrancón. Entre Riofrío y la desembocadura al Genil recibe, también por la margen izquierda, las aguas procedentes de los arroyos del Nieblín y de la Viñuela, cursos fluviales con aportaciones extremadamente variables, que drenan importantes extensiones de materiales arcillosos y yesíferos del Triásico.

El arroyo de las Mozas puede considerarse como un curso fluvial permanente desde el punto RF-1 (figura 35), donde recibe aportes hídricos subterráneos de la Sierra de Gibalto. Sus afluentes por la margen derecha (procedentes de Sierra Gorda), como el barranco del Zumbeón, sólo fluyen de manera excepcional tras periodos de extraordinaria intensidad pluviométrica, ya que discurren por materiales carbonatados de alta permeabilidad. Por la

margen izquierda, el principal afluente lo constituye el arroyo Salado, cuyo nombre hace honor al gran contenido salino de sus aguas, procedentes de los afloramientos evaporíticos triásicos de Fuente Camacho.

Entre los puntos RF-2 y RF-3, a la altura de la Venta del Rayo, el arroyo de las Mozas (o del Barrancón) se encaja en una garganta excavada en materiales competentes (brechas calcáreas muy cementadas), que están conectados hidráulicamente con el acuífero de Sierra Gorda. Esta conexión se pone en evidencia por la existencia de una importante descarga de aguas subterráneas (manantial de la Tajea, nº 180) dispersa en ese tramo del arroyo.

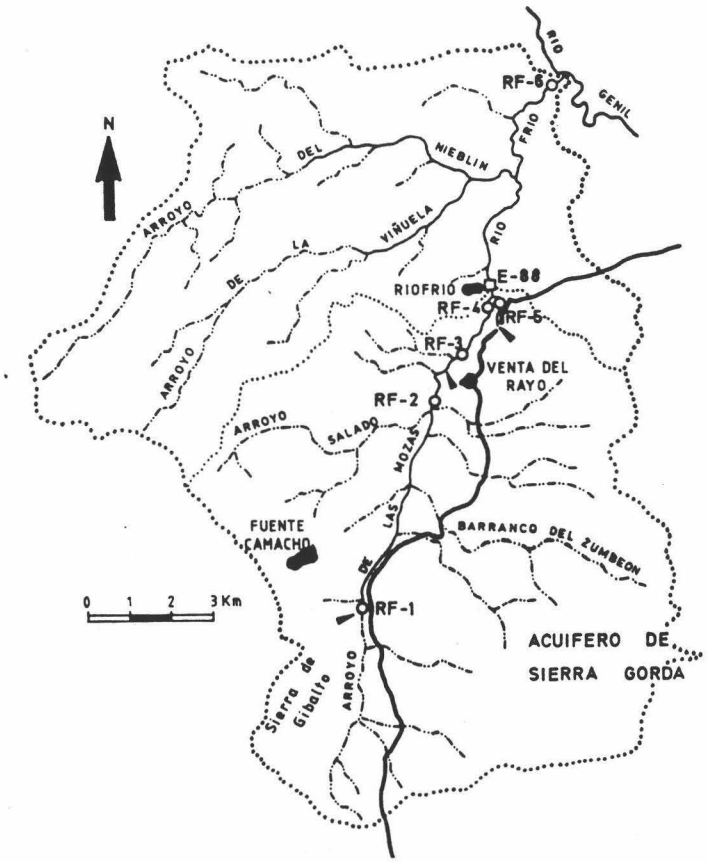


Figura 35.- Red hidrográfica y puntos de aforo en la cuenca del río Frío. Se emplea la misma leyenda de signos que en la figura 23.

La aportación media anual del río Frío, en su desembocadura al Genil, se estima en torno a 74 Hm^3. Este valor ha sido calculado mediante regresión lineal (coeficiente de correlación de 0,97) de la suma de los caudales medios en los puntos RF-4 y RF-5 con los medidos simultáneamente en el punto RF-6 (tabla 23), a lo largo de las 8 campañas de aforos realizadas entre 1988 y 1990, dentro del proyecto de estudio del Alto Genil (Universidad de

Granada, 1990); y aplicando la ecuación resultante al caudal medio obtenido, durante el periodo 1968/69 - 1987/88, en la estación de aforos E-88. Esta estación de aforos controla íntegramente las aportaciones en los puntos RF-4 y RF-5 (figura 35). El coeficiente de escorrentía en la desembocadura estaría, pues, en torno al 0,77.

La estación de aforos E-88 se localiza sobre el río Frío, junto al puente califal y la antigua carretera nacional N-342, escasos metros aguas abajo de la confluencia con el arroyo de las Mozas. Sólo dispone de una escala limnimétrica de 1 m de altura sobre el lecho del río, el cual está acondicionado con un muro de mampostería en la margen derecha. La sección del cauce es fácilmente modificable durante las crecidas, especialmente las del arroyo de las Mozas, lo cual obliga a realizar frecuentes aforos directos (entre 1 y 4 mensuales) para el tarado de la estación.

FECHA	ARROYO DE LAS MOZAS	RIO FRIO	
	Desembocadura	Manantiales	Desembocadura
	RF-4	RF-5	RF-6
15-03-88	774	1440	3260
14-06-88	500	1286	1895
30-09-88	227	721	1325
14-12-88	298	755	1340
06-02-89	227	1070	1144
12-06-89	173	988	1080
02-10-89	153	747	1002
02-02-90	519	2505	4500
MEDIA	359	1189	1943

Tabla 23.- *Caudales (l/s) aforados en la cuenca del río Frío entre 1988 y 1990, y valores medios.*

La Comisaría de Aguas del Guadalquivir dispone de aforos directos mensuales en ese punto desde Octubre de 1968, y de datos de caudales medios diarios desde Octubre de 1972. No obstante, los datos diarios correspondientes a los ciclos 1972/73 a 1975/76 ofrecen muy pocas garantías de fiabilidad, por lo que en los análisis que siguen he considerado los datos de aforos directos mensuales para el periodo de 8 años hidrológicos que va de 1968/69 a 1975/76, y los datos diarios para los 12 años siguientes (1976/77 - 1987/88).

La cuenca vertiente a la E-88 tiene una extensión de 101 Km^2, correspondiendo más del 50 % (56 Km^2) a materiales carbonatados de Sierra Gorda (figura 35). La precipitación media sobre esta cuenca es de unos 660 mm/año.

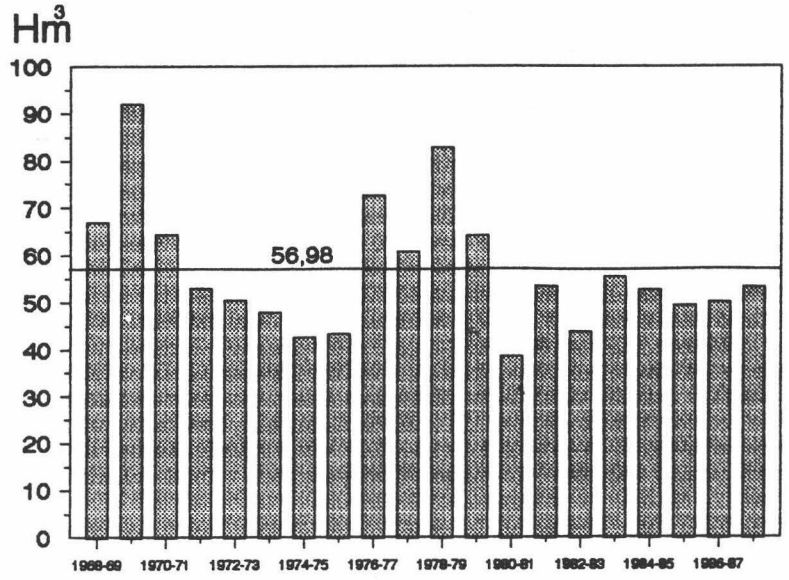


Figura 36.- Aportaciones anuales del río Frío (E-88) y valor medio, para el periodo 1968/69 - 1987/88.

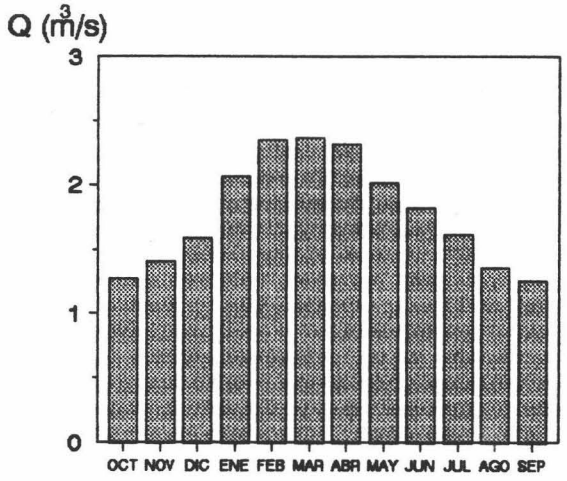


Figura 37.- Caudales medios mensuales del río Frío (E-88), estimados para el periodo 1968/69 - 1987/88.

En la figura 36 he representado las aportaciones anuales del periodo de 20 años estudiado. La aportación media obtenida, teniendo en cuenta que en los 8 primeros años hidrológicos he usado datos de aforos directos mensuales, es de 57 Hm^3/año, lo que supone un caudal medio de 1806 l/s (valor utilizado para estimar la aportación media de toda la cuenca) y un caudal específico medio de 17,88 l/s/Km^2. Las aportaciones máximas registradas en un año son de 92 Hm^3 en el año 1969/70 y de 83 Hm^3 en el 1978/79. Por

contra, la aportación mínima del periodo estudiado se registró en 1980/81, con 39 Hm^3. El coeficiente de escorrentía medio que se obtiene es de 0,85, valor muy alto que ilustra sobre la ocurrencia de importantes aportes de aguas subterráneas, en su mayoría procedentes del acuífero kárstico de Sierra Gorda.

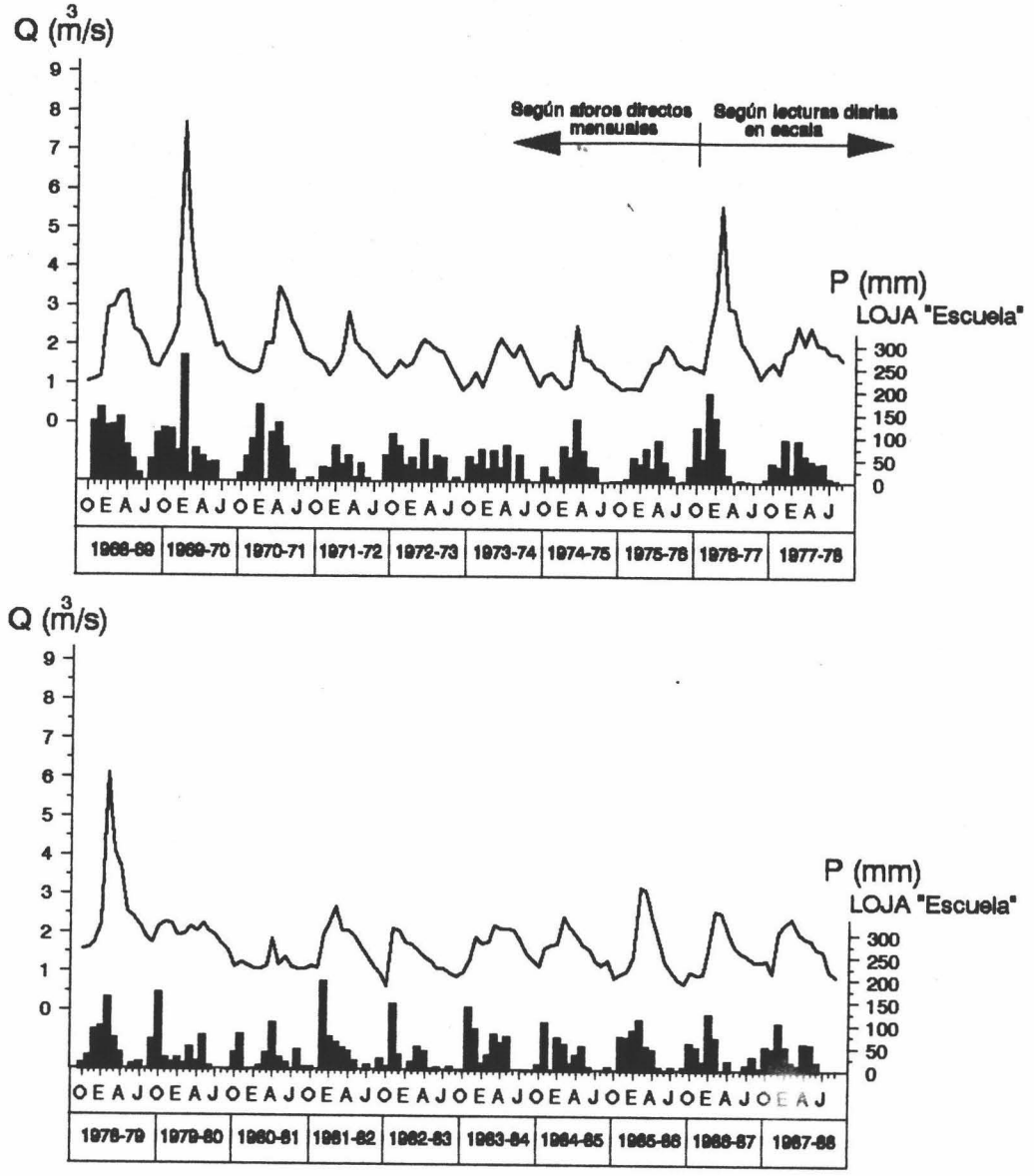


Figura 38.- *Caudales mensuales -medios de los diarios- del río Frío en el puente califal de Riofrío (estación de aforos E-88) y precipitación mensual en la estación pluviométrica de Loja "Escuela". Periodo 1968/69 - 1987/88.*

Los caudales medios mensuales del río Frío en la E-88, estimados para el periodo 1968/69 - 1987/88, se han representado gráficamente en la figura 37. La regularidad de estos

caudales es muy patente, correspondiendo los más altos al mes de Marzo (2369 l/s), y los más bajos al mes de Septiembre (1261 l/s). La relación media entre el caudal en estiaje (Septiembre y Octubre) y el caudal en crecida (Febrero y Marzo) es del 54 %, lo que implica una regulación natural moderada teniendo en cuenta las clasificaciones de Gavrilov (1965) y Bonacci (1987).

La marcada modulación de los aportes hídricos del río Frío se aprecia también de forma clara en el hidrograma de la figura 38, donde se han representado caudales mensuales medios en la E-88 y precipitaciones mensuales en Loja "Escuela". La influencia de los aportes hídricos del Karst de Sierra Gorda es claramente reguladora en esta cuenca, en el sentido de la atenuación en aguas altas y del incremento en aguas bajas.

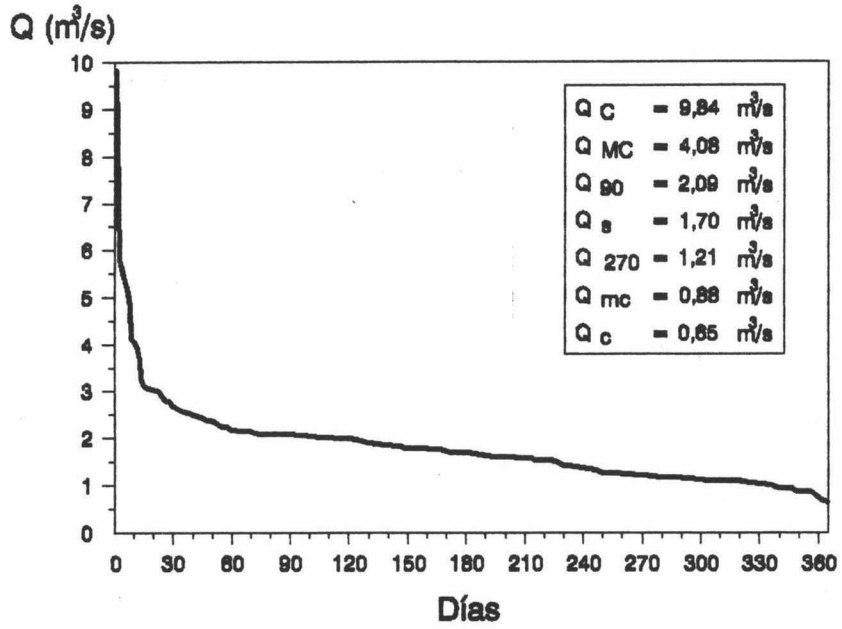


Figura 39.- *Curva de caudales clasificados media del periodo 1976/77 - 1987/88, de la estación de aforos E-88 (río Frío en puente califal), y caudales característicos.*

Respecto a la relación (media del periodo de 12 años) de los caudales diarios mínimo, medio y máximo, esta es de 1: 1,79 : 8 (en m^3/s). La razón entre caudal máximo y mínimo es un valor muy bajo (8) que ilustra sobre la regularidad hídrica del río Frío. El caudal máximo absoluto registrado en un día es de 13,8 m^3/s (el 21 de Febrero de 1986); el mínimo absoluto es de 0,65 m^3/s, registrado el 31 de Octubre de 1982.

En la figura 39 se representa la curva de caudales clasificados media para el periodo de 12 años hidrológicos comprendido entre 1976/77 y 1987/88, así como los caudales

característicos. En ella se aprecia cómo la principal inflexión se produce en torno a valores de 3 m^3/s de caudal.

La representación de caudales clasificados en papel probabilístico normal (figura 40 A) pone de manifiesto la existencia de dos puntos de ruptura en la pendiente de la recta ajustada, atribuibles a la desconexión o falta de correlación entre aguas con un origen hidrodinámico diferente (principalmente de escorrentía directa o escorrentía subterránea). Estos puntos de ruptura corresponden aproximadamente a caudales instantáneos de 3 m^3/s y 1,25 m^3/s, respectivamente.

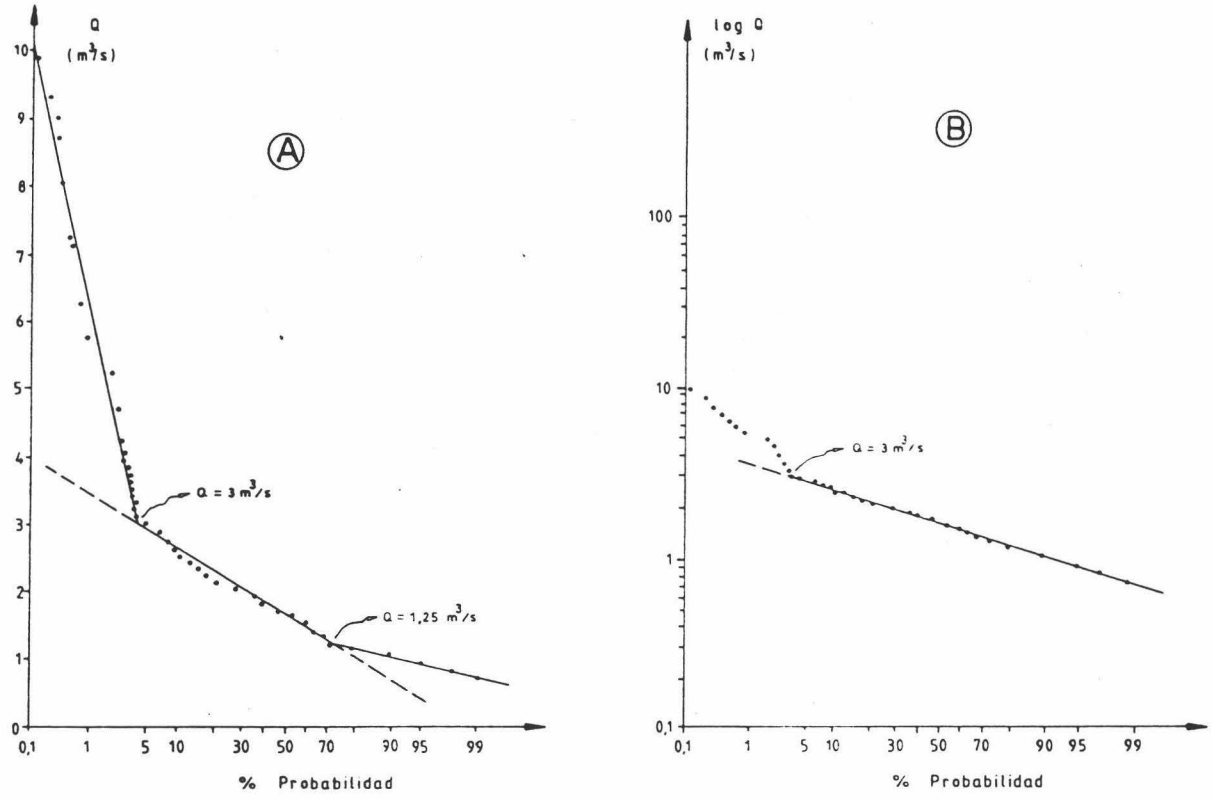


Figura 40.- *Distribución de los caudales clasificados del río Frío (E-88) en papel probabilístico: (A) normal; (B) lognormal.*

No obstante, para mayor seguridad, y dado que el ajuste de distribuciones normales a distribuciones empíricas con valores diarios de descarga suele ser muy malo (Yevjevich, 1972) he representado los mismos datos en papel probabilístico lognormal (figura 40 B), observándose un buen ajuste de esta ley de distribución para los caudales inferiores a 3 m^3/s y una clara desconexión de los caudales superiores.

Se puede suponer, por tanto, la existencia de un límite en la descarga, situado en torno a 3 m^3/s, que marca el predominio de fenómenos hidrológicos de naturaleza distinta. Por encima de este límite, la estación de aforos E-88 registra importantes aportes de aguas superficiales, fundamentalmente procedentes del arroyo de las Mozas, en momentos de lluvias intensas (unos 16 días al año, por término medio); mientras que, por debajo de 3 m^3/s, el régimen hidrológico del río viene determinado por la escorrentía subterránea, esencialmente debida a la descarga del acuífero kárstico de Sierra Gorda. A este respecto, es significativo el hecho de que los aforos directos realizados conjuntamente en los manantiales de Riofrío y la Tajea han dado valores máximos de descarga próximos a 3 m^3/s, aunque nunca superiores.

Si se admite una distribución normal de los caudales superiores a 3 m^3/s (superados en 189 días de la serie de 12 años; media = 4,89 m^3/s y desviación típica de 1,8) y una distribución lognormal de los inferiores (4194 días de la serie; media = 1,65 m^3/s y desviación típica de 0,18 m^3/s), es posible calcular aproximadamente el volumen de tránsito drenado en cada uno de los regímenes de flujo: predominio de la escorrentía superficial o directa y predominio de la recarga por aguas subterráneas. Para caudales superiores a 3 m^3/s se obtiene un 11,8 % frente al 88,2 % para los inferiores. Todo ello ilustra sobre la mayor importancia de la escorrentía subterránea frente a la directa, tanto en la ocurrencia temporal como en el volumen de los aportes controlados en la estación de aforos E-88.

Con el análisis de la distribución de los caudales clasificados no es posible discriminar cuantitativamente entre las aguas de distinta procedencia. No obstante, se dispone de un cierto número de aforos directos llevados a cabo en los puntos RF-5 y RF-4 ó RF-3 (figura 35) -por el ITGE desde 1974, y en los últimos años también por mí-, que permiten cifrar los aportes del arroyo de las Mozas (RF-3 ó RF-4) en torno al 24 % del total registrado en la estación de aforos E-88, y los correspondientes a los manantiales de Riofrío (RF-5) en torno al 76 %. De los datos expuestos en la tabla 23 se deducen también porcentajes de ese orden.

Según lo expuesto anteriormente, la aportación media anual del arroyo de las Mozas en su desembocadura se sitúa en torno a 13,7 Hm^3. Esta cantidad incluye principalmente aportes subterráneos de Sierra Gorda por el manantial de la Tajea, la escorrentía directa generada en la cuenca y otros aportes de aguas subterráneas independientes de Sierra Gorda (Sierra de Gibalto y manantiales salinos de Fuente Camacho). Los aforos practicados por el ITGE se han llevado a cabo en los puntos RF-3 ó RF-4, de manera que los caudales obtenidos no corresponden totalmente a la descarga por el manantial de la Tajea. Para intentar aproximarse a la estimación de esta descarga realizé al menos 15 aforos diferenciales en los puntos RF-2

y RF-3, entre 1986 y 1989. Los resultados de estas mediciones dan un valor aproximado del 65 % (8,8 Hm^3/año) para los aportes de la Tajea, del 25 % (3,5 Hm^3/año) para la escorrentía directa y de un 10 % (1,4 Hm^3/año) para otros aportes subterráneos ajenos al acuífero kárstico de Sierra Gorda.

3.3 CUENCA ENDORREICA DE ZAFARRAYA

Bajo la denominación de cuenca endorreica de Zafarraya se agrupan diversas cuencas o áreas endorreicas, entre las cuales destaca, por su magnitud e importancia, la del arroyo de la Madre (figura 41). Algunos de estos sectores se localizan sobre el desarrollado paisaje kárstico de Sierra Gorda, como las Lagunetas o la Majada del Hollín (próximas al pico Montoso) y el Llano de los Morrillos (al noreste de El Almendral), siendo por ello difíciles de delimitar. Otros sectores endorreicos comparten el punto de drenaje más bajo en común, coincidiendo éste con un área de ponors o sumideros en el karst; así, los sumideros situados al noroeste de Zafarraya reciben esporádicamente las aguas de los arroyos de la Madre, del Periconero, Hediondo, del Caballón y de los Cazadores, mientras que los ponors situados al Oeste y suroeste del pueblo recogen los aportes del arroyo del Oreganal y de diversos arroyos procedentes de la vertiente septentrional de la Sierra de Alhama. Todos estos cauces, a excepción de los arroyos de la Madre y de los Cazadores, se pueden considerar como valles secos.

En planta, la cuenca endorreica de Zafarraya presenta una forma alargada según la dirección ONO-ESE. En sus extremos opuestos, la red de drenaje adopta una disposición más o menos radial, convergente hacia los sectores de infiltración en el sistema hidrogeológico. Los puntos de absorción del flujo superficial en la parte occidental de la cuenca (proximidades de Zafarraya) son, por lo general, muy localizados y evidentes, pudiéndose hablar claramente de ponors en el Karst. Por el contrario, en la parte oriental las pérdidas de caudal son difusas y tienen lugar a través de los materiales detríticos aluviales que tapizan los valles; estas pérdidas solo son localizables mediante aforos diferenciales practicados a lo largo de los cursos fluviales.

La superficie que alcanza la cuenca endorreica de Zafarraya asciende a unos 151 Km^2, siendo, desde el punto de vista de la pluviometría, la cuenca más húmeda, tanto por la cuantía de las precipitaciones (985 mm de media anual) como por la intensidad media de las mismas (superior a 15 mm/día). La superficie de materiales kárstico-carbonatados de Sierra

Gorda, incluidos en la cuenca, es de 98 Km^2, es decir, el 65 % del total. Buena parte de la cuenca está ocupada por el polje de Zafarraya, extensa llanura aluvial bordeada por relieves carbonatados relativamente pendientes que constituye un verdadero oasis para el hábitat humano dentro del macizo kárstico. Debe considerarse como un polje abierto hacia aguas arriba, en el sentido de que el principal curso fluvial que lo atraviesa es originado fuera de los límites del polje (Nacimientos de Parrilla). El resto de la cuenca (sector suroriental) está constituido por materiales carbonatados y metapelíticos correspondientes, en general, al macizo de Sierra Tejeda.

Figura 41.- ***Red hidrográfica de la cuenca endorreica de Zafarraya y puntos de aforo sobre el arroyo de la Madre. Se emplea la misma leyenda de signos que en la figura 23.***

Aunque ajeno desde el punto de vista hidrogeológico, el sector suroriental de la cuenca realiza una recarga adicional sobre el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, gracias a los aportes de aguas superficiales de los arroyos de la Venta, del Selladero, de las Piedras, etc., y a los aportes subterráneos procedentes de diversos manantiales que drenan parte de los acuíferos carbonatados alpujárrides del área. La extensión de este sector, cabecera del arroyo de la Madre, es de unos 30 Km^2.

El cauce principal de la cuenca endorreica de Zafarraya es el arroyo de la Madre, curso temporal que atraviesa el polje de Zafarraya longitudinalmente de ESE a ONO; con un recorrido total de 15 Km y una pendiente media del 0,8 %. Se puede considerar que se origina en las surgencias denominadas Nacimientos de Parrilla (manantial nº 65), situadas a cota 1009 m s.n.m, cuya descarga es extremadamente variable, llegando a secarse una o varias veces al año.

Aguas abajo del puente de la Alcaicería (punto AM-1 en la figura 41), el arroyo de la Madre penetra en el polje de Zafarraya -y, por tanto, en el área de influencia del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda-, siendo la cuenca vertiente a ese punto de unos 14 Km^2. A partir de aquí, el arroyo presenta una llanura aluvial muy estrecha y encajada en relieves carbonatados, sufriendo importantes pérdidas de caudal por infiltración en el lecho; y ello, a pesar de los eventuales aportes que recibe de diversos afluentes (en general, precedentes de Sierra Tejeda) por la margen izquierda. Desde el punto AM-3 (Cortijo de Juan Ros) donde se ha realizado un túnel de trasvase hacia la cuenca del río Alcaucín y el embalse de la Viñuela, el cauce del arroyo discurre suavemente por el sector más amplio del polje de Zafarraya.

El arroyo de la Madre no es tributario de ningún otro curso fluvial, ya que su recorrido finaliza en los ponors situados al noroeste de Zafarraya (punto AM-3), a una altitud de 887 m s.n.m. Estos sectores, los más bajos del polje de Zafarraya, sufren inundaciones periódicas que, en ocasiones, afectan a una extensión de varios centenares de hectáreas. Este fenómeno es conocido en el lugar con el expresivo nombre de "La Marea" (Moreno Garzón, 1972).

3.3.1 El arroyo de la Madre en "Los Revuelos" (E-R)

La estación de aforos E-R se halla situada en el extremo oriental del polje de Zafarraya (figura 41), sobre el arroyo de la Madre a su paso junto al cortijo de los Revuelos. Constituye una obra modélica, con un excelente equipamiento (escala limnimétrica,

limnígrafo, pasarela, vertedero de pared delgada para caudales bajos, vertederos escalonados para avenidas, etc.). Sin embargo, su ubicación se considera poco acertada, ya que no registra todas las aportaciones del arroyo de la Madre al polje de Zafarraya, objetivo para el cual fue diseñada. El arroyo presenta importantes pérdidas de caudal hacia el acuífero carbonatado, subyacente al delgado relleno detrítico del cauce, aguas arriba de la estación de control foronómico. Teniendo en cuenta diversos aforos directos realizados en el sector de la Alcaicería (punto AM-1), se estima que los caudales controlados en la E-R constituyen entre el 60 % y el 70 % del total de los aportados por el arroyo de la Madre al polje de Zafarraya.

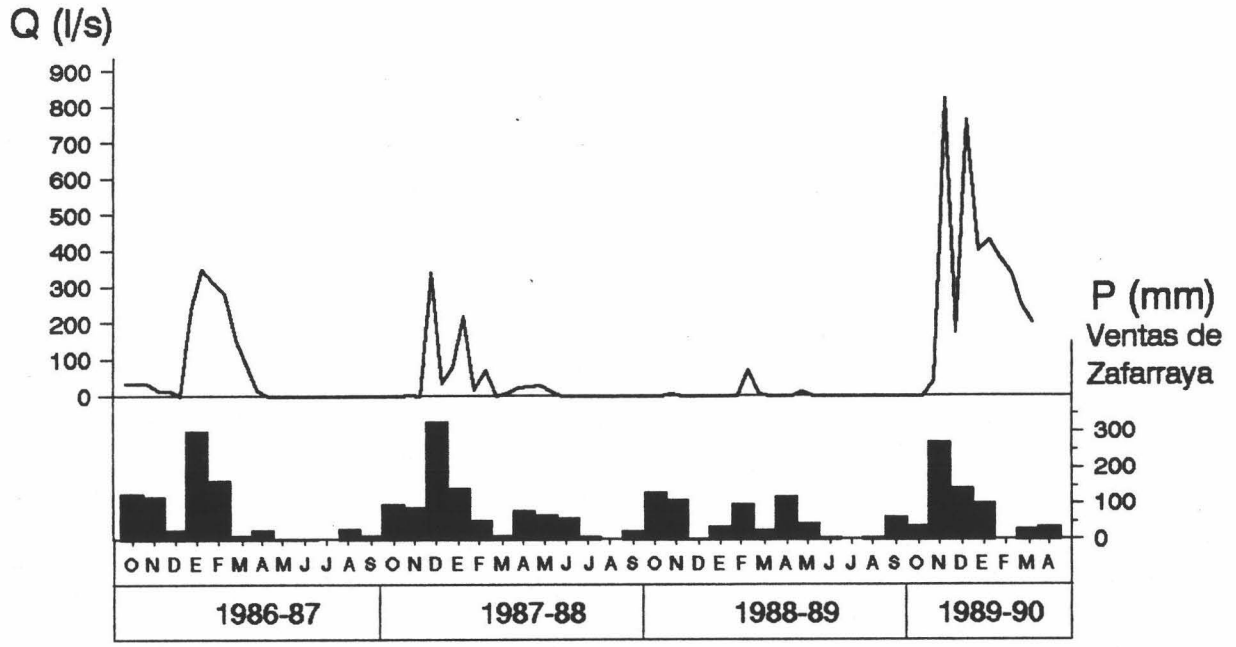


Figura 42.- Caudales quincenales -medidas directas- del arroyo de la Madre en los Revuelos (estación de aforos E-R) y precipitación mensual en la estación pluviométrica de Ventas de Zafarraya. Periodo 1986/87 - 1989/90.

La cuenca vertiente a esa estación de aforos es de 31 Km^2, con una precipitación media en torno a 980 mm/año. Se dispone de aforos directos quincenales (Guzmán del Pino, *et al.*, 1991), realizados para el tarado de la estación, desde el año 1986 (figura 42). La aportación media anual, para el periodo 1986/87-1989/90, es de unos 2,4 Hm^3, equivalente a un caudal continuo de 75 l/s. Este valor se considera inferior al que se obtendría en un periodo de registro más largo, dado que la pluviometría en esos 4 años está por debajo de la media. Como puede observarse en el hidrograma (figura 42), las aportaciones son muy variables de unos años a otros, oscilando entre 0,1 Hm^3, para el año 1988/89, y 6,1 Hm^3 para 1989/90.

La variabilidad de los aportes mensuales es también muy alta, en función de las lluvias y de la descarga de aguas subterráneas. Así, el flujo del arroyo en el punto de control se produce de forma más o menos continuada durante cinco o seis meses al año (entre Noviembre y Abril), por regla general. El registro más alto que se posee es de unos 820 l/s en el mes de Noviembre de 1989; si bien, no deben ser raros los caudales instantáneos de varios metros cúbicos por segundo.

3.3.2 Análisis de las pérdidas de caudal a lo largo del arroyo de la Madre

En la cuenca endorreica de Zafarraya, la absorción del flujo superficial y su transformación en flujo subterráneo constituye el fenómeno hidrológico más característico. El esclarecimiento de las relaciones entre aguas superficiales y aguas subterráneas en el polje de Zafarraya representa una tarea de gran complejidad, máxime cuando no se disponen de datos continuados de caudal en diferentes puntos de la red de drenaje. Ello implica la existencia de frecuentes indeterminaciones en el estudio sobre transferencias de agua, que es posible realizar en el momento actual.

Normalmente, el arroyo de la Madre sufre pérdidas progresivas de su caudal desde el momento en que accede al polje de Zafarraya, y hasta su terminación como curso superficial en los ponors del noroeste de Zafarraya, donde las pérdidas son totales. Esto, al menos, es lo que puede deducirse de las diversas campañas de aforos diferenciales "simultáneos", llevados a cabo en distintas épocas y por distintos autores (tabla 24). La ubicación de los puntos o perfiles de aforo queda recogida en la figura 41.

En la figura 43 represento los resultados obtenidos en algunas de las campañas de aforos diferenciales. Las pérdidas más importantes se producen entre los puntos AM-1 y AM-3. Todos los tramos diferenciales acusan "normalmente" pérdidas sucesivas, salvo en momentos de fuertes precipitaciones (aforos realizados en plena crecida) o tras un cierto número de días con lluvias importantes. Así, por ejemplo, el incremento de caudal que se produce entre los perfiles de aforo AM-1 y AM-2, el día 16 de Febrero de 1990, hay que atribuirlo a los aportes del arroyo del Selladero, en funcionamiento ese día gracias a los aportes pluviométricos de días precedentes.

Los aumentos de caudal en los tramos situados aguas abajo del punto AM-3 (días 24 de Enero de 1966 y 18 de Noviembre de 1989) deben ser atribuidos, con toda probabilidad, a la escorrentía directa generada sobre los materiales aluviales del polje de Zafarraya. Ambas

campañas fueron realizadas uno o dos días después de periodos con fuertes lluvias. No obstante, no debe descartarse la posibilidad de una descarga de aguas subterráneas del acuífero detrítico hacia el cauce del arroyo de la Madre, al menos para el día 24 de Enero de 1966. Esta posibilidad se pone de manifiesto en el estudio piezométrico que realiza Hidalgo (1974 a) sobre ese acuífero.

FECHA	PUNTO DE AFORO						
	AM-1	AM-2	E-R	AM-3	AM-4	AM-5	AM-6
	La Alcaicería	Sondeo nº 75	Cortijo de los Revuelos	Cortijo de Juan Ros	Carril de Ventas al Almendral	Carril de Zafarraya al Almendral	Sumideros
18/11/65	86			0		29	
01/12/65	72			0		0	
24/01/66	266			148		273	
23/02/66	618			590		844	
22/04/66	294			59		0	
22/05/66	128			0		0	
16/07/66	42			0		0	
26/10/66	11			0		0	
02/05/67				57			
28/07/67	5			0			
20/01/68				2			
29/04/69	317			128			
18/06/69	179			14			
16/07/69	89			0			
26/07/74	34	14	0	0			
28/02/80	33	21		0			
10/05/80	110	96		0			
30/01/87							>2000
17/02/87							72
25/11/87			0	0			
21/04/88			46				
20/01/89	47						
15/03/89	53			0			
29/06/89	2	0	0	0			
18/11/89	128			93	143		161
16/02/90	448	523		216	137		105
18/07/90	41		18	0			

Tabla 24.- Aforos diferenciales realizados a lo largo del arroyo de la Madre. El primer bloque de datos corresponde a medidas realizadas por el SGOP (Moreno Garzón, 1972 e Hidalgo, 1974 a), el segundo a medidas del IGME (1983) y el tercero son aforos practicados por el autor.

La estimación de la escorrentía directa sobre el aluvial del polje de Zafarraya se hace muy difícil a la luz de los datos disponibles. No obstante, teniendo en cuenta esos escasos datos, la morfología extremadamente plana del polje, así como la baja densidad del drenaje superficial, se piensa que debe ser un valor inferior al 10 % de la pluviometría total (menos de 2 Hm^3/año). Ollero y García (1983) estiman la escorrentía superficial propia del polje en un 25 % de la lluvia útil, valor ligeramente superior al aquí considerado.

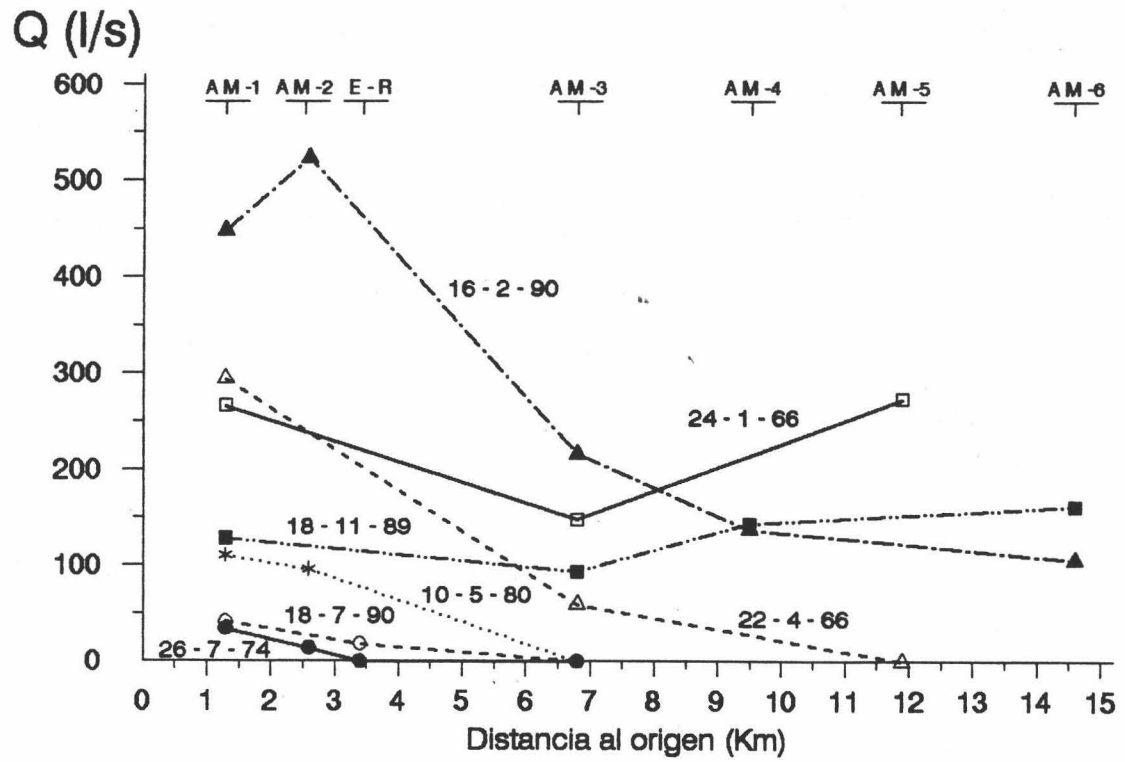


Figura 43.- *Evolución del caudal del arroyo de la Madre, a lo largo del polje de Zafarraya, en distintas épocas.*

Los puntos de aforo en los que se dispone de mayor información son AM-1 (La Alcaicería) y AM-3 (Cortijo Juan Ros); ambos se encuentran separados por una distancia de 1,5 Km, siguiendo el curso del arroyo de la Madre. El análisis de las descargas "simultáneas" medidas en estos puntos es de gran interés, ya que, como he comentado anteriormente, es en el tramo comprendido entre ambos puntos donde se producen las principales pérdidas de caudal del arroyo. La figura 44 es una representación que muestra las relaciones entre el caudal medido en el punto AM-3 (eje de ordenadas) y el incremento o pérdida de caudal que se produce entre AM-1 y AM-3 (eje de abcisas) en el mismo momento. Para este análisis, inspirado en Bonacci (1987), sólo he considerado los aforos diferenciales llevados a cabo por el SGOP (tabla 24) en el periodo 1965-1969.

Pese a que los datos representados son muy escasos, la curva ajustada en la figura 44 revela algunos hechos interesantes. Por ejemplo, todos los puntos se sitúan en la parte negativa del gráfico, lo que quiere decir que las pérdidas en el tramo del río son sistemáticas, independientemente de la época del año. No obstante, para altos caudales en el punto de aguas abajo (AM-3), la curva tiende a aproximarse al eje de ordenadas, por lo que, tal vez,

podría aparecer un caudal límite en ese punto a partir del cual el arroyo comenzaría a funcionar en régimen "normal", es decir en régimen ganancial. Este límite podría situarse entre 600 y 700 l/s, y su aparición indicaría, bien la existencia de aportes subterráneos o la saturación de la franja de aireación del acuífero detrítico (desaparición de las pérdidas), o bien la existencia de importantes aportes de aguas superficiales que llegan a superar a las pérdidas en ese tramo del arroyo.

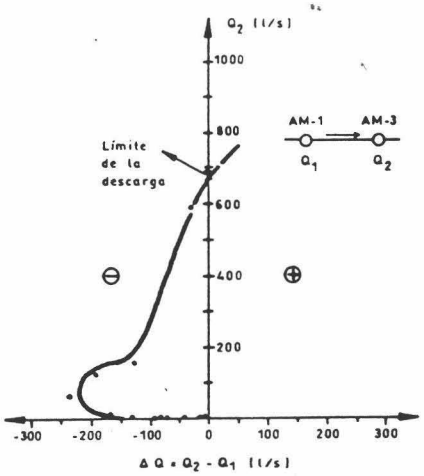


Figura 44.- Variación del caudal del arroyo de la Madre entre los perfiles de aforo AM-1 y AM-3. El sector negativo del gráfico indica la existencia de pérdidas en el sentido del flujo. El sector positivo expresa el funcionamiento en régimen ganancial.

Parece evidente que el límite de descarga sólo se superará en periodos, más o menos largos, de abundantes lluvias y , especialmente, en momentos de fuertes lluvias y de corta duración. Hay que tener en cuenta que ese límite puede variar en el tiempo, dependiendo del déficit de humedad, la profundidad del nivel piezométrico, etc.

Otro hecho destacable, que se muestra con frecuencia en todos los periodos de aforo, consiste en la existencia de un umbral en la descarga registrada en el punto AM-1, por debajo del cual se tienen pérdidas totales en la sección, y el arroyo permanece seco en el punto AM-3. Este nuevo límite se situaría en torno a 128 l/s de caudal en el punto AM-1.

A la luz de los datos disponibles (tabla 24) se puede estimar una infiltración media anual del arroyo de la Madre, en ese tramo, en torno al 60 % de los aportes totales a la entrada del polje (AM-1), es decir, una recarga indirecta del sistema hidrogeológico kárstico de unos 3 Hm^3/año. El resto de los aportes externos del arroyo (2 Hm^3/año) accedería al sector

central del acuífero detrítico y a los ponors situados al noroeste de Zafarraya. Estos valores, no obstante, son extremadamente variables de unos años a otros, dado que el régimen del arroyo está estrechamente ligado al de las precipitaciones.

3.3.3 Algunas consideraciones acerca de las inundaciones del polje de Zafarraya y de la capacidad de infiltración de los ponors

El polje de Zafarraya, al igual que algunos poljes del karst yugoslavo y de las regiones mediterráneas, sufre eventuales inundaciones durante la estación húmeda de años especialmente lluviosos. Estos acontecimientos, que actualmente se pueden calificar de catastróficos, forman parte -de manera natural- de la propia hidrodinámica del polje, la cual ha venido contribuyendo, a lo largo del tiempo, a la configuración morfológica actual del mismo.

Las inundaciones de cierta entidad son mucho menos frecuentes de lo que normalmente se piensa. En este sentido, sólo he obtenido referencias escritas acerca de 4 inundaciones destacables, producidas en los últimos 100 años. La primera de ellas (Moreno, 1987) sucedió en la Navidad de 1891 y comienzos del año 1892, la cual, al parecer, produjo el aislamiento de los 3 principales núcleos de población del polje, quedando el pueblo de Zafarraya en una isla. Posiblemente se trate de la inundación más importante que se recuerde (el nivel del agua debió alcanzar una cota próxima a 900 m s.n.m. para producir la incomunicación), y su duración debió ser larga, ya que los vecinos se vieron obligados a construir una barcaza para trasladarse de unos pueblos a otros. Moreno (1987) hace referencia, también, a una nueva inundación producida en 1957, en la que las aguas cubrieron más de 400 ha de labor. Paradójicamente, este año no fue muy lluvioso, ni la intensidad pluviométrica diaria alcanzó valores altos.

Hidalgo (1974 a) se refiere a la inundación acontecida en la primera decena de Diciembre de 1962, aportando documentos fotográficos que permiten deducir una cota de 897 m s.n.m. para el nivel del agua en ese momento. Sin embargo, la inundación debió producirse más bien entre el 26 de Diciembre de 1962 y el 21 de Enero de 1963, ya que, en ese periodo, la estación pluviométrica de Ventas de Zafarraya registró una pluviometría de 856 mm, durante 18 días de lluvia, mientras que, en la primera decena de Diciembre de 1962, no hubo lluvias.

De importancia algo menor, aunque también de gran espectacularidad, debió ser la

inundación producida a finales de Enero de 1970 (Moreno Garzón, 1970), en que, tras dos semanas de fuerte precipitación (4 días con más de 50 mm de lluvia), las aguas alcanzaron las casas más bajas de Zafarraya (cota aproximada de 895 m s.n.m.). La retención temporal de agua en el polje pudo alcanzar un volumen de 20 Hm^3 (figura 45).

Con posterioridad a esa fecha, parece que sólo se han producido riadas como la de Febrero de 1987 (caudal superior a 2 m^3/s en los ponors), con desbordamientos localizados del arroyo de la Madre, así como encharcamientos y pequeñas retenciones de agua en los sectores inmediatos a los ponors del noroeste y Oeste de Zafarraya (fenómeno que se da prácticamente todos los años).

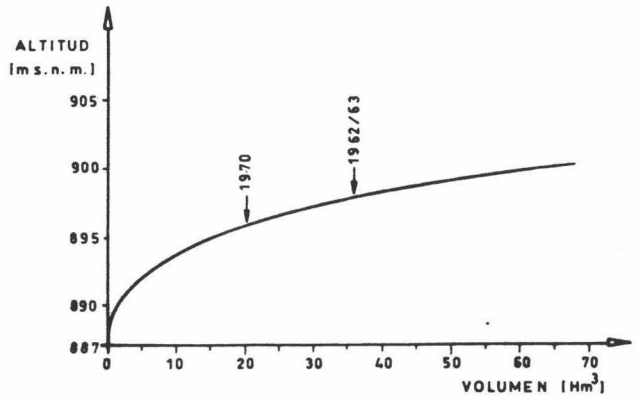


Figura 45.- Curva de embalse del polje de Zafarraya. Se indica la posición relativa de las inundaciones de 1970 y 1962/63.

La carencia de datos hidrológicos (altura de la lámina de agua, caudales del arroyo de la Madre, etc.) e hidrogeológicos (niveles piezométricos, etc.) en los momentos de inundación, dificulta la caracterización adecuada de estos fenómenos. Unicamente se disponen de registros piezométricos realizados por el SGOP, durante un periodo de 2 años previo a la inundación de Enero de 1970, los cuales, ciertamente, suministran una valiosa información sobre el origen de las grandes inundaciones.

Es evidente que las inundaciones del sector central y occidental del polje de Zafarraya se producen en el momento en que la capacidad de infiltración de los ponors es menor que el caudal que afluye. Establecer la capacidad de infiltración de los ponors constituye una tarea muy difícil, e incluso imposible de realizar, debido a que no se trata de un valor fijo, sino que varía según las condiciones existentes (Bonacci, 1987).

En primer lugar, influye la tipología propia de los sumideros. En los ponors aluviales y mixtos (con cavernas incipientes), como las del polje de Zafarraya, no cabe esperar una capacidad de evacuación muy grande. De hecho, estos ponors cambian de forma, tamaño y lugar, tras las avenidas (Hidalgo, 1974 a), tal y como he podido personalmente constatar en los últimos años.

La obstrucción y colmatación de los ponors se produce fácilmente, debido a la práctica frecuente de arrojar basuras directamente a los sumideros, o bien por los desechos, cuerpos flotantes y sedimentos que arrastran los cauces durante las crecidas. Todo ello provoca una disminución notable de la capacidad de infiltración. Esta, no obstante, puede aumentar conforme se extiende la superficie inundada, ya que entonces entran en funcionamiento otros sumideros y sectores permeables situados a cotas más elevadas.

Un factor esencial que interviene en la ocurrencia de las inundaciones del polje de Zafarraya es la cota del nivel piezométrico en el acuífero kárstico, ya que la capacidad de infiltración disminuye conforme lo hace la profundidad de las aguas subterráneas, llegándose a anular cuando el nivel de éstas alcanza la superficie del polje. De hecho, esto es lo que parece ser que sucedió durante la inundación de Enero de 1970. Las últimas mediciones piezométricas, previas a la inundación, situaban el nivel piezométrico prácticamente a la cota mínima del polje (887 m s.n.m., en los ponors del arroyo de la Madre). Por otra parte, las principales inundaciones parecen producirse tras periodos más o menos largos de lluvias continuadas, más que en momentos de máxima intensidad pluviométrica, lo cual favorece el remonte progresivo de las aguas subterráneas del acuífero kárstico. Según referencias de los habitantes de Zafarraya, al menos los sumideros del Oeste de Zafarraya se han visto funcionando como emergencias ("estavellas"), lo que, unido a las amplias oscilaciones de los niveles piezométricos -hasta 100 m según Hidalgo (1974 a)-, viene a confirmar la hipótesis expuesta.

El caudal máximo observado, infiltrado en los ponors terminales del arroyo de la Madre sin ocurrencia de inundaciones, ronda los 3 m^3/s (IGME, 1983), lo cual puede constituir un valor mínimo de la capacidad de infiltración en esos sumideros.

Los habitantes del polje de Zafarraya han venido realizando diversas labores de sostenimiento con muros de los ponors, y limpieza de sedimentos tras las crecidas. Con vistas a disminuir los riesgos de inundación sería deseable la instalación de dispositivos que eviten el transporte de suelos y objetos flotantes hacia los sumideros, una adecuada infraestructura vial que facilite el paso de las aguas de escorrentía, y, según lo dicho

anteriormente, mantener una cierta explotación del acuífero kárstico de Sierra Gorda en el sector occidental del polje.

3.4 CUENCAS DEL SUR

El sector de Sierra Gorda, vertiente al Mar Mediterráneo, está jalonado por varias cuencas, todas ellas incluidas administrativamente en la Cuenca del Sur de España. Estas cuencas, que apenas drenan 19 Km^2 de Sierra Gorda, se localizan en el sector suroccidental del macizo, adoptando una disposición radial centrífuga.

La más importante de todas, teniendo en cuenta la superficie total de la cuenca, es la del río Guadalhorce, una de las principales arterias maestras de las Cordilleras Béticas. Sin embargo incluye una extensión muy pequeña del acuífero de Sierra Gorda (7 Km^2) en su sector de cabecera, y apenas recibe aportes hídricos subterráneos del sistema kárstico. Los aforos disponibles sobre el caudal del río Guadalhorce, en un punto próximo a su origen (figura 23), arrojan un caudal medio de 17 l/s, la mayor parte del cual procede de ciertos manantiales ubicados en el flanco Norte de la Sierra de San Jorge (Carrasco, 1986).

Dados los objetivos de este estudio, cabe conceder una mayor importancia a la cuenca del río Guaro, ya que en ella se produce una descarga sustanciosa de aguas subterráneas procedente del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda. Este río se origina en los manantiales de Guaro, situados en el borde meridional del acuífero de Sierra Gorda, recibiendo importantes contribuciones por su margen derecha (río Sabar y algunos manantiales localizados al sureste de la Sierra de Gallo-Vilo) y por su margen izquierda (río de Alcaucín). Aguas abajo de la confluencia con el río de Alcaucín, el río Guaro pasa a denominarse río de Vélez hasta la desembocadura en el Mediterráneo.

El río de Alcaucín drena una estrecha franja de materiales carbonatados de Sierra Gorda. Las relaciones entre su cuenca y el acuífero kárstico se reducen a pequeños aportes de aguas subterráneas, a favor de manantiales desconectados del nivel piezométrico principal, en los sectores de El Cañuelo y la cortijada del Espino (figura 46). También recibe las aguas trasvasadas desde el arroyo de la Madre, situado en la cuenca endorreica de Zafarraya, destinadas al apoyo hídrico del embalse de la Viñuela.

El embalse de la Viñuela se sitúa en la cuenca del río Guaro; de sus características ya

UNIVERSIDAD DE GRANADA
COMISIÓN DE DOCTORADO

se dio cuenta oportuna en el capítulo 1. En las proximidades del punto en que se construyó la presa, la Confederación Hidrográfica del Sur de España dispone de una estación de aforos cuyos datos serán analizados a continuación.

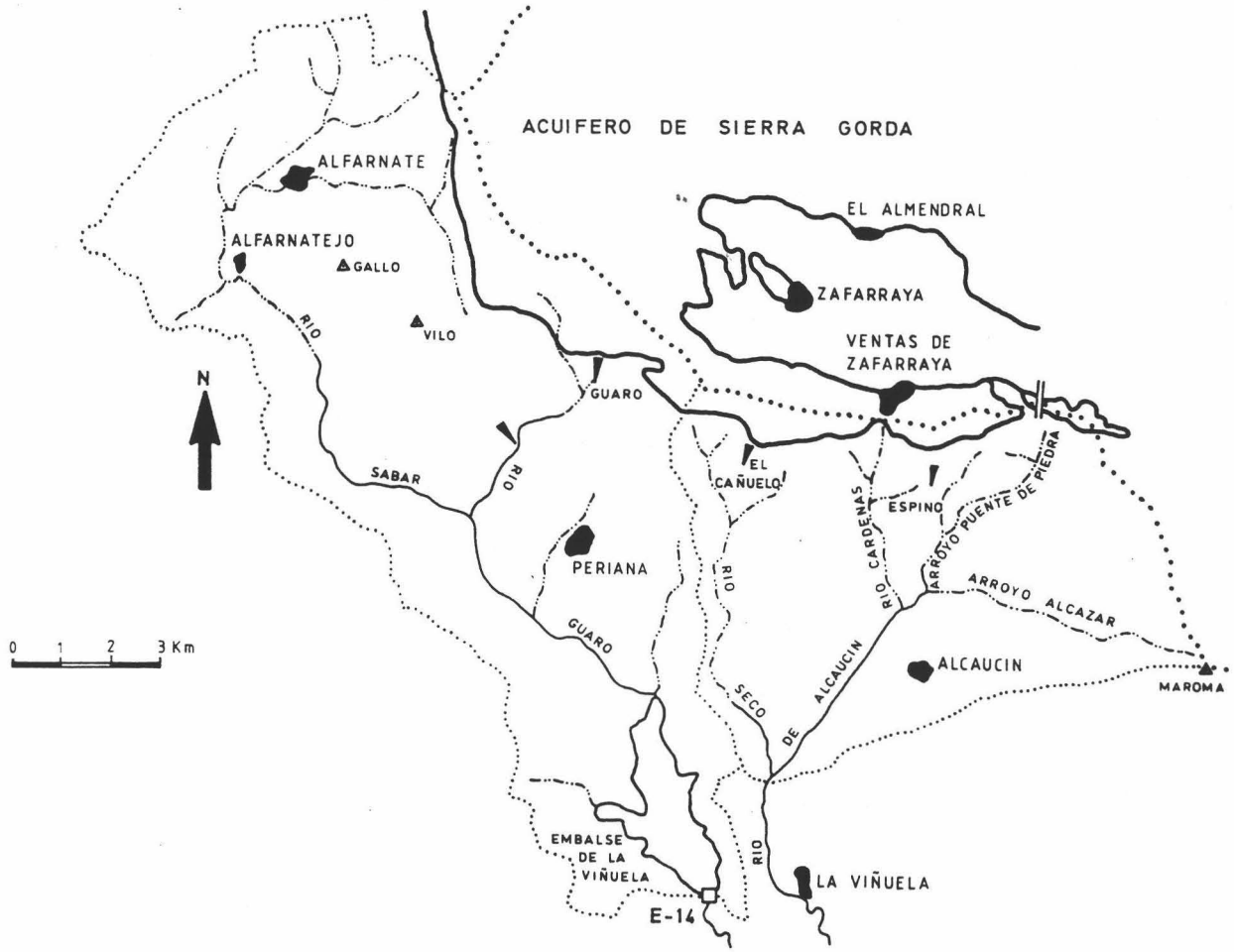


Figura 46.- ***Red de drenaje principal de las cuencas del río Guaro y del río de Alcaucín. Se emplea la misma leyenda de signos que en la figura 23.***

3.4.1 El río Guaro en el Cortijo del Monte (E-14)

La estación de aforos E-14 controla en continuo el caudal del río Guaro, disponiéndose de datos desde 1934. La superficie de la cuenca vertiente es de unos 119 Km^2, correspondiendo sólo 9 Km^2 a materiales carbonatados del acuífero de Sierra Gorda. La precipitación media anual es de unos 790 mm.

Las aportaciones anuales del periodo 1934/35 - 1977/78 quedan recogidas en la figura 47. La única laguna existente corresponde al año 1962/63, que debió ser un año muy

húmedo. La aportación media estimada para los años con registro es de unos 30 Hm^3/año, lo que supone un caudal medio de 942 l/s, y un caudal específico medio de 7,9 l/s/Km^2. La aportación máxima registrada en un año corresponde a 1969/70, con 93,3 Hm^3; mientras que la mínima se registró en 1949/50, con 6 Hm^3/año. La aportación superada el 10 % de los años es de 55 Hm^3/año, y la superada el 90 % de los años de 9 Hm^3/a.

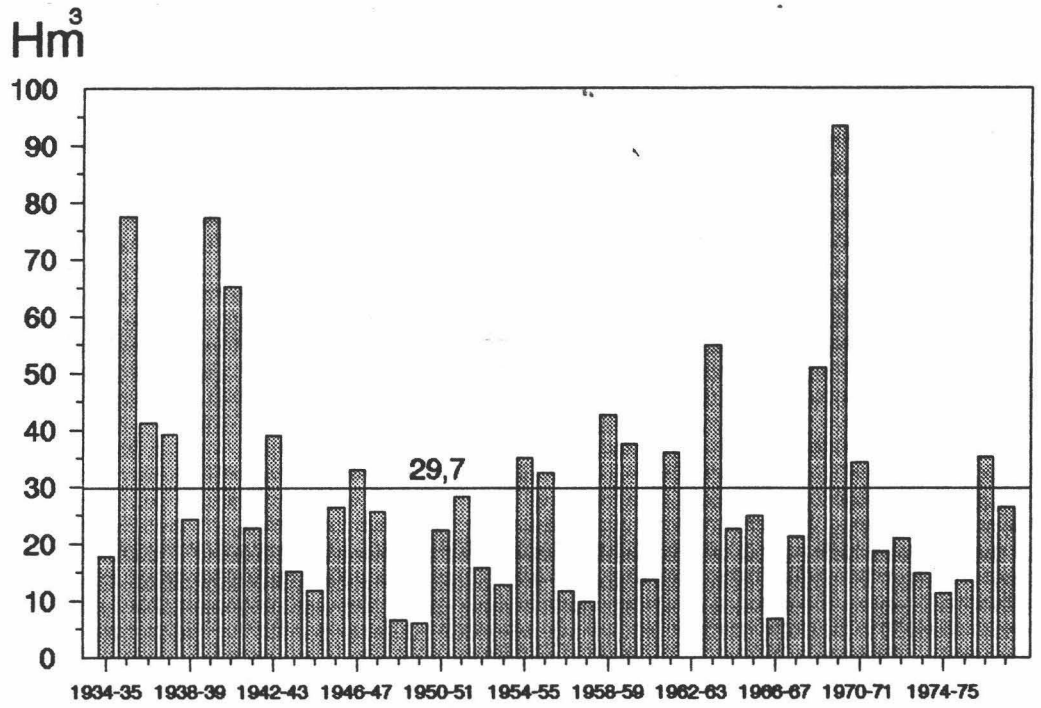


Figura 47.- Aportaciones anuales del río Guaro (E-14) y valor medio, para el periodo 1934/35 - 1977/78.

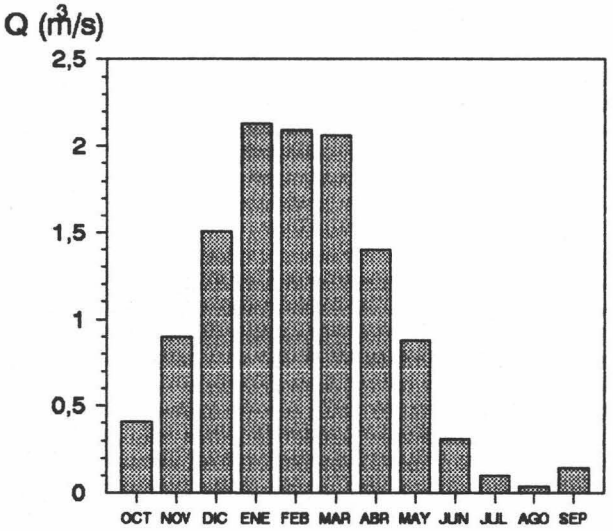


Figura 48.- Caudales medios mensuales del río Guaro (E-14), estimados para el periodo 1934/35 - 1977/78.

El coeficiente de escorrentía medio alcanza un valor bastante alto (0,32), debido a los importantes aportes de aguas subterráneas, procedentes, sobre todo, del acuífero de Sierra Gorda (manantiales de Guaro). Esta aportación de aguas subterráneas supone el 27 % de la escorrentía total controlada en la estación de aforos E-14, según los datos que figuran en IGME (1983).

En la figura 48 he representado los caudales medios mensuales del río Guaro, para el periodo 1934/35 - 1977/78. Los valores más altos se alcanzan en los meses de Enero y Febrero, con 2,1 m^3/s de descarga mensual media. Los caudales mínimos se obtienen, en general, en los meses de Julio (88 l/s) y Agosto (39 l/s). La relación entre el caudal medio en estiaje y el caudal medio en crecida da un valor del 3 %, lo cual indica una regulación natural despreciable (Gavrilov, 1965; Bonacci, 1987). Pese a que los aportes subterráneos anuales son considerables, como se ha visto anteriormente, la gran irregularidad de éstos hace que tengan escasa importancia reguladora sobre el régimen hidrológico del río Guaro.

Los caudales máximos instantáneos suelen ser muy altos (máximo absoluto de 141,7 m^3/s el 19 de Febrero de 1969), mientras que el río suele ir seco con frecuencia, especialmente entre los meses de Junio a Septiembre.

4 GEOLOGIA

4.1 LOCALIZACION GEOLOGICA

Las condiciones geológicas del área estudiada son muy complejas, debido a la existencia de numerosas unidades que presentan notables cambios de facies y complicadas relaciones tectónicas entre sí. Algunas de estas unidades geológicas han sido reinterpretadas y redefinidas de muy distintas formas; incluso en nuestros días, se asiste a un intenso debate sobre su procedencia y la disposición general que adoptan. Como indica Martín Algarra (1987), es necesaria una revisión detallada de la geología del macizo de Sierra Gorda y de sus áreas adyacentes a fin de aclarar las relaciones entre las numerosas unidades existentes. Desde la Tesis de Vera (1966 b) que supuso un avance crucial en los conocimientos, ningún trabajo geológico aborda la región en su total complejidad.

El área estudiada se localiza en el sector central de las Cordilleras Béticas, muy próxima e involucrada en el contacto entre Zonas Externas y Zonas Internas (figura 49). Precisamente, la cercanía a este contacto, que ha sido y es objeto de interpretaciones muy diversas, dificulta la atribución de algunas unidades, integrantes o no del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda, a un determinado dominio paleogeográfico.

Pertenecientes a las Zonas Externas, aparecen varias unidades geológicas correspondientes al dominio de la Zona Subbética, concretamente al Subbético medio y Subbético interno, apareciendo, también, materiales del "Trías de Antequera". El Subbético medio central está poco representado y consiste en pequeños afloramientos de margas y margocalizas del Cretácico inferior, dispersos en el sector septentrional de la región, junto al Hacho de Loja. Al Subbético medio meridional se atribuyen, por afinidad, las unidades correspondientes al Complejo de la "Alta Cadena", incluida la unidad del Gallo-Vilo, si bien, muchas de las unidades presentes en este complejo gozan de características estratigráficas intermedias entre las del Subbético medio y las del Penibético (Martín Algarra, 1987), e incluso del Subbético interno, siendo muy difícil su catalogación. Peyre (1974), con una concepción tectónica distinta, les atribuye un origen ultrapenibético. La Alta Cadena (Blumenthal, 1931) se sitúa al Oeste del área estudiada, entre Sierra Gorda y el Torcal de Antequera.

El Trías de Antequera no constituye un dominio paleogeográfico definido, sino que procede de la base de las unidades subbéticas adyacentes, aunque, desde el punto de vista

tectónico es una unidad totalmente independiente (Martín Algarra, 1987). Aflora al noroeste del sector de estudio, y, puntualmente, al noreste, entre los materiales neógenos próximos a Moraleda.

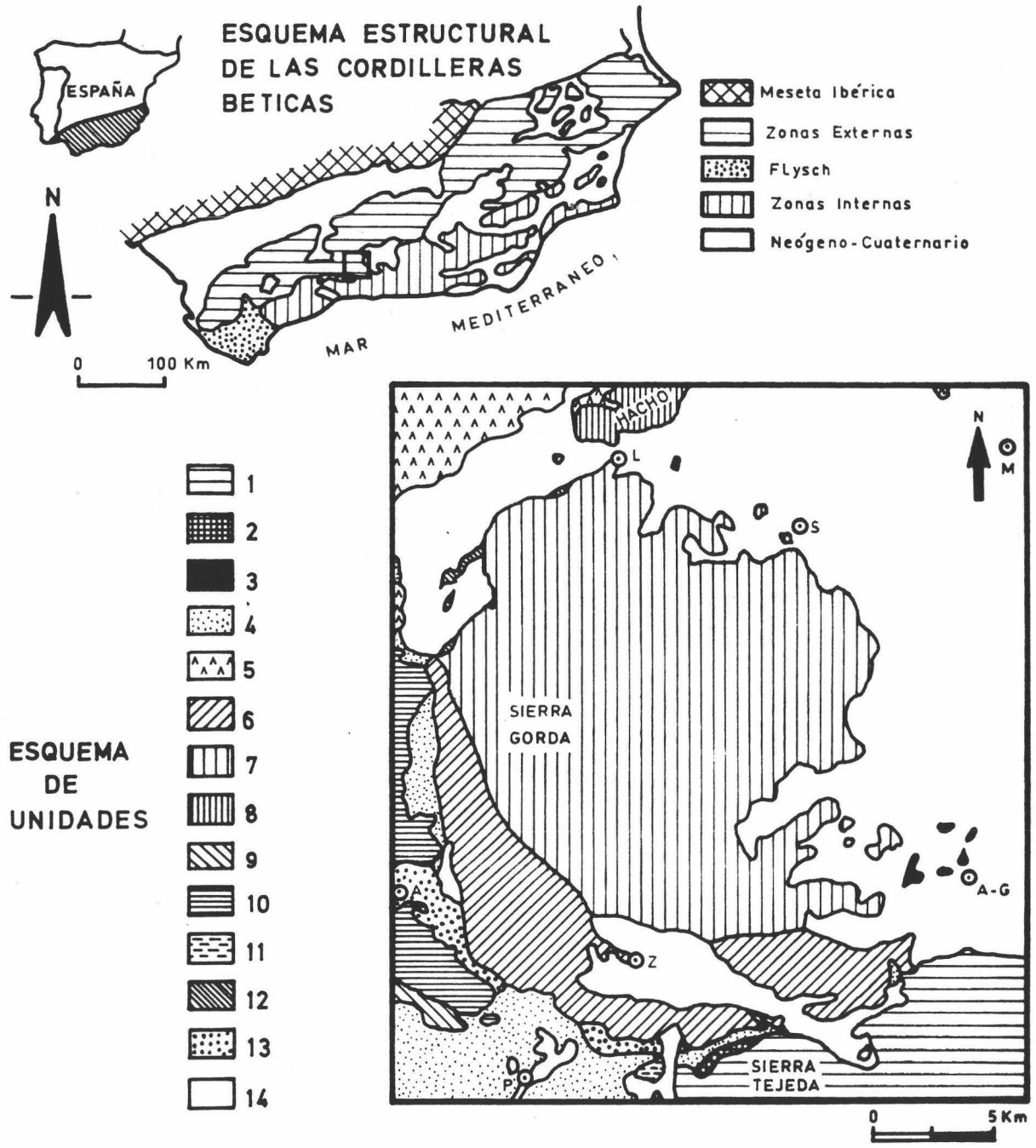


Figura 49.- Unidades y dominios geológicos presentes en el área estudiada: 1, Complejo Alpujárride; 2, Complejo Maláguide; 3, Dorsal Bética o Rondaides; 4, Complejo Colmenar-Periana; 5, Trías de Antequera; 6, Unidad de Zafarraya; 7, Unidad de Sierra Gorda; 8, Unidad del Hacho de Loja; 9, Penibético; 10, Complejo de la Alta Cadena; 11, Unidad de Zalia; 12, Formación Tajea; 13, Formación Santana; 14, materiales neógenos y cuaternarios "postorogénicos". Poblaciones: L, Loja; S, Salar; M, Moraleda de Zafayona; A-G, Alhama de Granada; Z, Zafarraya; A; Alfarnate; P, Periana.

Las unidades del Hacho de Loja, de Sierra Gorda y de Zafarraya fueron definidas por Vera (1966 a y b). La primera de estas unidades presenta características de transición entre el Subbético medio y el Subbético interno, por lo que se la encuadra en el dominio Subbético interno septentrional (Rivas *et al.*, 1979). La unidad de Sierra Gorda se ha considerado como un elemento típico del Subbético interno (García Dueñas, 1969; Azema *et al.*, 1979; García Hernández *et al.* ,1979 a y 1980), cuya posición paleogeográfica original debió ser equivalente a la del Penibético. Sin embargo, la unidad de Zafarraya, entendiendo como tal los afloramientos esencialmente carbonatados ubicados inmediatamente al Oeste y Sur de la unidad de Sierra Gorda, presenta unas características estratigráficas y una posición tectónica especiales que dificultan enormemente su atribución a un dominio paleogeográfico concreto. Rivas *et al.* (*op. cit.*) consideran que esta unidad pertenece al Subbético interno; Delgado (1970), Peyre (1974), Mathis (1974) y Delgado y Sanz de Galdeano (1981) la ponen en relación con diversos elementos de la Alta Cadena; Elorza y García Dueñas (1979) apuntan la posibilidad de que pertenezca a las unidades dorsalianas (es decir, a las Zonas Internas), al igual que Martín Algarra (1987), quien le reconoce algunos rasgos estratigráficos propios de las unidades Rondaides o Alpujárrides. A pesar de todo, este último autor se decanta más por la atribución de esta unidad a las Zonas Externas, e insiste, una vez más, en la necesidad un estudio geológico detallado de la región que nos ocupa.

Al Sur y al Este de la Unidad de Zafarraya afloran importantes extensiones del Complejo Colmenar-Periana (Blumenthal, 1931), equivalente a los Flysch del Campo de Gibraltar, cuya posición paleogeográfica original sería intermedia entre las Zonas Internas y las Zonas Externas.

Como elementos de las Zonas Internas aparecen unidades pertenecientes a tres grandes dominios tectónicos y paleogeográficos: Alpujárrides, Rondaides o "Dorsal Bética" y Maláguides. Las Alpujárrides están constituidos por un apilamiento de mantos que afloran al Sur y sureste del área de estudio, predominando en extensión la unidad de Sierra Tejeda. Según Martín Algarra (1987), en una posición tectónica equivalente a la de los Alpujárrides se situarían los afloramientos Rondaides de los Baños de Alhama, que otros autores (Busnardo *et al.*, 1969) atribuyen a la "Dorsal Bética", definida por Durand Delga y Foucault (1967). También aparecen representados materiales pertenecientes al Complejo Maláguide, así como un posible elemento de su cobertera: la unidad de Zalia.

Al Sur de la unidad de Zafarraya y en el sector de la Alta Cadena afloran materiales de edad Oligoceno-Mioceno inferior. En la Alta Cadena, especialmente en el Gallo-Vilo, se observa que estos materiales descansan en discordancia sobre los materiales mesozoicos

(Magné *et al.*, 1969), por lo que podrían ser considerados como parte integrante de las unidades del sector. Sin embargo, al suroeste de Ventas de Zafarraya, los mismos materiales afloran con independencia tectónica de su substrato original, posiblemente debido a la superposición de la unidad de Zafarraya; fueron distinguidos por Mathis (1974) con el nombre de Formación Santana, denominación que se adopta en este estudio para todo el conjunto de materiales semejantes.

Ciertos materiales que afloran en discordancia, principalmente sobre la unidad de Sierra Gorda, al Sur de Riofrío y en las proximidades de la Venta del Rayo, son atribuidos por Delgado *et al.* (1984) presumiblemente al Oligoceno-Mioceno. El escaso conocimiento que existe actualmente sobre estas rocas me ha llevado a agruparlas -de manera totalmente informal, y a fin de mantener un cierto orden en la nomenclatura- bajo la denominación de Formación Tajea.

Por último, hay que señalar la importante extensión que alcanzan los materiales neógeno-cuaternarios "postorogénicos", los cuales rellenan las grandes depresiones: la de Granada y su prolongación occidental al Oeste de Loja, y la de Zafarraya.

4.2 CARACTERISTICAS ESTRATIGRAFICAS

La descripción sistemática de los rasgos estratigráficos de la región se hace agrupando los materiales principalmente en unidades tectono-estratigráficas, y a veces en grandes dominios o conjuntos tectónicos y paleogeográficos. Al mismo tiempo, estas unidades y grandes conjuntos se clasifican en preorogénicos o "postorogénicos", cuando la edad de los materiales que engloban sea anterior o posterior a la base del Mioceno superior, respectivamente.

En las dos unidades geológicas principales que conforman el acuífero carbonatado de Sierra Gorda (unidades de Sierra Gorda y de Zafarraya), se ha puesto especial énfasis en aclarar la distribución de las litofacies y de las discontinuidades, especialmente cuando estas últimas pudieran haber coincidido con etapas de emersión y paleokarstificación.

4.2.1 Materiales preorogénicos

4.2.1.1 Unidad de Sierra Gorda

La unidad de Sierra Gorda fue definida por Vera (1966 b), y en ella incluyó los materiales carbonatados de edad jurásica que se extienden desde Loja hasta el polje de Zafarraya, coincidentes en gran parte con las sierras de Loja y Gorda (s.str.), así como los materiales margosos y margocalizos del Cretácico que jalonan el Barranco de Salar y están limitados al Este por la depresión de Granada.

Durante mucho tiempo se consideró como una unidad bastante uniforme en toda su extensión, desde el punto de vista estratigráfico. No obstante, los trabajos recientes de García Hernández *et al.* (1986-1987) y Lupiani y Soria (1988 a) han constatado variaciones estratigráficas importantes respecto a la serie tipo de Venta Quesada (Linares y Vera, 1966), lo que ha conducido a distinguir al menor dos sectores con series estratigráficas distintas: un sector septentrional y un sector meridional (figura 50). Las principales diferencias entre ambos se producen fundamentalmente en los materiales correspondientes al Jurásico medio y superior.

Es muy probable, dadas las características geológicas regionales, que la base de esta unidad esté constituida por materiales detrítico-evaporíticos del Triásico (las típicas facies Keuper del Trías germánico), los cuales afloran al noroeste de Sierra Gorda aunque no en relación directa con ella.

El primer conjunto litoestratigráfico claramente relacionado con la unidad de Sierra Gorda está constituido por unas dolomías grises brechificadas, con raras intercalaciones de margas amarillentas, azoicas, y enclaves calizos de bordes difusos. Afloran en el sector central-septentrional de Sierra Gorda, en la parte alta del macizo y según una alineación Norte-Sur que va desde el Morro de la Cabra (al OSO de Loja) hasta el pico Montoso. La potencia máxima visible alcanza los 200 m, aunque el espesor puede ser extremadamente variable en cortas distancias, ya que, como ocurre en otras series carbonatadas de la Zona Subbética (Martín, 1979 y 1980), estas rocas se originan por dolomitización secundaria de la base del tramo calizo superior, a favor de grandes fracturas. Su edad podría estar comprendida entre el Trías superior y el Lías inferior, según Lupiani y Soria (1988 a).

Sobre estas dolomías basales, en contacto siempre difuso y muy irregular, se dispone

la formación más característica y extensa del macizo de Sierra Gorda. Se trata de una potente formación de calizas muy puras, de tonos claros, blancas o más raramente beiges. Domina la estratificación masiva, con estratos de espesor superior al metro, aunque puntualmente pueden observarse tramos de calizas tableadas e incluso en finas láminas. Las texturas son muy variadas y no se conoce bien la distribución espacial de cada tipo. Se observan calizas micríticas, calizas laminadas, calizas con textura fenestral y calizas pisolíticas y oncolíticas. En ocasiones se observan intercalaciones de calizas micríticas con radiolarios y nódulos de sílex; estas facies se ven en numerosos puntos del macizo, aunque son más frecuentes en el borde Norte de la sierra, donde transicionan con las facies de plataforma. En el techo de la formación suelen aparecer finas pasadas de crinoiditas, muy ricas en braquiópodos, que en conjunto no superan los 10 m de espesor. Estos niveles corresponden al Carixiense, por lo que a este conjunto litoestratigráfico se le asigna una edad Lías inferior y medio, o Lías infradomerense. Su potencia mínima supera los 800 m (Vera, 1966 b; Lupiani y Soria, 1988 a).

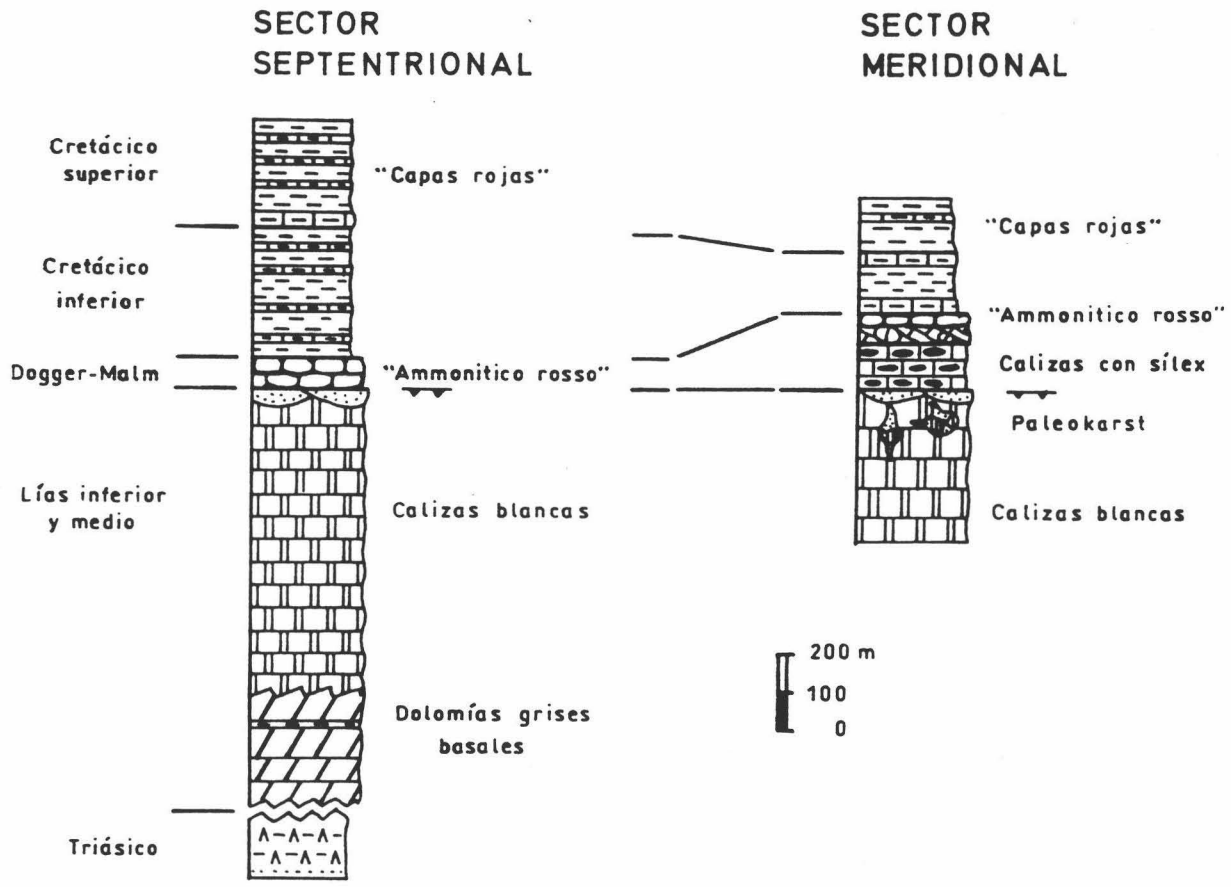


Figura 50.- *Series estratigráficas sintéticas de los sectores septentrional y meridional de la unidad de Sierra Gorda, basadas en los trabajos citados a lo largo del texto.*

El techo de esta formación coincide con una superficie de paro en la sedimentación ("Hard ground"), que en el sector meridional (figura 50) correspondería a una superficie de erosión y paleokarstificación manifestada por pequeños diques neptúnicos rellenos de crinoiditas y materiales pelágicos del Lías superior. No obstante, esta superficie de discontinuidad (ruptura intracarixiense) queda disimulada por otras discontinuidades jurásicas más modernas, muy desarrolladas en este sector meridional, hasta el punto que se pueden observar otros diques neptúnicos y paleocavidades que penetran unos 100 m desde el techo de la formación (García Hernández *et al.*, 1986-1987). En el apartado dedicado a la karstificación (capítulo 5) describiré con más detalle las características de este paleokarst mesozoico.

El Lías superior y la base del Dogger (Aalenense) están muy mal representados en la unidad de Sierra Gorda. En contados puntos de la misma se ha reconocido una caliza fosilífera pelágica de color pardo (García Hernández *et al.*, *op. cit.*), muy condensada, con espesores de 20 cm a 1,5 m, que puede ser atribuida a esta edad.

El resto del Jurásico medio y el Jurásico superior difieren notablemente según se considere el sector septentrional o el sector meridional (figura 50). En el sector septentrional el Dogger y el Malm corresponden a una serie de calizas nodulosas ("ammonitico rosso"), amarillentas en la base y rojas a techo, de potencia inferior a 20 m. En todo el tramo se intercalan bancos de calizas biomicríticas no nodulosas, mientras que hacia la parte superior las calizas nodulosas alternan con margas y margocalizas, en tránsito gradual hacia la formación cretácica superpuesta. La edad de esta formación está bastante bien determinada gracias a los numerosos estudios bioestratigráficos llevados a cabo sobre la misma (Sequeiros, 1972 a y b, 1974 y 1979; Sequeiros y Olóriz, 1979; Olóriz, 1978 y 1979; Olóriz y Tavera, 1979; Sandoval 1979 y 1983; Tavera, 1979 y 1984), y comprende desde el Bajocense hasta el Berriasense (primer piso del Cretácico). Aflora especialmente a lo largo del borde oriental de la sierra y en los alrededores del pico Cabras (parte superior del macizo).

En el sector meridional las facies del Jurásico medio y superior varían de forma considerable en cortas distancias (García Hernández *et al.* (1986-1987). El Dogger suele estar constituido por calizas micríticas de tonos crema, en bancos gruesos hacia la base y bien estratificados al techo, con nódulos de sílex negro y niveles con cantos brechoides de calizas blancas infradomerenses hacia la parte alta; su potencia oscila entre 30 y 50 m, estando los límites inferior y superior marcados por importantes discontinuidades. El Malm se inicia con un tramo de brechas intraformacionales desorganizadas y de color beige, las cuales sellan una

superficie paleokárstica irregular, con presencia de diques neptúnicos, excavada en materiales carbonatados anteriores al Kimmeridgiense. Lateralmente y en la vertical, estas brechas pasan a calizas nodulosas ("ammonitico rosso") que hacia el techo intercalan frecuentes pasadas de margas y margocalizas rojas, así como niveles turbidíticos con nódulos de sílex. Su potencia total no suele sobrepasar los 20 m, correspondiendo los niveles más altos a la base del Cretácico (Berriasense inferior).

En toda la unidad de Sierra Gorda, la mayor parte del Cretácico inferior está compuesta por una monótona serie de margas y margocalizas de tonos claros (grises o verdosas), cuya potencia puede sobrepasar los 400 m, especialmente en el sector septentrional de la unidad (valle del arroyo de Salar). En algunas secciones, esta formación culmina con niveles de margocalizas que incluyen nódulos de sílex; facies parecidas han sido atribuidas al Cretácico medio en otros puntos de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (Martín Algarra, 1987).

En aparente concordancia con el tramo anterior se sitúa una sucesión de margas y margocalizas del Cretácico superior-Eoceno inferior, fácilmente reconocible por su característico color salmón ("capas rojas de rosalinas"), cuya potencia puede sobrepasar los 300 m. Los afloramientos más extensos se localizan a lo largo del Barranco de Salar, en el Rincón de Alcaudique y en las proximidades del Almendral. El carácter calizo es más patente hacia la base de la formación.

Por último, Lupiani y Soria (1988 a) describen dos pequeños afloramientos de margas verdosas en las proximidades de los picos Cazadores y Mina, para los cuales encuentran una edad Eoceno-Oligoceno. Su relación estratigráfica con los materiales de la formación anterior es difícil de establecer debido a la posición tectónica que ocupan actualmente los dos afloramientos.

4.2.1.2 Unidad de Zafarraya

Esta unidad también fue definida por Vera (1966 b). En ella incluyó los materiales mesozoicos, esencialmente carbonatados, que se extienden al Oeste y Sur de la unidad de Sierra Gorda; así como las sierras de Gibalto, San Jorge y Gallo-Vilo, que en este estudio se consideran como parte integrante del complejo de la Alta Cadena.

La intensa tectonización que afecta a esta unidad, así como la falta de buenos

afloramientos, dificulta mucho su estudio estratigráfico. Así, se observan variaciones importantes en la secuencia litológica de unos sectores a otros. Es probable que una revisión detallada de las características estratigráficas y tectónicas de esta unidad (aconsejada por Martín Algarra, 1987) conlleve a la diferenciación de más de una subunidad geológica en el seno del conjunto.

Los términos más inferiores de la unidad de Zafarraya corresponden a una potente serie de dolomías y calizas dolomitizadas grises (figura 51). La estratificación es masiva, en bancos de espesor superior al metro, presentando una característica brechificación que facilita la explotación en canteras. El espesor de esta formación es muy variable debido a que la dolomitización es secundaria; por ello, el contacto con el tramo superior es siempre difuso. Según Vera (1966 b), su potencia puede superar los 800 m. Los afloramientos más extensos se localizan en las proximidades de la Alcaicería, pico Torrecilla, pico Umbría y, sobre todo, a lo largo de la carretera que va desde Zafarraya al puerto de los Alazores. En este último sector, Martín Algarra (1987) ha reconocido abundantes fósiles del Trías superior, por lo que la edad de esta formación podría ser Noriense-Lías inferior, confirmando así las sospechas de Vera (1966 b) y Mathis (1974) respecto a la antiguedad de la misma.

Por encima de las dolomías se tiene un potente tramo de calizas blancas, pisolíticas y oolíticas, que son equivalentes en muchos aspectos a las de la unidad de Sierra Gorda. Se presentan en bancos gruesos, con espesores de 1 a 2 m. Localmente pueden intercalar algunos niveles de calizas margosas gris-amarillentas. La potencia media de esta formación puede superar fácilmente los 500 m, aunque, en general, varía mucho de unos sectores a otros. Barba *et al.*(1977) estiman espesores del orden de 1700 m en el pico Torca, mientras que, en el sector más oriental de la unidad de Zafarraya, esta formación llega a faltar, bien por un cambio lateral de facies o por dolomitización total del tramo. Su edad es Lías inferior y medio.

A unos 2 Km al noroeste de los sumideros del arroyo de la Madre, en los alrededores del arroyo Hediondo, existen afloramientos de calizas blancas con diques neptúnicos. Vera (1966 b) incluyó este área en la unidad de Zafarraya, mientras que Lupiani y Soria (1988 a) lo atribuyen a la unidad de Sierra Gorda. En este trabajo considero la primera opción, por lo que habría que admitir la existencia de procesos de paleokarstificación en la cuenca mesozoica de la unidad de Zafarraya.

En general, los materiales correspondientes al Lías superior-Dogger (figura 51) constituyen una monótona serie de calizas grises con sílex, con intercalaciones de margas y

margocalizas, en bancos de hasta 1 m de espesor en la base y más tableadas hacia el techo. En la parte superior pueden aparecer calizas con sílex y micríticas rosáceas, con intercalaciones de margas y margocalizas amarillentas, que presentan microfacies de filamentos y oolitos dispersos, correspondientes al Dogger.

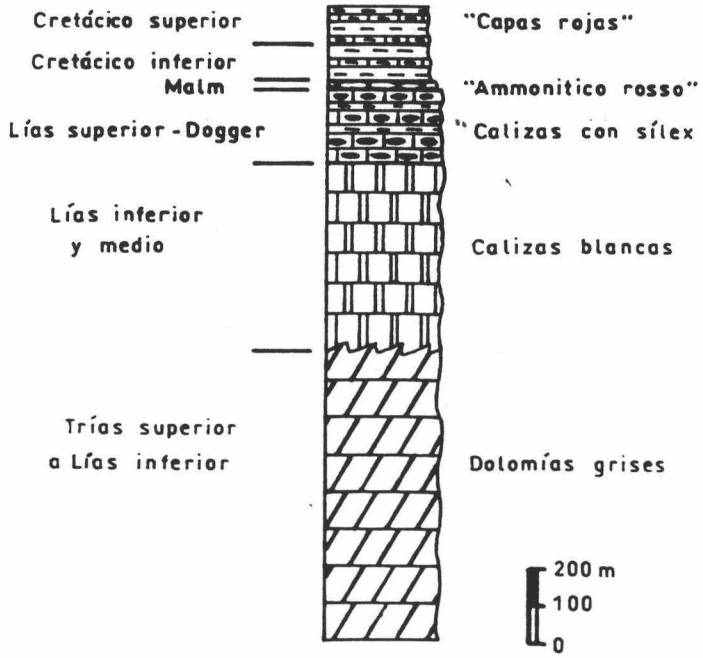


Figura 51.- *Serie estratigráfica sintética de la unidad de Zafarraya, basada en los trabajos citados a lo largo del texto.*

El Jurásico superior está muy mal representado en esta unidad, llegando incluso a faltar. Consiste en un paquete de calizas, margas y margocalizas nodulosas rojizas, localmente con sílex hacia la base, con una potencia máxima de 10 m. Los afloramientos son de escasas dimensiones, destacando los situados al Sur de la Sierra de Alhama, Marchamona, arroyo Hediondo, y un pequeño afloramiento que se corta subiendo por un carril que conduce hacia la parte alta de Sierra Gorda, y que parte de la antigua carretera de Granada-Málaga, en las proximidades de la cortijada de las Mozas.

El Cretácico inferior (Neocomiense) está constituido por margas y margocalizas de tonos claros. Los escasos afloramientos existentes -siempre próximos a los del Malm- suelen estar limitados por contactos mecánicos, y presentan unas dimensiones muy reducidas.

El Cretácico superior-Eoceno consiste en margas y margocalizas "esquistosas" de

color rojo salmón o verdosas. Los afloramientos son también muy reducidos. Existen facies similares a éstas al Sur de Zafarraya, limitando por el Norte los relieves del pico Umbría (sierra de Alhama). Estos materiales aparecen siempre en contacto tectónico con las calizas blancas o las dolomías de la base de la unidad; por ello, cabe la posibilidad de que estos materiales pertenezcan a otra unidad distinta a la de Zafarraya (Elorza y García Dueñas, 1979).

4.2.1.3 Otras unidades

Como ya he indicado anteriormente, en el sector de estudio concurre un gran número de unidades geológicas cuyas relaciones paleogeográficas con las unidades que constituyen el acuífero de Sierra Gorda -unidades de Sierra Gorda s.str. y de Zafarraya- no están aún resueltas. En este apartado describiré brevemente los rasgos litoestratigráficos de las unidades que se sitúan en el contorno de estas dos principales.

a) Trías de facies germánicas ("Trías de Antequera")

Sus afloramientos se localizan en el extremo noroccidental del área estudiada y en las proximidades de Moraleda de Zafayona (figura 49), constituyendo los últimos retazos orientales del denominado "Trías de Antequera" (Staub, 1926). Es frecuente que en la bibliografía se refieran a estos materiales como Trías germano-andaluz (Blumenthal, 1927), denominación que personalmente no comparto, ya que los principales rasgos estratigráficos originales que presenta son muy similares en toda Europa occidental.

En general, los materiales aparecen caóticos, muy discontinuos y trastocados, lo que dificulta enormemente el estudio geológico. En el área que nos ocupa, estas masas triásicas están compuestas por tres conjuntos litológicos principales:

- Materiales propiamente triásicos: se trata de margas y lutitas versicolores dominantes, que engloban pequeños núcleos o niveles discontinuos de carbonatos, carniolas, areniscas, evaporitas y ofitas. Ocasionalmente, las evaporitas pueden tener una gran continuidad, como ocurre en las proximidades de Fuente Camacho. Los materiales carbonatados corresponden, en general, a las facies Muschelkalk del Trías germánico y a facies carbonatadas del Noriense, mientras que los detrítico-evaporíticos corresponden a las facies Keuper (Pérez López, 1991).

- Materiales resedimentados: se trata de brechas y conglomerados con matriz arcillosa y/o cemento yesífero, procedentes de los materiales propiamente triásicos, y redepositados por gravedad sobre el mismo Trías, probablemente durante el Mioceno o más tarde. En algunos lugares, es posible que la brechificación se deba a procesos tectónicos, como sugiere Sanz de Galdeano (1983).

- Enclaves metamórficos: consisten en afloramientos, reducidos y dispersos por el resto de los materiales descritos, de calcoesquistos, mármoles, cuarcitas y metapelitas de origen muy discutido.

b) Unidad del Hacho de Loja

Esta unidad se sitúa en la parte más septentrional del área de estudio, limitando por el Norte al valle del río Genil en Loja (figura 49). Los materiales que la constituyen, esencialmente carbonatados, fueron incluidos por Vera (1966 a) en la unidad Parapanda-Hacho de Loja. Este autor describe la serie estratigráfica del Hacho de Loja, en la que se observa una gran potencia de los términos del Lías inferior y medio (más de 700 m) y una escasa representación del resto de la serie mesozoica. La serie comienza con materiales de edad triásica (arcillas, margas, areniscas, yesos y dolomías) a los que se superpone, con frecuencia mediante contacto mecánico, unas dolomías grises, laminadas o brechoides, que pasan gradualmente y mediante un contacto difuso a calizas blancas o beiges de textura oolítica y oncolítica. En este último tramo se intercalan, localmente, calizas con nódulos de sílex y, hacia el techo, delgados niveles de crinoiditas. La edad para todo el conjunto carbonatado es, presumiblemente, Lías inferior y medio.

En un solo punto de la unidad se observan unos niveles de calizas rosadas, con una potencia visible de 5 m, situados a techo de las crinoiditas. Vera (1966 a) los atribuyó al Malm, aunque esta edad es discutida actualmente, a la luz de nuevos hallazgos paleontológicos (Lupiani y Soria, 1988 b).

También en un solo punto es posible observar unas margas y margocalizas de tonos claros, atribuibles al Cretácico de esta unidad, cuya relación con los materiales del resto de la unidad queda enmascarada por las fracturas que delimitan el afloramiento. En general, todos los afloramientos de la unidad del Hacho de Loja se encuentran muy tectonizados y compartimentados, siendo muy difícil realizar un perfil estratigráfico completo.

c) Complejo de la Alta Cadena

En el sector occidental y suroccidental del macizo de Sierra Gorda (figura 49), y entre este y el Torcal de Antequera, aparece una serie de relieves enérgicos con características estratigráficas y tectónicas "parecidas", que Blumenthal (1931) agrupó bajo el término geográfico de "Alta Cadena" (*Haute Chaîne de la Dorsale*). De todo el conjunto de alineaciones montañosas que la forman, las más próximas al macizo de Sierra Gorda corresponden a las sierras de Gibalto, Tres Mogotes y Gallo-Vilo. Todas ellas se caracterizan por presentar un Lías inferior y medio (que constituye la mayor parte de los afloramientos) muy semejante, formado por dolomías grises bien estratificadas en la base y de aspecto masivo a techo (Martín Algarra, 1987), seguidas de un potente tramo de calizas blancas sobre todo oolíticas. En la unidad de Gallo-Vilo, además, aparecen algunas intercalaciones de margas irisadas entre las calizas blancas (Barba *et al.*, 1977).

La base de estas dos formaciones liásicas en el Gallo-Vilo está formada por unas dolomías que pasan lateralmente a margas, arcillas, areniscas y conglomerados rojizos, todo ello atribuible al Triásico o, incluso, a parte del Lías inferior (Magné *et al.*, 1969). En el macizo de Tres Mogotes, las dolomías basales presentan intercalaciones de rocas volcánicas y la base triásica está formada por arcillas y carniolas. La potencia total para el Lías inferior y medio, en la mayor parte de las unidades representadas, es del orden de 300 m.

Los materiales del Lías superior al Jurásico superior varían grandemente de unos sectores a otros. Así, las escamas más orientales de la Sierra de Gibalto (Delgado y Sanz de Galdeano, 1981) y la Sierra de Tres Mogotes presentan facies de margocalizas y calizas localmente con sílex, mientras que el Gallo-Vilo muestra una serie caliza oolítica (¿Dogger?) en la base y margoso-radiolarítica a techo.

El Cretácico, con facies margosas y margocalizas, aparece sólo de forma puntual en estas unidades y en general se halla muy cubierto. Otros materiales, correspondientes al Terciario, discordantes y transgresivos sobre las series mesozoicas de algunas unidades de la Alta Cadena, serán descritos aparte, dentro del conjunto de formaciones oligo-miocenas.

d) Complejo Colmenar-Periana

Se trata de un conjunto de unidades tectónicas superpuestas (con una estructura bastante caótica), constituidas en este área de trabajo por materiales oligocenos y, sobre todo, del Mioceno inferior, los cuales muestran un desarrollo predominante de facies flysch.

Afloran extensamente al Sur del área estudiada (figura 49), en los alrededores de Periana; desde aquí se prolongan hacia el Este en forma de cuña, hasta casi desaparecer en el sector de la Alcaicería. Al Este de Ventas de Zafarraya se "indentan" entre los materiales carbonatados de la unidad de Zafarraya y desaparecen bajo el relleno cuaternario del polje de Zafarraya. También se observan estos materiales al Oeste de Sierra Gorda. Por último, Lupiani y Soria (1988 b) atribuyen a un complejo equivalente ("Zona Circumbética") unas formaciones margosas con niveles turbidíticos y calizas de Microcodium que afloran en las proximidades del Hacho de Loja y al Oeste del mismo.

Desde el punto de vista litológico dominan las facies margosas o arcillosas de colores rojos o verdes con intercalaciones de areniscas. En ocasiones se observan paquetes de areniscas cuarzosas ("Arenisca del Aljibe") con una cierta continuidad. El complejo Colmenar-Periana incluye también numerosos elementos exóticos, a modo de olistolitos, de composición, escala y edad muy diversa, y siempre con escasa continuidad lateral.

e) Unidad de los Baños de Alhama. Rondaides o Dorsal Bética

Se localiza al Norte de Alhama de Granada, en los alrededores del balneario del mismo nombre. Los afloramientos son poco extensos y aparecen muy cubiertos por materiales postorogénicos tortonienses. Las descripciones se refieren al corte de los Baños de Alhama, el cual constituye una de las secuencias mejor expuestas y estudiadas de este tipo de unidades. Busnardo *et al.* (1969) atribuyen la parte central de la sección a un Trías en facies pelágicas, lo cual es cuestionado por Braga *et al.* (1984) y Martín Algarra (1987). La edad del conjunto oscila entre Lías inferior y medio, datado mediante ammonites (Busnardo *et al.*, 1966 y 1969; Braga *et al.*, 1984).

Desde el punto de vista litológico, la serie consiste en una alternancia de bancos calizos decamétricos y margas o margocalizas. En ocasiones se intercalan niveles de calizas nodulosas y a techo de la serie aparecen calizas con sílex. La potencia del conjunto es superior a 120 m.

f) Complejo Maláguide

Aflora escasamente en una banda de dirección Este-Oeste, situada al Norte de Sierra Tejeda y al Sur del polje de Zafarraya, la cual se acuña considerablemente a la altura de la Alcaicería. En este sector presenta una sucesión de esquistos y filitas de colores rojos o verdes y de probable edad Silúrico, seguidos de pizarras y grauwacas con intercalaciones de

calizas devono-carboníferas y, por último, conglomerados, areniscas y pelitas permo-triásicas (Elorza y García Dueñas, 1979). La potencia es de unos 100 m como mucho.

Martín Algarra (1987) atribuye los materiales postriásicos de la unidad de Zalia (Mathis, 1974), localizados al Sur del Boquete de Zafarraya (figura 49), a la cobertera tectonizada del Maláguide. Esta unidad, difícil de asignar a un dominio paleogeográfico concreto, presenta una secuencia de calizas crema seguida de calizas con sílex, todo ello de edad jurásica. La serie estratigráfica culmina con margas y margocalizas blanquecinas del Cretácico inferior.

g) Complejo Alpujárride

En los sectores Sur y sureste del área estudiada (figura 49) aparecen materiales correspondientes al dominio Alpujárride; concretamente constituyen los relieves de Sierra Tejeda, alrededores de la Alcaicería y los Rodaderos.

Se trata de una pila de mantos superpuestos, con rasgos estratigráficos comunes a todos ellos: un zócalo pretriásico compuesto por esquistos que intercalan mármoles en afloramientos lenticulares, y una cobertera carbonatada, frecuentemente metamorfizada (mármoles) de edad triásica y en facies alpina. Se distinguen cuatro unidades correspondientes a tres mantos alpujárrides, siendo la más inferior la de Sierra Tejeda, de la que sólo afloran en este área los mármoles superiores de la serie (Elorza y García Dueñas, 1979).

h) Formaciones oligo-miocenas

No son unidades tectónicas definidas, sino formaciones terciarias que descansan discordantemente sobre algunas de las series mesozoicas, formando parte de la cobertera de las mismas.

Se puede incluir en este grupo los siguientes materiales: las margas rojas con intercalaciones arenosas y calcareníticas del Oligoceno, así como las margas silíceas y silexitas del Oligoceno-Mioceno inferior, que afloran sobre algunas unidades de la Alta Cadena próximas al Puerto de los Alazores (Pineda Velasco, 1984); los conglomerados poligénicos con intercalaciones margosas rojas de edad Oligoceno superior, las margas grises con niveles de calcarenitas y turbiditas (tránsito Oligoceno-Aquitaniense) y las margas silíceas y silexitas potentes (Aquitaniense-Burdigaliense inferior), que aparecen en discordancia sobre

el mesozoico del Gallo-Vilo (Magné *et al.*, 1969); los conglomerados, margas, calizas y areniscas de la formación Santana (Mathis, 1974), cuyos afloramientos se localizan entre el Boquete de Zafarraya y el cortijo de la Marchamona, al Sur de la Sierra de Alhama.

También he incluido en este tipo de formaciones unos niveles de brechas calcáreas poligénicas, muy cementadas y dispuestas es estratos masivos, que aparecen en el sector de la Venta del Rayo -Cortijo del Cerrajón- La Tajea, al Sur de Riofrío. Estas brechas, que he denominado de manera totalmente informal como Formación Tajea (figura 49), en su aspecto exterior son fácilmente confundibles con las calizas blancas de Sierra Gorda, sobre las que descansan discordantemente. En ocasiones se observan potencias de más de 100 m. Estas rocas son presuntamente atribuidas por Delgado *et al.* (1984) al Oligoceno-Mioceno.

En el mismo sector, y por encima de las brechas calcáreas cementadas, Delgado *et al.* (*op. cit.*) observan niveles de conglomerados soportados por una matriz arcillosa seguidos por unas arcillas, localmente con tonos abigarrados, que por su aspecto podrían proceder de la resedimentación del Trías situado al Norte. Estas formaciones son atribuidas al Mioceno terminal, con reservas.

4.2.2 Materiales "postorogénicos"

Los materiales descritos hasta ahora corresponden a unidades tectónicas del edificio estructural de las Cordilleras Béticas. Todos ellos, salvo algunos de edad desconocida o dudosa, son anteriores al Mioceno medio y se encuentran intensamente deformados. Los materiales del Mioceno medio son mal conocidos en el área de estudio pudiendo ser atribuido a esta edad un pequeño afloramiento de arenas y arcillas rojas procedentes de los materiales Alpujárrides, situado junto a la presa de derivación del río Alhama, al Sur del pueblo de igual nombre. Su edad es Langhiense superior-Tortoniense basal (Rodríguez Fernández, 1983) y corresponden al miembro detrítico rojo de la formación La Peza (Rodríguez Fernández, 1982). Estos materiales representan los últimos sedimentos depositados, esencialmente sobre las Zonas Internas, antes de la importante fase orogénica que deformó las Zonas Externas, y, por tanto, la mayor parte del área de estudio. A partir de este momento se depositan, en las depresiones de Granada (sector oriental del área de estudio) y Zafarraya, los materiales del Mioceno superior-Cuaternario, clasificados como "postorogénicos", aunque, como detallaré más adelante, se hallan afectados de una importante deformación neotectónica.

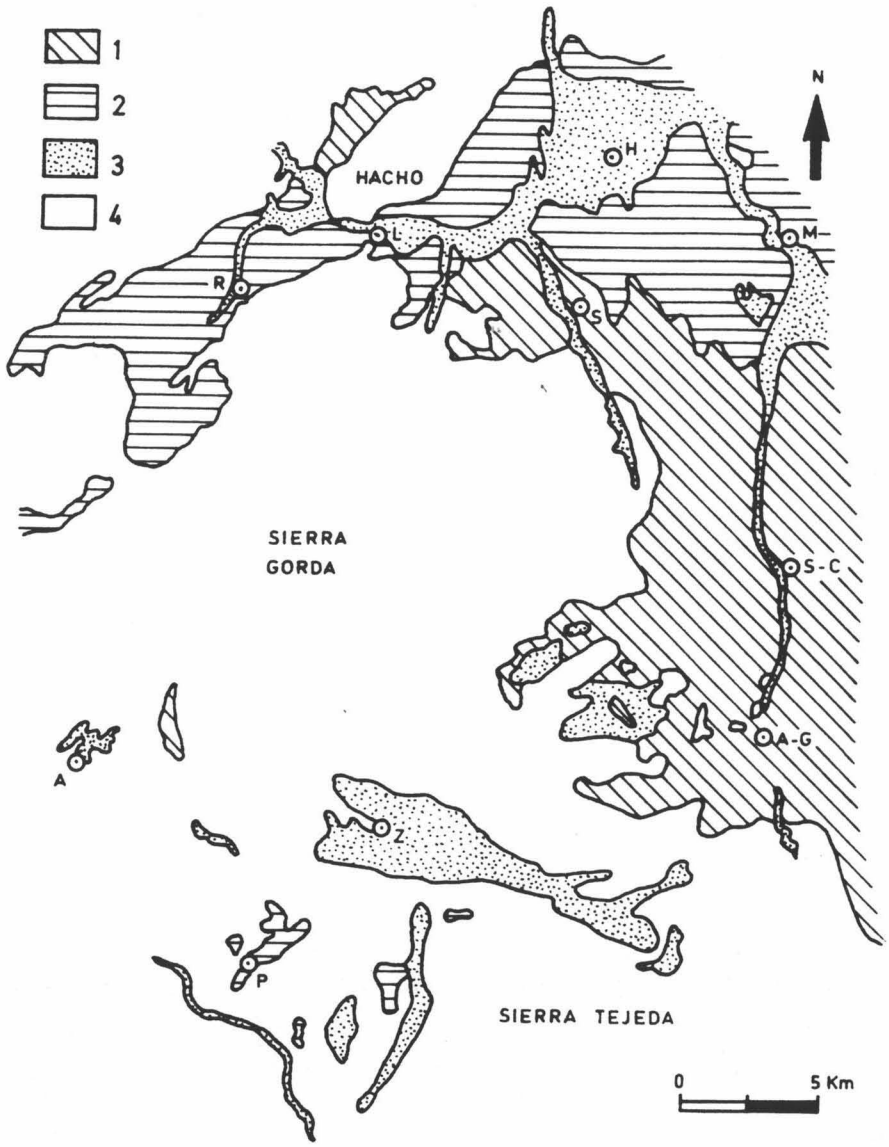


Figura 52.- Distribución espacial de los tres conjuntos de materiales "postorogénicos" diferenciados. 1, Mioceno superior; 2, Mioceno terminal a Pleistoceno inferior; 3, Pleistoceno-Holoceno; 4, unidades preorogénicas. Poblaciones: R, Riofrío; L, Loja; S, Salar; H, Huétor-Tájar; M, Moraleda de Zafayona; Z, Zafarraya; S-C, Santa Cruz del Comercio; A-G, Alhama de Granada; A, Alfarnate; P, Periana.

Para la descripción sistemática, he agrupado los materiales "postorogénicos" en tres grandes conjuntos cronológicos: Mioceno superior, Mioceno terminal a Pleistoceno inferior y Pleistoceno-Holoceno. La distribución espacial de estos grupos puede observarse en la figura 52.

4.2.2.1 Mioceno superior

En los bordes meridional y occidental de Sierra Gorda, prácticamente no afloran materiales atribuibles a este conjunto, exceptuando un pequeño afloramiento aislado que se sitúa al Este de Alfarnate (figura 52). Se trata de conglomerados, areniscas calcáreas y limos, de tonos grises amarillentos. Estos materiales se encuentran ligeramente plegados, fosilizando el contacto entre las calizas de la unidad de Zafarraya y el Terciario de la unidad de Gallo-Vilo (formación Santana). Su edad se puede considerar como Mioceno superior s.l.

Los afloramientos más extensos, y mejor estudiados, del Mioceno superior se localizan en el sector oriental del área de estudio (figura 52), coincidiendo con el borde occidental de la depresión de Granada, desde Alhama de Granada hasta Salar. Hacia el Sur afloran los términos más bajos de la serie miocena, mientras que al Norte, entre Santa Cruz del Comercio y Salar, afloran predominantemente los términos superiores. Esto es debido a que las series buzan ligeramente hacia el Norte.

La base de la sucesión estratigráfica del Mioceno superior está constituida por la formación Quéntar, definida por Rodríguez Fernández (1982). La parte inferior de esta formación, consistente en arenas grises procedentes de materiales metamórficos, sólo aflora al Sur de Alhama de Granada. El resto de la formación se caracteriza por unos conglomerados cementados que lateralmente pasan a calcarenitas bioclásticas o "maciños" (González Donoso, 1968) de cemento calizo, cuya edad es Tortoniense inferior. Estos materiales pueden presentar, en algunas localidades, algunas intercalaciones de niveles más margosos o arenosos. Sobre estos materiales, en discordancia angular y erosiva - "discordancia intratortoniense"- (Vera y González Donoso, 1964), aparece un nuevo tramo de calcarenitas bioclásticas de unos 35 m de potencia, pero que se acuña hacia el Oeste y el Sur en las proximidades del borde de la cuenca. Los afloramientos en esos sectores de borde son discontinuos, en general, aunque se puede apreciar su carácter expansivo sobre los afloramientos de margas o calizas de la unidad de Sierra Gorda (Lupiani y Soria, 1988 a).

Sobre las calcarenitas aparece una potente sucesión, de más de 150 m, formada esencialmente por lutitas ocres y margas azuladas. Esta formación presenta variaciones importantes hacia la base y techo, e incluso lateralmente. Hacia la base se observan intercalaciones de algunos niveles finos de calcarenitas bioclásticas (Vera 1966 b y González Donoso, 1967), lo cual evidencia un paso gradual hacia la formación inferior. Hacia el Sur y hacia el Oeste, las lutitas intercalan lateralmente frecuentes niveles conglomeráticos y areniscosos, procedentes de Sierra Tejeda y Sierra Gorda, mientras que hacia el Norte y el

Este intercalan niveles evaporíticos cuya génesis sedimentaria aún no es bien conocida (Soria y Fernández, 1988). Hacia la parte superior se observa un tramo evaporítico lacustre bastante continuo. La edad de esta serie litológica va desde el Tortoniense superior al Turoliense superior, siendo el Tortoniense superior de carácter marino y el Turoliense de carácter continental.

El Mioceno superior culmina con margas y margocalizas, niveles de lignito y brechas calcáreas que, lateralmente y sobre todo hacia el techo, pasan a calizas y margocalizas blancas. Esta facies carbonatada que corona la serie recibe el nombre de "calizas de los páramos" en la Meseta Castellana. Otras denominaciones populares en ámbitos geológicos son las de "calizas lacustres con gasterópodos" o "calizas del Pontiense". Su edad es Turoliense superior, y rara vez sobrepasan los 20 m de potencia.

En el polje de Zafarraya, los sondeos mecánicos realizados han encontrado en profundidad los términos más bajos de la serie miocena (Hidalgo, 1974 a). En los poljes de la Dona y Pilas Dedil la serie está bastante completa.

4.2.2.2 Mioceno terminal a Pleistoceno inferior

Los materiales depositados en este periodo se sitúan en el sector septentrional del área de estudio, al Oeste y Este de Loja fundamentalmente. No obstante, como detallaré más adelante, es posible que correspondan a esta edad algunos afloramientos de la formación "Mesa de Zalia" (Vera, 1966 b) situados al Sur del área estudiada.

La serie "pliocena" constituye una unidad tectosedimentaria bien definida en el ámbito de la depresión de Granada. Los niveles más bajos corresponden al final del Mioceno (Estévez *et al.*, 1982). Su posición respecto a los materiales infrayacentes es claramente discordante. La secuencia corresponde a varios conjuntos litológicos fluviales, lacustres y de transición entre ambos, que cambian de facies entre sí, de forma compleja (Lupiani y Soria 1988 a y b).

Los materiales más característicos corresponden a conglomerados y arenas dominantes, con rasgos de relleno de canales fluviales. Afloran en las proximidades de Moraleda de Zafayona, por lo que han recibido el nombre genérico de "Conglomerados de Moraleda". Lateralmente y hacia Loja esta facies cambia a arenas y niveles conglomeráticos en paquetes delgados, intercalados entre lutitas dominantes, de colores blancos o rojizos. Esta

facies, a su vez, cambia a margas y calizas claras con gasterópodos lacustres, y algunos niveles de lignitos interestratificados. Las calizas son más frecuentes hacia la parte alta de la serie. En ocasiones, especialmente en las proximidades de los macizos carbonatados de Sierra Gorda y Hacho de Loja, se observan niveles de calizas oncolíticas y travertínicas asociadas a margas y calizas margosas, evidencia de un episodio lacustre residual (Soria y Fernández, 1988). En conjunto, el espesor de estos materiales puede sobrepasar los 200 m.

4.2.2.3 Pleistoceno-Holoceno

Este grupo incluye materiales muy diversos, desde el punto de vista litológico y genético. Los más antiguos corresponderían a unas brechas muy cementadas que aparecen discordantes sobre los relieves carbonatados de los alrededores de la Alcaicería (sector oriental del polje de Zafarraya).

Al Sur de la Sierra de Alhama (sector meridional del área de estudio) afloran grandes masas de lo que Vera (1966 b) definió como "formación de la Mesa de Zalia". Esta formación, cuya potencia puede alcanzar los 200 m en algunos sectores, está constituida por una sucesión de brechas poligénicas que hacia arriba pasan a conglomerados y bancos calizos, terminando en un paquete de travertinos. Su edad y origen son poco conocidos hasta el momento, pudiendo corresponder al Plioceno-Cuaternario basal o al Cuaternario más reciente, o bien a ambos periodos. Es probable que estos materiales puedan ser correlacionados con algunos de los eventos detrítico-carbonatados del sector de Loja.

El Cuaternario reciente se caracteriza por una gran variedad de depósitos ligados a los procesos de meteorización actuales o subactuales. Se distinguen depósitos coluviales correspondientes a conos de deyección, derrubios y deslizamientos de ladera, y depósitos de piedemonte, compuestos por materiales detríticos cementados o no; todos ellos ligados a la base de los grandes relieves calizos y a deslizamientos en masa a favor de los materiales más plásticos.

Se observan materiales detríticos aluviales, asociados a la red de drenaje actual o reciente de los grandes cursos fluviales de la región, así como de los poljes de Zafarraya, la Dona y Pilas Dedil. En estas grandes depresiones kársticas, los sedimentos aluviales coexisten con arcillas de descalcificación, las cuales aparecen bien individualizadas en numerosas dolinas y uvalas repartidas por el macizo de Sierra Gorda.

En ambos márgenes del río Genil, a su paso por Loja, afloran potentes masas de travertinos, asociados a depósitos coluviales (Delgado *et al.*, 1984) que, en ocasiones, pueden superar los 30 m de espesor (sector de los Infiernos bajos). El origen de estos sedimentos hay que ligarlo con las grandes surgencias kársticas del área de Loja. Otros pequeños afloramientos de travertinos aparecen asociados a los manantiales salinos de Fuente Camacho (nº 176 del inventario de puntos de agua), al grupo de manantiales de Salar (números 31 a 33) y a los manantiales termales de los Baños de Alhama (nº 62).

4.3 CARACTERISTICAS TECTONICAS

Las deformaciones tectónicas de la región estudiada son muy importantes, polifásicas y de gran complejidad, en relación a otras áreas de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Esto se debe, como ya apuntaba anteriormente, a su proximidad al contacto Zonas Externas-Zonas Internas. En la figura 53 se presentan los principales rasgos estructurales que afectan al sector; este esquema puede ser completado con más detalle observando el mapa hidrogeológico (fuera de texto) y los perfiles geológicos intercalados a lo largo del texto.

En este apartado describiré las principales características estructurales de las diferentes unidades estratigráficas y tectónicas descritas, sus relaciones y la cronología de las deformaciones. En capítulos posteriores profundizaré en la estructura fisural de las unidades que componen el acuífero kárstico de Sierra Gorda, haciendo hincapié en las etapas de fallamiento que condicionaron la misma.

4.3.1 Estructura de los materiales preorogénicos

4.3.1.1 Unidades de Sierra Gorda y Zafarraya

En conjunto, la unidad de Sierra Gorda representa un gran domo alargado según la dirección Norte-Sur, resultado de la superposición de dos sistemas de plegamiento con ejes de dirección N 150° E y N 30°-50° E (Lupiani y Soria, 1988 a). En mi opinión, los pliegues de dirección N 30°-50° E corresponderían a una primera fase de plegamiento, probablemente asociada a un cierto desplazamiento hacia el noroeste de toda la unidad. Estos pliegues son, en general, de gran radio, abiertos, y más visibles en el sector septentrional del macizo

(figura 54), gracias a la buena estratificación que presentan allí las calizas liásicas.

A una segunda fase de plegamiento corresponderían los pliegues de dirección N 150° E. Se trata de pliegues asimétricos vergentes hacia el suroeste, cuyos flancos invertidos son considerablemente más cortos que los normales. En los núcleos de los sinclinales se han preservado con frecuencia los términos más altos de la serie estratigráfica (Jurásico medio-superior y Cretácico) y se localizan en el Barranco de Salar, Cerro Castillo y parte superior de la sierra próxima al pico Cabras (figura 55). En estos dos últimos enclaves el flanco normal está despegado según una falla inversa, observándose cómo aumenta el salto hacia el Sur, hasta superponerse los dos flancos normales del pliegue. En este caso, el accidente es reconocible por encontrar los materiales del núcleo del sinclinal pinzados entre la superficie de fractura (Lupiani y Soria, 1988 a).

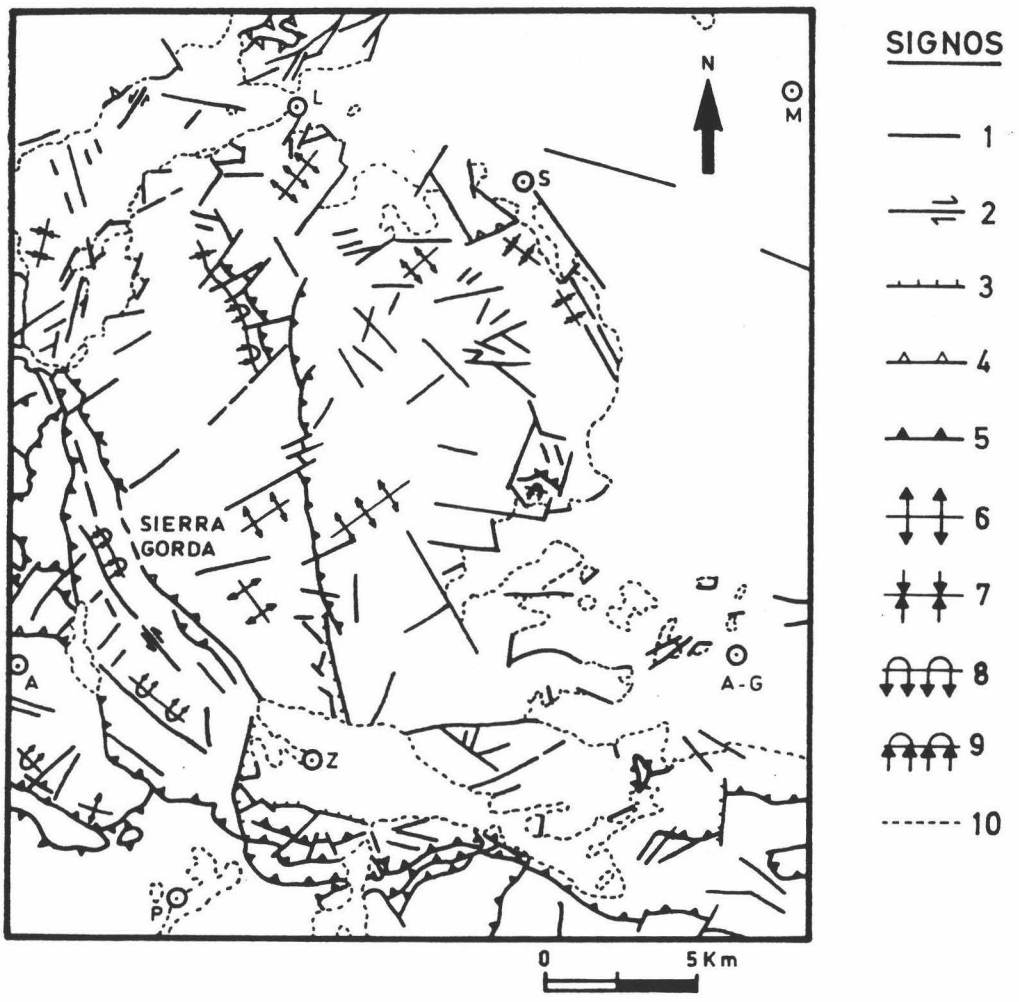


Figura 53.- Rasgos estructurales del macizo de Sierra Gorda y áreas adyacentes. 1, contacto mecánico; 2, falla de salto en dirección; 3, falla normal; 4, falla inversa; 5, cabalgamiento; 6, anticlinal; 7, sinclinal; 8, anticlinal volcado; 9, sinclinal volcado; 10, contacto discordante. Poblaciones: L, Loja; S, Salar; M, Moraleda de Zafayona; A-G, Alhama de Granada; Z, Zafarraya; A, Alfarnate; P, Periana.

La estructura general de la unidad de Zafarraya responde a un anticlinorio vergente hacia el Oeste en el sector del Puerto de los Alazores, al suroeste en el sector de la Torca y Guaro, al Sur en el sector de la Umbría y Boquete de Zafarraya, y hacia el sureste en el sector de la Alcaicería; es decir, la unidad sufre un arqueamiento en planta desde la dirección NNO-SSE a ENE-OSO, con la concavidad hacia el noreste, adaptándose a los bordes occidental y meridional de la unidad de Sierra Gorda. Existen otras estructuras compresivas, como fallas inversas (inclinadas en sentido contrario a la vergencia de los pliegues) y de salto en dirección, que sufren igualmente ese arqueamiento.

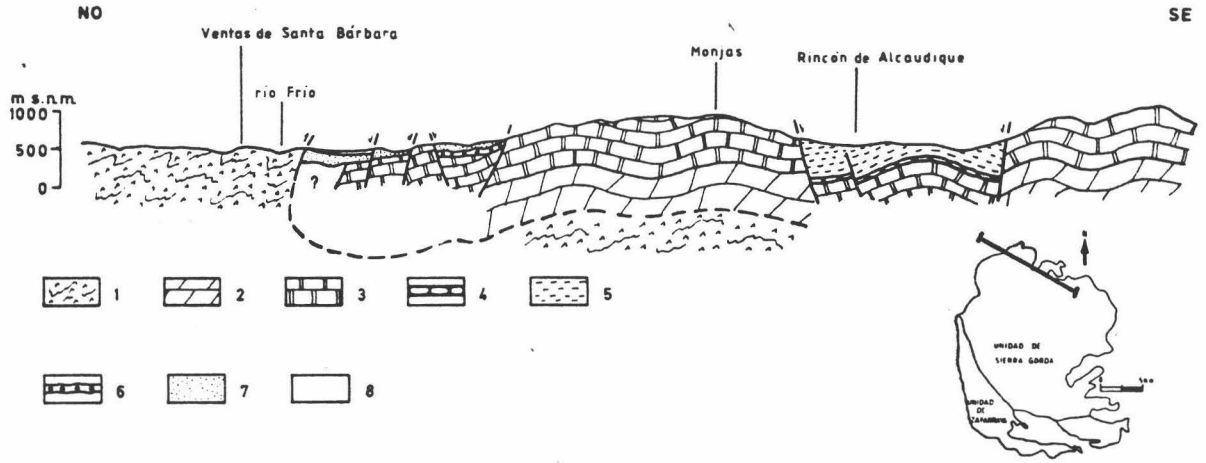


Figura 54.- Corte geológico. 1, Trías de facies germánicas. Unidad de Sierra Gorda: 2, dolomías basales; 3, calizas blancas; 4, calizas nodulosas; 5, margas y margocalizas del Cretácico. 6, formación Tajea; 7, Plioceno s.l.; 8, Cuaternario reciente.

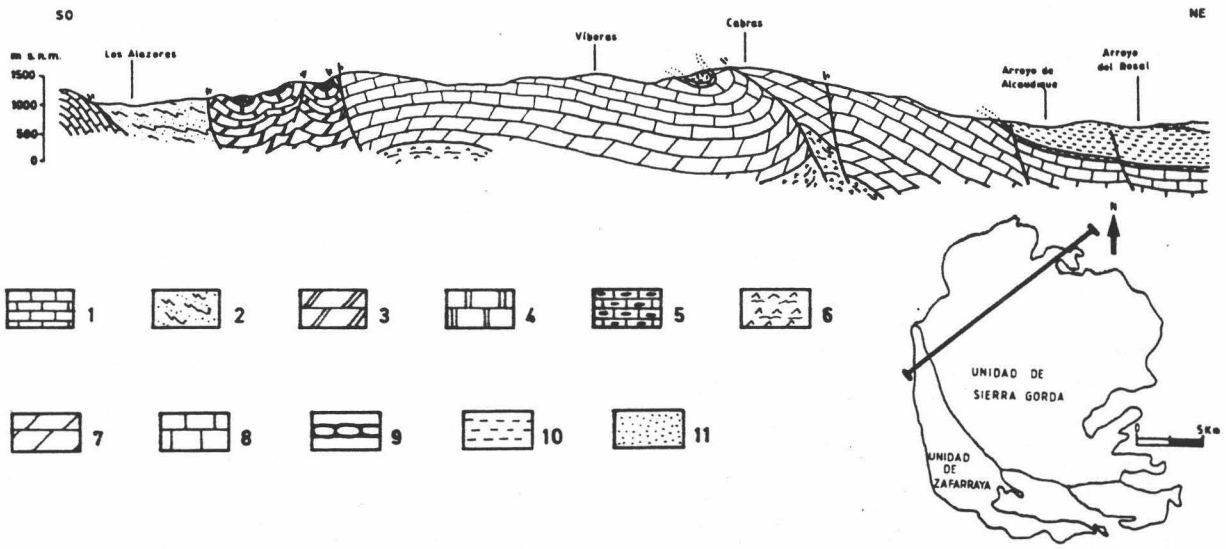


Figura 55.- Corte geológico. 1, Complejo de la Alta Cadena. 2, Complejo Colmenar-Periana. Unidad de Zafarraya: 3, dolomías basales; 4, calizas blancas liásicas; 5, calizas con sílex. Unidad de Sierra Gorda: 6, substrato triásico; 7, dolomías basales; 8, calizas blancas liásicas; 9, calizas nodulosas; 10, margas y margocalizas cretácicas. 11, Mioceno superior.

En general, en el núcleo de los anticlinales (más apretados en el sector noroeste de la unidad de Zafarraya) afloran las dolomías basales, mientras que en el núcleo de los sinclinales se preservan las calizas con sílex, esencialmente. Se observa una disarmonía en el plegamiento, entre estas últimas y el resto de la serie (dolomías y calizas blancas, en general más masivas). En el sector de Guaro y en la Umbría, el flanco meridional del anticlinorio se encuentra claramente invertido (figura 56).

Tanto la unidad de Sierra Gorda como la de Zafarraya aparecen afectadas de una intensa fracturación que será objeto de análisis detallado en el próximo capítulo.

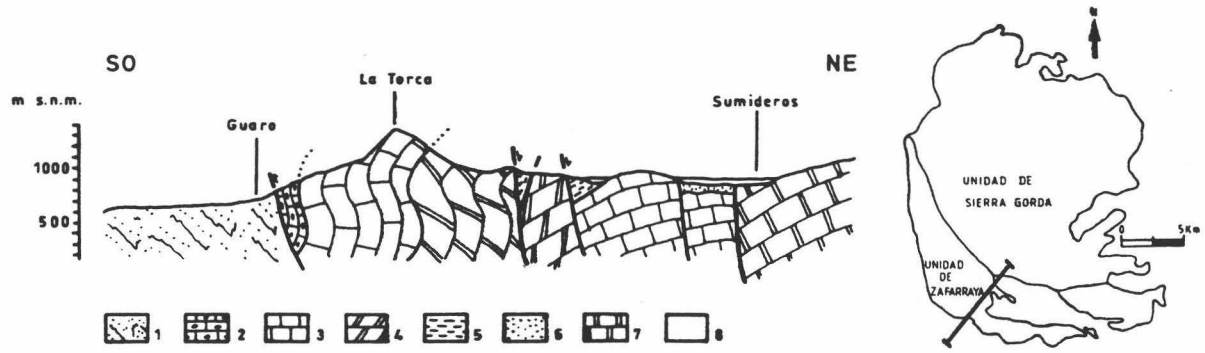


Figura 56.- *Corte geológico. 1, Complejo Colmenar-Periana. Unidad de Zafarraya: 2, calizas con sílex; 3, calizas blancas; 4, dolomías basales; 5, margas y margocalizas del Cretácico-Paleoceno. 6, Mioceno superior. 7, calizas blancas liásicas de la unidad de Sierra Gorda. 8, Cuaternario.*

4.3.1.2 Otras unidades

El Trías de Antequera presenta una gran desorganización interna, debido a la alta plasticidad de todo el conjunto. Los materiales carbonatados, más competentes, se disponen frecuentemente como un rosario de afloramientos, alineados según la dirección N 40°-60° E (dirección general de toda la masa triásica). La gran dislocación interna que muestran estas rocas puede ser debida, en parte, a la acción del accidente Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983).

La estructura interna del Hacho de Loja es, a grandes rasgos, la de un anticlinal muy fragmentado, en cuyo núcleo afloran las dolomías basales. A favor de algunas fracturas se han producido "extrusiones" de los materiales triásicos infrayacentes.

En algunas unidades del conjunto de la Alta Cadena la estructura interna muestra

fallas inversas, escamas y pliegues volcados de vergencias opuestas, al noroeste en la Sierra de Gibalto y al sureste en los Tres Mogotes. La unidad del Gallo-Vilo, por el contrario, constituye un anticlinal vergente hacia el suroeste (o, a lo sumo un anticlinal "en cofre"), con fallas inversas asociadas que se inclinan en sentido contrario.

El Complejo Colmenar-Periana muestra también una gran complejidad estructural, con superposición de varias unidades cabalgantes e inclusión de elementos olistostrómicos procedentes de áreas situadas al Norte y al Sur. En general, y dado el carácter predominantemente margoso-arcilloso, todo el conjunto presenta un comportamiento muy plástico.

El afloramiento de los Baños de Alhama, representativo de la unidad, se presenta con una estructura monoclinal buzante al Norte, de dirección aproximada N 60° E. La existencia de materiales liásicos en ambos extremos del afloramiento, conduce a deducir un anticlinal -o un dispositivo en escamas-, con vergencia general hacia el Sur (Braga *et al.*, 1984). En el resto de los afloramientos, asimilables a esta unidad, los buzamientos suelen ser grandes, hacia el Norte o hacia el Oeste, pero en estos casos no se puede dilucidar la estructura general.

El complejo Alpujárride está constituido por materiales afectados de un metamorfismo regional polifásico, agrupados en varios mantos de cabalgamiento y/o escamas. En general, son fácilmente observables algunos pliegues mayores, de gran radio, con dirección N 10° E.

4.3.1.3 Principales relaciones estructurales entre unidades

Los límites de las unidades así como las relaciones mutuas entre conjuntos tectónicos son objeto de numerosas discusiones por parte de los investigadores que han trabajado y trabajan en las Cordilleras Béticas. Por otra parte, el recubrimiento neógeno y cuaternario impide realizar observaciones directas sobre la disposición de las unidades con materiales preorogénicos en numerosos puntos de la región. Precisamente la unidad de Sierra Gorda, en casi las tres cuartas partes de su contorno, se encuentra rodeada por materiales de relleno de las depresiones neógenas de Granada y de Zafarraya, lo cual obliga a realizar numerosas conjeturas sobre su extensión en profundidad y sus relaciones con otras unidades.

Presumiblemente, la unidad de Sierra Gorda, en su borde noroeste y en profundidad, debe entrar en contacto con materiales del Complejo Colmenar-Periana y/o con materiales

del Trías de Antequera (figura 54). En el borde Norte, en Loja, su relación con el Hacho de Loja permanece oculta bajo los materiales pliocenos y cuaternarios; se podría pensar (Vera, 1966 b) que ambas unidades entran en contacto por medio de una superficie de cabalgamiento que superpondría a la unidad de Sierra Gorda sobre la del Hacho de Loja, posibilidad muy remota si, como defienden algunos investigadores (Sanz de Galdeano, 1983 y 1985; Delgado *et al.*, 1984), el accidente Cádiz-Alicante discurre por este sector.

Al Sur de la población de Salar existen fracturas de dirección N 140°-150° E que afectan al Cretácico de la unidad de Sierra Gorda (Lupiani y Soria, 1988 a); posiblemente constituyan el límite oriental de esta unidad. En el borde sureste, la unidad desaparece bajo el relleno neógeno y cuaternario de las depresiones de Pilas Dedil y de la Dona, aunque se observan pequeños afloramientos dispersos de la misma hasta las proximidades de la carretera que va desde Alhama de Granada hasta Salar.

La mayoría de los investigadores (Vera, 1966 b; Elorza y García Dueñas, 1979; etc.) suponen que la unidad de Zafarraya cabalga sobre la de Sierra Gorda, aunque el contacto estaría retocado por fallas normales que hundirían la unidad de Zafarraya respecto a la de Sierra Gorda. Realmente, este contacto es muy vertical, aunque en el sector occidental se aprecia cómo la unidad de Sierra Gorda se superpone ligeramente, mediante fallas inversas o de desgarre, a la unidad de Zafarraya.

El contacto de las unidades de Sierra Gorda y de Zafarraya con los Rondaides o Dorsal Bética de los Baños de Alhama permanece oculto bajo los materiales del Mioceno superior. La hipótesis sobre el origen interno de los materiales de los Baños de Alhama hace, si cabe, más difícil y complicado imaginar cómo se disponen entre sí estas unidades. Martín Algarra (1987) indica la existencia del cabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Zonas Internas al Norte de la población de Alhama de Granada, detectado mediante perfiles sísmicos realizados justo al Norte del balneario.

El Complejo Colmenar-Periana, el Maláguide y los Alpujárrides están "retrocabalgados" por la unidad de Zafarraya en el borde meridional de la misma (figura 57); si bien, el apilamiento original de estas unidades o conjuntos sería de abajo arriba: unidad de Zafarraya, Complejo Colmenar-Periana, Alpujárride y Maláguide (Elorza y García Dueñas, 1979).

La unidad de Zafarraya "retrocabalga" también a la Formación Santana, justo al Sur del vértice Umbría, mediante un contacto muy verticalizado. La misma relación existe con

respecto a la unidad de Gallo-Vilo, donde los términos terciarios de la misma se hunden bajo las calizas blancas de la unidad de Zafarraya.

En la región de los Alazores, la unidad de Zafarraya se superpone mecánicamente sobre el Complejo Colmenar-Periana, y más al Norte lo hace ligeramente sobre las escamas de la Sierra de Gibalto. El Complejo Colmenar-Periana cabalga, a su vez, sobre las unidades de la Alta Cadena (figura 55). Este cambio de la situación original (Complejo Colmenar-Periana sobre cualquier otra unidad del Subbético) debió producirse como consecuencia del emplazamiento del macizo de Sierra Gorda (unidad de Zafarraya + unidad de Sierra Gorda) a favor de las grandes fracturas de dirección N 140°-170° E que aparecen en el sector occidental del mismo (Martín Algarra, 1987).

Por último, aunque no se observa la relación entre Rondaides o unidades Dorsalianas (serie de los Baños de Alhama) y Alpujárrides, la superposición tectónica de las segundas sobre las primeras es visible en otros puntos de la Cordillera.

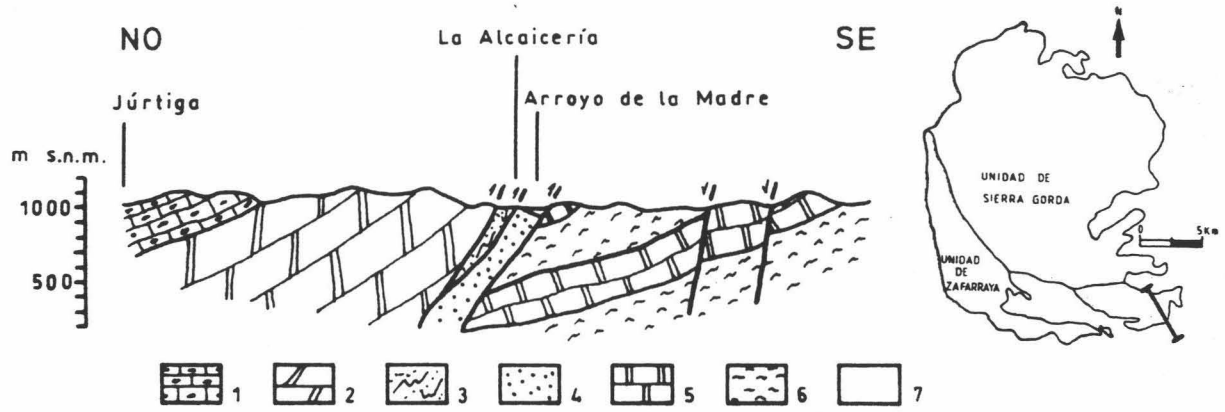


Figura 57.- Corte geológico. Unidad de Zafarraya: 1, calizas con sílex; 2, dolomías basales. 3, Complejo Colmenar-Periana. 4, Complejo Maláguide. Complejo Alpujárride: 5, mármoles y dolomías; 6, metapelitas. 7, Cuaternario.

4.3.2 Tectónica de los materiales "postorogénicos". Neotectónica

Los sedimentos neógenos y cuaternarios "postorogénicos" muestran los efectos de una tectónica reciente, manifestados por signos de inestabilidad en la cuenca durante el depósito, tales como "slumping", brechas intraformacionales y resedimentaciones, sedimentación restringida a determinados sectores más subsidentes y discordancias entre conjuntos litológicos. También se observan estructuras mayores de plegamiento y fallamiento, así como

importantes basculamientos de materiales, especialmente hacia los bordes de la cuenca o en las proximidades de los principales accidentes.

El contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas queda definitivamente establecido en el Tortoniense "basal" (Martín Algarra, 1987). Los materiales posteriores a esta edad se depositan en áreas fuertemente subsidentes (cuencas de Granada y Zafarraya) donde se producen compresión y extensión, alternantes o sincrónicas. Prueba de estados compresivos es la discordancia intratortoniense (intravindobonense de Vera y González Donoso, 1964) que ha sido interpretada por Estévez *et al.* (1982) como debida a una fase compresiva que produjo pliegues de dirección N 40°-50° E en materiales del Tortoniense inferior próximos al área que nos ocupa.

Los materiales del Mioceno terminal-Pleistoceno inferior (Plioceno s.l.) se depositan en discordancia tras una importante etapa de inestabilidad tectónica, caracterizada por importantes movimientos verticales de los juegos de fracturas principales y una fuerte creación de relieve (Sanz de Galdeano, 1985). Estos movimientos tectónicos perfilan definitivamente la depresión intramontañosa de Granada, y, aunque el efecto dominante es la distensión, ésta se produjo probablemente en dirección perpendicular a la compresión (Sanz de Galdeano, 1990). Bousquet *et al.* (1976) consideran esta etapa como una fase de extensión en dirección ENE-OSO a E-O, asociada con acortamiento horizontal NNE-SSO a N-S, según un modelo de deformación basado en fallas normales y de salto en dirección coetáneas (Philip, 1987).

Los materiales del Plioceno (s.l.) muestran signos de inestabilidad tectónica durante el depósito y aparecen afectados de una deformación importante, especialmente en la terminación occidental de la depresión de Granada, al Oeste de Loja (Delgado *et al.*, 1984). Se observan buzamientos de hasta 60° en determinados sectores al Oeste de Riofrío, pliegues, fallas inversas y de salto en dirección. Probablemente, el depósito de estos sedimentos, así como la deformación sufrida, estuvieron fuertemente condicionados por el funcionamiento del accidente Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) asociado a un cierto comportamiento halocinético de los materiales triásicos (figura 54).

En la actualidad parece mantenerse el mismo esquema geodinámico general, dominando la compresión casi N-S y la extensión E-O (Sanz de Galdeano, 1990), responsables de la frecuente actividad sísmica de la región. Delgado *et al.* (1984) describen algunos de sus efectos, tales como la presencia de microfallas normales en las terrazas del río Genil y la torsión de la vía férrea al Oeste de Loja por la actuación de fallas de desgarre.

4.3.3 Cronología de las deformaciones

Los primeros síntomas de inestabilidad tectónica en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas aparecen durante el Lías medio. Se trata de esfuerzos que provocaron la desintegración de la plataforma carbonatada del Margen Sudibérico, donde se depositaron las calizas blancas de prácticamente todas las unidades del Subbético. Esta ruptura se produjo, probablemente, en un contexto de distensión, por la actuación de fallas lístricas que bascularon bloques, y configuraron una morfología de surcos y umbrales en el mar jurásico (García Hernández *et al.*, 1980). Fenómenos similares a estos pudieron acontecer en las Zonas Internas, durante el Lías inferior (Martín Algarra, 1987).

Durante el Cretácico y el Paleógeno se producen las primeras deformaciones compresivas en las Zonas Internas (según una orientación aproximadamente NE-SO del máximo esfuerzo compresivo), buena parte del metamorfismo que las afecta y un primer apilamiento de mantos de corrimiento.

En el sector más interno de las Zonas Externas se produjeron deformaciones compresivas durante el Eoceno, cuya representación más clara está constituida por la discordancia de la Formación Santana sobre algunas unidades de la Alta Cadena.

Durante el Mioceno inferior y medio tuvieron lugar, tanto en las Zonas Externas como en las Internas, las principales fases compresivas y de estructuración. Durante el Aquitaniense se produjo el cabalgamiento del Maláguide sobre el Alpujárride; este último dominio se estructura definitivamente, a su vez, como una superposición de escamas y mantos de corrimiento, uno de los cuales corresponde a las unidades Dorsalianas o Rondaides (Martín Algarra, 1987).

Durante el Burdigaliense inferior y medio (etapa intra-Burdigaliense de Rodríguez Fernández, 1982) se produce la colisión entre Zonas Externas e Internas, por desplazamiento hacia el Oeste de estas últimas; se inicia el cabalgamiento del Complejo Colmenar-Periana sobre las Zonas Externas y el plegamiento de las mismas. Al final de este periodo el Subbético se estructura en mantos de corrimiento. El máximo esfuerzo compresivo se situaría según la dirección NO-SE.

Entre el Burdigaliense superior y la base del Mioceno superior tienen lugar varias fases tectónicas caracterizadas por la actuación de grandes accidentes de desgarre que fragmentaron las Zonas Externas y produjeron "retrocabalgamientos" (o retromovimientos

a favor de fallas inversas) de algunas unidades próximas al contacto con las Zonas Internas, hacia el Sur y suroeste. La última fase compresiva correspondería a la fase fini-Serravalliense o intra-Tortoniense basal, según una dirección casi E-O del máximo esfuerzo compresivo.

Tras esta última etapa comienza el depósito de los materiales considerados como "postorogénicos". No obstante, la inestabilidad tectónica continúa durante el Mioceno superior en régimen generalmente distensivo, aunque bajo compresión N-S a NNO-SSE, con oscilaciones. Esta situación habría sido la responsable de los movimientos que dieron lugar a las discordancias mio-pliocena y plio-pleistocena. En el Cuaternario reciente persiste un régimen de esfuerzos compresivos de dirección general N-S, responsable de la actividad tectónica de la región.

4.4 CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS. EL PAISAJE KARSTICO

4.4.1 Generalidades

La estrecha relación genética de la Geomorfología con la evolución de los acuíferos en regiones kársticas, indica la importancia de realizar un cierto análisis de las formas resultantes, con vista a la resolución de determinados problemas hidrogeológicos. La identificación de las formas de relieve, su observación e interpretación, constituyen procedimientos necesarios en el complejo análisis de los terrenos (Milanovic, 1981).

La gran masa caliza de Sierra Gorda representa una unidad morfoestructural definida, diferente o independiente de la mayoría de los terrenos que la delimitan (Lupiani y Soria, 1988 a), más bajos y de diferente litología (rocas no karstificables, en general), donde dominan procesos morfogenéticos bien distintos. En palabras de Pezzi (1977 a), Sierra Gorda posee el karst completo más característico y bien desarrollado del ámbito andaluz. Para Delgado Moya (1973) e Hidalgo (1974 a) se trataría de un magnífico ejemplo de "Holokarst", en el sentido de Cvijic (1960), caracterizado por presentar todo tipo de formas kársticas; al menos es posible observar la mayoría de las formas típicas de los karst mediterráneos de montaña media.

La gran abundancia y diversidad de formas que presenta el karst de Sierra Gorda ha propiciado la existencia de un número relativamente alto de estudios geomorfológicos del

macizo. Mi contribución a este campo se reduce a resaltar la importancia del papel hidrodinámico que juegan estas formas, especialmente en la franja de infiltración del acuífero, así como en el esclarecimiento de la evolución geodinámica reciente del macizo. En este último sentido me parece especialmente relevante la existencia de superficies de aplanamiento kárstico, que, como indica Lhenaff (1981), son bastante evidentes en Sierra Gorda.

El relieve marcadamente aplanado del conjunto de Sierra Gorda puede ser matizado mediante el análisis altimétrico y de pendientes llevado a cabo por Pezzi (1977 a). En la figura 58 A se representa la curva de distribución altimétrica obtenida por ese autor para el macizo de Sierra Gorda (unos 250 Km^2 de superficie analizada), descontados la Sierra de Alhama y el polje de Zafarraya. Se observan claramente dos modas en la distribución que corresponden a los intervalos de cota 900-1000 m (17,7 % de superficie) y 1300-1400 m (23,7 %) sobre el nivel del mar. El máximo inferior corresponde, según Pezzi (*op. cit.*) al nivel de los poljes de la Dona y de Pilas Dedil y a netas superficies de arrasamiento kárstico que rodean estas depresiones por el Oeste (Llano de los Morrillos). El máximo de mayor cota es denominado por este autor "nivel de karstificación superior", correspondiendo a un área de suaves pendientes, fuertemente karstificada, situada "grosso modo" alrededor de la parte central y más alta del macizo.

La figura 58 B muestra un histograma de pendientes, confeccionado a partir de datos de Pezzi (1977 a). El intervalo de pendientes dominante corresponde a 4-12 %, valores bajos adecuados para la implantación de formas kársticas y bien representados en el sector central de Sierra Gorda. Las pendientes más altas -superiores al 20 %- se distribuyen por los bordes del macizo, especialmente en sus caras septentrional y noroccidental, donde, según Lhenaff (1981), se observan vertientes reguladas construidas durante los periodos fríos del Pleistoceno.

Por mi parte, he llevado a cabo un análisis hipsométrico -mediante planimetrado entre curvas de nivel- de todo el macizo de Sierra Gorda y de los sectores más inmediatos al mismo (unos 800 Km^2 de superficie en total), cuyos principales resultados se recogen en la figura 59. En el histograma altimétrico (figura 59 A) se observa un máximo de superficie localizado entre 900 y 1100 m de altitud, que corresponde con claridad al "nivel de los poljes" observado por Pezzi (1977 a). Este nivel corresponde a los grandes poljes de Sierra Gorda (Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil) y a las superficies de arrasamiento asociadas; pero también involucra parte del sector suroccidental de la depresión de Granada, donde afloran las calizas lacustres del Mioceno superior según superficies subestructurales distribuidas en

ese intervalo de cotas. En la curva hipsométrica de la figura 59 B, este nivel se manifiesta claramente mediante un tramo de escasa pendiente, que indica la clara existencia de una superficie de aplanamiento.

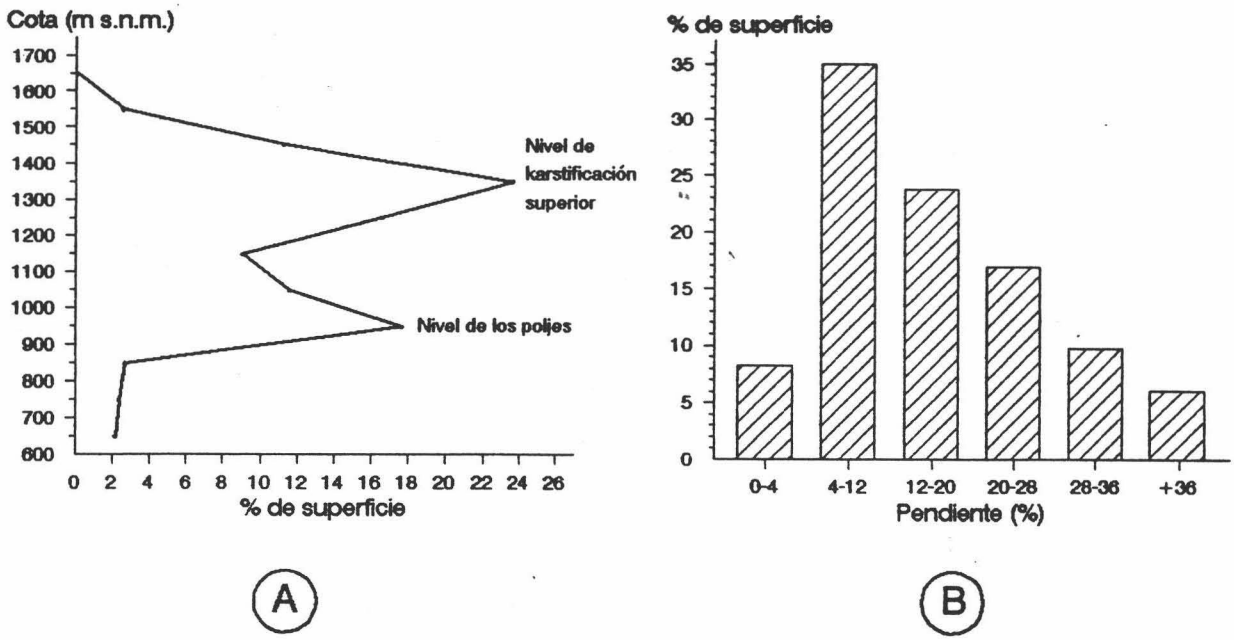


Figura 58.- *Curva de distribución altimétrica e histograma de pendientes de Sierra Gorda, realizados con datos de Pezzi (1977 a).*

Por contra, el "nivel de karstificación superior" de Sierra Gorda (Pezzi, 1977 a) aparece menos evidente en este análisis, ya que se ha considerado una gran cantidad de superficie externa al macizo; no obstante, todavía es posible reconocerlo, coincidiendo plenamente con el intervalo altimétrico establecido por dicho autor.

Entre las cotas 500 y 700 m sobre el nivel del mar se pone de manifiesto un máximo secundario de superficie que puede ser atribuido sin problemas a las terrazas y llanura de inundación actual del río Genil (Vega de Granada en el sector de Huétor Tájar). El intervalo 600-700 m comprende en buena parte superficies estructurales subhorizontales, establecidas en el techo de los materiales del Plioceno (s.l.) y de las calizas lacustres del Mioceno Superior, basculadas hacia el Norte en el sector comprendido entre Salar y Moraleda de Zafayona.

Por debajo de la cota 500 m se observa un escaso porcentaje de superficie representada, debido al encajamiento de la red de drenaje, tanto en el borde septentrional de Sierra Gorda (río Genil en Loja) como en el meridional (río Guaro y afluentes).

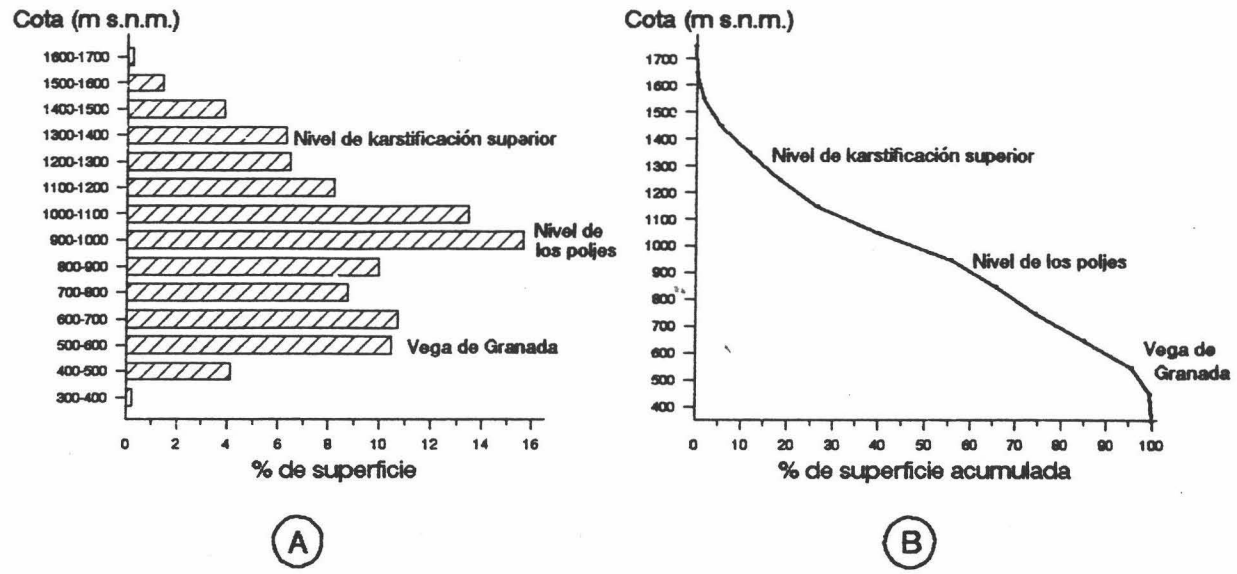


Figura 59.- *Análisis hipsométrico de Sierra Gorda y de su entorno. A, histograma de distribución altimétrica; B, curva hipsométrica.*

De acuerdo con Delgado Moya (1973) y Pezzi (1977 a y b), los principales factores responsables del desarrollado paisaje kárstico que presenta Sierra Gorda son las siguientes:

- Uniformidad y gran pureza de las principales rocas carbonatadas que constituyen el macizo de Sierra Gorda, es decir, de las calizas blancas del Lías inferior y medio, tanto de la unidad de Sierra Gorda como de la de Zafarraya. No obstante, las dolomías y calizas dolomíticas de la base de ambas unidades, cuya extensión no es nada despreciable, también presentan un modelado kárstico importante, aunque con matices y peculiaridades distintas al de las calizas blancas. Ello viene determinado, en gran medida, por el carácter brechificado que muestran estas rocas.

- La estructura general en domo de la unidad de Sierra Gorda, caracterizada por buzamientos suaves en gran parte del sector central del macizo, ha facilitado considerablemente el aplanamiento kárstico (Lhenaff, 1981).

- La intensa fracturación y fisuración de las rocas calizas, que ha ordenado la disolución de las mismas. De hecho, se puede afirmar que la mayoría de las formas kársticas están fuertemente condicionadas por la tectónica frágil, siendo

ésto válido tanto para las formas externas (lapiaz, alineación de dolinas, poljes, etc.) como para las internas (orientación de galerías kársticas subterráneas).

- La pluviometría media del macizo (840 mm/año), relativamente alta respecto a las áreas más deprimidas, junto con las nevadas invernales, son factores que favorecen los procesos de karstificación actuales. No obstante, algunas formas de relieve, kársticas o no, parecen heredadas de periodos con rasgos climáticos bien distintos de los actuales. Los diversos episodios paleoclimáticos que ha soportado el macizo de Sierra Gorda desde su emersión parecen haber jugado un papel fundamental en el paisaje kárstico actual (Pezzi, 1975).

La ausencia actual de una cubierta vegetal y edáfica importantes constituye un factor negativo en el desarrollo del karst de Sierra Gorda (Pezzi, 1977 a y b), aunque ello no implica que la denudación kárstica actual sea despreciable. Estos factores, que juegan un gran papel en los procesos de disolución de los carbonatos, probablemente tuvieron mayor importancia en épocas pasadas, tal y como lo sugieren algunas formas visibles actualmente, cuyo desarrollo sólo es posible bajo un suelo que hoy no existe.

4.4.2 Formas exokársticas

Las formas exokársticas o superficiales, a menudo descritas como formas de absorción (Llopis, 1970), se localizan con frecuencia en las áreas de infiltración preferencial de los macizos carbonatados. Delgado Moya y Fernández-Rubio (1975) establecen la siguiente relación aproximada de la altitud con las formas kársticas predominantes en el macizo de Sierra Gorda:

Altitud (m.s.n.m.)	Fenómenos que se observan
400 - 600	Lapiaz incipiente. Surgencias.
600 - 800	Lapiaz desarrollado: paisaje ruiniforme.
800 - 1000	Lapiaz, dolinas, poljes.
> 1000	Toda clase de aparatos kársticos.

concluyendo en que el área de absorción preferencial se extiende a partir de los 900 m de altitud.

Ciertamente, la localización de las formas exokársticas más desarrolladas y diversificadas coincide "grosso modo" con la posición de las áreas más llanas de Sierra Gorda, mientras que éstas son de escaso desarrollo y gran simplicidad en los bordes del macizo, coincidiendo con las pendientes más altas.

A continuación paso a describir las principales formas exokársticas observadas, que por su variedad, cantidad y perfección hacen de Sierra Gorda un verdadero paraíso para el karstólogo (Pezzi, 1977 a y b).

a) El Lapiaz.

El término genérico de lapiaz -o Karren, según la terminología alemana- se aplica a un gran número de formas kársticas menores que tienen en común su origen por disolución de las rocas carbonatadas, independientemente de que, en la variedad de aspectos, intervengan otros factores como la fracturación, la litología, la cubierta edáfica y vegetal, etc. Estas formas de modelado superficial, presentes -con mayor o menor diversidad, y mayor o menor desarrollo- en la práctica totalidad de los macizos calizos, han sido objeto de numerosas clasificaciones (por ejemplo: genética, de Bögli, 1980; morfológica, de Ford y Williams, 1989; etc.), existiendo una cierta confusión a la hora de su utilización práctica.

Sí parece existir un acuerdo casi unánime entre los karstólogos, acerca de las netas diferencias que se observan en las formas resultantes de lapiaz, según que la disolución se lleve a cabo bajo cubierta edáfica (corrosión de la roca por el CO_2 contenido en el suelo más el procedente de la degradación de la materia orgánica) o sobre la roca desnuda (acción del agua de lluvia cargada de CO_2 atmosférico y ataque bioquímico de líquenes y algas). Así pues, como indica Garay (1983), una primera diferenciación clara debe hacerse entre lapiaz desnudo, cubierto y semicubierto.

En líneas generales, el lapiaz que aflora en Sierra Gorda corresponde a un lapiaz discontinuo, en muchos casos semicubierto, caracterizado por cuerpos rocosos expuestos a la intemperie, y separados por rellenos de arcilla de descalcificación ("terra rossa") en proceso de degradación.

Un primer grupo de formas de lapiaz reconocibles en el sector estudiado corresponde a microformas (en general, de escala inferior al metro) desarrolladas sobre superficies rocosas desnudas, y controladas esencialmente por la hidrodinámica, es decir, debidas a la

acción erosiva y disolvente del agua de lluvia. Pese a que estas microformas se desarrollan a gran velocidad, en Sierra Gorda se observan raramente; tal vez debido a que la intensa fracturación que afecta al macizo no permite la existencia de superficies rocosas de gran continuidad, y quizás, también, porque la exhumación generalizada de los cuerpos rocosos ha sido relativamente reciente; en este sentido, a veces se observa que estas microformas retocan otras formas de lapiaz desarrolladas bajo suelo.

Dentro de este primer grupo se incluyen diversas formas de lapiaz de arroyada, de aristas finamente cinceladas, o lapiaz de acanaladuras a distintas escalas (*rillenkarren* y *rinnenkarren*), desarrolladas esencialmente sobre calizas de gran pureza; así como el lapiaz de pared (*wall karren*), visible en algunos bordes abruptos de dolinas, escarpes verticales de fallas, etc. En superficies subhorizontales he podido observar *kamenitzas*, con formas redondeadas o elípticas, cerradas o no, de fondo plano y bordes abruptos, cuya profundidad no suele rebasar los 30 centímetros; la evolución de estas formas parece estar más relacionada con la existencia en su fondo de materia orgánica y algas que con la acción agresiva del CO_2 contenido en el agua de precipitación (cfr. Garay, 1983 y López Limia, 1987).

La mayor parte del lapiaz de Sierra Gorda deriva de morfologías generadas bajo cobertera edáfica (*subsoil Karren*). Así, es frecuente observar muy redondeadas las crestas y bordes los cuerpos rocosos paralepípedos, afectados de amplias acanaladuras subverticales de sección semicircular (*rundkarren* o *roundkarren*). Tampoco es raro observar perforaciones (*pits*), circulares o alargadas en planta (según la dirección de la fracturación), simples o múltiples, alineadas o arrosariadas, tubulares o alveolares, subverticales o no, que constituyen un magnifico ejemplo de lapiaz cavernoso (Bögli, 1980). En la fase más avanzada de este tipo de formas se obtiene el lapiaz espumoso, tal y como lo describen Garay (1983) y López Limia (1987); la horadación de la roca es muy intensa, observándose aristas y puntas, muy contorsionadas y afiladas, orientadas en cualquier dirección del espacio. Los autores anteriores no descartan que estas formas hayan sufrido una cierta evolución en superficie, es decir, que hayan sido generadas en parte por la acción del agua de lluvia cargada de CO_2 atmosférico. Su presencia se constata, también, en los afloramientos de rocas dolomíticas, aunque con un menor desarrollo.

Pese a lo dicho anteriormente, las formas de lapiaz más fáciles de reconocer en el macizo carbonatado de Sierra Gorda corresponden al lapiaz de diaclasas o fisuras (*kluftkarren*), también denominado por algunos autores lapiaz estructural, dado el control tectónico. Cuando existen dos o más sistemas de fracturas patentes, se designa como lapiaz

entrecruzado (Delgado Moya, 1973; Hidalgo 1974 a y Pezzi, 1977 a).

El papel hidrológico del lapiaz de diaclasas es fundamental, ya que constituye una de las principales formas de absorción del agua de lluvia, facilitando la infiltración en profundidad. Su aspecto consiste en hendiduras subverticales (*grikes*; o *cutters*, cuando son amplias y se desarrollan bajo suelo), ensanchadas por disolución, y que delimitan cuerpos rocosos rectangulares o poligonales en planta. Estos cuerpos rocosos aislados pueden ser planos en superficie (*clints*) o escarpados (crestas, agujas, pináculos), pero siempre presentan los bordes o aristas muy redondeados, lo que, junto a la existencia de perforaciones, indica un desarrollo bajo suelo. El pequeño porte de las crestas y pináculos -si es que así puede llamárseles- sugiere la existencia anterior de un suelo no muy desarrollado, o, al menos, la no existencia de las condiciones de alteración que caracterizan los karst tropicales. Estas formas más agudas derivan con frecuencia en *clints*, debido a la disolución en superficie y a la ruptura por gelifracción (recuérdese que las condiciones invernales de la parte más alta del macizo son algo duras), dando origen a extensos depósitos de bloques con cantos agudos diseminados en los campos de lapiaz (canchales según Pezzi, 1977 a; ríos de piedras según Delgado Moya, 1973).

En los afloramientos de dolomías intensamente brechificadas, tanto de la unidad de Sierra Gorda como de la de Zafarraya, es frecuente observar un lapiaz microestructural o de microfisuras, de escala centimétrica. Los corredores o bogaces, de escala decamétrica, son muy raros en Sierra Gorda. Estas formas de megalapiaz, controladas por la fracturación, sólo se observan conectando dolinas, o bien como pasillos que preceden o que proceden de una simple dolina.

b) Las dolinas y uvalas.

El proceso de dolinización ocupa un papel destacado en la geomorfología de Sierra Gorda, siendo uno de los fenómenos kársticos más característicos y mejor desarrollados. Pezzi (1977 a) contabiliza y cartografía 1692 formas simples, en una superficie de 214 Km^2, lo que supone una densidad de 7,9 dolinas por Km^2. No obstante, dado que los diámetros más frecuentes de estas formas oscilan entre 15 y 30 m (Delgado Moya, 1973), el número total de dolinas debe ser bastante mayor, ya que, por sus escasas dimensiones, éstas son difíciles de cartografiar a la escala 1:33.000, la usada por Pezzi (1977 a). En las áreas de máxima concentración la densidad de dolinización se aproxima a 40 dolinas por Km^2, como sucede en el pico Santa Lucía (vértice Sierra Gorda, 1671 m); en estos lugares, las

depresiones ocupan todo el espacio disponible, y sus divisorias forman, en planta, redes celulares denominadas karst poligonal (Ford y Williams, 1989).

Estos valores de densidad de dolinización en Sierra Gorda se aproximan a los de otros campos de dolinas de las zonas templada y tropical (cfr. Pezzi, 1977 a; López Limia, 1986 y Ford y Williams, 1989). La topografía de las áreas de mayor densidad adquieren una morfología en "caja de huevos", no llegando a formar un verdadero *Cokpit* tropical, por dos razones: la profundidad media de las depresiones no alcanza los altos valores (en general superiores a 10 m) de las depresiones tropicales; el contorno de las dolinas de Sierra Gorda es casi siempre subcircular o subelíptico, mientras que en los *Cokpits* tropicales la forma en planta es estrellada (cfr. Ford y Williams, 1989).

Las dolinas pueden constituir formas diagnósticas sobre la génesis del karst de Sierra Gorda, pero ello requeriría un profundo análisis morfométrico de las mismas que ahora escapa a los objetivos propuestos en este trabajo. En general, se puede decir que las depresiones se ubican en tres contextos topográficos distintos: adaptadas a la pendiente de los relieves cónicos residuales de la parte más alta del macizo (vértices Sierra Gorda, Víboras, etc.); asociadas a las extensas superficies planas y corroídas, desprovistas de vegetación, localizadas por encima de los 1200 m s.n.m. (quedan excluídas las superficies de arrasamiento que bordean los poljes de La Dona y Pilas Dedil); en el fondo de las grandes depresiones kársticas (paleopoljes) del interior de Sierra Gorda y Sierra de Loja (Majada del Hollín, Majada del Quejigo, Los Pajonales, etc.). Aunque en todos estos entornos se pueden encontrar los mismos tipos morfológicos y genéticos de dolinas, en cada uno de ellos parece dominar una tipología concreta; bien entendido que el rasgo común y esencial de todas las formas de dolinas y uvalas es el control estructural que ejercen las fracturas (Pezzi, 1977 a).

En el primer contexto, las dolinas se muestran alargadas cuando la máxima pendiente coincide con la dirección del sistema de fracturas que las delimita, presentando una planta elíptica con su eje mayor según el desarrollo de la fracturación. La forma generalizada es la dolina en embudo, de fondo rocoso, con apariencia de reciente formación. Con frecuencia presentan asimetría de los flancos, adaptándose la vertiente de aguas arriba a la pendiente del relieve montañoso, y mostrando el flanco de aguas abajo un reborde más abrupto a modo de contrapendiente. Se trata de dolinas topográficas, según Pezzi (1977 a), cuyo desarrollo escalonado hace que, en ocasiones, las dolinas más bajas coalezcan con las más altas y las capturen. En las áreas de menor pendiente, y cuando la disolución ha sido muy intensa, se observan formas simples alargadas, en artesa (profundidad mucho menor al diámetro), con un relleno de "terra rossa" de poco espesor, y también alargado, en el fondo de la dolina.

En ocasiones se observan dolinas de flancos asimétricos, con fondo rocoso o de "terra rossa", en las que el borde más abrupto se sitúa pendiente arriba. Aunque esta asimetría venga marcada en muchos casos por la presencia de una fractura, es posible que intervengan factores climáticos -permanencia de la nieve en la umbría de la dolina- en el resultado final, ya que en algunas depresiones del vértice Sierra Gorda he observado que el flanco más abrupto se orienta hacia el Norte. También es posible observar dolinas de colapso, de paredes subverticales, que conectan con cavidades kársticas.

En las extensas superficies de arrasamiento kárstico, que forman parte del "nivel de karstificación superior" de Pezzi (1977 a), es posible observar amplios campos de dolinas con morfologías muy variadas. Predominan las formas originadas por disolución, especialmente dolinas en artesa con fondo de "terra rossa". Les siguen en abundancia las dolinas en embudo, la mayoría con fondo rocoso, frecuentemente conectadas con cavidades en profundidad (Sima Rica, Torcón del Hoyo Hondo, Hollín II, etc.). Estos tipos morfológicos presentan una planta elíptica o subcircular, a veces algo asimétrica cuando están limitados por una fractura clara, a menudo se disponen de forma arrosariada o alineada siguiendo juegos de fracturas. En varias ocasiones he podido observar incipientes depresiones circulares en los rellenos de "terra rossa", a modo de pequeñas dolinas de subsidencia. Algo más raras son las dolinas de hundimiento o de colapso (dolinas en ventana según Hidalgo, 1974 a) de paredes subverticales, planta poligonal y delimitadas por juegos de fracturas.

Los fondos de las áreas deprimidas en las partes más altas del macizo de Sierra Gorda se encuentran plagadas de dolinas, principalmente en artesa, de planta irregular, bordes suaves y con rellenos importantes de "terra rossa". Estas depresiones constituyen un paisaje residual, formado a expensas de antiguos poljes (Pezzi, 1977 a y b) o paleopoljes. Las dolinas de disolución en embudo y las dolinas de colapso son extremadamente raras. Las dolinas existentes suelen ser de grandes dimensiones (prácticamente son uvalas, de dimensiones hectométricas), en ocasiones alargadas según sistemas de fracturas.

La mayor parte de las dolinas de Sierra Gorda se ha originado por procesos de disolución, probablemente relacionados con la actividad del acuífero epikárstico, tal como sugieren Ford y Williams (1989). Todas las formas se localizan sobre el nivel piezométrico del acuífero de Sierra Gorda, jugando un papel muy importante en la hidrodinámica de la franja de infiltración. Los rellenos detríticos, que muestran muchas de estas dolinas, actúan como elementos reguladores de la infiltración en el macizo; aunque, en ocasiones, pueden actuar como inhibidores de la misma, siendo frecuente observar charcas efímeras en los fondos de ciertas dolinas, tras un periodo de intensas lluvias.

c) Los poljes.

Desde el punto de vista etimológico, la palabra "polje" es usada en las lenguas eslavas de manera equivalente a "llano" o "nava" en el Castellano, es decir, refiriéndose a un sector plano, normalmente cultivable (los llanos de fondo rocoso dedicados al pastoreo, son denominados "majadas" en Sierra Gorda), sin tener en cuenta el tipo específico de terreno, que no tiene que ser necesariamente kárstico. Sin embargo, el término "polje" ha adquirido un uso particularmente intenso en la literatura científica del karst, para referirse a depresiones kársticas de grandes dimensiones, especialmente desde los primeros trabajos de Cvijic (1893).

Los poljes, según Milanovic (1981), deben corresponder a depresiones kársticas de más de 1 Km^2 de superficie para ser considerados como tales, lo que debe evitar su confusión con dolinas (de escala decamétrica) o con uvalas (de escala hectométrica). Las características comunes de la mayoría de éstas depresiones son: presentar un fondo plano (rocoso cuando están degradadas, o relleno de sedimentos aluviales y de descalcificación) ligeramente inclinado hacia los sectores de desagüe (sumideros, gargantas, cursos fluviales, etc.); estar rodeadas, al menos en su mayor parte, por crestas y barreras carbonatadas de pendientes relativamente fuertes; su forma en planta suele ser alargada, acorde con la orientación de los principales sistemas de fracturas.

El control tectónico de los poljes es, en general, de gran importancia (Milanovic, 1981); de hecho, la mayoría de los poljes del karst Dinárico -lugar donde mejor se conocen sus características- corresponde a fosas tectónicas o poljes estructurales (Ford y Williams, 1989). Los procesos de disolución kárstica retocan los efectos de la tectónica y modifican la morfología de la depresión.

La importancia de los poljes en la hidrogeología de los acuíferos kársticos es esencial, ya que constituyen áreas de infiltración preferencial. Para Ford y Williams (1989) existe un factor hidrológico común en la historia de todos los poljes: su desarrollo se produce siempre próximo al nivel local del manto freático; ello favorece el aplanamiento lateral fluvial (corrosión de bordes) más que la incisión en valles profundos.

Según lo expuesto anteriormente, en Sierra Gorda existen al menos siete depresiones que pueden ser consideradas como poljes, si bien, todas ellas presentan netas diferencias entre sí. Para su descripción los he agrupado, al igual que hace Pezzi (1977 a), en poljes internos (Majada del Quejigo, Los Pajonales, Llano de los Morrillos y Llanos del Puerto) y poljes periféricos (Llano de la Dona, Llano de Pilas Dedil y Llano de Zafarraya). El polje

de Zafarraya, el único polje funcional que cumple todos los requisitos de la definición clásica de Nicod (1972), no puede ser considerado estrictamente como periférico o marginal, dado que se desarrolla principalmente en el interior del macizo de Sierra Gorda.

Los poljes internos constituyen depresiones abiertas en general, aunque con un drenaje exorreico aún difícil de realizarse. Son formas antiguas que en su día fueron fosilizadas por una cubierta de suelo, actualmente muy degradada. Se sitúan en el interior del macizo carbonatado, a cotas variables, aunque bastante coincidentes con las de las principales superficies de aplanamiento kárstico; de hecho, el fondo notablemente corroído de estas depresiones exhumadas, contribuye decisivamente en el establecimiento de los máximos altimétricos anteriormente comentados. Se trata de paleopoljes o poljes actualmente no funcionales, muy desmantelados y desfigurados, que según Hidalgo (1974 a) pudieron formarse en una época en que el nivel freático estuvo establecido a una altitud casi constante y próxima al fondo de las depresiones (poljes de nivel de base, según Ford y Williams, 1989). Actualmente se encuentran colgados a cientos de metros del nivel piezométrico, debido al levantamiento del macizo y al encajamiento de la red kárstica subterránea. La dispersión de las cotas a las que se encuentran puede ser debida a un basculamiento tectónico diferencial, aunque no se puede descartar que esté causado por la ocurrencia de distintas generaciones de poljes.

El paleopolje de Los Pajonales (referido como depresión de la Casa de los Muertos, por Pezzi 1977 a y b) se localiza al Sur del pico Víboras, a cota 1380, presentando una planta muy irregular y delimitado por sistemas de fracturas de dirección NNO-SSE y E-O. Su fondo aparece cubierto de uvalas y dolinas en artesa, con importantes rellenos de arcillas de descalcificación, y de contornos muy irregulares. Esto último se observa igualmente en el paleopolje de la Majada del Quejigo (polje de Hoyo Grande según Delgado Moya, 1973; y Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975), situado al Sur del vértice Sillón, con una planta alargada según la dirección SO-NE, y con cotas variables desde 1340 a casi 1200 m s.n.m. Esta paleodepresión está limitada al Norte por una falla de dirección N 30° E, y es recorrido por un cauce seco que se encaja bastante en la salida. Para Pezzi (1977 a), el hecho de que las dolinas situadas en la parte más alta del polje presenten morfología en artesa e importantes rellenos de "terra rossa", mientras que las dolinas más bajas son más profundas, sugiere la captura del polje por erosión remontante desde el barranco del Salar, hacia el cual se abre actualmente la depresión.

Los dos restantes poljes internos que me parecen interesantes de comentar -Llano de los Morrillos y Llanos del Puerto- presentan características netamente distintas a los

anteriores. Se trata de dos depresiones kársticas casi cerradas, alargadas según la dirección NO-SE, a favor de sistemas de fracturas de igual orientación. Ambas presentan un fondo con arcilla de descalcificación relativamente abundante, lo que hace que sean parcialmente cultivables. En estos casos, por tanto, no se aprecian las dolinas residuales de los dos poljes anteriores. El Llano de los Morrillos se localiza al NE de El Almendral, a cota 980 m (Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975), con una extensión de relleno detrítico próxima a 1 Km^2. Los Llanos del Puerto se sitúan a casi 1100 m de altitud, a medio camino entre Zafarraya y Los Alazores; la extensión de su relleno detrítico es sólo de 0,8 Km^2, aunque el aplanamiento kárstico asociado al mismo nivel del relleno alcanza casi 2 Km^2 de superficie.

Existen muchos más sectores kársticos deprimidos, con evidentes signos de exhumación, en el interior del macizo de Sierra Gorda, como la Majada del Charco del Negro (Delgado Moya, 1973; Delgado Moya y Fernández Rubio, 1975; Pezzi, 1977 a y b), Las Lagunetas, la Majada del Hollín, etc., gran número de los cuales aparecen cartografiados en Lupiani y Soria (1988 a). No obstante, los que he descrito representan los poljes internos más representativos y de mayor envergadura.

Los poljes periféricos de la Dona y Pilas Dedil son poljes abiertos, con un drenaje exorreico forzado por la captura llevada a cabo por el arroyo de Salar. El desagüe de todo el sector se produce a través de un espectacular cañón kárstico denominado Tajo de Espantaperros. Ambos poljes (o paleopoljes) presentan un relleno aluvial cuaternario muy rico en arcilla de descalcificación, pero de débil espesor, el cual tiende a desaparecer progresivamente a consecuencia de la erosión que marca el drenaje superficial actual.

El polje de la Dona presenta una extensión próxima a 7 Km^2, con un contorno muy irregular a consecuencia de las fracturas que lo delimitan, especialmente en su mitad occidental. Su cota media es próxima a 930 m s.n.m., aunque presenta un fondo ligeramente ondulado (Pezzi, 1977 a) en el que afloran extensamente materiales neógenos "postorogénicos" que se extienden al Este dentro de la depresión de Granada; por esta razón, los límites del polje en su sector oriental no son netos. De hecho, esta depresión se puede considerar como un semipolje en el sentido de Bögli (1980). En el sector occidental, junto a la cortijada de Venta Dona, aparece un apéndice del substrato carbonatado, que en superficie muestra una neta superficie de corrosión exhumada, situada al mismo nivel que el relleno detrítico del polje; más al Norte de este punto se observan varios *hums* del substrato carbonatado, que emergen de un delgado relleno de "terra rossa". El drenaje exorreico de esta depresión se produce a través de una incisión practicada por las aguas

superficiales en la barrera carbonatada dominada por el vértice Almendral, al otro lado de la cual se encuentra el polje de Pilas Dedil.

El polje de Pilas Dedil muestra una forma alargada en planta, según la dirección SO-NE, y está limitado por fracturas de igual orientación que configuran una auténtica fosa tectónica (Hidalgo, 1974 a). De hecho tanto este polje como el de la Dona pueden ser clasificados como poljes estructurales, en el sentido de Ford y Williams (1989); presentan un relleno neógeno importante, mientras que el relleno cuaternario es muy delgado y se encuentra actualmente en fase de erosión. La extensión superficial es de unos 3 Km^2.

El estudio geofísico llevado a cabo en los poljes de la Dona y Pilas Dedil (ver capítulo siguiente) revela claramente el carácter estructural de los mismos, con un substrato carbonatado que asciende y desciende a favor de sistemas de fracturas, y con rellenos potentes de materiales miocénicos. El nivel piezométrico del acuífero kárstico se encuentra actualmente a varios cientos de metros bajo la superficie de estos poljes exhumados (López Chicano y Pulido Bosch, 1989).

El Llano de Zafarraya constituye un polje kárstico de bella factura, siendo el de mayor dimensión de las Cordilleras Béticas (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989) y uno de los más representativos y mejor conocidos de España (Delgado y Fernández Rubio, 1975; Pezzi, 1977 a). Consiste en una depresión cerrada, alargada según la dirección ONO-ESE, con 10 Km de longitud y 3,5 Km de anchura máxima (Hidalgo, 1974 a). El fondo de la depresión es muy plano, ligeramente inclinado hacia el Oeste (pendiente media de 0,4 %); está compuesto por abundantes materiales detríticos aluviales, depositados durante los desbordamientos del arroyo de la Madre, junto a arcillas de descalcificación predominantes hacia los bordes de la depresión, las cuales dan lugar a áreas permanentemente encharcadas (lagunas del Rico, del Concejo, etc.). Las cotas oscilan entre 1000 m al Este y 900 m en el sector central y occidental. La superficie total del relleno detrítico cuaternario es de 22 Km^2.

El polje de Zafarraya sufre inundaciones periódicas, las cuales, junto a los aspectos hidrológicos más destacados, ya han sido comentados en el capítulo anterior. El arroyo de la Madre, curso fluvial temporal con importantes variaciones en la descarga, atraviesa longitudinalmente el polje, desde su inicio en los manantiales de Parrilla (descarga de acuíferos alpujárrides) hasta terminar en los sumideros o ponors situados en el extremo noroccidental de la depresión (a cota 886 m s.n.m.). Existen otros ponors situados al suroeste de Zafarraya que recogen la escorrentía superficial generada en el extremo suroccidental del polje.

Según los grupos básicos establecidos por Milanovic (1981), la mayoría de los sumideros visibles en el polje de Zafarraya corresponde a ponors aluviales, salvo el sumidero de El Calar que responde más a un pónor labrado en grandes bloques de roca y fisuras abiertas. Los sumideros del arroyo de la Madre corresponden a ponors aluviales, es decir, las rocas carbonatadas se encuentran bajo los depósitos aluviales cuaternarios no consolidados. Aunque en los ponors más activos aflora el substrato carbonatado, es frecuente que en torno a éstos se produzcan pequeños colapsos en los materiales detríticos que dan lugar a formas en túnel, con profundidades que van desde algunos centímetros a varios metros. Milanovic (1981) explica la génesis de estas formas bajo la presencia esporádica de agua, la cual puede estar contenida en los carbonatos, en los materiales detríticos o en ambas litologías, cuando éstas se encuentran bajo una lámina de agua libre. Los cambios más espectaculares de estos sumideros (en forma, tamaño y localización) se producen tras momentos de inundación o de riada. En sus proximidades, las inundaciones han labrado nítidas "banquetas" corrosivas sobre los materiales carbonatados del polje, permitiendo la expansión lateral del polje (Lhenaff, 1968).

El control tectónico del polje de Zafarraya se hace patente en su forma alargada, paralela a importantes juegos de fracturas que lo delimitan, pero también en la naturaleza del relleno. Bajo la cubierta aluvial cuaternaria existen potentes sedimentos de edad Mioceno superior (Hidalgo, 1974 a). El estudio geofísico eléctrico del polje (Ollero y García, 1984 c; López Chicano, 1989) desvela una compleja estructura interna de la fosa tectónica, tanto por la actuación de los sistemas de fracturas, como por la coexistencia de niveles arcillosos-margosos de distinto origen y difíciles de diferenciar. Se trata, pues, de un polje típicamente estructural, en el sentido de Ford y Williams (1989), de cuyo fondo emerge esporádicamente el substrato carbonatado (*hums* de Zafarraya, Los Crespo, Cerro de las Porras, etc.).

d) Los valles secos y cañones kársticos.

Estas formas (fluviokársticas, según Bögli, 1980) suelen ir asociadas al levantamiento general de una región y a la consiguiente reprofundización del nivel de base del drenaje superficial de la misma.

Existen notables diferencias genéticas entre ambos tipos de valles kársticos, aunque en ocasiones muestran aspectos muy semejantes. En la formación de los valles secos influyen más los procesos de disolución en profundidad que los procesos de erosión mecánica fluvial; de hecho, su trazado suele estar jalonado por numerosas formas de disolución (cavidades,

dolinas, etc.) que se implantan en áreas densamente fracturadas (Parizek, 1976). Las gargantas o cañones kársticos constituyen valles fluviales encajados en los materiales carbonatados, con paredes subverticales; con frecuencia se originan cuando un curso fluvial alóctono -procedente de un área con importantes afloramientos de rocas poco permeables- atraviesa una barrera caliza (Bögli, 1980). Así, configuran una red de drenaje epigénetica o sobreimpuesta, donde la erosión fluvial y la corrosión del lecho predominan sobre los procesos de karstificación.

En Sierra Gorda existen numerosos ejemplos de valles secos, entre los que cabe destacar el barranco del Zumbeón (figura 35) y el barranco de las Marianas (cabecera del arroyo de Alcaudique, figura 28). Ambos valles se desarrollan casi íntegramente en materiales carbonatados (existen algunos afloramientos margosos cretácicos en la cabecera del barranco del Zumbeón), y salvan desniveles de casi 1000 metros. Sólo fluyen de manera estacional, tras precipitaciones muy intensas, y muestran en su recorrido numerosas cavidades o paleoconductos kársticos. Con frecuencia, los cauces secos de Sierra Gorda constituyen los desagües naturales de los paleopoljes interiores.

El cañón más espectacular de Sierra Gorda corresponde al Tajo de Espantaperros, ya comentado anteriormente (figura 34). Constituye el desagüe natural del polje de Pilas Dedil, salvando un desnivel de más de 200 m en un recorrido de 2 Km. Se encuentra asociado a un curso fluvial temporal (arroyo de Salar), que discurre a cotas mucho más altas que las del nivel piezométrico del acuífero. Su lecho está plagado de cascadas y marmitas (o pilancones), y sus paredes alcanzan desniveles de más de 100 m.

Otros cañones de gran belleza se sitúan en el arroyo de las Mozas, a la altura de la Venta del Rayo (cuando éste atraviesa las brechas calcáreas cementadas de la formación Tajea), y en el río Alhama a su paso por los relieves calizos rondaides de los Baños de Alhama. En estos casos, ambos cursos fluviales son permanentes, y, la proximidad del lecho fluvial a los niveles piezométricos de los acuíferos, permite la existencia de descargas de aguas subterráneas en los cañones (manantiales números 180 y 62, respectivamente).

e) Las superficies de aplanamiento kárstico.

En varias ocasiones, a lo largo del texto, me he referido a la existencia de amplias superficies subhorizontales de aplanamiento o arrasamiento kárstico en Sierra Gorda (*corrosional plains* en la terminología anglosajona y *Karstrandebene* en la germana). Este

tipo de superficies es muy frecuente en el karst Dinárico, así como en el borde de las regiones kársticas tropicales con relieves cónicos (Bögli, 1980). También han sido descritas en otras áreas de las Cordilleras Béticas, principalmente por Pezzi (1977 a), Lhenaff (1981), Delannoy (1987), etc.

En Sierra Gorda, podrían considerarse como superficies de aplanamiento kárstico los fondos de los grandes poljes periféricos (Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil), así como sus bordes aplanados por corrosión lateral. Sin embargo, puesto que el mecanismo de acreción lateral de un polje, por disolución bajo suelo o bajo lámina de agua, difícilmente puede alcanzar grandes extensiones -de acuerdo con Bögli (1980)-, he considerado como superficies de aplanamiento los fondos planos de los paleopoljes y poljes internos, así como las vastas superficies desnudas que se extienden en los sectores más altos del macizo, y que no se circunscriben aparentemente a ninguna depresión kárstica.

Así definidos, los aplanamientos kársticos de Sierra Gorda deben haberse formado por corrosión acelerada en extensas áreas inundables -probablemente bajo una cubierta de suelo que suministraba gran cantidad de CO_2 biogénico al agua-, en momentos en que el nivel freático (o nivel de base) del acuífero carbonatado se encontraba relativamente "más alto" y próximo a la superficie del terreno. Ford y Williams (1989) resaltan la necesidad de un periodo más o menos largo y estable, bajo condiciones de humedad suficiente, para permitir la denudación del relieve bajo la franja de oscilación del nivel de inundación. Para Bögli (1980), este tipo de aplanamiento puede extenderse incluso a rocas no karstificables. Así parece ocurrir en el sector de los Nevazos (borde oriental de Sierra Gorda), donde existe una depresión marginal abierta, situada a una cota relativamente constante (950 m s.n.m.), en cuyo fondo afloran, completamente exhumados, materiales carbonatados jurásicos y margas cretácicas de la unidad de Sierra Gorda.

Un levantamiento tectónico importante del macizo de Sierra Gorda produjo el basculamiento de esta antigua superficie o superficies, quedando colgadas a varios cientos de metros del nuevo nivel de base. El rejuvenecimiento del relieve provocó la reactivación de los procesos erosivos exógenos y de la disolución kárstica en profundidad, lo que ha ocasionado la exhumación de los antiguos poljes y ha permitido la instauración de extensos campos de dolinas.

Un rasgo frecuentemente asociado a las superficies de aplanamiento kárstico es la existencia de relieves cónicos residuales (*hums* exhumados) que han resistido a la erosión. En Sierra Gorda, los relieves cónicos o piramidales relictos no son tan frecuentes como en

los típicos karst tropicales, jalonados de conos o torres, aunque tampoco se puede decir que aquí sean anecdóticos. Bellos ejemplos de este tipo de relieve pueden observarse en el Alto de los Morrillos y al Sur de los vértices Víboras y Cabras.

El principal problema de los aplanamientos de Sierra Gorda se plantea al observar la divergencia de las cotas a que se sitúan las superficies llanas. Para Pezzi (1977 a) se trataría de una única superficie basculada por los movimientos tectónicos acaecidos en el tránsito del Mioceno al Plioceno. Lhenaff (1981) cartografía retazos de una superficie superior y de otra más baja (próxima a los poljes de Zafarraya, Pilas Dedil y La Dona), aunque deja abierta la posibilidad de que se trate de una única superficie fragmentada. Lupiani y Soria (1988 a) consideran la existencia de tres superficies en el sector meridional de Sierra Gorda: una a cota 1000-1050 m que afecta a parte de la divisoria entre los poljes de La Dona y Pilas Dedil; otra aproximadamente a 1300 m, de gran extensión, aunque basculada hasta cotas de 1200 m; y la más alta, con cotas entre 1320 y 1400, muy basculada.

Desde mi punto de vista, considero como hipótesis más verosímil la existencia de una única superficie de aplanamiento, más o menos compleja, que ha sido fragmentada y descendida a cotas variables por la actividad tectónica. Aunque en ocasiones es muy difícil delimitar los accidentes que han dado lugar a los saltos, esta hipótesis se plantea como la más sencilla, ya que las cotas actuales de las plataformas varían en un amplio rango (la mayoría se sitúan entre 1000 y 1500 metros de altitud), lo que obligaría a admitir múltiples generaciones de aplanamientos en el macizo difíciles de correlacionar con las secuencias estratigráficas de las cuencas sedimentarias adyacentes.

En general, la altitud de los diferentes fragmentos desciende escalonadamente de Norte a Sur, especialmente hacia los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, áreas que, durante el Mioceno superior, se mostraron fuertemente subsidentes. Las superficies de aplanamiento cercanas a estas depresiones kársticas (a cotas 1000-1100 m) no muestran campos de dolinas tan desarrollados como los de las superficies más altas (las del intervalo altimétrico 1300-1400 m), lo que podría ser debido a su más reciente exhumación.

4.4.3 Formas endokársticas

El endokarst de Sierra Gorda constituye la parte más olvidada en los estudios geomorfológicos llevados a cabo en el macizo, pese a la gran información karstogenética e hidrogeológica que puede suministrar. Unicamente en los trabajos de Delgado Moya (1973),

Hidalgo (1974 a) y Delgado Moya y Fernández Rubio (1975) aparecen referencias sobre las cavidades más importantes conocidas en la época.

El gran desarrollo que han experimentado recientemente las exploraciones espeleológicas del macizo, con frecuencia impulsado por el interés arqueológico de algunos enclaves, permite disponer en la actualidad de casi un centenar de cavidades topografiadas. Ello supone una ardua labor de exploración y cartografía que ha sido protagonizada principalmente, por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos (González Ríos *et al.*, 1982 y 1983; Marín Maldonado *et al.*, 1983; Menjíbar *et al.*, 1989), aunque también existen contribuciones de la Sociedad Excursionista de Málaga, del Grupo Espeleológico Ilíberis y del Departamento de Arqueología de la Excma. Diputación Provincial de Málaga (Medina Jara *et al.*, 1986). La mayor parte de la información que poseo sobre la red kárstica subterránea de Sierra Gorda procede de esas fuentes, si bien, en varias ocasiones he tenido ocasión de completar los datos con mis propias observaciones espeleológicas.

En el mapa hidrogeológico he representado la posición de las 85 cavidades inventariadas, clasificándolas según su desarrollo horizontal o vertical. En López Chicano (1989) se presenta una relación detallada de las mismas.

Pese al gran número de elementos penetrables, la red kárstica subterránea, conocida en Sierra Gorda, no presenta un desarrollo notable. El análisis de las topografías disponibles revela una longitud total de galerías próxima a 3000 m, según los desarrollos en planta. La longitud media de los conductos es sólo de 30 m, lo que refleja un claro predominio de las cavidades subverticales (el 80 % corresponde a simas). La máxima profundidad alcanzada en las exploraciones es de -149 m, en la sima de los Machos (figura 60). El escaso desarrollo de la red kárstica penetrable puede ser debido a la dispersión extrema de los puntos de infiltración del agua de lluvia (Marín Maldonado *et al.*, 1983; Díaz del Olmo y Delannoy, 1989), de manera que las cavidades sólo son penetrables cuando concentran la escorrentía superficial (por ejemplo, en el fondo de una dolina), o bien, cuando la superficie topográfica evoluciona hasta recortar una cavidad profunda. En los ponors del polje de Zafarraya, las condiciones son más favorables para el progreso de la karstificación, pero los arrastres de sólidos son tan importantes que las galerías se colmatan con gran facilidad.

Los ponors de Zafarraya constituyen formas endokársticas de características bien definidas. Su aspecto externo ya ha sido comentado anteriormente. En su interior, los pasajes muestran secciones subcirculares, típicas de conductos forzados que funcionan o han funcionado a presión, bajo una lámina de agua o bajo el nivel piezométrico. Las paredes de

las galerías muestran acanaladuras y aristas muy vivas, producto de la corrosión y de la erosión mecánica que ejercen las aguas cargadas de materiales sólidos en suspensión. El único pónor que ha podido ser penetrado por los espeleólogos es el sumidero del Porteño (figura 61). Escenario de la trágica muerte del espeleólogo Luis Avila, este sumidero presenta unos 70 m de galerías, y un desnivel total de unos 24 m. Contiene una galería inundada de al menos 50 m de longitud (sifón de Luis).

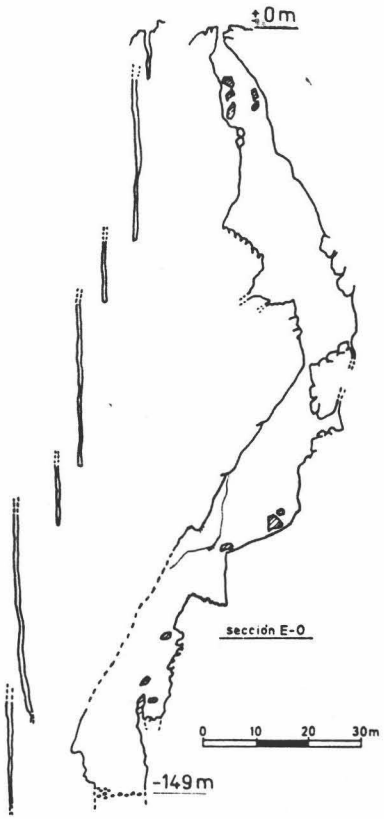


Figura 60.- *Alzado de la sima de los Machos (LJ-2), la cavidad más profunda penetrada en Sierra Gorda. Topografía realizada por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos en 1981.*

Buena parte de las simas de Sierra Gorda consiste en cavidades subverticales que actúan o han actuado como desagüe -a modo de sumideros- de las frecuentes dolinas. En estos casos, la cavidad en sí puede presentarse de varias formas: como una fractura, más o menos neta, ensanchada por disolución (figura 62); como un pozo vertical, de sección subcircular, generado a favor de un cruce de fracturas, cuyo ejemplo más espectacular quizás lo constituya el Torcón del Hoyo Hondo (Menjíbar *et al.*, 1989); o como un pozo que conecta con una gran sala, generalmente fusiforme (figura 63), formada por hundimiento del techo o por erosión inversa (Maucci, 1966).

UNIVERSIDAD DE GRANADA
25 SET. 1992
COMISIÓN DE DOCTORADO

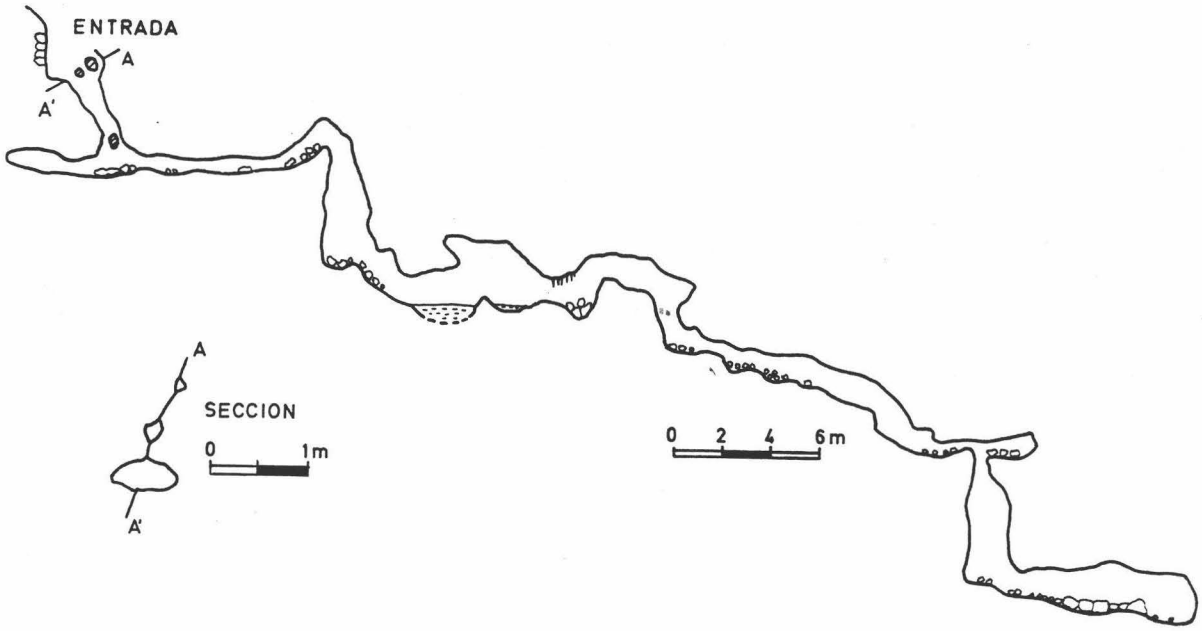


Figura 61.- *Alzado del sumidero del Porteño (ZA-1), el único pónor de Zafarraya penetrado por espeleólogos. Topografía realizada por el Grupo Espeleológico Ilíberis en 1982.*

Otra tipología abundante son las simas desarrolladas a favor de una diaclasa o fractura distensiva, ensanchada por disolución no mucho más de un metro. La cavidad se muestra con frecuencia recortada por la evolución de la superficie del terreno. Pueden alcanzar grandes profundidades -superiores al centenar de metros- sin solución de continuidad hasta el estrechamiento natural de la fractura, o bien mostrar rellanos y escalones originados por "tapones" de bloques encajados en las paredes. Un buen ejemplo de este tipo de cavidades lo constituye la sima de los Machos (figura 60).

El control tectónico de las cavidades verticales es muy patente, baste comprobar la forma en planta de muchas de ellas. Con frecuencia, las secciones de las galerías tienen un aspecto fusiforme o de medio huso (*joint passages*), alargado en el sentido de desarrollo de la fractura (figura 63). Probablemente se trate de conductos originados antiguamente bajo condiciones freáticas o vadosas, en el sentido de Bögli (1980). Los derrumbamientos de bloques de los techos y paredes, así como los rellenos clásticos o litoquímicos, han modificado sustancialmente la morfología original de la red endokárstica penetrable. Ninguna de las simas alcanza el nivel piezométrico actual del acuífero kárstico.

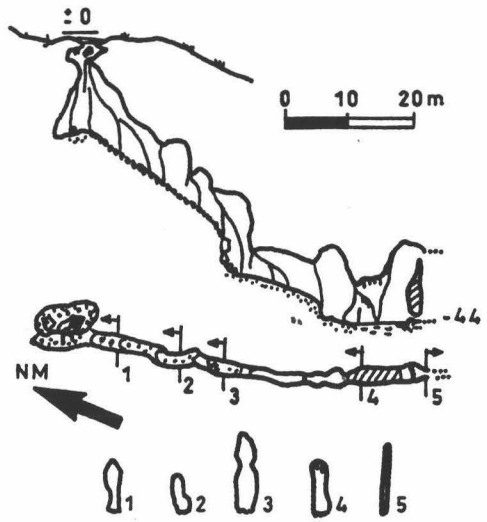


Figura 62.- Sima LJ-17, desarrollada a favor de una fractura. Topografía realizada por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos en 1980 (Marín Maldonado et al., 1982).

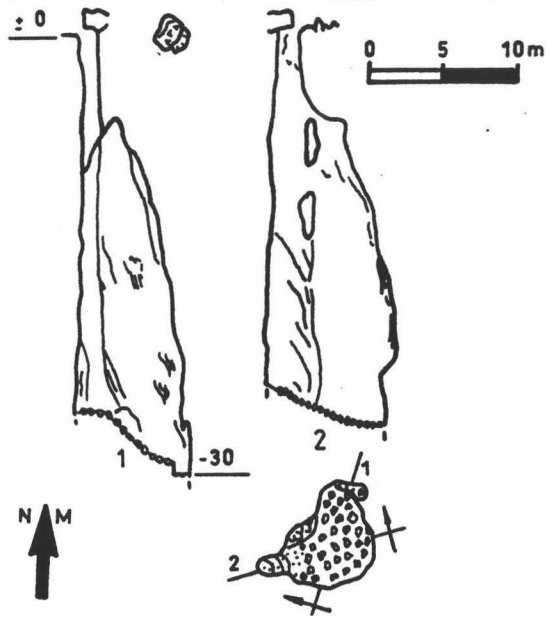


Figura 63.- Sima del Fuego. Topografía realizada por la Sociedad Grupo de Espeleólogos Granadinos en 1980 (Marín Maldonado et al., 1982).

Queda comentar las cavidades subhorizontales -cuevas o cavernas- de las que también existen ejemplos en Sierra Gorda. Estos conductos kársticos (o mejor paleoconductos, ya que todos se encuentran sin actividad hídrica importante) suelen presentar secciones subcirculares (figura 64) típicas de conductos forzados en condiciones freáticas (es decir, en la franja saturada), aunque "retocados" por los derrumbamientos de bloques y las formas de

reconstrucción más recientes. Este tipo de cavidades es frecuente en la vertiente Norte de Sierra Gorda, a cotas comprendidas entre 800 y 1000 m de altitud, donde aparecen ligadas a abrigos excavados en las cornisas residuales de las vertientes reguladas. En la génesis de estas últimas formas parecen haber intervenido procesos de gelifracción y crioclastia durante los periodos fríos del Cuaternario. También son abundantes las cuevas en torno al borde occidental del pico Cabras (cotas 1400-1500), como reflejo quizás de un antiguo "nivel de base" que enrasaría con la superficie de aplanamiento; aunque la presencia de materiales cretácicos impermeables, bajo las calizas jurásicas en este sector de Sierra Gorda, podría explicar la existencia de una red de drenaje kárstica colgada. Otras cuevas se localizan en la vertiente Sur de la Sierra de Alhama (a cotas que oscilan entre 700 y 1100 m s.n.m.), desde la cortijada de la Marchamona hasta el Boquete de Zafarraya, y, con desarrollos incipientes, en el borde Sur de la depresión de Alcaudique, en el sector nororiental del macizo. En estas últimas cavidades, situadas a una cota bastante constante, en torno a 700 m, he podido observar rellenos detríticos con estructuras de corrientes, por lo que las he considerado como paleosurgencias o paleoconductos kársticos (ver mapa hidrogeológico, fuera de texto).

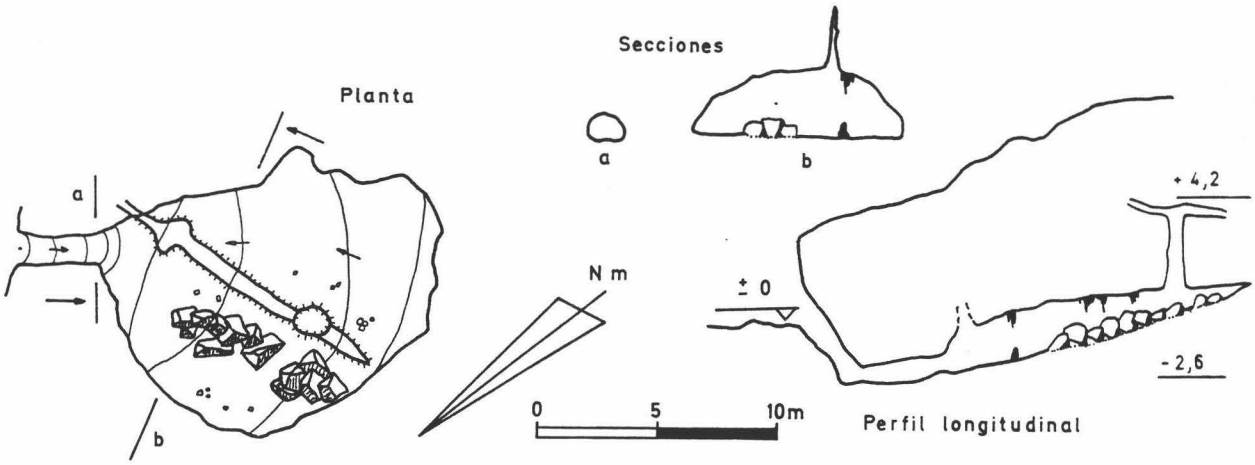


Figura 64.- *Cueva de las Cabras. Topografía realizada por la Sociedad Excursionista de Málaga en 1978.*

La cota media a la que se sitúan las cavidades conocidas en Sierra Gorda es de 1325 m s.n.m. (desviación típica de 180 m). Esta cota coincide bien con la altitud de uno de los máximos altimétricos definidos anteriormente, así como con la posición más frecuente de los aplanamientos kársticos. Este hecho, unido a la manifiesta inactividad hídrica que muestran los conductos penetrados (la excepción de los ponors de Zafarraya), parece sugerir una estrecha relación de esta red kárstica, relicta o fósil, con los paleopoljes interiores del sector

somital del macizo de Sierra Gorda. La contemporaneidad de ambos fenómenos es una hipótesis muy plausible, aunque con los datos disponibles actualmente es difícil de demostrar; en el capítulo siguiente, insistiré en esta cuestión, aportando argumentos tectónicos en favor de la misma.

Una prueba más de la existencia de una red kárstica fósil en buena parte del macizo de Sierra Gorda, viene dada por los frecuentes afloramientos de espeleotemas, a modo de grandes bolsadas o fracturas abiertas totalmente colmatadas por crecimientos de calcita, que han sido exhumados por la erosión. Estos crecimientos calcíticos y brechas concrecionadas constituyen, al igual que en otros macizos kársticos próximos (Delannoy, 1987), testigos de la existencia de antiguas cavidades, actualmente desmanteladas.

4.4.4 Evolución morfológico-kárstica

El análisis del karst de Sierra Gorda y del contexto geodinámico de la región revela una prolongada evolución geomorfológica. En el capítulo siguiente completaré el cuadro de evolución geodinámica reciente del macizo, mediante datos neotectónicos y los resultados obtenidos en los análisis estadísticos de la fracturación y de la red kárstica subterránea.

Los primeros procesos de karstificación que afectaron a Sierra Gorda tuvieron lugar hace unos 180 millones de años, cuando aún no estaba definido el macizo como tal. La plataforma carbonatada del Lías inferior y medio llegó a emerger, parcialmente y de forma temporal, por encima del nivel del mar, coincidiendo con un descenso generalizado de éste, y a favor de fracturas formadas en una etapa temprana de inestabilidad tectónica. Se produjo una fase de *rifting* intracontinental, coincidiendo con la apertura del Atlántico (García Hernández *et al.*, 1980), en la que un sistema de fallas lístricas levantó algunos bloques (especialmente en el sector septentrional de lo que hoy es la unidad geológica de Sierra Gorda) que al emerger comenzaron a karstificarse. Este fenómeno se produjo en varios episodios, desde el Carixiense hasta el Jurásico superior (García Hernández *et al.*, 1986-1987), en los que la fosilización y colmatación del relieve paleokárstico se produjo por sedimentación autóctona en el interior de las cavidades y por el reinicio de la sedimentación pelágica, al elevarse de nuevo el nivel del mar.

Dejando al margen el episodio paleokárstico mesozoico, la evolución morfológico-kárstica de Sierra Gorda se inicia en el Mioceno superior. Tras la última fase compresiva fini-Serravalliense o intra-Tortoniense basal el macizo se encuentra emergido, desprovisto

de la cubierta margosa cretácico-paleógena, y, probablemente, mostrando un volumen montañoso importante. Cabe la posibilidad de que la emersión se produjera durante alguna de las fases compresivas previas a las anteriores, aunque no existe evidencia clara de ello. Unicamente si se confirma la edad Oligoceno superior - Mioceno inferior de la formación Tajea, que muestra cantos procedentes de los materiales carbonatados de Sierra Gorda, podría plantearse con más firmeza la hipótesis.

Durante la transgresión tortoniense, los conglomerados y calcarenitas marinas -que incluyen elementos procedentes de la erosión de Sierra Gorda y otros macizos carbonatados (González Donoso, 1967)- fosilizan un relieve desigual: algo aplanado en el sector de los Llanos de la Dona y Pilas Dedil; con un cierto vigor en el sector Sur del Rincón de Alcaudique (escarpe de falla o acantilado fosilizado en la proximidad del cortijo Malos Tratos, Lhenaff, 1981) y en torno a los Baños de Alhama de Granada. Los afloramientos del mioceno superior sobre Sierra Gorda se sitúan actualmente a cota máxima de 1000 m s.n.m.

Martín Algarra y Soria (1989) reconocen la existencia de una fase de karstificación previa al depósito del Tortoniense inferior en Sierra Harana, macizo calizo situado en una posición tectónica equivalente a la de Sierra Gorda. En el polje de la Dona, junto a la cortijada del mismo nombre, existe un pequeño afloramiento de calcarenitas tortonienses aislado sobre las calizas de Sierra Gorda. Este afloramiento muestra una forma subelíptica en planta, que quizás pueda representar la fosilización de una paleodolina, vestigio de la karstificación tortoniense o pretortoniense en Sierra Gorda.

Aunque de momento resulta imposible realizar dataciones de la única superficie fundamental de aplanamiento, que he considerado existe en Sierra Gorda, parece muy probable que fuera en esta época cuando se formó. Lhenaff (1968) considera que durante la regresión del Mioceno superior el relieve de Sierra Gorda se atenuó progresivamente, por erosión, karstificación y peniplanización, coetáneas con el cambio de facies marinas a continentales del relleno de la depresión de Granada. Pezzi (1977 a y b) considera que la superficie de aplanamiento, situada por encima de los 1200 m de altitud, enrasaría con el techo de las calizas lacustres del Turoliense superior. Para este autor, el depósito de estas facies lacustres indica una intensa disolución kárstica en los relieves emergidos, que suministraría el volumen necesario de carbonato cálcico. El aplanamiento se formaría a expensas de un nivel de base de drenaje kárstico permanente, bajo un clima cálido y húmedo, asociado a relieves residuales, a poljes y a una red kárstica poco profunda (figura 65).

Los poljes de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil no existían sino como meras fosas

tectónicas, donde se depositaba la serie miocénica, a modo de brazo de mar prolongado desde la depresión de Granada. Entre Arenas del Rey y Zafarraya existió un área o eje de fuerte subsidencia, relacionado con fallas de dirección E-O que mantenían una gran actividad tectónica (Sanz de Galdeano, 1985).

Durante el Mioceno terminal, o tránsito Mioceno-Plioceno, se produce una pulsación tectónica que da origen a una importante etapa de creación de relieve (Lhenaff, 1968 y 1981). Según Sanz de Galdeano (1985), en esta fase se pudieron producir desplazamientos verticales o saltos de más de 1000 m, a favor de la reactivación de fallas de dirección E-W y NNO-SSE. A tenor de ello, no es de extrañar las diferencias de cota entre los distintos sectores aplanados de Sierra Gorda, individualizados y basculados a raíz de esta inestabilidad tectónica. También se deshace la propia continuidad de los niveles estratigráficos depositados en las cuencas marginales.

A la etapa de creación de relieve le sigue un periodo de intensa erosión y karstificación del macizo de Sierra Gorda y de otros macizos próximos, coetáneas con el depósito de materiales esencialmente detríticos del Mioceno terminal-Pleistoceno inferior (Plioceno en sentido amplio). La red fluvial se encaja fuertemente. Las áreas más subsidentes se localizan en el borde Norte de la depresión de Granada, según una línea de depocentros (con sedimentación fluvial y lacustre) coincidente con el trazado del accidente Cádiz-Alicante (Soria y Fernández, 1988).

La red kárstica subterránea de Sierra Gorda también sufre un fuerte encajamiento, como acomodación al nuevo nivel de base establecido. Se produce, pues, un importante rejuvenecimiento de los procesos kársticos, uno de cuyos efectos es el depósito de masas travertínicas y calizas oncolíticas asociadas a la sedimentación detrítica pliocena (s.l.), en el sector septentrional del macizo de Sierra Gorda (sector Loja-Salar). Quizás el equivalente de estos depósitos en el borde Sur de Sierra Gorda venga dado por los conglomerados y travertinos de la Mesa de Zalia.

En la parte somital de Sierra Gorda se produce pérdida de suelos, dándose inicio a la exhumación y apertura de los paleopoljes interiores. Sobre las superficies aplanadas más altas y los relieves relictos se instauran extensos campos de dolinas. La erosión afecta también a los materiales miocénicos depositados en las depresiones tectónicas de Zafarraya, La Dona y Pilas Dedil, cuyo drenaje es exorreico todavía. Es posible que en la depresión de Zafarraya las aguas buscaran su salida a través de ciertas entalladuras practicadas en las barreras carbonatadas (Boquete de Zafarraya y Azafranera, según Lhenaff, 1968 y 1986).

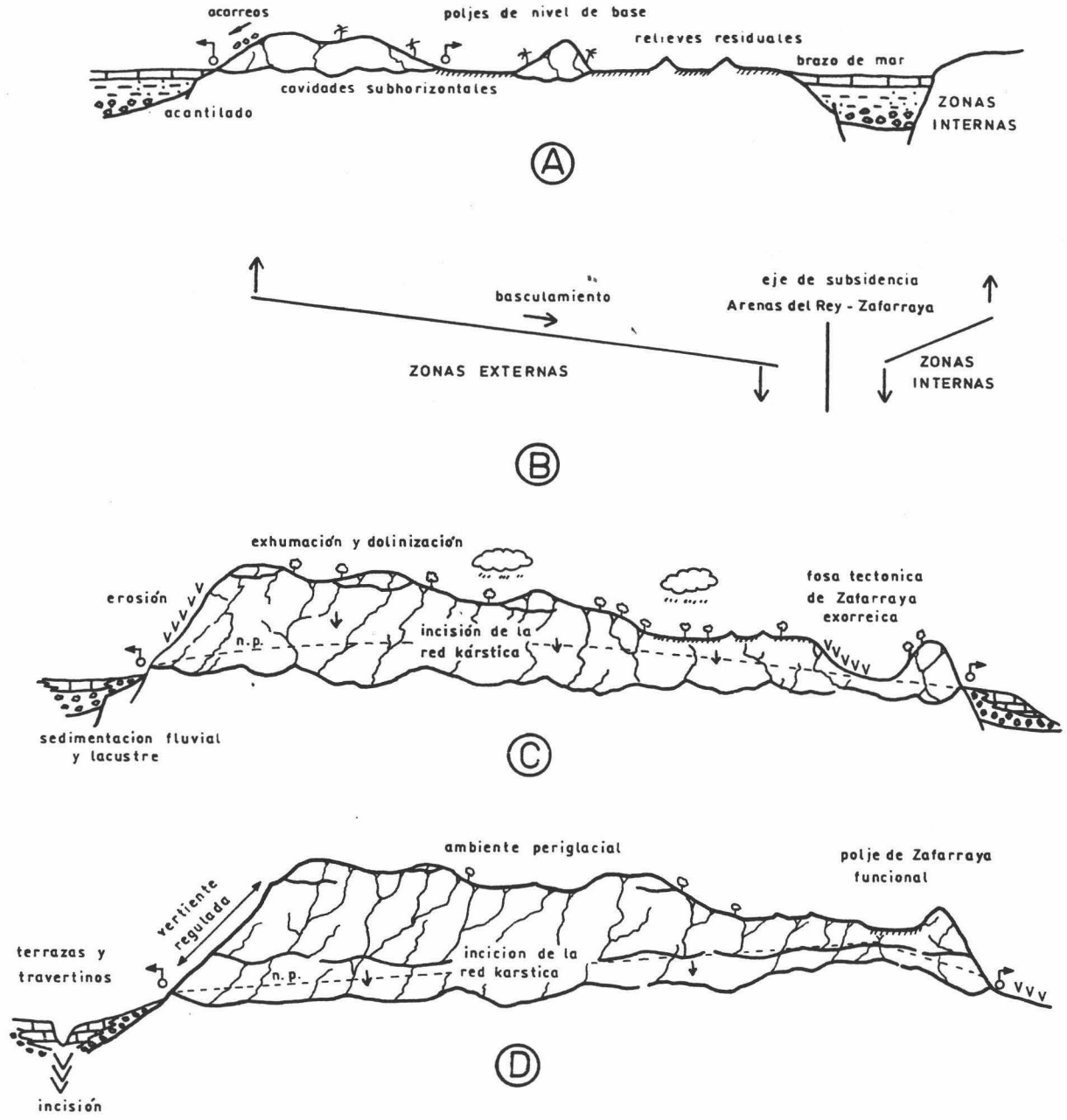


Figura 65.- *Principales etapas de la evolución morfológico-kárstica de Sierra Gorda: A, periodo Tortoniense - Turoliense superior; B, fase tectónica finimiocena, levantamiento y basculamiento de las superficies de aplanamiento; C, etapa comprendida entre el Mioceno superior terminal y el Pleistoceno inferior (Plioceno, s.l.); D, etapas frías del Pleistoceno medio y superior, y Holoceno.*

Aunque la inestabilidad tectónica no parece haber remitido en ningún momento, durante el Pleistoceno inferior ésta debió ser especialmente intensa, dando origen a la discordancia plio-pleistocena (s.l.). Tras esta fase tectónica se habría producido el cierre de los poljes periféricos. Al menos en el polje de Zafarraya parece bastante seguro que fue en

esta época cuando comenzó el drenaje claramente endorreico (Lhenaff, 1968). Hay una reactivación de los procesos erosivos, también impulsados por la crisis climática del Pleistoceno y la morfogénesis periglacial (vertientes reguladas, excavado de abrigos, rotura de crestas en los lapiaces exhumados, depósitos de brechas originadas por gelifracción, etc.).

La red fluvial sufre un nuevo encajamiento (formación de cañones kársticos) y el río Genil, que en la fase anterior desembocaba en un área lacustre con difícil drenaje, busca su salida de la depresión de Granada excavando un profundo cañón en materiales triásicos; este encajamiento continúa actualmente.

La karstificación en Sierra Gorda no cesa en buena parte de este periodo. La red endokárstica ha tenido que excavar más profundo para adaptarse a un nuevo nivel de base, ciertamente muy poco estable. Existen importantes depósitos de travertinos ligados a las surgencias principales del macizo, en Loja. En la actualidad parece existir una cierta ralentización de los procesos kársticos (Lupiani y Soria, 1988 a), quizás debido a la pérdida de la cobertura vegetal del macizo por el frío (Pezzi, 1977 a) o por la presión antrópica (Díaz del Olmo y Delannoy, 1989). Ello no implica que la tasa de denudación kárstica actual sea poco importante, en comparación con otros macizos carbonatados.

Durante el Holoceno se ha producido la apertura de los poljes de la Dona y Pilas Dedil, por captura remontante del arroyo de Salar. Estos poljes tienden a desmantelarse, mientras que el polje de Zafarraya se ha preservado como forma cerrada gracias a las especiales condiciones hidrológicas e hidrogeológicas de que goza (Lhenaff, 1986).

En la figura 65 he intentado reflejar esquemáticamente las principales etapas de la evolución morfológico-kárstica reciente del macizo de Sierra Gorda.

5 CARACTERISTAS GEOMETRICAS E HIDRAULICAS

5.1 COMPORTAMIENTO HIDROGEOLOGICO DE LOS MATERIALES

Este estudio de investigación se ha centrado primordialmente en los materiales carbonatados del macizo de Sierra Gorda. No obstante, en este apartado haré referencia, también, al comportamiento hidrogeológico de los materiales que lo delimitan, ya que pueden estar relacionados hídricamente con él, bien sea como áreas que lo alimentan o lo drenan, o que actúan como barreras impermeables del mismo.

He agrupado los materiales litoestratigráficos distinguidos en el apartado 4.2 en conjuntos de comportamiento hidrogeológico más o menos parecido (recogidos en el mapa hidrogeológico que se acompaña, fuera de texto), con vistas a una simplificación razonable, aunque respetando en lo posible las unidades y conjuntos tectónicos y estratigráficos más significativos. Para las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya he optado por diferenciar claramente en cartografía los afloramientos de rocas dolomíticas basales de los correspondientes a calizas, ya que, aunque interconectados entre sí, presentan rasgos texturales particulares y específicos de cada uno de ellos, lo cual puede traducirse en un comportamiento hidráulico de matices distintos. Las siglas que irán apareciendo a lo largo del texto coinciden con las utilizadas en la cartografía hidrogeológica.

Casi la totalidad del acuífero de Sierra Gorda está compuesta por los materiales calizos y dolomíticos del Trías superior al Lías medio, tanto de la unidad de Zafarraya (TL_2 y J_2) como de la unidad de Sierra Gorda (TL_1 y J_1). El comportamiento de estos materiales es claramente acuífero debido a la intensa fracturación y karstificación que presentan (porosidad secundaria), lo cual permite suponer "a priori" una alta conductividad hidraúlica y una gran potencialidad hidrogeológica de todo el conjunto. Este comportamiento será matizado a lo largo del presente capítulo y de los siguientes.

La porosidad primaria de estas rocas debe ser extremadamente baja, salvo, quizás, para los niveles de dolomías y calizas oolíticas y oncolíticas. El resto de los materiales jurásicos de estas unidades presenta un predominio de calizas con sílex o calizas nodulosas, con intercalaciones margosas. Por ello, considero que estas formaciones tienen una permeabilidad menor, inferior a la del conjunto carbonático principal, como se deduce del menor grado de karstificación que presentan, pero sin llegar a interrumpir la conexión hidráulica.

El Cretácico-Paleógeno de estas dos unidades (C_2 y C_1) se considera, globalmente, como un material de muy baja permeabilidad. Localmente, y a favor de niveles más calizos, estas rocas pueden tener un comportamiento acuitardo, como demuestra la existencia de algunas captaciones de bajo rendimiento (números 25, 26, 38, 42, 139, 140, etc.), aunque el más generalizado es el de acuicludo.

Los materiales triásicos (Tk) se comportan en conjunto como acuicludo-acuitardo, dado su carácter predominantemente arcilloso o margoso. No obstante existen formaciones acuíferas, intercaladas entre las arcillas, compuestas por materiales detríticos, carbonáticos o evaporíticos, aunque su limitada extensión y la falta de continuidad de las mismas hace que tengan muy poca entidad. Sólo algunos niveles evaporíticos, yesíferos, alcanzan ocasionalmente una extensión considerable, constituyendo acuíferos "kársticos" de cierta potencialidad. Estas condiciones se dan en los materiales triásicos evaporíticos que afloran en las proximidades de Fuente Camacho, donde existe una descarga de aguas subterráneas de escaso volumen, aunque de salinidad extrema (punto nº 176).

Los materiales de las unidades del Hacho de Loja, Complejo de la Alta Cadena y de Zalia presentan formaciones acuíferas importantes (H_1, AC_2 y Z_1, respectivamente), aunque de menor entidad que el acuífero de Sierra Gorda. Se trata de los materiales calizo-dolomíticos del Jurásico (Trías superior-Dogger en el caso del Gallo-Vilo), que pueden alcanzar una gran potencia. Estos materiales tienen igualmente un comportamiento acuífero gracias a la fisuración y karstificación que presentan. Un sondeo emplazado en los materiales carbonatados del Hacho de Loja (fuera del área cartografiada) arrojó valores de transmisividad del orden de 13000 m^2/día, según datos de inventario del ITGE. Los materiales cretácicos de estos conjuntos tectónicos (H_2, AC_3 y Z_2), aunque afloran escasamente, sellan en bastantes puntos los materiales carbonatados, presentando un comportamiento general de acuicludo.

Los materiales carbonáticos de la unidad de los Baños de Alhama (R) poseen también un comportamiento acuífero por fisuración y karstificación, aunque la permeabilidad del conjunto no debe ser muy elevada, debido a las numerosas intercalaciones de delgados niveles margosos. En estos materiales, el IRYDA perforó dos sondeos, uno de los cuales (nº 58) alcanzó una profundidad de unos 160 m bajo la cota de los manantiales termominerales de los Baños de Alhama (números 60, 61 y 62), permaneciendo seco en todo momento (IRYDA-IGME, 1986). La otra obra de captación (nº 59) resultó positiva, con aguas termominerales, y en ella se obtuvo un valor de transmisividad modesto, del orden de 60 m^2/día.

Las filitas y esquistos de las unidades Maláguides y alpujárrides (Ma y A_3) son materiales de baja permeabilidad y se comportan, en general, como un acuicludo, aunque localmente lo puedan hacer como acuitardo o como acuífugo. Los mármoles y niveles carbonáticos alpujárrides (A_1 y A_2) constituyen acuíferos fisurados y karstificados, siendo el de Sierra Tejeda el más importante. Presentan numerosos manantiales que surgen en el contacto con los esquistos y filitas, siendo el más importante, en el área estudiada, el de los Nacimientos de Parrilla (nº 65), que se sitúa en la cabecera del arroyo de la Madre y permite una cierta constancia en el mantenimiento del caudal de este curso fluvial. Los bombeos de ensayo llevados a cabo en los sondeos números 66, 69 y 70 (IRYDA-IGME, 1986) dan valores de transmisividad bajos, comprendidos entre 1 y 10 m^2/día, aunque, con el desarrollo por acidificación, se suelen obtener mejoras considerables.

Los materiales del Complejo Colmenar-Periana (CCP), de gran plasticidad mecánica, tienen un comportamiento hidrogeológico muy variable, dada la diversidad litológica. Existen tramos de gran permeabilidad, fundamentalmente asociados a niveles areniscosos o calizos. No obstante la continuidad de los mismos es muy reducida, por lo que se considera a todo el conjunto como un acuicludo. Algo similar ocurre con la formación Santana (Sa), donde dominan los niveles arcillosos (acuicludos), especialmente hacia el techo de la misma. En la base, las formaciones conglomeráticas presentan un comportamiento acuífero o acuitardo, según los puntos.

Las brechas calcáreas cementadas de la "formación" Tajea (Ta), que afloran en las proximidades de la Venta del Rayo, se comportan como un acuífero fisurado y karstificado, aunque su extensión superficial es muy escasa. Hacia el techo, estas brechas presentan niveles margosos y arcillosos resedimentados (acuicludos) que, desde el punto de vista hidraúlico, las sellan.

Dentro de los materiales neógeno-cuaternarios se pueden diferenciar distintos tramos según el comportamiento hidrogeológico general. Los conglomerados y calcarenitas bioclásticas del Tortoniense (Mc) se comportan como un acuífero mixto, poroso y fisurado; incluso en ocasiones pueden encontrarse karstificados, dado el carácter calizo del cemento que presentan. Sirva como prueba de ello la existencia de una cavidad excavada en estos materiales cerca de los Baños de Alhama ("cueva del Agua"). No obstante la importancia de este acuífero es pequeña, ya que se encuentra muy compartimentado y, a menudo, confinado por niveles impermeables (Mm) que le impiden presentar una superficie de recarga importante. Cuando el substrato está constituido por los materiales carbonatados del macizo de Sierra Gorda, es frecuente que estos materiales miocénicos se encuentren secos, drenados

en profundidad por un acuífero de menor potencial hidráulico. Así parece ocurrir en determinados afloramientos de los poljes de la Dona y Pilas Dedil (del Valle, com. pers.). En cambio, cuando el substrato lo constituye alguna formación preorogénica margosa -como el Cretácico de la unidad de Sierra Gorda, por ejemplo- los afloramientos de calcarenitas y conglomerados se comportan como acuíferos colgados, presentando surgencias de pequeño caudal; la más significativa de las que existen en la región es la Fuente de las Pilas (nº 47), junto a la cortijada de Pilas Dedil.

Los materiales siglados como Mm, del Mioceno superior, se comportan como acuicludos, aunque determinadas intercalaciones arenosas y conglomeráticas (más frecuentes hacia el Sur) presentan carácter de acuífero multicapa, pero de rendimientos muy bajos (acuitardo).

Las calizas lacustres del Mioceno superior (Ml) constituyen también un acuífero con cierta porosidad por disolución de componentes bioclásticos, por fisuración y por karstificación, aunque dada su escasa potencia, su situación topográfica y la gran discontinuidad de los afloramientos, se trataría de un acuífero de importancia muy local. Hacia la base dominan las litofacies más margosas, de comportamiento acuicludo.

Los materiales del Plioceno en sentido amplio (Pc) pueden considerarse en conjunto como un acuífero multicapa, donde los niveles conglomeráticos y arenosos constituirían acuíferos porosos de pequeña potencia intercalados entre niveles de baja conductividad hidraúlica o acuicludos (lutitas, margas, lignitos, etc.). En ocasiones los materiales detríticos groseros poseen una gran permeabilidad, aunque estos niveles son escasos y de pequeño espesor en el área más proxima a Sierra Gorda. Los niveles de calizas oncolíticas y travertínicas (Pt), asociados a esas facies detríticas, se pueden cosiderar como materiales acuíferos. Lo mismo se puede decir para los materiales conglomeráticos y los travertinos de la Formación Zalia (Qz), de comportamiento acuífero-acuitardo.

Los materiales cuaternarios más recientes presentan un comportamiento hidrogeológico muy desigual. Los conos de deyección, los depósitos de ladera y los derrubios (Qc y Qp) se comportan como pequeños acuíferos de permeabilidad muy variable, según el contenido arcilloso de la matriz que envuelve las brechas características de estos materiales, y según que aparezcan cementadas o no. Las grandes masas de travertinos (Qt) del sector de Loja constituyen acuíferos de muy alta permeabilidad, gracias a su gran porosidad primaria y a los procesos de karstificación que han sufrido.

Los materiales aluviales ligados a los ríos y arroyos (Qa) tienen un comportamiento de acuífero por porosidad intergranular primaria, aunque en general no suministran un gran caudal en las captaciones. Las arcillas de descalcificación que aparecen en algunas depresiones kársticas se comportan como acuitardos, presentando una cierta permeabilidad a favor de niveles arenosos o brechoides que suelen existir intercalados. Los aluviales de relleno de los poljes merecen una especial atención por su gran desarrollo superficial en el área. Se trata de niveles arenosos y conglomeráticos más o menos continuos y de escasa potencia, que se intercalan entre formaciones arcillosas aluviales o de descalcificación. Las arenas y conglomerados constituyen los niveles productivos, siendo su comportamiento el de acuífero poroso. Las arcillas, en general dominantes, constituyen un acuicludo.

El acuífero de este tipo mejor conocido es el detrítico cuaternario del polje de Zafarraya. Su transmisividad varía entre 20 y 90 m^2/día según Hidalgo (1974 a) y entre 30 y 200 según Ollero y García (1984). Estos últimos autores estiman un valor medio del 13 % para el coeficiente de almacenamiento. Se trata de un acuífero libre, de nivel piezométrico localizado a pocos metros de profundidad, cuyo drenaje natural se realiza esencialmente hacia el acuífero kárstico de Sierra Gorda. El flujo general se produce hacia el noroeste, con un gradiente hidráulico que oscila entre 0,085 % y 1,7 % (Hidalgo, 1974 a), o del 3,3 % de media según IGME (1983).

5.2 CARACTERISTICAS GEOMETRICAS DEL EMBALSE SUBTERRANEO

5.2.1 Puntos de agua inventariados

El análisis de la posición de los puntos acuíferos permite deducir muchas de las características geométricas de los acuíferos. A este respecto puede consultarse el mapa hidrogeológico que se acompaña fuera de texto. He inventariado un total de 186 puntos de agua, cuyas principales características están recogidas en las tablas del anexo 2.

Evidentemente no son todos los puntos que existen en la región, aunque sí los más interesantes para los propósitos de este estudio. Por ejemplo, no he inventariado los más de 400 pozos excavados que existen en el polje de Zafarraya (IGME, 1983) y que captan el acuífero aluvial cuaternario, ya que la información que suministran se ciñe a dicho acuífero, suficientemente conocido, por demás, a partir de los estudios de Hidalgo (1974 a) y de

Ollero y García (1983; 1984 a y b). Mi atención se ha dirigido especialmente al inventario de puntos relacionados con el acuífero kárstico de Sierra Gorda y de los puntos relacionados con otros acuíferos carbonatados adyacentes que podían tener alguna conexión hídrica con aquél. Los datos de partida proceden del ITGE, de la CASE y de algunos de los estudios hidrogeológicos realizados anteriormente.

La mayor parte de los puntos inventariados (90 %) se localiza en la provincia de Granada, y el resto en la de Málaga. Los 186 puntos se reparten como sigue, de acuerdo con su naturaleza: 88 puntos corresponden a surgencias de muy diversa tipología; 87 responden a sondeos de explotación y de investigación; 9 son pozos excavados o artesanales, normalmente de gran radio; y 2 constituyen galerías de captación subhorizontales, excavadas en lugares donde antes existían surgencias naturales.

De los manantiales inventariados, sólo una veintena tienen relación estrecha y probada con la franja saturada del acuífero kárstico de Sierra Gorda. Estas surgencias se pueden agrupar en sectores más concretos, como son: el sector de Plines-Genazal, en el que se incluyen al menos dos grandes surgencias con caudales medios superiores a 200 l/s (números 1 y 2), junto a varias salidas de menor importancia (Aguanueva, Aguavieja, Fuente Santa) y un gran número de pequeños nacimientos que se localizan en fracturas, de forma dispersa; sector de Loja, que incluye al menos cuatro manantiales principales, algunos de ellos incorporados a la red de suministro de agua potable de la población, entre los que destacan el manantial del Borbollote o Alfaguara y el manantial del Terciado o Yola (números 15 y 20, respectivamente); sector del Manzanil, con tres puntos de surgencia principales, de caudal superior o próximo a 100 l/s (manantiales de Porrinas, la Cadena y Manzanil o Pasaderas), junto a varias surgencias de tipo "trop plein" que llegan a arrojar caudales superiores a 90 l/s (nº 23); grupo de Salar, con dos surgencias termominerales principales que son el manantial del Bañuelo y el manantial del Membrillo (números 32 y 33, respectivamente), más un pequeño "trop plein" situado 20 m más alto que aquellos (Fuente Alta); grupo de Guaro, donde existen al menos dos puntos principales de descarga, con un caudal medio superior a 200 l/s, actuando el más alto de ellos como un espectacular "trop plein"; sector de la Tajea (nº 180), enclavado en el cañon contiguo a la aldea del mismo nombre, en cuyo interior se observan varios puntos de salida con caudales medios individuales próximos a 100 l/s; sector de Riofrío, que constituye el principal punto de descarga de todo el sistema hidrogeológico kástico de Sierra Gorda, donde se observan varios puntos de salida (uno de ellos, el nº 182, actuando como "trop plein"), que llegan a totalizar un caudal medio superior a 1000 l/s.

Otros manantiales importantes están claramente ligados a otras unidades hidrogeológicas independientes: manantial-galería del Charcón (nº 160), manantial de los Baños Viejos de Alhama (nº 62), manantial de los Nacimientos de Parrilla (nº 65); salvo, quizás, el manantial del Frontil (nº 12), cuyo caudal medio (superior a 350 l/s) pone en evidencia una alimentación lateral oculta hacia el acuífero del Hacho de Loja. El origen de los recursos drenados por el Frontil es objeto de una importante controversia (IGME, 1983). El resto de los manantiales inventariados, en general, de caudales inferiores a 5 l/s y estacionales, responde principalmente al drenaje de pequeños niveles colgados (o epikársticos) o a la descarga de reducidos afloramientos neógenos y cuaternarios.

Respecto a los sondeos perforados que he inventariado, hay que decir que su distribución es muy concentrada, en unos pocos sectores restringidos y marginales del acuífero, existiendo una amplia extensión del acuífero (la parte más alta del macizo) donde no se tiene información alguna sobre la franja saturada. En el sector septentrional del macizo sólo he inventariado dos perforaciones (números 5 y 186) que al parecer han suministrado un caudal muy escaso (a la hora de redactar esta memoria parece ser que el número de captaciones mediante sondeos en este área esta creciendo rápidamente). En el tramo medio del arroyo de Salar se han venido realizando diversas tentativas de captación del acuífero kárstico, pero hasta ahora sólo parece haber tenido éxito un sondeo perforado por el IGME en las proximidades del cortijo Salcedo (nº 44).

Otro sector en el que se llevó a cabo un campaña de perforaciones es el entorno de la cortijada de las Mozas, en el valle del arroyo del mismo nombre (números 164, 165, y 173 a 175); pero todas ellas se realizaron sin supervisión geológica de ningún tipo (Delgado Moya, 1973), conduciendo a un fracaso generalizado, muchas veces por falta de profundización y desarrollo de las obras de captación. En el sector de Guaro, los trabajos de investigación del IGME concluyeron con la realización del sondeo nº 152, explotado para abastecimiento de Periana y Guaro; no obstante, las dificultades topográficas del sector obligaron a situar este sondeo en un lugar casi 200 m más alto que la cota de las surgencias. En el sector de los Llanos de la Dona y Pilas Dedil se han venido realizando, desde mediados de los 80, sondeos de explotación a percusión con profundidades que sobrepasan en todos los casos los 400 m (números 48 a 50, 53, 55 y 56); estas captaciones suministran una información muy interesante sobre la cota del nivel piezométrico del acuífero de Sierra Gorda en este sector.

El sector más intensamente perforado y captado es, sin duda el polje de Zafarraya. En él he inventariado casi 60 sondeos, la mayor parte de los cuales (32) corresponde a sondeos

de investigación llevados a cabo por el SGOP en la década de los 60. Lamentablemente, éstos sondeos se encuentran en la actualidad cegados u obstruidos. Los datos disponibles sobre esta red de investigación son los que aparecen en los trabajos de Anguita y Fernández Montero (1969) e Hidalgo (1974 a y b). La mayoría de los sondeos actualmente instalados y en funcionamiento se encuentran en el sector oriental del polje, pero se conoce muy poco sobre sus características de construcción, siendo imposible, en la mayoría de ellos, poder realizar observaciones piezométricas.

5.2.2 Definición del acuífero. Los límites y su naturaleza

El acuífero kárstico de Sierra Gorda se extiende desde Loja (provincia de Granada) hasta las proximidades de Periana (provincia de Málaga), con una longitud próxima a 25 Km de Norte a Sur. Su anchura máxima (20 Km de Oeste a Este) se alcanza en el sector central, desde la Sierra de Gibalto a Venta Quesada. Presenta, pues, una morfología en planta de forma elíptica, más alargada de Norte a Sur, con irregularidades en el sector meridional. En los trabajos del PIAS llevados a cabo por el IGME (1983) se denomina al acuífero como Sistema Acuífero nº 40-E "Mesozoico calizo-dolomítico de la Sierra Gorda".

Esta unidad hidrogeológica está integrada fundamentalmente por los materiales acuíferos calizos y dolomíticos de las unidades de Sierra Gorda y de Zafarraya (TL_1, TL_2, J_1 y J_2). Estas rocas carbonáticas, que presentan un alto grado de karstificación y fisuración, afloran con una superficie de 293 Km^2; mientras que en profundidad, bajo otros materiales que las confinan, su extensión debe acercarse a los 400 Km^2. El espesor de estos materiales acuíferos es desconocido, aunque supera los 1000 m con toda seguridad. La parte más superior del conjunto carbonatado, con materiales calizos del Jurásico medio y superior, presentaría una conductividad hidráulica relativamente más baja respecto al paquete calizo-dolomítico inferior. Por el contrario el techo de las calizas blancas del Lías inferior y medio (J_1), podría constituir una franja de gran permeabilidad, ya que localmente (sector meridional de la unidad de Sierra Gorda) se han observado fenómenos paleokársticos muy antiguos.

Experiencias realizadas con trazadores (Anguita y Fernández Montero, 1969; Hidalgo, 1974 a; IGME, 1983) han puesto de manifiesto la conexión hídrica existente entre los materiales carbonatados triásico-liásicos de las dos principales unidades geológicas. La primera experiencia de coloración sobre la que hay constancia escrita se remonta al año 1930; es referida en IGME (1983), basada en un documento de Francisco de Paula Abellán, cuya cita literal dice así:

"Echaron disoluciones de fluoresceína en las aguas del arroyo de la Madre, que en aquella ocasión tenía un caudal de más de tres metros cúbicos por segundo de aguas muy claras, las cuales desaparecían casi verticalmente tragadas por entre las rocas del sumidero de los Alazores al Boquete de Zafarraya, entre los cortijos del Moro por el Sur, y de Cabanillas por el Norte: la parte Norte del sumidero se mostraba limpia, tragándose todo el caudal de aguas claras el pozo de bocas múltiples, sin remansarse nunca hasta las bocas, aunque de tarde en tarde se percibían fuertes ruídos sordos de remansos profundos.

Este fenómeno es espectacular e inolvidable: la parte Sur del sumidero era obstruída por cuerpos flotantes de muy diversa naturaleza sobre arenillas finísimas y lavadas, limos y fangos.

A los pocos días, como quince o veinte días, después de echarse los colorantes por el sumidero y durante otros quince o veinte días, se recogieron sucesivamente muestras de aguas manantes en Loja, denominadas Alfaguara, Borbollote, Veinticinco Caños, Fuente de la Iglesia Mayor, Manzanil, Infiernos, Plines, Pasadilla y otros nacederos que aquel año daban agua por el interior de algunas casas del Barrio Alto de Loja. Todas las muestras analizadas acusaron la presencia de fluoresceína y en algunas de ellas se vieron los colorantes a simple vista por nosotros mismos".

Los resultados de este ensayo de trazado los he recogido de forma aproximada en el mapa hidrogeológico. Lamentablemente, no se comprobó la salida de colorante en los sectores de Guaro ,Riofrío, La Tajea, Salar, etc. Tampoco se hace ninguna referencia a paso de colorante en la surgencia de Frontil (nº 12), situada junto al casco urbano de Loja al igual que todos los manantiales citados en el relato.

Otra experiencia más completa es la llevada a cabo por el SGOP, entre los días 16-04-1969 y 21-05-1969, cuyos resultados fueron divulgados y analizados por Hidalgo (1974 a). La inyección del colorante (fluoresceína sódica o uranina, $C_{20}H_{10}O_4Na_2$) se realizó en el sondeo nº 114 (1-C del SGOP), situado en las inmediaciones del pueblo de Zafarraya, y las observaciones se realizaron en varios piezómetros del polje de Zafarraya, en los manantiales de Riofrío, Yola o Terciado, Manzanil y Guaro (figura 66). Previamente, entre Noviembre y Diciembre de 1968, se había realizado un control de la concentración residual del colorante, debida a las posibles inyecciones anteriores. Este control dio resultado positivo, encontrándose concentraciones de hasta 1300 ppb en Riofrío y 600 ppb en Guaro. Con este

ensayo se puso en evidencia la relación hídrica entre el polje de Zafarraya y el sector de Guaro, mientras que la relación con los manantiales del sector septentrional de Sierra Gorda no es tan evidente. No obstante, la relación entre la unidad de Zafarraya (donde se sitúa el sondeo de inyección de trazador) y la unidad de sierra Gorda parece quedar clara al registrarse el paso del colorante por el sondeo nº 124 (5-C del SGOP), ubicado manifiestamente en esta última. Los resultados más sobresalientes de esta experiencia, también los he reflejado en el mapa hidrogeológico que acompaña a la memoria.

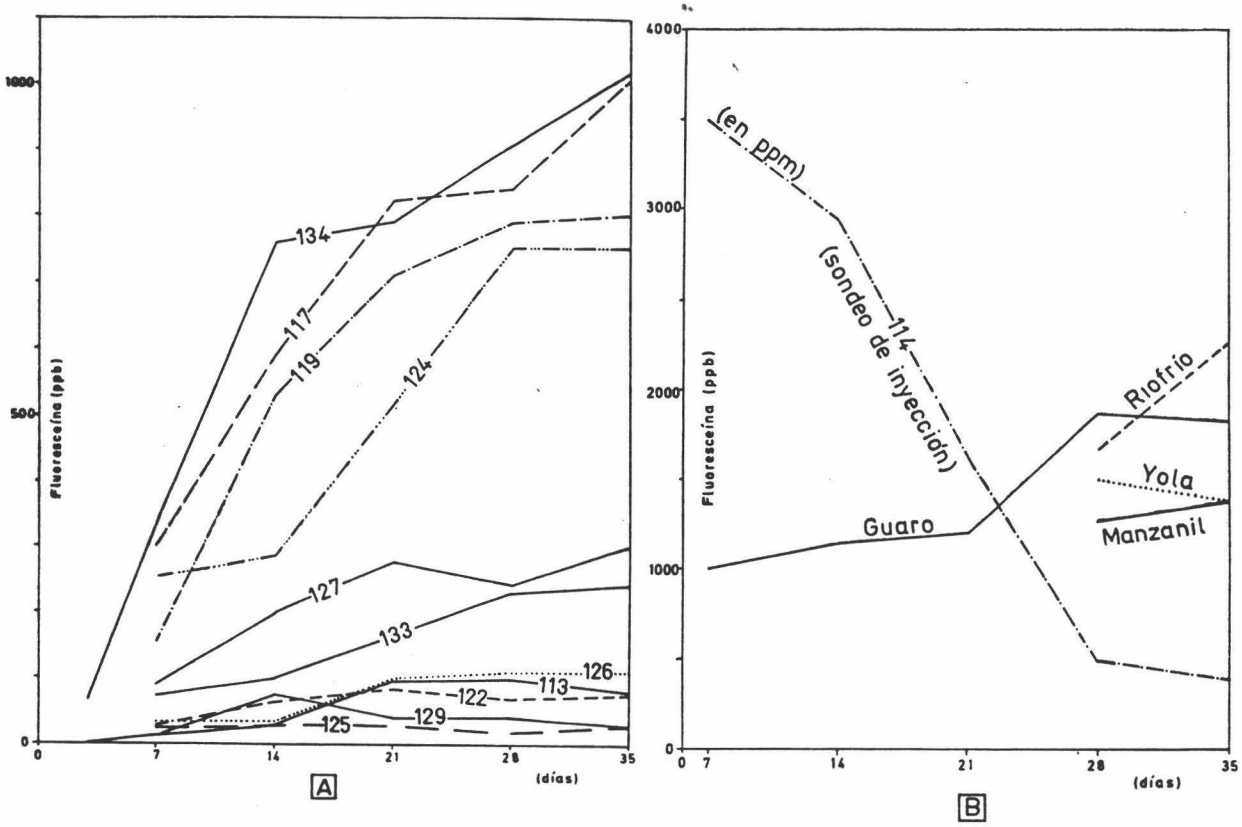


Figura 66.- Curvas de concentración de fluoresceína en función del tiempo en el ensayo de trazado llevado a cabo por el SGOP durante Marzo y Mayo de 1969. A, concentraciones en algunos sondeos del polje de Zafarraya. B, concentraciones en el sondeo de inyección y en los principales manantiales del sistema. Los gráficos están basados en Hidalgo (1974 a), con modificación de la nomenclatura de los puntos.

Los ensayos de trazado de aguas con colorantes evidencian la conexión hidráulica entre los materiales carbonatados de las unidades de Sierra Gorda y de Zafarraya, al menos en el sector occidental del polje de Zafarraya. No obstante, en otros sectores parecen existir dificultades en las relaciones hídricas entre ambas. Estudios recientes llevados a cabo sobre las características piezométricas en el sector oriental del polje de Zafarraya y en los poljes de la Dona y Pilas Dedil (IRYDA-IGME, 1986; Guzmán del Pino, 1987; López Chicano, 1989; López Chicano y Pulido Bosch, 1989; Guzmán del Pino *et al.*, 1991), han puesto de

manifiesto la existencia de una compartimentación del sistema hidrogeológico, con cierta independencia hidrogeológica de determinados sectores de la unidad de Zafarraya. No obstante, la desconexión hídrica no es completa, pese a los bruscos saltos piezométricos que se han podido detectar. En el apartado correspondiente a la evolución piezométrica del acuífero kárstico haré referencia más detallada sobre esta cuestión.

Respecto a la base impermeable del acuífero kárstico, se desconocen sus características y profundidad, ya que no existen sondeos totalmente penetrantes que la alcancen. Parece lógico pensar que se trataría de los materiales de baja permeabilidad del Trías de facies germánicas (Tk), aunque éstos no afloran nunca en relación directa con los materiales del acuífero. A tenor de la experiencia adquirida en los acuíferos kársticos sobreexplotados del Levante español (Pulido bosch, 1986 y 1988) descarto que el substrato impermeable venga dado por el límite de la fisuración abierta y/o la ausencia de karstificación, aunque esta última puede disminuir considerablemente en profundidad.

El substrato impermeable triásico debe encontrarse, en general, a una gran profundidad, aunque no se descarta, dada la estructura en domo de la unidad de Sierra Gorda (figura 55), que estos materiales se encuentren más elevados en el sector central de esta unidad, incluso por encima del nivel piezométrico del acuífero, dejando en la vertical un sector del mismo completamente seco, pero sin dar lugar a desconexión hídrica en el resto. Puesto que las dolomías basales de la unidad de Sierra Gorda (TL_1) afloran en el sector central y más alto de la misma, cabe esperar que la franja saturada del acuífero sea mucho mayor hacia los bordes del macizo.

La existencia de manantiales termominerales en el sector de Salar, sin duda alguna relacionados con el acuífero de Sierra Gorda, parece sugerir la existencia de una zona o franja de circulación profunda, en el sentido de Sokolov (1965). La mayor mineralización de las aguas de los manantiales de Bañuelo (nº 32) y Membrillo (nº 33), respecto al resto de las grandes surgencias del borde Norte del acuífero, con un notable enriquecimiento en sulfatos y cloruros, puede ser debida a la influencia del substrato triásico o a procesos locales de disolución de sales evaporíticas contenidas en los materiales miocénicos (Mm). Sin embargo, la anomalía térmica (hasta 5 °C más que las surgencias de Loja), junto con la estructura tectónica (figura 67) apoyan la idea de un origen profundo para estas aguas, junto a la influencia de los materiales triásicos del substrato.

La estructura general del embalse subterráneo quedó esbozada en el apartado de tectónica, en el que se definían los rasgos principales de las unidades de Sierra Gorda y

Zafarraya. Los cortes geológicos mostrados entonces pueden completar lo ya expuesto. Se trataría de un acuífero esencialmente libre, aunque confinado por materiales impermeables en los siguientes sectores: borde nororiental; todo el borde Este hasta Venta Quesada; Llanos de Pilas, Dona y Júrtiga; y bajo el polje de Zafarraya.

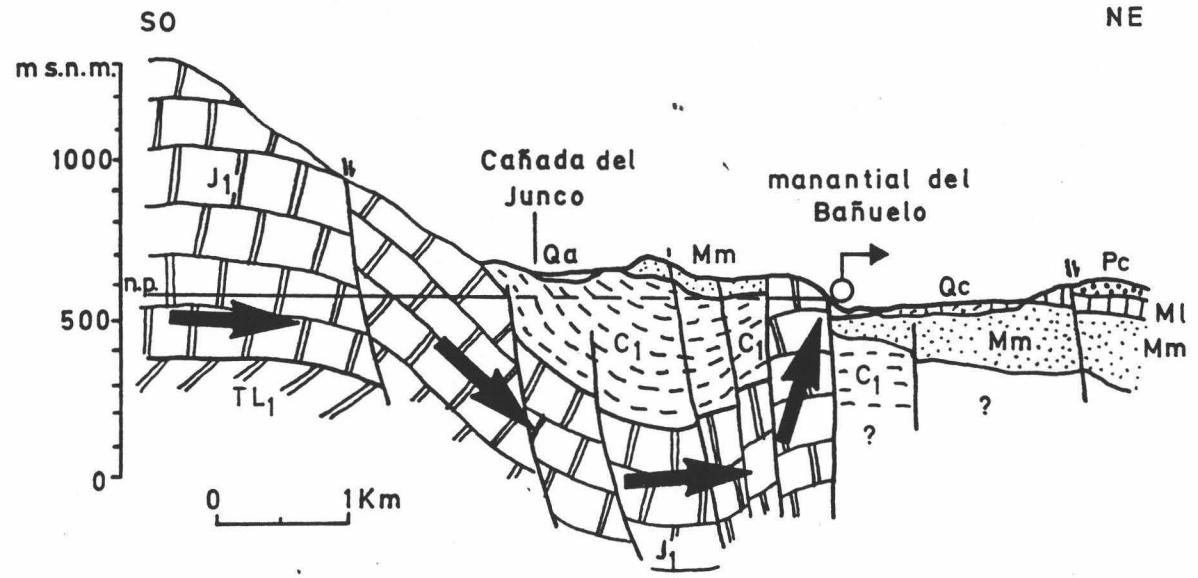


Figura 67.- *Corte hidrogeológico explicativo de la posición de las surgencias termominerales de Salar. Se utiliza la misma leyenda del mapa hidrogeológico.*

El límite suroriental y Sur del embalse está constituido por los materiales, prácticamente impermeables, del Complejo Colmenar-Periana (CCP) y de la formación Santana (Sa), a los que se superpone la unidad de Zafarraya mediante fallas inversas muy verticalizadas (figura 56). El intercambio hídrico es nulo en este sector.

El límite sureste, en el sector de la Alcaicería es similar al anterior. En este caso, los materiales impermeables del Complejo Colmenar-Periana y del Maláguide (Ma) aseguran la estanqueidad de buena parte del mismo (figura 57). Localmente se observa que las dolomías de la unidad de Zafarraya entran en contacto directo con los mármoles del conjunto Alpujárride (A_1), por lo que podría existir cierta conexión hídrica de estas unidades, aunque de poca importancia. Entre este sector y las proximidades de Alhama de Granada, el acuífero se encuentra recubierto por materiales postorogénicos de la depresión de Granada (Mc y Mm); se desconoce la continuidad en profundidad del mismo bajo este relleno neógeno, así como la disposición de las unidades de Zafarraya y Sierra Gorda con respecto a la unidad de los Baños de Alhama (R), que aflora en este sector. Es probable que, entre ambos

conjuntos se interpongan en profundidad los materiales del Complejo Colmenar-Periana y/o Maláguides, que suelen jalonar el contacto entre Zonas Externas y Zonas Internas. La desconexión hídrica del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda con los manantiales de los Baños de Alhama es segura, ya que los sondeos realizados en los poljes de la Dona y Pilas Dedil revelan un nivel piezométrico para Sierra Gorda situado muy por debajo de la cota de emergencia de los manantiales termominerales (790 a 800 m s.n.m.).

El borde Este y noreste, entre Venta Quesada y el Rincón de Alcaudique, está jalonado esencialmente por las margas y margocalizas del Cretácico de la unidad de Sierra Gorda (C_1), por lo que se trata de un borde impermeable. Sin embargo, se desconoce el límite del acuífero bajo el Cretácico confinante, ya que el flanco oriental del sinclinal que lo afecta está cubierto por materiales neógenos y pliocenos de la depresión de Granada (figura 67). Es posible que estos materiales, en su mayor parte, constituyan las formaciones impermeables que limiten al acuífero en profundidad, a favor de las fracturas de dirección NO-SE visibles en el propio Cretácico. En el flanco occidental del sinclinal, las calizas blancas y nodulosas presentan numerosas fracturas de borde, perfilando el contacto a modo de "teclas de piano". Probablemente toda esta estructura sinforme esté afectada de numerosas fracturas que compartimenten al Jurásico, dejando bloques levantados y otros hundidos, bajo el Cretácico. Uno de estos bloques levantados lo constituye, sin duda, el pequeño afloramiento de calizas (J_1) situado al suroeste de Salar, donde se sitúan los manantiales del mismo nombre.

El límite septentrional y noroccidental está constituido por formaciones muy diversas. Por un lado, en las proximidades de Loja, aflora el Cretácico de la unidad de Sierra Gorda (C_1), produciéndose una descarga importante del acuífero a través de los manantiales del Manzanil y Yola o Terciado. En el sector noroeste, en las proximidades de la Venta del Rayo, existen afloramientos de brechas calcáreas muy cementadas (Ta) que localmente entran en contacto hídrico con el acuífero de Sierra Gorda; baste decir que los grandes manantiales de la Tajea (nº 180) surgen en el seno de esta formación.

En todo este sector Norte y noroeste afloran con frecuencia los materiales del Plioceno en sentido amplio (Pc,) que se superponen al acuífero de Sierra Gorda o bien lo delimitan en las partes más bajas. El substrato calizo de este relleno plioceno aflora esporádicamente; así sucede en el sector de Plines (figura 54), donde se produce una descarga muy importante a través de un grupo de manantiales. Este borde septentrional y noroccidental se considera como impermeable en sentido amplio; no obstante, la existencia de niveles conglomeráticos o arenosos intercalados en el Plioceno puede hacer pensar en conexiónes hídricas puntuales entre el acuífero kárstico y los mismos. En profundidad, la extensión de los materiales

acuíferos de Sierra Gorda bajo el Pliocuaternario no debe ser muy grande, y sus límites deben estar constituidos por los materiales triásicos que afloran muy cerca.

La conexión hídrica de Sierra Gorda con los materiales cuaternarios aluviales (Qa) y travertínicos (Qt) da origen a pequeñas descargas de aguas subterráneas localizadas en estos materiales y en las proximidades del lecho actual del río Genil. Eventualmente podrían existir descargas laterales ocultas de Sierra Gorda al río, a través de estos materiales de gran conductividad hidráulica. No obstante, las surgencias de este tipo que han sido localizadas, parecen proceder más de la infiltración parcial de los cursos fluviales, formados en los grandes manantiales, que de la descarga directa del acuífero kárstico. El manantial más importante con esta tipología es el nº 14, situado en los Infiernos de Loja.

La conexión hídrica de Sierra Gorda con el Hacho de Loja se hace muy difícil teniendo en cuenta el nivel de drenaje impuesto por el río Genil y la presencia de potentes formaciones impermeables bajo el aluvial cuaternario del mismo (C_1, Pc, etc.). Esta conexión, invocada en varias ocasiones para explicar el origen de la descarga por el manantial del Frontil (IGME, 1981 y 1983; Diputación Provincial de Granada - ITGE, 1990), sólo sería posible si los materiales carbonatados de Sierra Gorda tuvieran continuidad en profundidad y se encontraran confinados bajo las formaciones impermeables. Estas condiciones ideales se cumplen difícilmente, ya que todo el sector se halla afectado de una importante tectónica de fractura, discurriendo por él el accidente Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983). En los capítulos siguientes se insistirá sobre esta cuestión.

El límite del acuífero en el borde occidental, entre el Puerto de los Alazores y la Sierra de Gibalto, está constituido por los materiales impermeables del Complejo Colmenar-Periana (CCP), los cuales se hunden a favor del retrocabalgamiento de la unidad de Zafarraya (figura 55). Unicamente existe un punto donde las calizas de Gibalto (AC_2) entran en contacto con las calizas con sílex de la unidad de Zafarraya. De todas formas, no se produce intercambio hídrico entre ambos acuíferos, ya que poseen niveles piezométricos muy distintos; como lo demuestra la existencia de una importante descarga de la unidad de Gibalto justo en este sector (puntos números 160 a 162), a cota superior a 700 m, mientras que los sondeos 164 y 165 no llegaron a cortar el nivel piezométrico del acuífero de Sierra Gorda sobre la cota 600 m (cota absoluta del fondo de obra).

Por último es necesario señalar la superposición, sobre el acuífero de Sierra Gorda, de otros acuíferos neógenos y cuaternarios que alcanzan una superficie próxima a 40 Km^2, especialmente en los poljes de Pilas Dedil, La Dona y Zafarraya. Estos acuíferos pueden

considerarse como integrantes del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, ya que existen interconexiones hídricas con el acuífero carbonatado principal. Se trata de los conglomerados y calcarenitas bioclásticas tortonienses (Mc) que constituyen un acuífero compartimentado y con niveles piezométricos "colgados" respecto al de Sierra Gorda, así como del cuaternario aluvial (Qa) que recubre estos poljes y que alimenta al acuífero de Sierra Gorda. Más adelante haré hincapié sobre la geometría de los acuíferos en estas depresiones, establecida a partir de las campañas de geofísica eléctrica y los sondeos mecánicos realizados en ellas.

5.2.3 Estudio geofísico eléctrico

5.2.3.1 Introducción

Los métodos de prospección geofísica resistiva son corrientemente utilizados en los estudios hidrogeológicos, como complemento a los reconocimientos geológicos de superficie. Con el fin de obtener información sobre la geometría de los materiales de relleno de los poljes de Zafarraya, la Dona y Pilas Dedil, así como sobre la profundidad del substrato resistivo, se realizaron varias campañas de prospección geofísica eléctrica, en el marco de las actividades docentes del Departamento de Geodinámica de la Universidad de Granada, en las cuales participé personalmente.

Aunque los tres poljes estudiados constituyen un sector reducido dentro del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda, son sin duda las áreas de mayor potencial económico en la actualidad, lo que justifica, razonadamente, el interés de estos estudios geofísicos.

Los objetivos perseguidos con las campañas de sondeos eléctricos verticales (SEV) fueron los siguientes: determinación de la profundidad del substrato calizo-dolomítico; naturaleza y distribución de los materiales de relleno de las depresiones; contribución al conocimiento de los posibles accidentes tectónicos.

Las medidas de campo fueron realizadas utilizando un equipo GEOTRON, que consta de los siguientes elementos: miliamperímetro analógico, con rangos de medida de 10, 30, 100, 300, 1000 y 3000 miliamperios de intensidad de corriente a fondo de escala; milivoltímetro analógico con compensación de potencial espontáneo; generador de corriente continua, constituido por pilas secas en serie, de 100 voltios cada una; electrodos de

potencial impolarizables, en solución sobresaturada de sulfato de cobre; rollos de cable y carretes de transporte (dos de corriente de 500 m y dos de potencial de 100 m); conexiones, cables auxiliares y herramientas.

La ubicación de los sondeos eléctricos verticales se realizó mediante un mapa topográfico a escala 1:10.000 y mediante foto aérea. En todos los casos se indicó la orientación de las alas de la línea de corriente, medida con brújula. Todos los SEVs fueron realizados utilizando el dispositivo Schlumberger simétrico, con la siguiente relación de semiespaciados: 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 13, 16, 20, 25, 32, 40, 50, 69, 80, 100, 130, 160, 190, 250, 310 y 370 m. Los espaciados de los electrodos de potencial fueron de 1, 10 y 50 m, con empalmes en las medidas de 25 y 32 m, y en 130 y 160 m, respectivamente.

Los SEVs realizados se interpretaron cuantitativamente, mediante el método del punto auxiliar, con los gráficos auxiliares de Ebbert; esta primera interpretación manual fue contrastada en ordenador con el programa APASEV (Díaz Ucha *et al.*, 1984). Las curvas así interpretadas se agruparon según perfiles geoeléctricos con interpretación geológica.

5.2.3.2 Estudio geoeléctrico del polje de Zafarraya

En el polje de Zafarraya se llevaron a cabo dos campañas de prospección eléctrica resistiva, complementarias entre sí, durante el mes de Febrero de los años 1987 y 1988. En total se realizaron 42 SEVs (figura 68), 21 cada año. Las longitudes máximas de semiespaciados fueron las siguientes: 2 SEVs de 32 m, 1 de 65 m, 15 de 100 m, 11 de 130 m, 5 de 160 m, 4 de 190 y 3 de 250 m.

La interpretación cualitativa de los datos de campo puso de manifiesto el predominio de curvas de resistividad aparente de tipo KH, que se presentan cuando, entre las dos primeras capas, la segunda tiene mayor resistividad que la primera. También se realizaron numerosos perfiles y mapas de isorresistividad (López Chicano, 1989), con valores de isorresistividad aparente que oscilaban entre 6 y 130 ohmios.m.

La interpretación cuantitativa de los SEVs consistió en la realización de un buen número de perfiles geoeléctricos (López Chicano, *op. cit.*). En la figura 68 he marcado la posición de dos perfiles seleccionados como más representativos.

El perfil A, (figura 69) es un corte geoeléctrico longitudinal al polje de Zafarraya, en

su sector meridional. En él se observa cómo sobre el substrato subbético, calizo-dolomítico o margocalizo, se disponen los materiales del Mioceno superior (calcarenitas y margas), especialmente en el sector central del polje. El relleno cuaternario se coloca encima de los materiales miocénicos, en el sector central del polje, y directamente sobre el mesozoico en el sector occidental. El aluvial muestra dos niveles geoeléctricos de diferente resistividad, siendo el inferior de carácter más arcilloso que el tramo superior. Este hecho ya lo pusieron en evidencia Martín Vivaldi *et al.* (1971), al analizar muestras del Cuaternario procedentes de sondeos mecánicos.

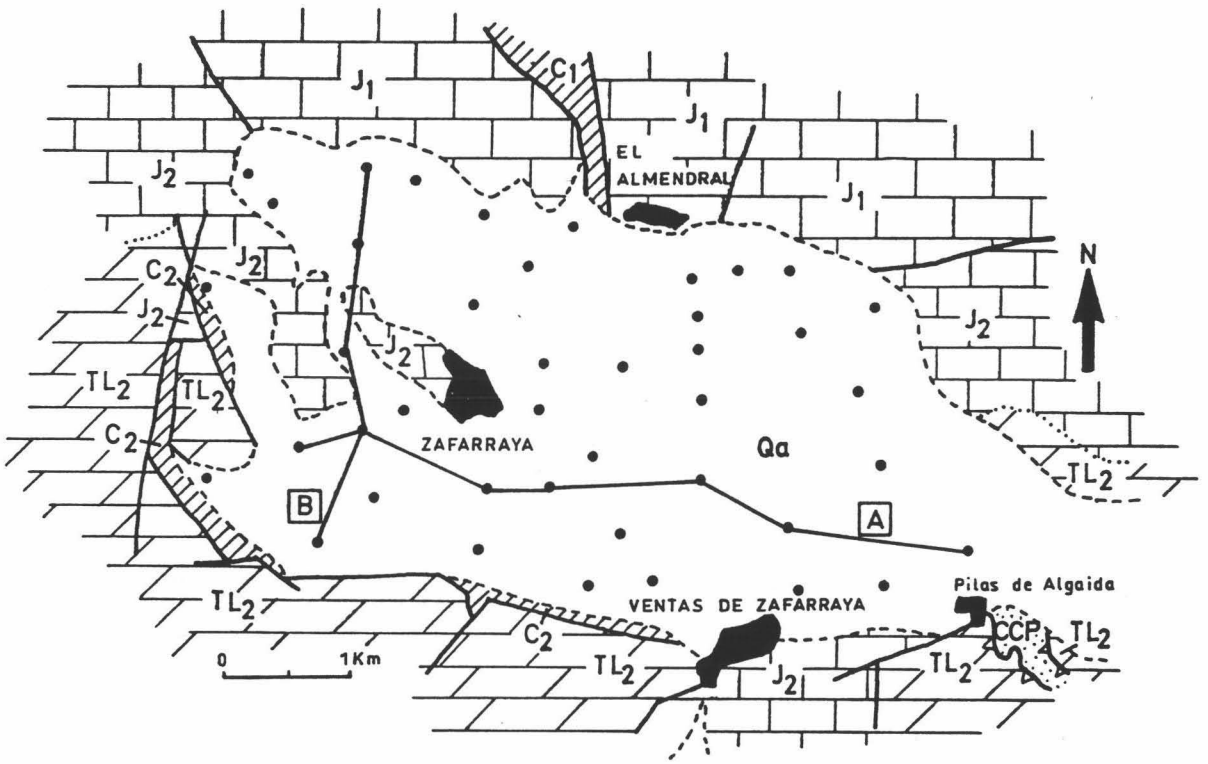


Figura 68.- *Posición de los sondeos eléctricos verticales realizados en el polje de Zafarraya, y situación de los dos perfiles geoeléctricos seleccionados.*

El perfil B (figura 70) muestra un corte geoeléctrico transversal a la máxima elongación del polje, en su sector occidental. Aquí se observa claramente la disposición en profundidad de las calizas que constituyen el grupo de relieves residuales situados al Oeste de Zafarraya. Sobre estas calizas, encajadas por fallas, aparecen materiales de baja resistividad, probablemente margoso-arcillosos, cuya atribución a algún conjunto sedimentario es muy delicada. Es probable que sean materiales cretácico-paleógenos de la unidad de Zafarraya, aunque con facies mucho más margosas que las que se observan en los afloramientos

dispersos del borde Sur de la depresión. No obstante, cabe la posibilidad de que correspondan a materiales del Mioceno superior (margas azuladas) o incluso a materiales arcillosos del Complejo Colmenar-Periana (el cual parece penetrar en el polje a la altura de Pilas de Algaida). Los sondeos mecánicos realizados en el borde meridional del polje de Zafarraya han cortado indistintamente materiales margosos del Mioceno superior y materiales margoso-margocalizos cretácico-paleógenos; aunque las columnas litológicas de estas perforaciones inspira poca confianza en general.

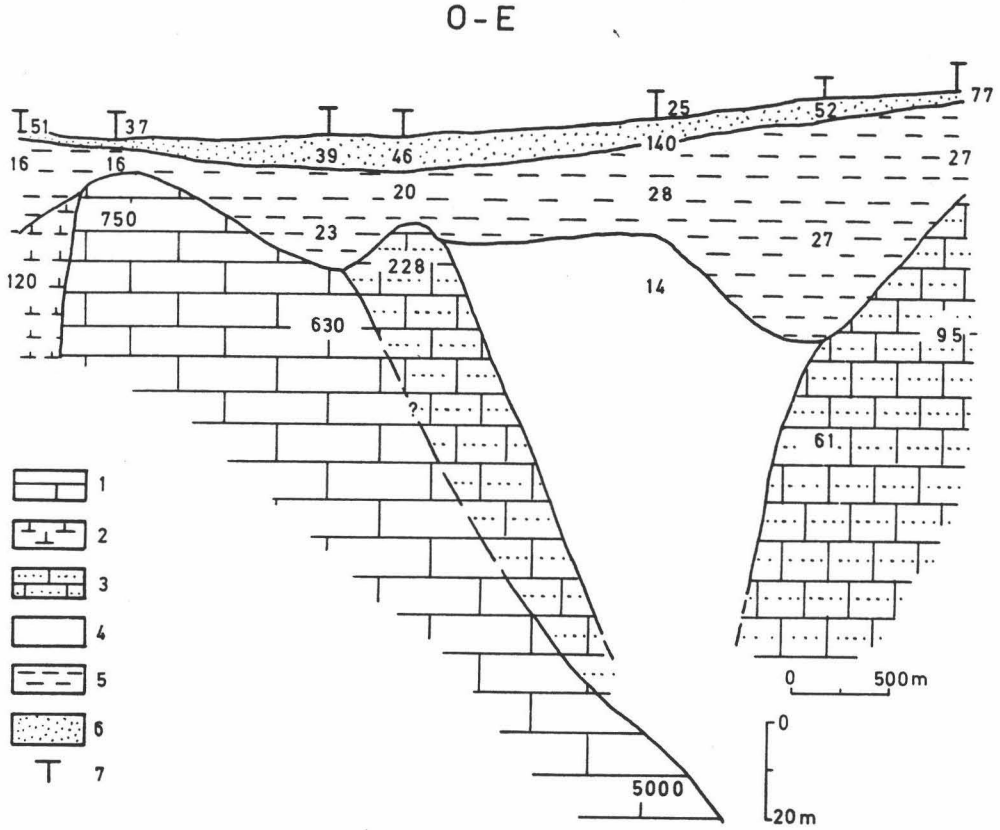


Figura 69.- *Interpretación geológica del perfil geoeléctrico A de la figura 68. 1, materiales carbonatados mesozoicos; 2, materiales margosos y margocalizos; 3, calcarenitas tortonienses; 4, margas azuladas del Mioceno superior; 5, arcillas y limos aluviales; 6, arenas,limos y conglomerados aluviales; 7, SEV. Las cifras indican los valores de resistividades en ohmios.m de las capas geoeléctricas diferenciadas.*

Sobre esta formación de baja resistividad o sobre las calizas mesozoicas, aparecen discordantes las calcarenitas bioclásticas del Tortoniense, muy compartimentadas, cuyo espesor disminuye hacia el Sur. En el SEV más septentrional del perfil B (figura 70), próximo a los sumideros del arroyo de la Madre, se aprecian en profundidad los materiales carbonáticos de la unidad de Sierra Gorda. En todo el perfil, el Cuaternario parece presentar

menor espesor que en el sector central del polje, aunque su tramo inferior, menos resistivo, es difícil de diferenciar de las formaciones arcilloso-margosas inferiores.

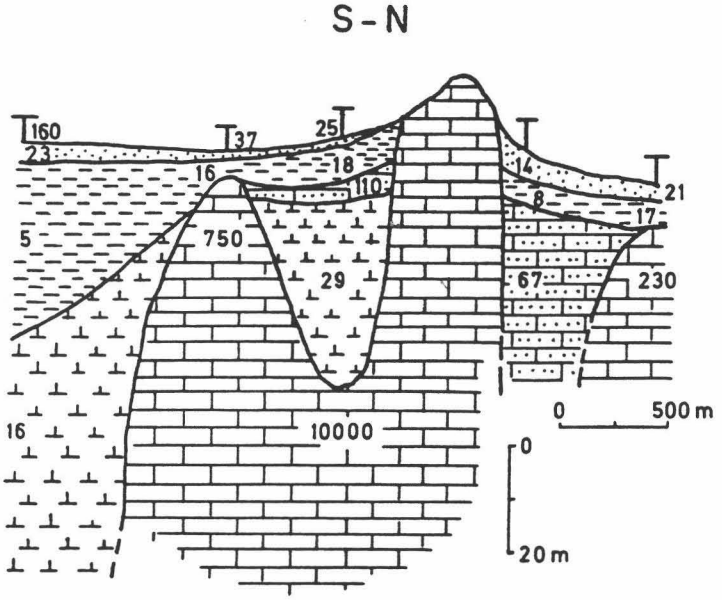


Figura 70.- Interpretación geológica del perfil geoeléctrico B de la figura 68. Se utiliza la misma leyenda de la figura 69.

De lo expuesto se deduce que la geometría de la depresión tectono-kárstica de Zafarraya es verdaderamente compleja, sobre todo debido a la tectónica, que produce cambios bruscos de la litología en distancias muy cortas, así como por la concurrencia de varias formaciones margoso-arcillosas difíciles de diferenciar, dado que presentan valores de resistividad eléctrica muy similares. Formaciones de este tipo se localizan extensamente y en profundidad, en todo el borde meridional del polje, afectado éste a su vez de un accidente tectónico de gran envergadura.

Las calcarenitas bioclásticas del Tortoniense se encuentran muy compartimentadas, a favor de fracturas que han jugado durante las sucesivas fases neotectónicas; es frecuente que se dispongan en las proximidades del paleo-relieve carbonatado. Las margas azuladas del Tortoniense superior, o bien las lutitas aluviales cuaternarias, confinan a esos niveles calcareníticos.

A pesar de que algunos SEVs no alcanzaron el substrato resistivo y que la malla era muy laxa en el extremo suroriental del polje, el mapa de isobatas realizado ilustra sobre algunos hechos interesantes (figura 71). Se observan al menos tres surcos o sectores donde el

substrato resistivo se encuentra a gran profundidad. Dos de ellos de dirección casi paralela a la máxima elongación del polje (N 120-140° E), situados al Norte y Sur, respectivamente, de los relieves residuales de Zafarraya. Un tercer surco de dirección NNO-SSE, entre el Almendral y Ventas de Zafarraya, parece estar ligado a la continuación de la falla submeridiana que recorre la unidad de Sierra Gorda de Norte a Sur. Se observa, pues, un cierto paralelismo entre la geometría de la depresión y los grandes accidentes visibles en superficie.

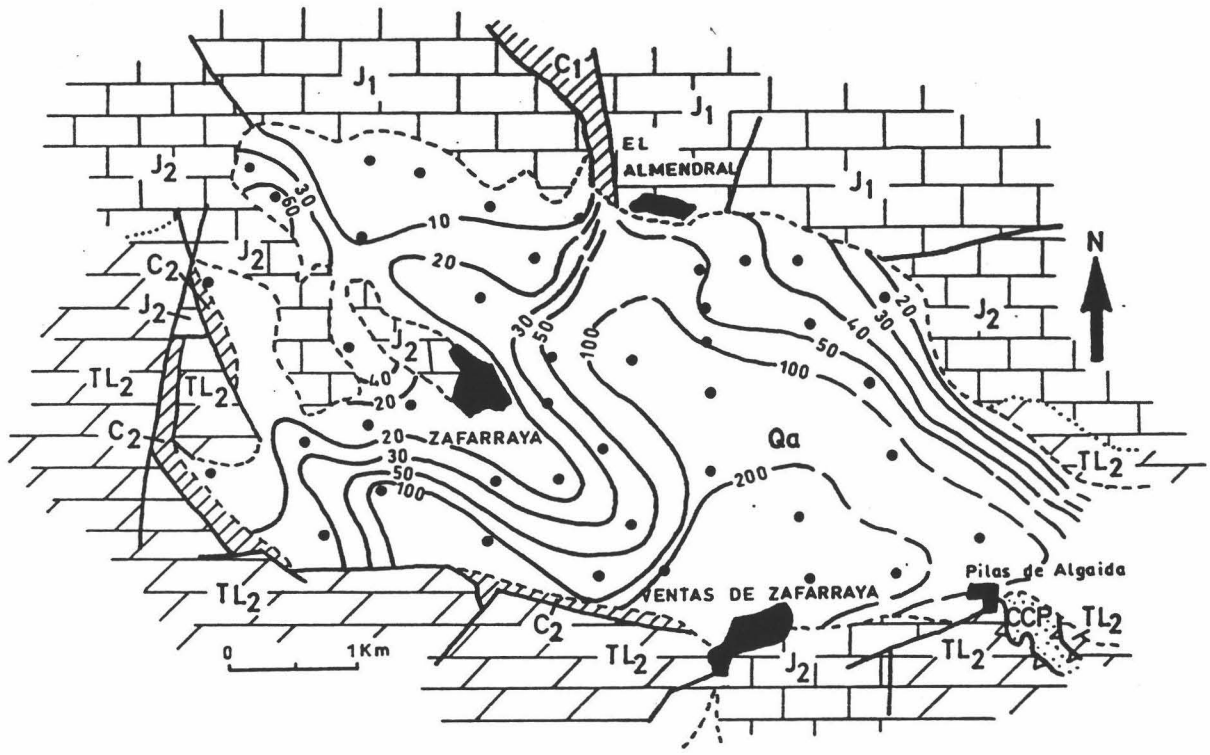


Figura 71.- *Isobatas del substrato resistivo del polje de Zafarraya (en m).*

Otras campañas de geofísica eléctrica llevadas a cabo por GEOCONSULT-ESPAÑA S.A. (Ollero y García, 1983 y 1984 c) obtienen resultados similares a los que acabo de exponer, si bien, existen ciertas diferencias en cuanto a los valores absolutos de profundidad. Estos autores matizan que el contacto con las calizas de la unidad de Sierra Gorda, en el borde septentrional, es subvertical, condicionado por la presencia de una falla que delimitaría un surco entre este borde y el *hum* de Zafarraya. Asimismo, en su estudio se perfila mejor la morfología del substrato en el sector suroriental, observándose que, a la altura de Pilas de Algaida, el substrato resistivo se hunde rápidamente hacia el sector central del polje.

5.2.3.3 Estudio geoeléctrico de los poljes de la Dona y Pilas Dedil

En el mes de Marzo de 1990 se realizó una campaña general de prospección eléctrica resistiva en los Llanos de la Dona y Pilas Dedil. Se realizaron 21 SEVs (dos de ellos paramétricos), 7 en Pilas Dedil y 14 en La Dona. Las longitudes máximas de semiespaciados fueron las siguientes: 2 SEVs de 32 m, 4 de 100 m, 2 de 130 m, 4 de 160 m, 2 de 190 m, 3 de 250 m, 3 de 310 m y 1 de 370 m.

Como complemento al estudio, se contó con los datos de 22 SEVs realizados por la empresa GEXMA, durante 1988, en diversos sectores de los Llanos de la Dona y Pilas Dedil. Estos datos me fueron cedidos amablemente por las personas que habían encargado el estudio. La campaña comprendía 7 SEVs en el Llano de Pilas Dedil y 15 SEVs en el Llano de la Dona, con apertura máxima de alas de 500 m, cuyos datos de campo fueron reinterpretados con el programa APASEV. La situación de los puntos investigados en esta campaña y en la de 1990 queda recogida en la figura (72).

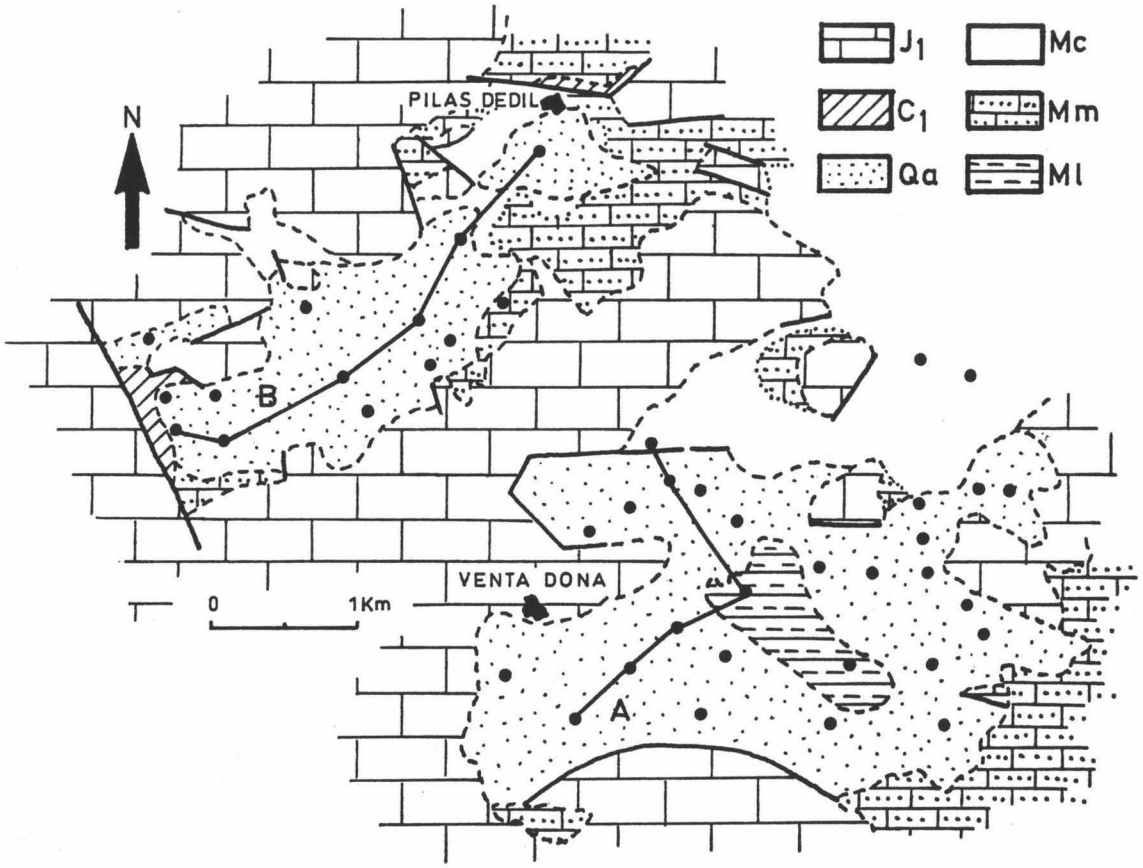


Figura 72.- Posición de los sondeos eléctricos verticales realizados en los poljes de la Dona y Pilas Dedil, y situación de los dos perfiles geoeléctricos seleccionados.

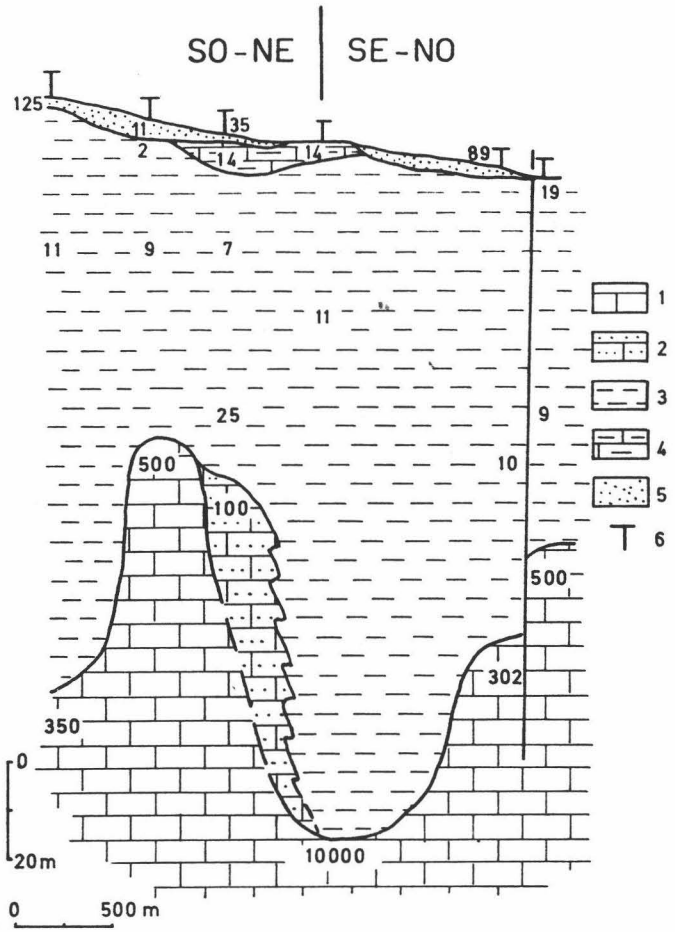


Figura 73.- Perfil geoeléctrico A de la figura 72, en el polje de la Dona. 1, materiales carbonatados mesozoicos; 2 calcarenitas tortonienses; 3, margas del Mioceno superior; 4, margas lacustres del Mioceno superior; 5, materiales detríticos aluviales del Cuaternario; 6, SEV.

Al igual que en el polje de Zafarraya, llevé a cabo una primera interpretación cuantitativa, basada en la confección de perfiles y mapas de isorresistividad aparente. La interpretación cuantitativa consistió en la realización de perfiles geoeléctricos, con interpretación geológica, de los cuales he seleccionado dos de los más representativos (A y B en la figura 72).

El perfil A (figura 73) muestra un corte geoeléctrico del polje de la Dona, en su sector occidental. Tiene una orientación SO-NE en su parte izquierda, y SE-NO en la derecha, rodeando el entrante calizo sobre el que se sitúa la cortijada de Venta Dona. En este perfil se observa una potente formación margoso-lutítica, cuya resistividad rara vez supera los 20 ohmios.m, que descansa sobre el substrato carbonatado subbético, o sobre las calcarenitas

del Tortoniense (difíciles de distinguir, en ocasiones, de las calizas); se trata sin duda de las margas y limos del Mioceno superior (Mm), las cuales afloran extensamente al nordeste de la depresión. La morfología del substrato resistivo es irregular, altamente condicionada por juegos de fracturas que lo compartimentan en bloques hundidos y elevados; la profundidad más grande (unos 140 m) se alcanza en el punto de inflexión del perfil, próximo al sector central del polje.

Los afloramientos del Mioceno terminal (Ml) se presentan aquí como margas lacustres que dan resistividades muy bajas (en torno a 14 ohmios.m). El relleno aluvial cuaternario es muy delgado, o bien presenta un tramo inferior más arcilloso, difícil de diferenciar de las margas miocenas, como ocurría en la depresión de Zafarraya.

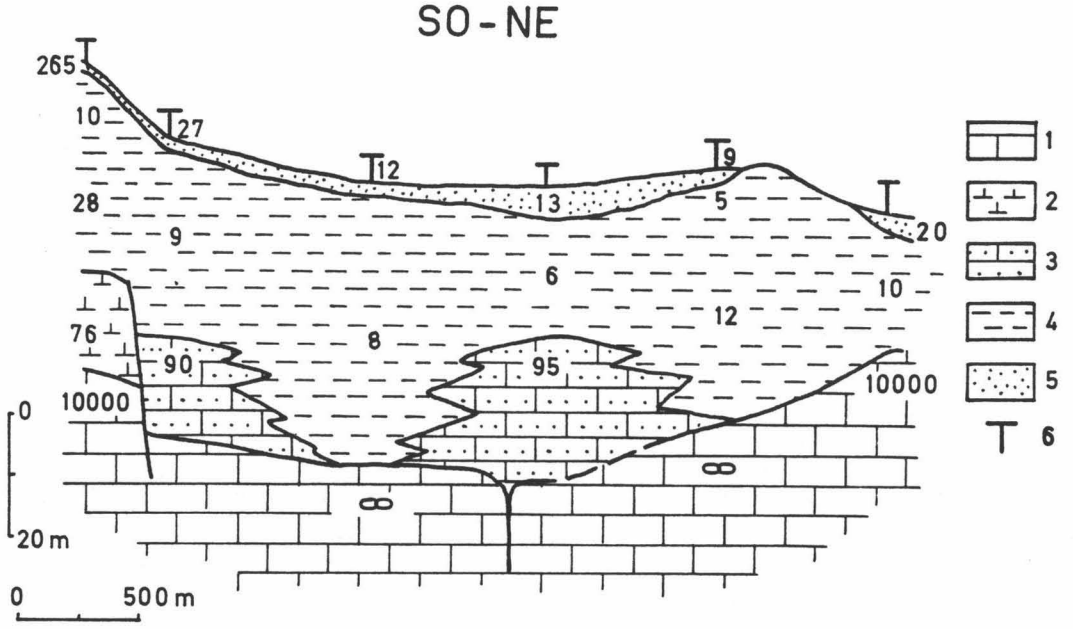


Figura 74.- Perfil geoeléctrico B de la figura 72, en el polje de Pilas Dedil. 1, materiales carbonatados mesozoicos; 2, margocalizas del Cretácico; 3, calcarenitas tortonienses; 4, margas del Mioceno superior; 5, materiales detríticos aluviales del Cuaternario; 6, SEV. Valores en ohmios.m.

El perfil B (figura 74) muestra un corte geoeléctrico longitudinal al polje de Pilas Dedil, en su eje central. El substrato mesozoico (carbonatado jurásico o margocalizo cretácico) se encuentra aquí a menor profundidad que en el polje de la Dona, y también aparece afectado de juegos de fracturas que lo compartimentan. Las calcarenitas bioclásticas actúan en ocasiones como resistivo de fondo, aunque no suelen dar valores de resistividad eléctrica superiores a 200 ohmios metros; cuando el espesor de margas miocenas es grande, no suelen detectarse en profundidad. El relleno cuaternario es muy conductor en esta depresión (arcillas

de descalcificación), salvo en el extremo suroccidental, donde debe corresponder a materiales más groseros y derrubios de ladera.

De lo expuesto se deduce que estas depresiones presentan una geometría y naturaleza del relleno relativamente parecidas al polje de Zafarraya. Aunque en estas depresiones no existen sondeos que atraviesen la serie miocena -como sucedía en el polje de Zafarraya-, el afloramiento en superficie de estos materiales permite una mejor interpretación de los valores de resistividad eléctrica. No parecen detectarse aquí materiales de baja resistividad que puedan ser atribuidos a formaciones de origen alóctono, aunque un rasgo común con el polje de Zafarraya es la tectónica de fractura que compartimenta y resta continuidad al relleno mioceno.

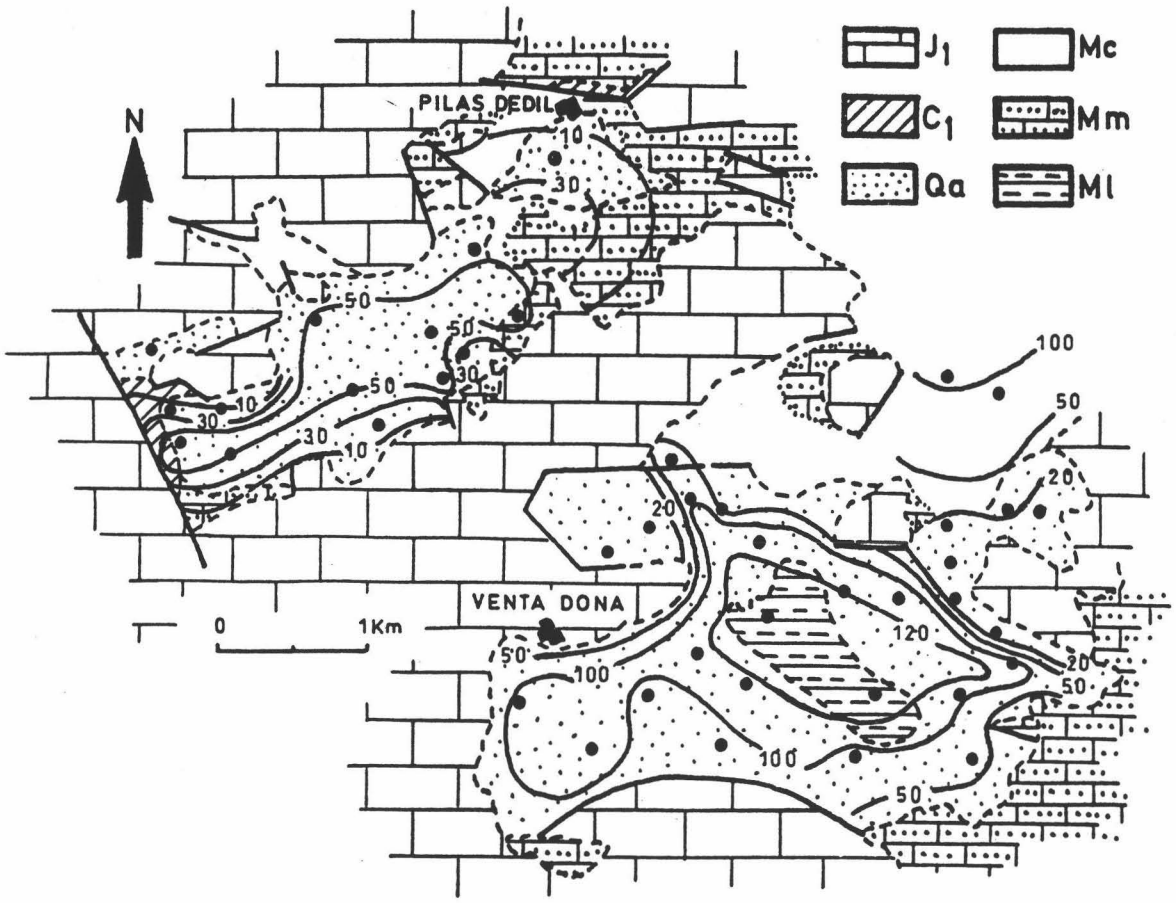


Figura 75.- Isobatas del substrato resistivo en los poljes de la Dona y Pilas Dedil. Valores en m.

En la figura 75 he representado un mapa de líneas isobatas, aproximadas, del substrato resistivo de estas dos depresiones tectono-kársticas. El fondo del polje de Pilas Dedil es, en general, fiel reflejo de su morfología en planta, alargada de SO a NE, a consecuencia de

fracturas que siguen esa dirección; el substrato, a profundidad máxima de 60 m se dispone formando un surco alargado en ese mismo sentido, retocado en su mitad central por otras fracturas de dirección noroeste-sureste.

El polje de la Dona presenta una morfología del substrato más compleja, situándose éste a profundidades de más de 100 m al Sur de Venta Dona y en el sector central de la depresión. Se definen así dos áreas más subsidentes o depocentros, la más profunda de las cuales -la del sector central- parece estar condicionada por la existencia de fracturas de dirección noroeste-sureste, poco evidentes en superficie.

5.3 LA ESTRUCTURA FISURAL Y KARSTICA

5.3.1 Aspectos generales

A lo largo de este estudio he indicado que los materiales carbonáticos del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda constituyen un acuífero debido a la fisuración y karstificación que presentan. La porosidad y permeabilidad "primarias" que manifiestan los materiales rocosos carbonáticos es, por regla general, muy baja (Thomas, 1962; Sander, 1967), por tanto, en los acuíferos constituidos por rocas de este tipo, la circulación del agua sólo es posible a favor de las discontinuidades presentes en las mismas. Estas discontinuidades capaces de contener y transmitir el agua son fundamentalmente superficies de estratificación y, sobre todo, fracturas de origen esencialmente tectónico.

Las superficies de estratificación son planos de discontinuidad de las rocas que se extienden, en general, sobre grandes distancias y hasta los límites de las masas carbonatadas. En condiciones favorables de exposición pueden actuar como lugares de entrada efectiva de agua (infiltración) y de circulación profunda (Dreybrodt, 1988), siempre que presenten una permeabilidad suficiente como para permitir el inicio de la circulación del agua. Se conoce muy poco sobre el papel que pueden llegar a jugar estas superficies en el flujo del agua subterránea. Globalmente, su importancia en regiones fuertemente plegadas y fisuradas, debe ser pequeña y más limitada frente a la de las discontinuidades de origen tectónico, cuyos efectos se sobreimponen sobre los de las primeras.

Las fracturas son la respuesta frágil de las rocas ante determinados esfuerzos tectónicos.

Son superficies de discontinuidad de dimensiones muy variables, desde la escala microscópica hasta la escala del centenar de kilómetros. Su disposición, frecuentemente vertical, favorece notablemente la penetración y la circulación del agua; no obstante, el comportamiento varía según los tipos de fracturas, su orientación, etc.

La karstificación en los macizos carbonáticos es un fenómeno que se sobreimpone a las superficies de discontinuidad antes mencionadas, ensanchándolas por el efecto de "disolución" que ejerce el agua, que ha penetrado en ellas, sobre la roca carbonática encajante. La karstificación del acuífero de Sierra Gorda y su relación con la fracturación será objeto de estudio en el epígrafe 5.3.4.

En este apartado pretendo realizar el análisis de la fracturación del acuífero de Sierra Gorda, entendiendo por fracturación el conjunto de discontinuidades, esencialmente de origen tectónico, hayan tenido o no movimiento. Este análisis constituye una técnica de aproximación al conocimiento de la estructura discontinua íntima del acuífero, a favor de la cual se produce la circulación del agua subterránea. Quedaría enmarcado, por tanto, dentro del campo de una de las dos tendencias hidrogeológicas actuales sobre la investigación de acuíferos carbonáticos (Mangin, 1985) -la tendencia estructuralista- en la cual, a partir del conocimiento físico de la estructura fisural, se pretende explicar el comportamiento del acuífero.

Esta visión del acuífero kárstico se ha puesto de manifiesto en numerosos trabajos de investigación (Kiraly, 1968; Grillot, 1979; Drogue, 1980, 1983) y ha dado lugar a la aparición de prácticos modelos conceptuales (Louis, 1968 y 1974; Kiraly, 1975 y 1976; Drogue, 1969, 1971, 1974, 1980 y 1983). Este tipo de estudios presenta un gran interés, puesto que el agua se mueve a través de fracturas, a favor del gradiente hidráulico, y parece lógico pensar que el flujo se verá facilitado a través de aquel o aquellos juegos de fracturas cuya disposición y condiciones de abertura sean más favorables. Es preciso, no obstante, señalar que, ocasionalmente, las fracturas pueden actuar como barreras al flujo, especialmente cuando la fricción del movimiento a lo largo del plano de ruptura produce una franja muy triturada ("harina de falla") que puede llegar a ser impermeable, o bien cuando las fracturas presentan crecimientos minerales que las colmatan.

En lo que sigue, detallaré los procedimientos empleados en la adquisición de la información sobre la estructura fisural del acuífero, basados esencialmente en: un análisis puntual, en estaciones de medida sobre el terreno; y un análisis global de los campos de fracturas interpretados a partir de fotografías aéreas. La identificación de las etapas de

fallamiento y de los campos de esfuerzos que las caracterizaron se ha llevado a cabo mediante el análisis microestructural, utilizando, fundamentalmente, estrías de fallas y diaclasas de tensión medidas en estaciones sobre el terreno. Por último, todos los datos son integrados en el contexto geodinámico regional, en orden a establecer una cronología para las fases de fracturación.

5.3.2 Análisis de la fracturación

5.3.2.1 Sobre el terreno

He realizado mediciones en 35 estaciones, repartidas, lo más homogéneamente posible, a lo largo del sector de estudio (figura 76). De éstas, 31 se ubicaron sobre afloramientos carbonatados de las unidades de Sierra Gorda, Zafarraya y Baños de Alhama; las 4 restantes corresponden a medidas realizadas sobre materiales de edad Mioceno superior, calcarenitas tortonienses (estaciones 3 y 5) y calizas lacustres turolienses (estación 29), o de edad anterior al Mioceno superior (?) como las brechas cementadas de la formación Tajea (estación 22). En total medí 3289 fracturas, de las cuales 2927 corresponden a los materiales carbonáticos mesozoicos, y 362 a los materiales "postorogénicos" (s.l.).

El número de medidas de orientación de fracturas (principalmente diaclasas o fallas de pequeño salto) por estación, osciló entre 50 y 177. Las fracturas no verticales (buzamiento menor de 70°) fueron muy raras, salvo en determinadas estaciones como la E-2 (Baños de Alhama), en cuyo caso se midieron también los buzamientos. Las fracturas curvas también fueron muy raras y, junto a las inclinadas, no han sido utilizadas en el tratamiento, tal como se aconseja en el estudio de Holst (1982).

En cada estación se distinguió además la litología, dirección y buzamiento de estratificación, espesor medio de los estratos, dirección de recorrido, apertura de las fracturas, separación entre fracturas, existencia o no de rellenos y naturaleza de los mismos. Todas las medidas de orientación se hicieron con brújula, descontando 6° de declinación magnética. En la mayor parte de las estaciones, las condiciones de afloramiento impidieron realizar mediciones según dos direcciones ortogonales, como era lo aconsejable (Kiraly, 1969); buena parte de ellas se situaron en cortes subverticales: canteras, taludes de carreteras y ferrocarril, y túneles. En todos los casos se anotó la dirección del recorrido y la longitud del mismo; esta última osciló entre 10 m y 50 m. Por regla general no se midieron

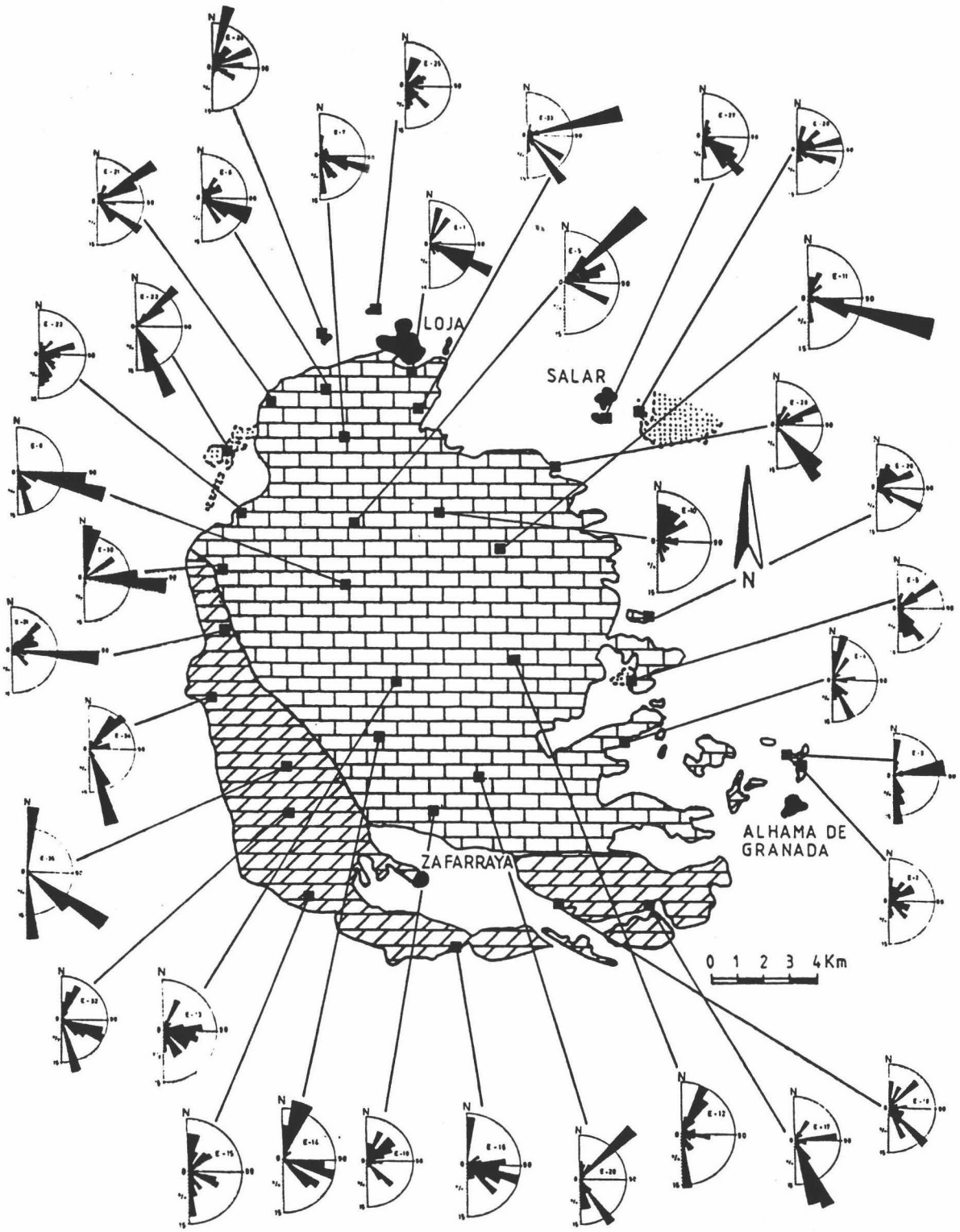


Figura 76.- Distribución direccional de las fracturas medidas en estaciones de campo.

microfracturas; salvo raras ocasiones, la mayoría de las mediciones se realizaron sobre fracturas decamétricas.

La representación de los datos de orientación de fracturas se hizo en todos los casos sobre histogramas circulares tipo "diagramas en rosa", con intervalos de clase de 10° (figura 76). No se ha abordado, de momento, el estudio de la densidad de fracturación, debido, en parte, a las malas condiciones de la mayoría de los afloramientos, en general desarrollados en una sola dirección.

En la figura 76, he representado gráficamente los valores de intensidad de fracturación (en número de fracturas) por clase direccional, para cada una de las estaciones de medida. Se puede observar que existe una gran variabilidad entre los resultados de cada estación, como cabría esperar en una zona fuertemente deformada (Benavente *et al.*, 1980) donde las estructuras mayores, pliegues y fallas de grandes dimensiones, afectan localmente a la distribución direccional de los máximos relativos de las fracturas medidas. Asimismo, el propio sistema de muestreo elimina aquellos máximos que se pudieran producir en la dirección del recorrido. En las tablas Ia y Ib del anexo 3 represento los valores de frecuencias relativas (%) para cada familia de fracturas y en cada una de las estaciones ubicadas sobre las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya. Para cada familia he calculado la media, la desviación típica (SD), el coeficiente de variación (C. VAR) y la varianza (VAR).

Los altos valores del coeficiente de variación, todos ellos por encima del 80 %, ilustran sobre el fuerte grado de dispersión de los resultados. Por todo ello, la representatividad de los mismos es muy escasa si se les considera de forma aislada. Es conveniente trabajar con los datos agrupados para el conjunto del sector. Así, observando el diagrama correspondiente al conjunto de las estaciones ubicadas sobre materiales carbonatados acuíferos (histograma general en la figura 77), se puede deducir la presencia de al menos 4 máximos de orientación de fracturas -frente a un gran "ruido de fondo"-, que son: **N-S**, ligeramente más marcado hacia **N 10-20° E**; **N 40-50° E**, en general, bien definido; **N 90-110° E**; y **N 130-150° E**, con una cierta dispersión.

Para el conjunto de las estaciones ubicadas en las calizas de la unidad de Sierra Gorda (figura 77) las familias de fracturas más frecuentes coinciden en buena medida con la distribución general, salvo el máximo N-S que aquí aparece desglosado en dos: N 170-180° E y N 10-30° E. El resto de los máximos, N 40-50° E, N 90-110° E y N 130-150° E aparecen, si cabe, más nítidamente. Hay que resaltar la gran dispersión existente en este sector entre la dirección N 90° E a N 150° E.

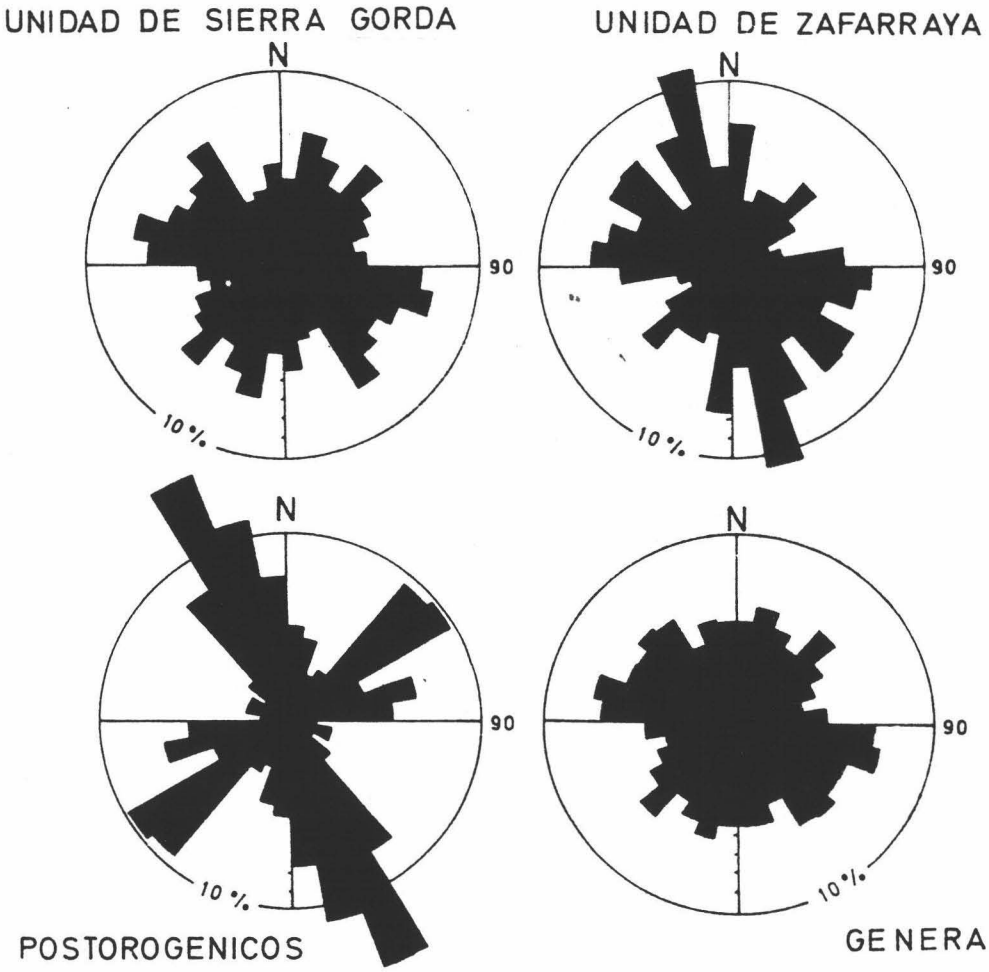


Figura 77.- *Diagramas de distribución direccional de fracturas en las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya, en el conjunto de ambas (General) y para los materiales "postorogénicos del entorno, a partir de las medidas de campo.*

En la unidad de Zafarraya (figura 77) el número de estaciones y el de fracturas medidas (712 fracturas) es considerablemente menor que las de la unidad de Sierra Gorda, aunque hay que tener en cuenta que la superficie que ocupa esta última es a su vez mayor que la de aquélla. Para la unidad de Zafarraya se observan también 5 familias predominantes: N-S a N 10° E; N 40-50° E; N 80-110° E; N 120-140° E; y N 150-170° E. Salvo los máximos N 40-50° E y N 80-110° E, los 3 restantes se encuentran ligeramente rotados respecto a los equivalentes en la unidad de Sierra Gorda. Esta rotación relativa de ciertas fracturas acompaña en cierta forma a la disposición arqueada de la unidad de Zafarraya, la cual rodea por el Oeste y por el Sur a la unidad de Sierra Gorda, siguiendo direcciones que van desde NO-SE a casi E-O.

Respecto a las fracturas medidas en los materiales postorogénicos (s.l.), éstas se agrupan (figura 77) en dos máximos principales relativamente bien marcados: **N 40-60° E y N 150-170° E**; aparece un ligero máximo secundario, N 70-90° E, que denota la influencia de la estación E-3 (figura 76), algo anómala. En general, estos dos sistemas de fracturas, que forman un ángulo agudo de 60° aproximadamente, deben constituir algunos de los sistemas de fracturas de más reciente formación, probablemente de edad Mioceno terminal o posterior.

5.3.2.2 Sobre fotografía aérea

El análisis de la fracturación visible sobre fotografía aérea ha ocupado una parte muy importante del tiempo utilizado en este estudio. Según Grillot (1977, 1979 y 1984), la utilización de los datos fotogeológicos se revela como una herramienta indispensable en el conocimiento de las principales familias de fracturas, así como de su longitud, densidad, etc.; y sirven de complemento ideal a las observaciones realizadas sobre el terreno, ya que desde el punto de vista estadístico el número de datos es muy superior.

El paso previo en todo análisis de fracturación sobre fotografía aérea consiste en la realización del mapa de fracturación, a partir de la interpretación de fotografías aéreas en visión estereoscópica. Drogue y Grillot (1976) y Grillot (1977 y 1979) plantean el problema de la escala de la fotografía que debe ser utilizada en el análisis. Razack (1978, 1979, 1980 y 1984) analiza el efecto de la escala de la fotografía y el "factor humano" en la interpretación de los campos de fracturas, concluyendo que la escala 1:15.000 es la óptima para los fines perseguidos en Hidrogeología. Esta escala de fotografía aérea está estandarizada en Francia. En España, la escala de fotografía aérea con visión estereoscópica más próxima a aquélla es la 1:18.000, y ha sido la empleada en este estudio.

Para cada fotograma se realizó la interpretación dibujando, sobre un papel superponible de tipo *kodatrace*, la traza de los lineamientos suceptibles de constituir fracturas; solamente utilicé en la interpretación la parte central de la fotografía, a fin de eliminar los errores introducidos por la distorsión de la imagen hacia los bordes. Seguidamente procedí al montaje de todos los fragmentos en un único documento que constituiría el mapa de fracturación (se acompaña fuera de texto).

La escala utilizada en la confección del mapa de fracturación (1:18.000) permitió obtener un gran número de trazas de fracturas (42.352) por lo que el tratamiento manual de los datos era prácticamente imposible. Existen técnicas de filtrado óptico como el "Banco de Optica"

(Drogue *et al.*, 1975), u óptico-electrónicas como el "Analizador de Imágenes" (Gateau *et al.*, 1976), que permiten realizar un tratamiento automático y obtener determinados parámetros, tales como distribución direccional de las fracturas, relaciones angulares y longitud media de familias de fracturas, distancia interfractural media, densidad de fracturación, etc. (Grillot, 1977). No obstante, estas técnicas son cada vez menos usadas, siendo sustituidas por un proceso de digitalización del mapa de fracturación (Razack, 1978, 1979 y 1984; Briére, 1982; Briére y Razack, 1981), mucho más rápido y eficaz.

Este proceso consiste en la numerización de las fracturas recogiendo, sobre un sistema de coordenadas de ejes ortogonales previamente definido, el valor de la abcisa y de la ordenada de cada extremo de las mismas. De esta forma, cada fractura tiene definida su longitud y su situación espacial mediante un sistema de 4 puntos. Este procedimiento de numerización o digitalización es el que he empleado en el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, y, junto con el posterior tratamiento, fueron realizados en el laboratorio de Hidrogeología de la Universidad de las Ciencias y Técnicas del Languedoc, en Montpellier. Toda la labor realizada fue llevada a cabo con ayuda de un microordenador APPLE II, de 64 K de memoria central, conectado a una tableta digitalizadora HIPAD ("Houston Instrument") de 30 cm por 30 cm de dimensiones y de 1/10 mm de resolución.

El mapa de fracturación del sistema kárstico de Sierra Gorda, a la escala original, tiene un tamaño aproximado de 1,20 m por 1,50 m; teniendo en cuenta las reducidas dimensiones de la tableta digitalizadora empleada, tuve que proceder a trocearlo de forma sistemática para facilitar su digitalización. Procuré que el corte no dividiera grandes fracturas ni sectores con densidad de fracturación aproximadamente homogénea. Se hicieron unos 20 trozos de 28 cm por 28 cm, los cuales fueron digitalizados y tratados de forma independiente, como mapas de fracturación distintos.

En el proceso se utilizó una versión en lenguaje BASIC del programa RAFRAC (Razack, 1978, 1979 y 1984; Briére, 1982; Briére y Razack, 1981), por desgracia parcialmente adaptado al microordenador empleado. El programa RAFRAC consta de varios subprogramas, dos de los cuales fueron utilizados:

- RAFNUM: realiza la numeración del campo de fracturas.

- RAFSET: calcula los parámetros elementales cuantitativos que identifican a la fracturación (orientación, longitud y densidad superficial de fracturación) y realiza los tratamientos estadísticos (no geoestadísticos).

El procedimiento de digitalización consistía en ir "punteando" sobre los extremos de cada fractura, a su vez era necesario ir marcándolas para evitar las repeticiones. Cada 8 fracturas (16 registros) el programa ejecutaba la orden de almacenar los datos, lo cual permitía percatarse de posibles errores cometidos al puntear. Las fracturas curvas se dividían en fragmentos rectilíneos para su digitalización. Los datos se almacenaban en discos flexibles de 5 pulgadas cuya capacidad sólo admitía un máximo de 2900 fracturas (5800 registros). A su vez, el número máximo de fracturas por fichero que aceptaba el programa era de 1400, por lo que fue necesario definir subsectores con un máximo de 1400 fracturas en muchos de los fragmentos en que fue dividido el mapa.

Al final, los datos quedaron agrupados en 65 subsectores almacenados en otros tantos ficheros, a su vez contenidos en 15 discos. Posteriormente, fue necesario agrupar manualmente todos los resultados del tratamiento de cada uno de estos subsectores para el conjunto del mapa de fracturación (anexo 4). No obstante, esta tremenda compartimentación del documento permitió también una agrupación de los ficheros en sectores definidos mediante criterios geológicos, de forma que fueran conservadas estructuras más o menos homogéneas desde el punto de vista de su densidad de fracturación.

Por problemas de "puesta a punto" del programa no se pudo calcular la densidad de fracturación, con lo que una buena parte del análisis estadístico (análisis de componentes principales o ACP y el análisis de correspondencias o AC) no pudo ser realizado. Asimismo, tampoco pude realizar el análisis geoestadístico de la distribución de densidades de fracturación por mallas elementales, cuyo interés en este tipo de estudios ha sido puesto repetidas veces de manifiesto (Razack, 1978, 1979, 1984 y 1986; Briére y Razack, 1980; Chica, 1981; Briére, 1982).

Así pues, el tratamiento de los datos se ha realizado teniendo en cuenta la orientación de las fracturas (tanto en número como en longitudes acumuladas) y la longitud de las mismas. Los demás tratamientos quedan pendientes para una etapa posterior.

En el anexo 4, las tablas que se presentan recogen los datos relativos a la intensidad de fracturación, en número y en longitudes acumuladas de fracturas, referentes a:

- los 65 subsectores en que se dividió el mapa de fracturación para su tratamiento.

- todo el macizo carbonatado, a partir del total de los 65 subsectores.

- la unidad de Sierra Gorda, a partir del conjunto de subsectores correspondientes.

- la unidad de Zafarraya, a partir del conjunto de subsectores correspondientes.

En las figuras 78 y 79 he representado de forma gráfica la distribución direccional de las fracturas, según el número de fracturas y según las longitudes acumuladas, respectivamente, para el total del macizo carbonatado, así como para los sectores correspondientes a la unidad de Sierra Gorda y a la unidad de Zafarraya. Utilizo para ello diagramas en "rosa", al igual que para las medidas de orientación de fracturas sobre el terreno, con 18 clases y 10° de intervalo angular.

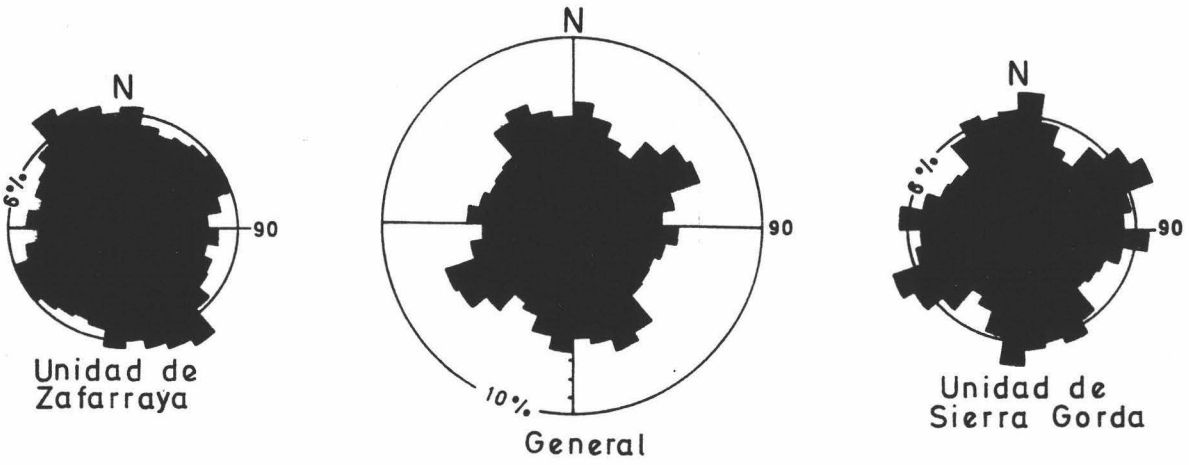


Figura 78.- *Distribución direccional de las fracturas (en número de fracturas) en las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya, y para el conjunto de ambas (General), a partir de los datos de fotografía aérea.*

Observando simultáneamente ambas figuras, es llamativo su gran parecido. Este hecho expresa, de forma cualitativa, la gran correlación que existe entre los valores de intensidad de fracturación expresados en número de fracturas y los expresados en longitudes acumuladas de fracturas, para cada familia direccional. Razack (1979), investiga las relaciones entre estos dos modos de expresión de la intensidad de fracturación mediante los métodos estadísticos de regresión lineal, concluyendo en que esta relación es fuertemente lineal y positiva, de forma que el parámetro intensidad de fracturación puede ser expresado de una u otra forma, indiferentemente. No obstante, es conveniente recordar que para la digitalización del mapa hubo que proceder a trocearlo en numerosos fragmentos, por lo que un cierto número de

fracturas - las que fueron cortadas- aparecerá duplicado en el contaje total. Si se tiene en cuenta la longitud acumulada esta duplicación no se producirá, por lo que considero más conveniente expresar el parámetro de esta última forma.

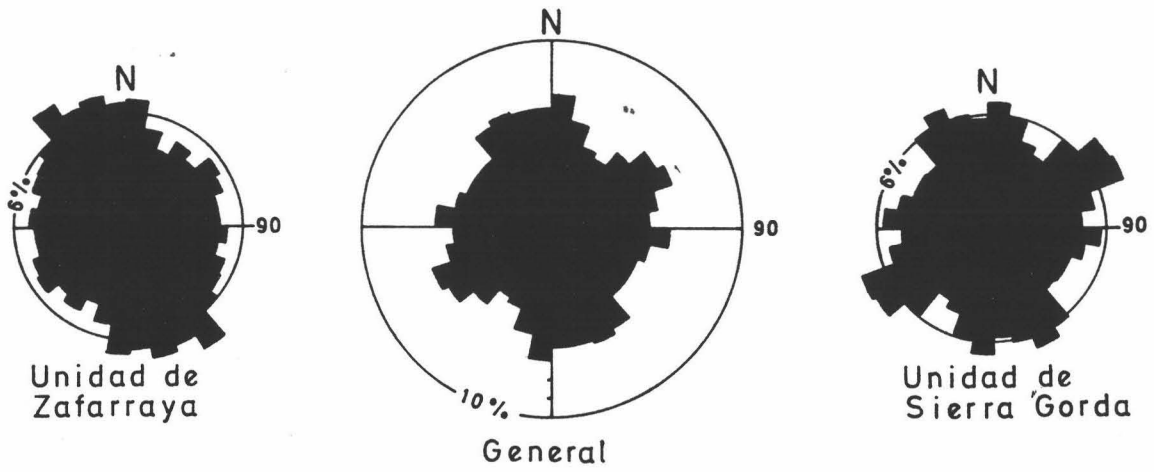


Figura 79.- Distribución direccional de las fracturas (en longitudes acumuladas) en las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya, y para el conjunto de ambas (General), a partir de los datos de fotografía aérea.

Hay que señalar que para cada uno de los 65 subsectores en que se subdividió la digitalización del mapa de fracturación, los coeficientes de correlación lineales calculados - entre las distribuciones según número de fracturas y las distribuciones según longitudes acumuladas- eran altos, oscilando entre 0,69 y 0,97, para intervalos de confianza del 95 %. Los valores más bajos correspondían sistemáticamente a los subsectores con menor número de datos.

El histograma circular que agrupa todos los datos de orientación (General) de fracturas que aparece en la figura 79 (completado con el correspondiente de la figura 78) es esencial para el conocimiento de la estructura fisural del acuífero de Sierra Gorda. Una observación minuciosa del mismo pone de manifiesto las principales familias de fracturas que existen en el macizo:

- Fracturas de orientación **N-S a N 0-10° E.** En general, se trata de fracturas largas (175 m de longitud media).

- Fracturas **N 50-70° E.** Constituye un máximo bien definido y muy uniforme, en

cuanto a número de fracturas y longitudes acumuladas.

- Fracturas **N 90-100° E.** Aunque no son muy frecuentes en la fotografía aérea, suele tratarse de fracturas de grandes dimensiones (longitud media de 183 m).

- Fracturas **N 140-150° E.** Son fracturas muy abundantes, aunque no especialmente largas. Pueden llegar a confundirse con las fracturas N-S.

Respecto a la unidad de Sierra Gorda (figuras 78 y 79) esos máximos direccionales se mantienen idénticos, si cabe más definidos aún, lo que pone de manifiesto el gran peso de la fracturación de esta unidad (29.904 fracturas) sobre el conjunto del macizo. La unidad de Zafarraya (12.304 fracturas) presenta ciertas diferencias respecto a los máximos antes citados: por una parte se observa que está presente el máximo N-S, caracterizado aquí también por grandes fracturas; el máximo N 50-70° E se observa de forma poco clara y presenta una gran dispersión; el máximo N 90-100° E es muy tenue aquí, tanto en número de fracturas como en longitudes acumuladas; se observa un máximo N 140-150° E que pasa gradualmente hacia la dirección N-S, sin que ambos se puedan disociar claramente. En el caso de la unidad de Zafarraya, las fracturas N 140-150° E son las predominantes.

En las figuras 80 y 81 he representado de forma gráfica los valores de intensidad de fracturación -en número y en longitudes acumuladas respectivamente- para 16 sectores diferentes establecidos en el mapa de fracturación. Se observa una gran variabilidad espacial de unos sectores a otros, en cuanto a la posición de los máximos direccionales, así como en el orden de magnitud relativa de los mismos, con toda probabilidad debido a la existencia de grandes estructuras que influyen localmente en esa distribución. No obstante, la variabilidad no es tan grande como ocurría en el caso de las medidas sobre el terreno, observándose cierta coincidencia en sectores próximos entre sí (S-F y S-H, por ejemplo). Con frecuencia el paso de un sector a otro se caracteriza por la aparición o desaparición de uno de los máximos direccionales de fracturación (S-B, S-A, S-H). El parecido con los diagramas generales de las figuras 78 y 79 es cada vez mayor a medida que aumenta el número de fracturas existentes en un sector determinado.

Respecto a la longitud de las fracturas, el programa RAFRAC permitió obtener su distribución en 20 clases, con un intervalo de 0,5 Hm. Los resultados se exponen en una tabla incluída en el anexo 4. La representación gráfica de esta distribución, para el conjunto del mapa de fracturación, puede verse en la figura 82.

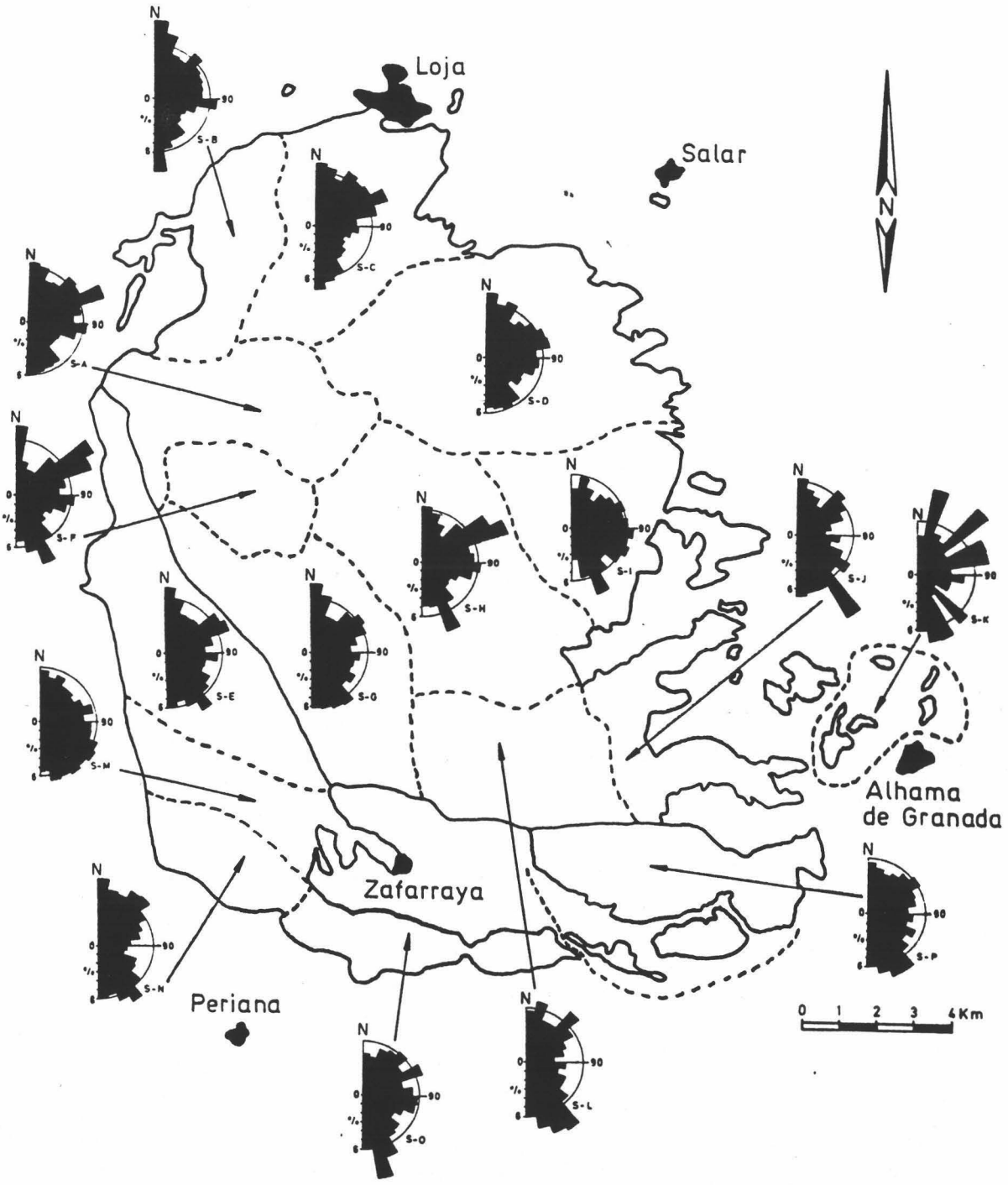


Figura 80.- *Intensidad de fracturación (en número de fracturas) por sectores. Datos de fotografía aérea.*

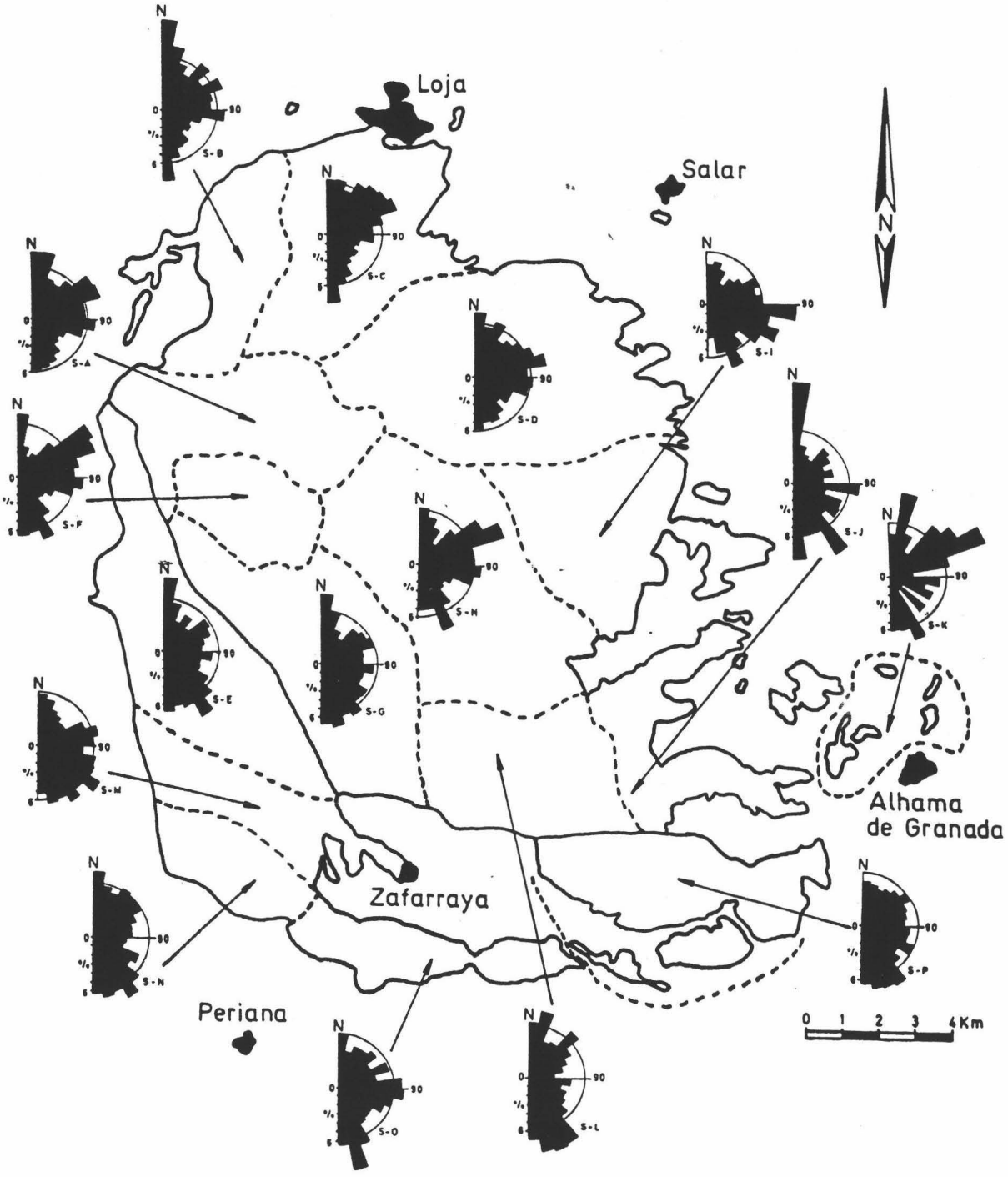


Figura 81.- Intensidad de fracturación (en longitudes acumuladas) por sectores. Datos de fotografía aérea.

Se observa que el histograma obtenido es unimodal y con asimetría positiva. El valor máximo se alcanza en el intervalo 1-1,5 Hm. Una distribución como ésta se asemeja a una distribución de tipo lognormal. Así lo demuestran Razack (1978 y 1979) y Chica (1981) y, de una forma gráfica, Benavente (1980). En el caso de Sierra Gorda, la representación gráfica de los datos de longitudes de fracturas sobre papel probabilístico log-normal demostró un buen ajuste a una distribución de este tipo.

La longitud media de las fracturas es de unos 165 m, con extremos de 147 m (intervalo N 40-50° E) y 183 (intervalo N 90-100° E). La desviación típica es 0,106 y el coeficiente de variación 6,5.

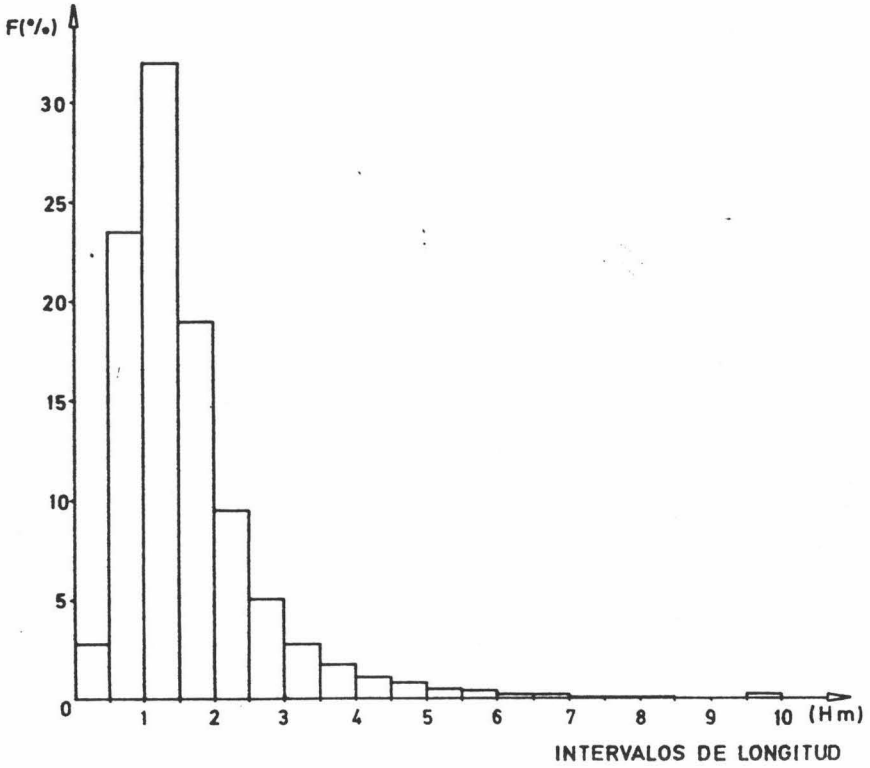


Figura 82.- Distribución de longitudes de fracturas para el conjunto del mapa de fracturación.

Dado el carácter del tratamiento que se ha realizado sobre los datos de campo y de foto aérea, la comparación de los mismos hay que hacerla teniendo en cuenta los histogramas de distribución de la intensidad de fracturación expresada en número de fracturas, tanto para el conjunto de materiales carbonatados, como para las unidades de Zafarraya y de Sierra Gorda.

En general, los diagramas correspondientes a los datos de foto aérea (figura 78) muestran un mayor "ruido de fondo" que los correspondientes a los datos de campo (figura 77), debido a que el número de fracturas empleadas es mucho mayor en el primer caso. Si se comparan los histogramas generales de los datos de campo (figura 77) con los de fotografía aérea (figura 78) se observa que no existe una correspondencia de las magnitudes relativas de cada máximo.

Llama la atención, por ejemplo, que el máximo N 90-110° E definido en los datos de campo, aunque presente en la fotointerpretación, no tiene en ésta la relevancia y la importancia que adquiere en el primer caso. Este hecho se ha puesto de manifiesto también en estudios realizados en otras áreas (Benavente y Sanz de Galdeano, 1985). El máximo N 130-150° E que aparece en los datos de campo corresponde sin duda al N 140-150° E de los datos de fotografía aérea. Los máximos N 10-20° E para las estaciones de campo y N 0-10° E del mapa de fracturación coinciden aproximadamente, con una decena de grados de desplazamiento. Por último, la familia N 50-70° E, bien marcada en la fotografía aérea, podría corresponder "grosso modo" con la N 40-50° E de los datos de campo, aunque existe una desviación notable entre ambos, que bien pudiera ser debida a influencias de la litología (Grillot, 1977). En general se puede considerar que existe una buena coincidencia en la orientación de las distintas familias de fracturas puesta de manifiesto por ambos métodos.

En lo que respecta a la unidad de Sierra Gorda, se pueden hacer las mismas consideraciones que para el conjunto del sector estudiado; únicamente cabe destacar un pequeño pico de dirección N 170-180° E, que se individualiza en los datos de campo (figura 77), pero que debe corresponder a la familia N-S, en sentido amplio.

Para la unidad de Zafarraya, la morfología de los histogramas es considerablemente distinta (figuras 77 y 78), del hecho de que la distribución de los datos de foto aérea presenta una gran dispersión. Existe coincidencia en los histogramas, respecto a la aparición de un máximo N-S a N 10° E. Al igual que para el total del área, se manifiesta un desplazamiento entre el máximo N 40-50° E de los datos de campo y el N 50-70° E de los datos de foto aérea. El máximo E-O está presente en ambos diagramas, aunque muy mal definido en el mapa de fracturación. Por último, en los datos tomados sobre el terreno se manifiestan dos picos en la dirección NO-SE (N 120-140° E y N 150-170° E), el primero de los cuales podría corresponder al N 140-150° E de los datos de fotografía aérea que se presenta aquí en tránsito hacia la dirección N-S.

5.3.2.3 Estudio microtectónico. Etapas de fallamiento

El análisis de las microestructuras tectónicas permite precisar la naturaleza de los datos de la información fotogeológica y de campo (Grillot, 1979 y 1984). Con este fin llevé a cabo un estudio microtectónico en estaciones puntuales de medida, en compañía del Dr. Galindo. La ausencia casi generalizada de estructuras estilotíticas en el acuífero, probablemente debido a la gran pureza de los materiales carbonatados, obligó a considerar principalmente las estrías de falla y los planos que las contenían, así como diaclasas de tensión con rellenos calcíticos.

Realizamos un total de 114 medidas de planos de falla y sus correspondientes estrías, sobre 9 estaciones de campo distribuidas a lo largo del macizo de Sierra Gorda (figura 83). En los casos en que fue visible se anotó el sentido de movimiento de las estrías.

La mayor parte de las estaciones se ubicó en cortes frescos de canteras, trincheras de carretera o ferrocarril, túneles, etc.; las medidas para cada estación se realizaron en sectores muy concretos y puntuales, con distancias de recorrido muy cortas, a fin de evitar el tomar medidas en áreas con distinto elipsoide de esfuerzos. Las medidas de diaclasas de tensión se realizaron de forma sistemática en aquellas estaciones en que fueron visibles; asimismo, se han utilizado otras medidas dispersas, tomadas, fundamentalmente, a lo largo de las campañas de medición de orientación de fracturas sobre el terreno (epígrafe 5.3.2.1).

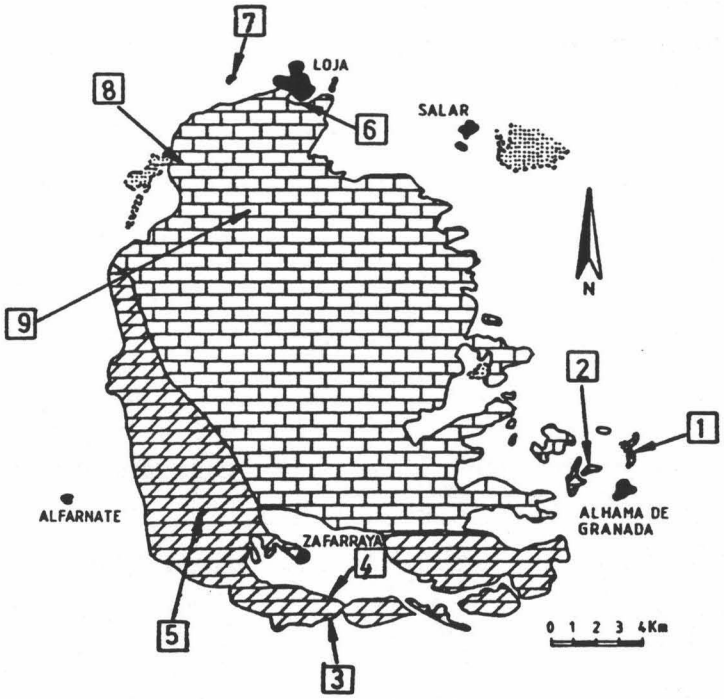


Figura 83.- Localización de los puntos en los que se realizaron medidas microtectónicas

El método seguido en la determinación del campo de esfuerzos asociado a cada fase de fallamiento es el propuesto por Galindo y González Lodeiro (1988 a y b) y Galindo (1990). Estos autores describen suficientemente el fundamento de la metodología, por lo que no me extenderé aquí sobre este tema. Simplemente se puede indicar que se trata de un método que identifica los estados de esfuerzos correspondientes a etapas de fallamiento, mediante una red de búsqueda entre todas las combinaciones posibles que existen de las variables que definen dichos estados.

Para cada estación se obtuvieron los diagramas de densidad, tanto de planos de fallas como de estrías, como ayuda a la diferenciación y determinación de fases de fallamiento. A continuación resumo los principales resultados del análisis microestructural para cada una de las estaciones de medida:

- **Estación nº 1** (Baños de Alhama). Se distinguen dos estados de esfuerzos distintos:

  Fase 1: presenta un mal ajuste entre la estría teórica y la real. Triaxial, de razón áxica aproximadamente 0,5, con máximo esfuerzo compresivo en posición subvertical (N 90° E y 60° de inclinación) y eje mínimo subhorizontal en posición N-S. Se asimila a una fase de distensión, por comparación a otros sectores próximos de medida. Existe un máximo en la orientación de los planos de falla según la dirección NNE-SSE, con buzamientos de 70° al Oeste.

  Fase 2: el ajuste es mejor en este caso. Razón áxica 0,6; eje máximo subvertical; eje mínimo subhorizontal, en dirección NNO-SSE. Se asocian fallas normales (alguna sinistra) de dirección N 60° E (buzamiento de 70° SE). Se trata de una fase de distensión radial, con un máximo más marcado según la dirección perpendicular a las fracturas N 60° E.

- **Estación nº 2** (cantera en el Km 30 de la carretera de Alhama de Granada a Loja). El tratamiento automático de los datos distingue dos etapas o fases de fallamiento; no obstante, dado el escaso número de datos asignados a una de ellas, así como el mal ajuste de los valores de la estría teórica a la real que presenta, sólo consideraré una de las fases. En esta etapa las estrías son subhorizontales o inclinadas, con una inclinación de 40° al NE. El eje máximo de esfuerzos se sitúa en la dirección N 82° E, con una disposición subhorizontal. El eje mínimo se sitúa en posición NO y

subhorizontal. La razón áxica es muy baja 0,16. Parece tratarse de una fase compresiva de dirección aproximada E-O, asociada a la cual existen fallas normales dextras (N 80° E y subverticales).

- **Estación nº 3** (túnel del Boquete de Zafarraya). Se distingue una única fase, con razón áxica de 0,28; el eje de máximos esfuerzos tiene dirección ESE y se sitúa subhorizontal. El eje mínimo tiene una inclinación de 68° en dirección casi N-S. A esta fase, probablemente de compresión E-O, se asocian fallas de dirección N-S, subverticales y de funcionamiento normal. Existen igualmente diaclasas de tensión de dirección N 120° E y buzamiento de 60° al SO, perpendiculares al eje de esfuerzos mínimo.

- **Estación nº 4** (cementerio de Ventas de Zafarraya). Esta estación está situada muy cerca de la anterior. Los datos de campo son asignados a dos fases de fallamiento, aunque sólo consideraré una de ellas, puesto que la segunda presenta únicamente 6 datos asignados. Para la fase considerada se obtiene un estado de esfuerzos con el eje máximo de dirección N 144° E e inclinación de 44°; el eje mínimo tiene inclinación de 24° en dirección N 30° E. La razón áxica para el elipsoide de esfuerzos es de 0,42. Es difícil determinar el funcionamiento de las fallas asociadas a esta etapa, la cual no se presenta claramente definida (compresiva-extensiva).

- **Estación nº 5** (cantera en dolomías en la carretera de Zafarraya al puerto de los Alazores). Se observa una fase de fallamiento con un buen ajuste entre datos teóricos y reales. Se trata de una etapa claramente compresiva, con un eje de máximos esfuerzos situado según la dirección N 73° E e inclinación de 22°. La razón áxica es muy baja, de 0,03. Existe un máximo en la orientación de las estrías, según la dirección E-O y posición subhorizontal.

- **Estación nº 6** (autovía Sevilla-Baza, en Loja). El número de medidas es muy pequeño, pero se ajustan más o menos a una fase, probablemente compresiva, con una posición del eje máximo en dirección NO-SE y subhorizontal. La razón áxica es de 0,26. Esta fase da lugar a fallas de dirección NO-SE con buzamientos de 60° hacia el NE. Existen, en los alrededores de la estación, numerosas diaclasas de tensión con

direcciones que van desde la posición N 120° E a N 160° E.

- **Estación nº 7** (antigua carretera de Granada a Sevilla, en el sector de Plines). Se detecta una sóla fase de carácter distensivo con el eje máximo próximo a la vertical. La razón áxica es muy baja (0,09), lo que indica que el eje medio es muy parecido al eje mínimo. Se trata, por tanto, de una distensión radial, aunque la presencia de diaclasas de tensión con orientación N 150-160° E y subverticales, indica una mayor distensión hacia el ENE. El ajuste de los datos teóricos a los reales es bastante bueno.

- **Estación nº 8** (cantera junto a la Venta del Rayo). Se observan dos fases de fallamiento, aunque en una los datos son muy escasos y la otra presenta un mediocre ajuste de los mismos. En esta última se obtiene un elipsoide de razón áxica igual a 0,39; el eje de máximos esfuerzos se sitúa próximo a la horizontal y según una dirección ENE-OSO, mientras que el eje mínimo tendría una inclinación de 45° en dirección SSE-NNO. Podría asimilarse, pues, a una fase compresiva.

- **Estación nº 9** (parte alta de la Sierra. Majada del Charco del Negro). Se distingue una fase de buen ajuste, compresiva, de razón áxica 0,05, con ejes máximo y mínimo subhorizontales; el primero de dirección N 145° E, y el segundo de dirección N 35° E. Coincidiendo con el eje máximo, se observan diaclasas y rellenos de espeleotemas.

Considerando el conjunto de las estaciones de medida se puede llegar a la conclusión de que existe una fase de fallamiento, más o menos generalizada, con razones áxicas menores de 0,5 -y, en general, menores de 0,3-, en la que el máximo eje de esfuerzos se situaría próximo a la dirección E-O, con oscilaciones desde la dirección ENE-OSO a ESE-ONO. Se asigna a esa dirección el máximo eje de esfuerzos, ya que en algunas estaciones (números 1, 3, 6, 8 y 9) está contenido en el plano de las diaclasas de tensión con rellenos calcíticos o de espeleotemas. Se trata, pues, de una etapa claramente compresiva.

Existe otra etapa de fallamiento caracterizada por un eje de máximos esfuerzos subvertical (fase 2 en la estación nº 1, y estación nº 7). Esta etapa implicaría una distensión radial generalizada, aunque el predominio de diaclasas de tensión, orientadas en el intervalo que va desde la dirección N 90° E hasta la dirección N-S (cuadrantes NO y SE), parece indicar una tensión preferente en dirección NE-SO. También se observa que existen otras

etapas de fallamiento, aunque, por falta de datos asignados o por la mala calidad de estos, no las he tenido en cuenta.

5.3.2.4 Síntesis de resultados

En este apartado intentaré realizar una síntesis de todos los datos estructurales obtenidos en el macizo de Sierra Gorda, integrando también los datos que se poseen sobre el contexto regional. Este intento debe ser considerado como aproximado, ya que existen muchas lagunas de información que no son más que el reflejo de la gran complejidad de la evolución geodinámica del sector.

Anteriormente he distinguido 4 familias principales de fracturas en el sector de Sierra Gorda: **N-S a N 0-10° E, N 40-50° E, N 90-100° E y N 140-150° E.** Algunas de estas familias coinciden en gran medida con los sistemas definidos a escala regional por diversos autores (Sanz de Galdeano, 1983 y 1985; Benavente y Sanz de Galdeano, 1985). Los datos obtenidos en el estudio microtectónico no han proporcionado datos definitivos sobre las etapas de deformación del sector, por el contrario, han demostrado una gran complejidad en este sentido. La atribución de una determinada familia de fracturas a un estado de esfuerzos concreto es difícil en muchos casos; ello se complica aún más debido a los rejuegos de estas fracturas ante los sucesivos cambios de la posición del elipsoide de esfuerzos.

En general, se puede considerar que las primeras fases de fracturación de los materiales son las que se produjeron durante el Lías medio y buena parte del Jurásico superior, las cuales ocasionaron la ruptura de la gran plataforma carbonatada del Lías infracarixiense. Estas paleofracturas distensivas, probablemente de tipo lístricas, marcan el comienzo de un rift intracontinental que individualizó bloques, algunos de los cuales llegaron a emerger y se karstificaron parcialmente. Es muy posible que estos grandes accidentes tengan una cierta influencia sobre las directrices tectónicas adquiridas posteriormente durante la orogenia alpina, como sugiere Martín Algarra (1987).

La primera fase de deformación alpina constatada en Sierra Gorda, viene caracterizada por pliegues de dirección N 30-50° E, lo que indica que el máximo eje compresivo se situaba en una posición SE-NO. Junto a estos pliegues, el sistema de esfuerzos es compatible con la creación de fallas de desgarre, con componente vertical, de dirección E-O (familia N 90-100° E) que actuarían como fallas dextras. También sería posible que se hubieran generado en esta fase algunas de las fracturas de dirección N 140-150° E que actuarían bien en

distensión o como fallas de desgarre sinistras (Benavente y Sanz de Galdeano, 1985), dependiendo de la exacta orientación del eje de máximos esfuerzos.

Una nueva fase de carácter frágil-dúctil dio lugar a la formación de pliegues de orientación N 150° E. En mi opinión esta etapa de deformación sería posterior a la anterior por los siguientes motivos: en primer lugar la forma alargada de la estructura en domo de interferencia del macizo de Sierra Gorda, según la dirección NO-SE, parece indicar que los efectos de esta fase de deformación han sido más marcados que los de la anterior, o bien que se han conservado mejor por ser más recientes; en segundo lugar, porque son frecuentes en las Cordilleras Béticas las estructuras tardías de vergencia S asociadas a retrocabalgamientos, aunque en nuestro caso la vergencia SO sería un tanto anómala.

El máximo eje de esfuerzos para esta fase se situaría en dirección N 60° E y sentido hacia el SO, lo cual daría lugar a la formación de: los pliegues antes citados, cuya expresión más clara es la inversión de la serie de la unidad de Sierra Gorda que se observa en los alrededores del pico Cabras; las fallas inversas asociadas a esa estructura y las del contacto entre la unidad de Zafarraya y la de Sierra Gorda; las fracturas de dirección N 50-70° E que actuarían en distensión, probablemente según juegos conjugados de fallas normales que delimitarían fosas como la del Rincón de Alcaudique o la depresión de Pilas Dedil.

Una ligera oscilación hacia la dirección E-O del máximo eje compresivo (fase compresiva E-O, manifestada en el estudio microtectónico) pudo hacer que las fracturas E-O, antes formadas, actuaran ahora de forma distensiva. Por otra parte, en este estado de esfuerzos es posible que el juego de fracturas de dirección N 140-150° E sufriera una reactivación y funcionara como un sistema de fallas de desgarre sinistras (Martín Algarra, 1987); asimismo las fracturas N 50-70° E pudieron rejugar como fallas de desgarre dextras, aunque no existe ninguna evidencia de ello. De confirmarse la rotación en sentido antihorario del macizo de Sierra Gorda, que según los estudios paleomagnéticos realizados (Ogg *et al.*, 1984; Osete *et al.*, 1988) podría ser del orden de 30° o más, es probable que fuera en esta etapa cuando se produjera.

Estas fases de deformación son anteriores al comienzo del Mioceno superior o, más concretamente, anteriores al Tortoniense medio. A partir del Mioceno superior y hasta la base del Cuaternario, domina una etapa de distensión radial a NE-SO, en la que las fracturas N 140-150° E actúan como distensivas. Esta distensión puede estar asociada a un acortamiento generalizado NNO-SSE (Sanz de Galdeano, 1983 y 1985; Benavente y Sanz de Galdeano, 1985) con oscilaciones hacia N-S, que explicaría la aparición de fracturas N 0-10°

E y que haría funcionar las fracturas N 140-150° E como fallas de desgarre dextrosas; no obstante, estas fracturas han podido caer dentro de un campo distensivo por la oscilación del máximo eje de esfuerzos.

5.3.3 Análisis de las direcciones preferenciales de karstificación

La karstificación en un acuífero constituido por rocas carbonatadas es un fenómeno que sobreimpone una "nueva estructura" al acuífero, en el sentido de que amplía la estructura fisural previa de manera selectiva. El estudio de la organización de las redes kársticas subterráneas permite aproximarse al conocimiento del modo en que se produce la circulación del agua subterránea en el acuífero, puesto que estas redes están ligadas a los "ejes" de mayor permeabilidad del mismo.

A partir de los trabajos de Kiraly (1968 y 1969), diversos estudios ponen de manifiesto la estrecha relación existente entre la orientación de cavidades kársticas y estructura geológica (Guerin, 1973; Grillot y Guerin, 1975; Grillot y Drogue, 1977; Grillot, 1979). Algunos autores llegan incluso a proponer el análisis de las redes kársticas como método utilizable en los estudios tectónicos (Jaskolla y Volk, 1986). La naturaleza, organización y distribución de la red de fracturas original controla en buena medida el desarrollo preferencial y selectivo de la estructura kárstica de los acuíferos carbonáticos (Kiraly y Simeoni, 1979). Determinados juegos de fracturas pueden ser, por su apertura y por su densidad (Dreybrodt, 1988), favorables a la penetración y circulación del agua, facilitando la disolución y karstificación de la roca almacén.

Por todo ello se deduce que el análisis direccional de galerías kársticas (cavidades subterráneas) de Sierra Gorda puede aportar datos interesantes para el conocimiento de la estructura del acuífero. Este análisis ya fue objeto de una comunicación al II Congreso Geológico de España (López Chicano y Pulido Bosch, 1988), si bien, en aquella ocasión los resultados fueron interpretados a la luz de los conocimientos tectónicos regionales que se poseían, y no fueron comparados con datos de fracturación de Sierra Gorda, cuestión que fue abordada por López Chicano (1989) y que será sintetizada de nuevo en este trabajo. Asimismo, se aportan datos sobre las direcciones preferenciales del paleokarst mesozoico presente en la unidad de Sierra Gorda.

5.3.3.1 El paleokarst mesozoico

En el sector meridional de la unidad de Sierra Gorda, el techo de la formación carbonatada infracarixiense constituye una importante discontinuidad estratigráfica de extensión regional. Lupiani y Soria (1988 a) reconocen la discontinuidad por un cambio notable de la litología, así como por los siguientes rasgos: *hard grounds* (sobre todo en el sector Norte), relieve paleokárstico, diques neptúnicos y otros rellenos de cavidades y fisuras, brechas sinsedimentarias y heterocronía de los materiales. García Hernández *et al.* (1988) distinguen 4 discontinuidades más desde ésta y hasta el techo del Jurásico, siendo la intracarixiense y la ruptura de la base del Dogger las que presentan los principales rasgos paleokársticos. Entre estos últimos, dominan los diques neptúnicos encajados en las calizas blancas del Lías inferior y medio. Los efectos de ambas discontinuidades se superponen, de forma que los materiales del Lías superior-Aalenense, cuando aparecen, presentan un espesor muy reducido (menor de 2 m).

El relleno de las paleocavidades está constituido por brechas formadas por cantos de calizas blancas liásicas principalmente; rara vez por crinoiditas y calizas del Lías superior. Tapizando la pared de estas paleocavidades aparecen espeleotemas de espesor centimétrico. Se observa frecuentemente un primer sedimento de material limoso-calcáreo, azoico, y laminado por decantación que es interpretado como material de origen continental (García Hernández *et al.*, 1988; Vera *et al.*, 1988). El resto de relleno de diques o de matriz de brechas es un sedimento pelágico de probable edad Jurásico medio.

Las morfologías se observan claramente a lo largo del carril que cruza Sierra Gorda desde Zafarraya hasta Loja, especialmente en el tramo situado al suroeste del pico Cazadores. Se pueden observar grandes bolsadas de material brechiforme o limoso-calcáreo de color amarillento, que interrumpen, localmente, la continuación de la estratificación. No obstante, las formas predominantes son las de fisuras con desarrollo vertical, perpendiculares frecuentemente a la estratificación, las cuales llegan a observarse incluso a 100 m por debajo del techo de la formación de calizas blancas. Esta gran abundancia de diques verticales (diques Q) invitaba a realizar un estudio sistemático de la orientación de los mismos, en orden a tener una idea de las direcciones de paleokarstificación que dominaron. A este respecto, realicé medidas de orientación de los diques así como de la estratificación, cada vez que ésta última cambiaba por efecto de pequeñas fallas.

La mayoría de los planos de los diques se disponían perpendicularmente a la estratificación, siendo raros aquellos que formaban un ángulo menor de 60° con ésta. Sobre

falsilla de Wultz llevé a la horizontal los planos de la estratificación y roté los planos de los diques neptúnicos contenidos en la misma. Medí la nueva dirección de los diques de esta posición y representé los datos relativos a porcentajes en un histograma circular con 18 clases de orientación, de 10° de intervalo cada una (figura 84). El número total de medidas realizadas fue de 119. A la vista del diagrama considero los siguientes máximos de orientación de diques neptúnicos:

- **N 60-70° E**, constituido por planos con buzamientos originales entre 40° al SE y verticales.

- **N 130-140° E**, de planos verticales; forma un ángulo de 70° con el anterior.

- **N 100-110° E**, muy bien marcado, constituye la bisectríz del ángulo formado por los dos juegos anteriores. Los planos eran subverticales.

Se observa un pico N 80-90° E que lo incluyo en el N 100-110° E por considerar que se trata de posibles errores de medida, debido a las dificultades que conllevaba obtener la orientación real midiendo sobre un plano vertical (trinchera del camino).

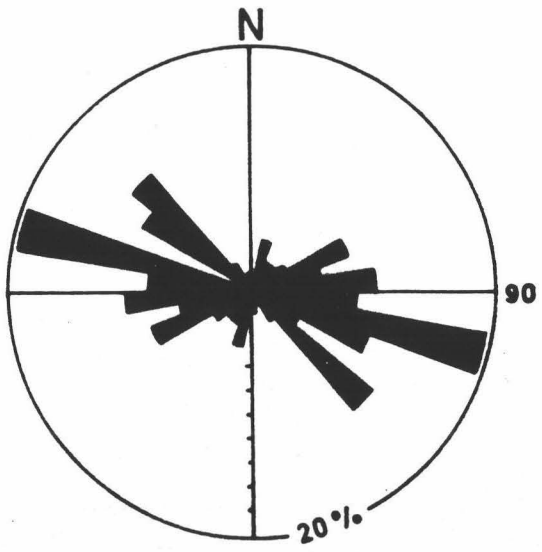


Figura 84.- Direcciones preferentes de paleokarstificación de Sierra Gorda durante el Jurásico. Histograma direccional de la orientación de diques neptúnicos.

Estas direcciones preferentes de paleokarstificación irían asociadas a un sistema de "paleofracturas" congruente con un régimen de desgarre en el que los ejes de esfuerzo

máximo y mínimo se dispondrían subhorizontales con direcciones N 105° E y N 15° E, respectivamente.

Esta distribución de la orientación de "paleofracturas" y de esfuerzos no coincide con la que obtienen Vera *et al.* (1984) y Molina Cámara (1987) para un paleokarst de edad próxima al que nos ocupa, localizado en la Sierra de Cabra (Córdoba). Una explicación a este hecho podría ser la rotación del conjunto de Sierra Gorda (Ogg *et al.*, 1984; Osete *et al.*, 1988), aunque deshaciendo una rotación de 40° para la posición de los ejes del elipsoide de esfuerzos, tampoco hay coincidencia con el sistema propuesto por estos autores.

En el histograma de la figura 84 se observa una cierta coincidencia con los sistemas de fracturas principales determinados para el conjunto de Sierra Gorda. Es posible que determinados accidentes paleogeográficos antiguos hayan condicionado el emplazamiento de la fracturación durante la etapa orogénica, como sugiere Martín Algarra (1987). De aquí se deriva el interés del estudio de la orientación de estas "paleofracturas", aunque por mi parte no intentaré profundizar sobre este tema.

5.3.3.2 El karst subactual. Orientación de cavidades

A fin de comparar la tectónica de fractura con el desarrollo de la karstificación, realicé un estudio estadístico sobre la dirección de las galerías de las cavidades kársticas conocidas en el sector de Sierra Gorda.

El método empleado (Guerin, 1973; Grillot y Guerin, 1975; Grillot, 1979; Jaskolla y Volk, 1986) consiste en dibujar la red de galerías -tramos rectilíneos o ejes de galerías con desarrollo especialmente en la horizontal- a partir del dibujo "en planta" de las topografías espeleológicas de las cavidades (González Ríos *et al.*, 1982 y 1983; Marín *et al.*, 1983). En la figura 85 se muestra un ejemplo de trazado de la red kárstica correspondiente al complejo sima Rica-Redil; esta cavidad presenta el mayor desarrollo horizontal conocido hasta el momento (511,7 m). El trazado de tramos rectilíneos se realizó tras la observación minuciosa de cada topografía, atendiendo especialmente al aspecto de las secciones transversales, forma del contorno de la cavidad, presencia o ausencia de formaciones secundarias (depósitos estalactíticos, sedimentos de arena, derrumbes, etc.). No fueron interpretados los pasos en espiral, pasos meandriformes y grandes salas con derrumbes. Fue necesario orientar los planos según el Norte geográfico, descontando la declinación magnética correspondiente a la fecha de ejecución de los mismos.

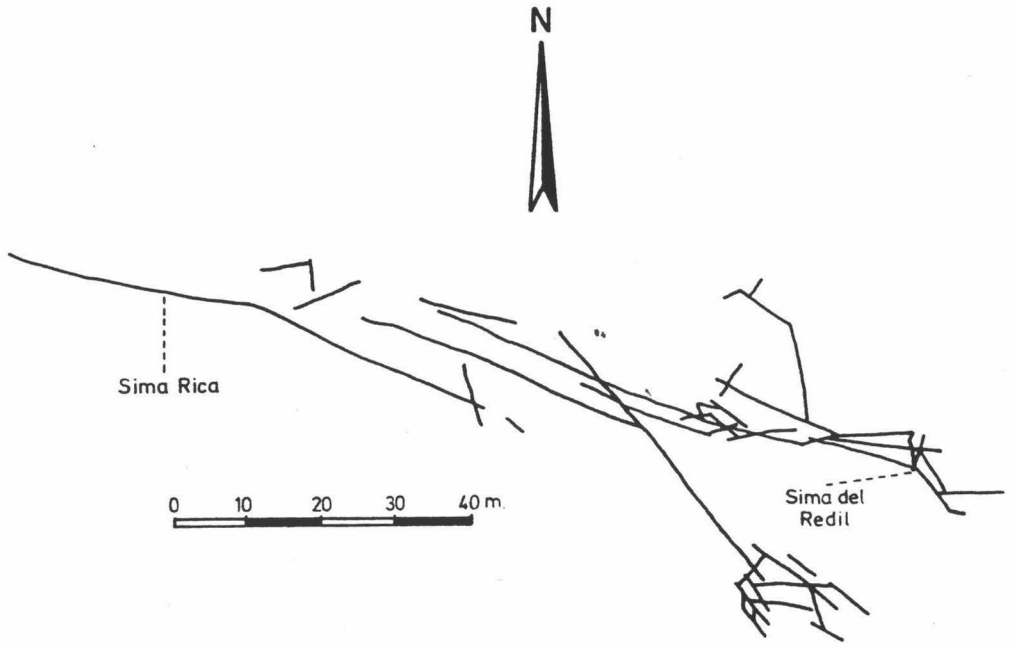


Figura 85.- ***Red de galerías kársticas del Complejo Sima Rica-Redil.***

Se utilizaron 77 topografías de otras tantas cavidades. Se midió la longitud y la dirección de 219 tramos rectilíneos de las correspondientes redes kársticas establecidas.

La longitud total acumulada del conjunto de tramos rectilíneos es de 2920,7 m, lo que da una densidad media teórica de la red kárstica muy pequeña, del orden de 9,7 m de galerías por Km^2, considerando toda la superficie del karst (300 Km^2). Pese a todo, he realizado un estudio estadístico teniendo en cuenta, por un lado, los datos puntuales de direcciones, y por otro, direcciones y longitudes acumuladas de galerías, representando los datos en forma de histogramas circulares, con intervalo de clase de 10° (figura 86). Respecto a las características morfológicas de las cavidades utilizadas en el análisis estadístico, ya se dio cuenta oportuna en el epígrafe 4.4.3 del capítulo 4, dedicado al endokarst.

Los resultados del análisis estadístico de las direcciones y longitudes acumuladas de las galerías kársticas (figura 86) muestran una repartición fraccionada en varios máximos, agrupados como sigue:

- **N 0-10° E:** presenta un pico poco marcado pero bien individualizado.

- **N 50-60° E:** es un máximo relativamente bien individualizado. Presenta una gran homogeneidad en cuanto a equilibrio entre número de galerías (figura 86 A) y longitud

acumulada de las mismas (figura 86 B) se refiere.

- **N 80-100° E:** en el histograma de longitudes acumuladas muestra un máximo muy marcado, siendo el sistema de mayor longitud relativa penetrable.

- **N 110-140° E:** la dispersión angular es muy grande y no existe una buena correlación entre el histograma de longitudes acumuladas y el de número de galerías. Mi opinión es que debe corresponder, esencialmente, a un sistema de dirección N 140° E, pero que presenta desviaciones hacia la posición E-O, mostrando grandes galerías en ese sentido.

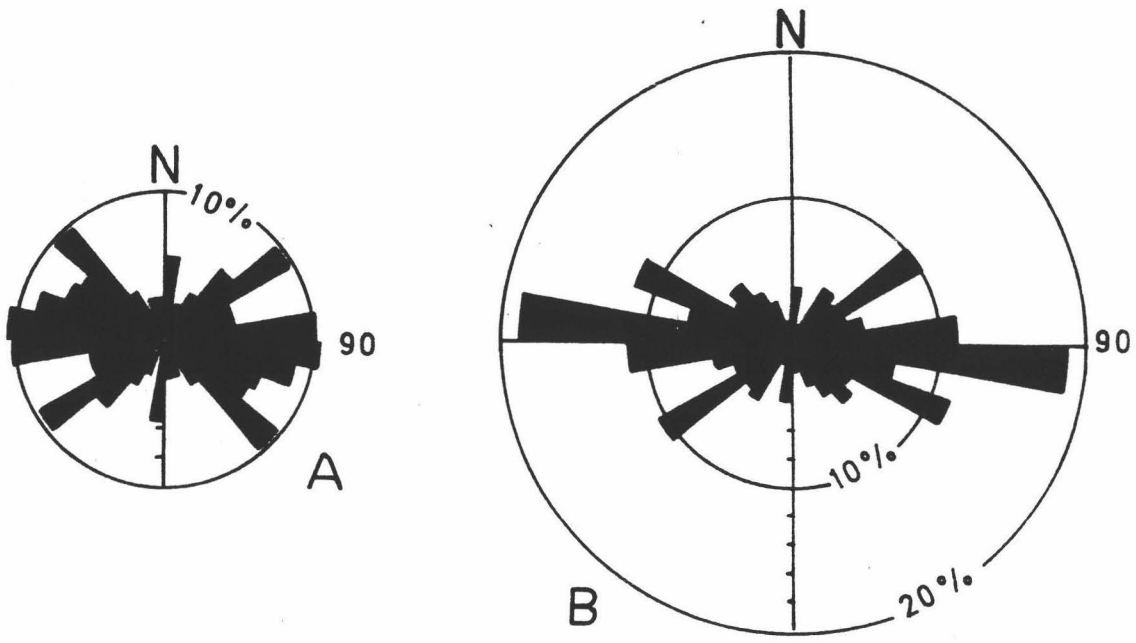


Figura 86.- Distribución de las galerías kársticas conocidas en Sierra Gorda, según número de galerías (A) y según la longitud acumulada de las mismas por familia direccional.

5.3.4 Fracturación y karstificación. Estudio comparativo

López Chicano y Pulido Bosch (1988) comparan las direcciones preferentes de karstificación antes expuestas con los datos de fracturación a escala regional. En este momento, es posible realizar la comparación de la karstificación preferente con la fracturación predominante en el macizo de Sierra Gorda.

Si se comparan los histogramas de distribución de las fracturas obtenidas a partir de la fotografía aérea (histogramas generales de las figuras 78 y 79) con los histogramas de distribución de orientación de las galerías kársticas (figura 86), se observa una coincidencia casi perfecta en lo que a sistemas de fracturas y sistemas de redes kársticas se refiere. Veamos caso por caso:

a) Comparación del diagrama de intensidad de fracturación, expresada en número de fracturas (figura 78, diagrama general) con el diagrama de intensidad de karstificación, expresada en número de galerías kársticas (figura 86 A): se observa que el máximo de fracturación N 0-10° E presenta una cierta karstificación, aunque no es la dominante; las fracturas N 50-70° E desarrollan asimismo una intensa karstificación, al igual que ocurre con las fracturas N 90-100° E y las N 140-150° E. Las desviaciones de los máximos de karstificación respecto a los de fracturación son mínimas.

b) Comparación del diagrama de intensidad de fracturación, expresada en longitudes acumuladas de fracturas (figura 79, diagrama general) con el diagrama de intensidad de karstificación, expresada en longitudes acumuladas de galerías kársticas (figura 86 B): en este caso se observa que las fracturas N 0-10° E presentan un grado muy bajo de karstificación; las fracturas N 50-70° E muestran un pico bien definido de intensidad de karstificación; las fracturas N 90-100° E que constituyen una familia tímidamente individualizada en cuanto a intensidad de fracturación, presentan, sin embargo, el máximo de karstificación. El sistema de fracturas N 140-150° E, en sentido estricto no muestra karstificación notable, al menos no se desarrollan grandes galerías; sin embargo, aparece un máximo de karstificación N 110-120° E. La explicación de este máximo de karstificación es difícil; tal vez se deba a que algunas fracturas de dirección N 140-150° E sufran una inflexión hacia posiciones E-O y éstas se encuentren bien karstificadas. Por otra parte, podría corresponder a fracturas del sistema E-O, algo desplazadas (10°) del máximo. Por último podría tratarse de un error en los datos de base.

De todo lo dicho hasta ahora hay que resaltar que el máximo de karstificación lo presentan las fracturas N 90-100° E. Este hecho merece ser considerado detenidamente. En primer lugar, se trata de una red kárstica inactiva, por lo que hay que considerar que se desarrolló en épocas pasadas. La coincidencia con las fracturas N 90-100° E, el sistema de fallas más antiguo creado durante la orogenia alpina, lleva a pensar en qué momento este sistema actuó de forma distensiva. Efectivamente, parece ser que en las últimas etapas compresivas de la orogenia, el máximo eje de esfuerzos se encontraba, aproximadamente en posición E-O, favorable a la apertura de las fracturas de igual orientación. Esta situación se

mantendría aproximadamente hasta el Mioceno terminal, cuando una nueva fase de deformación produce la discordancia Mio-pliocena en marco de un nuevo sistema de esfuerzos.

Durante el Mioceno superior, los sistemas de fracturas N 140-150° E y N 50-70° E ya estaban creados, siendo el segundo el sistema probablemente más distensivo, cuya formación supuso un cierre de las fracturas N 140-150° E. Durante las últimas etapas compresivas alpinas estos dos sistemas eran susceptibles de karstificarse, pero el máximo de karstificación se situaría, de todas formas, según la dirección E-O (máxima distensión). Los rasgos morfológicos del macizo (apartado 4.4 del capítulo 4), así como el carácter de los materiales que se depositaban en la depresión de Granada (calizas lacustres) parecen apoyar la idea de esta karstificación del Mioceno superior (López Chicano y Pulido Bosch, 1988).

A partir del final del Mioceno no tengo evidencias de cómo se desarrolló la karstificación en el acuífero. El sistema de esfuerzos propuesto para este periodo y hasta el Cuaternario parece indicar una tendencia a la apertura de las fracturas N 140-150° E y las N-S, con una tendencia al cierre de los sistemas N 90-100° E y N 50-70° E. Es muy probable que la red kárstica se haya encajado progresivamente durante el Plioceno y durante el Cuaternario (ver epígrafe 4.4.4 del capítulo 4), a favor de las fracturas "más abiertas", en dos o más etapas de máxima intensidad de la karstificación.

Considerando la juventud que presenta el relieve de este sector de las Cordilleras Béticas, es lógico pensar que la red kárstica actual se encuentre en plena fase de desarrollo. La determinación de sus características debe ser investigada por otros métodos distintos de los que he utilizado hasta ahora, de forma que se comprueben o rechacen las hipótesis planteadas.

5.4 CARACTERISTICAS HIDRAULICAS

5.4.1 Piezometría

Al margen de los materiales calizo-dolomíticos acuíferos de las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya, el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda contiene otras formaciones permeables o subunidades hidrogeológicas de naturaleza totalmente distinta (materiales

detríticos cuaternarios, conglomerados y calcarenitas cementadas, etc.). La más importante y conocida de estas subunidades, que alimentan al acuífero kárstico-carbonatado (*s. str.*), es el acuífero aluvial del polje de Zafarraya. Se trata, como ya he indicado antes, de un acuífero libre con porosidad intergranular (materiales detríticos sueltos), con un nivel piezométrico próximo a la superficie (no más de 15 m), lo que, unido a su escaso relieve, ha permitido una gran proliferación de captaciones. Su superficie máxima es de unos 22 Km^2, aunque no parece estar saturado en toda su extensión (Ollero y García, 1983). En el apartado 5.1 ya hice mención de los valores que alcanzan sus principales parámetros hidráulicos, cuyas variaciones espaciales dejan entrever una cierta heterogeneidad y anisotropía (Hidalgo, 1974 a).

En la figura 87 he representado tres mapas de isopiezas distintos del acuífero detrítico del polje de Zafarraya, según diversos autores (Hidalgo, 1974 a, IGME, 1983 y Ollero y García, 1983) y para épocas distintas. Se observan notables diferencias entre los tres mapas de izopiezas presentados, como sería lo lógico, ya que se trata de situaciones cronológicamente distintas (al margen de las diferencias en el número de puntos utilizados para el trazado de las curvas); sin embargo, un rasgo común a todos ellos es que el flujo subterráneo, en el sector central y occidental del polje, se produce sistemáticamente hacia el noroeste; hacia los sectores de sumideros del noroeste y Oeste de Zafarraya.

La forma de las isopiezas del acuífero detrítico del polje de Zafarraya está controlada esencialmente por tres factores principales: la relación entre el acuífero y el arroyo de la Madre (principal cauce que atraviesa el polje); la relación entre el acuífero detrítico y el acuífero carbonatado subyacente; y la explotación por bombeo en las numerosas captaciones existentes en el sector central (cerca de 400 pozos de gran radio).

Respecto a la relación entre el acuífero detrítico y el arroyo de la Madre, Hidalgo (1974 a) describe extensa y claramente los principales fenómenos que se observan. En general, al Este del meridiano de Ventas de Zafarraya, y hasta las Pilas de Algaida, el acuífero parece alimentar al cauce (habría que decir al eje longitudinal que sigue el trazado del cauce, ya que el arroyo discurre seco en el momento de las mediciones del nivel piezométrico), al igual que en las proximidades de Zafarraya. Sin embargo, al Sur de El Almendral y en las inmediaciones de los ponors noroccidentales, es el arroyo el que alimenta al acuífero, marcando una divisoria de aguas (figura 87, A). Al Sur de Zafarraya existe otra divisoria que sigue el trazado de los pequeños arroyos que desaguan en los sumideros del Oeste de Zafarraya.

UNIVERSIDAD DE GRANADA
25 SET. 1992
COMISION DE DOCTORADO

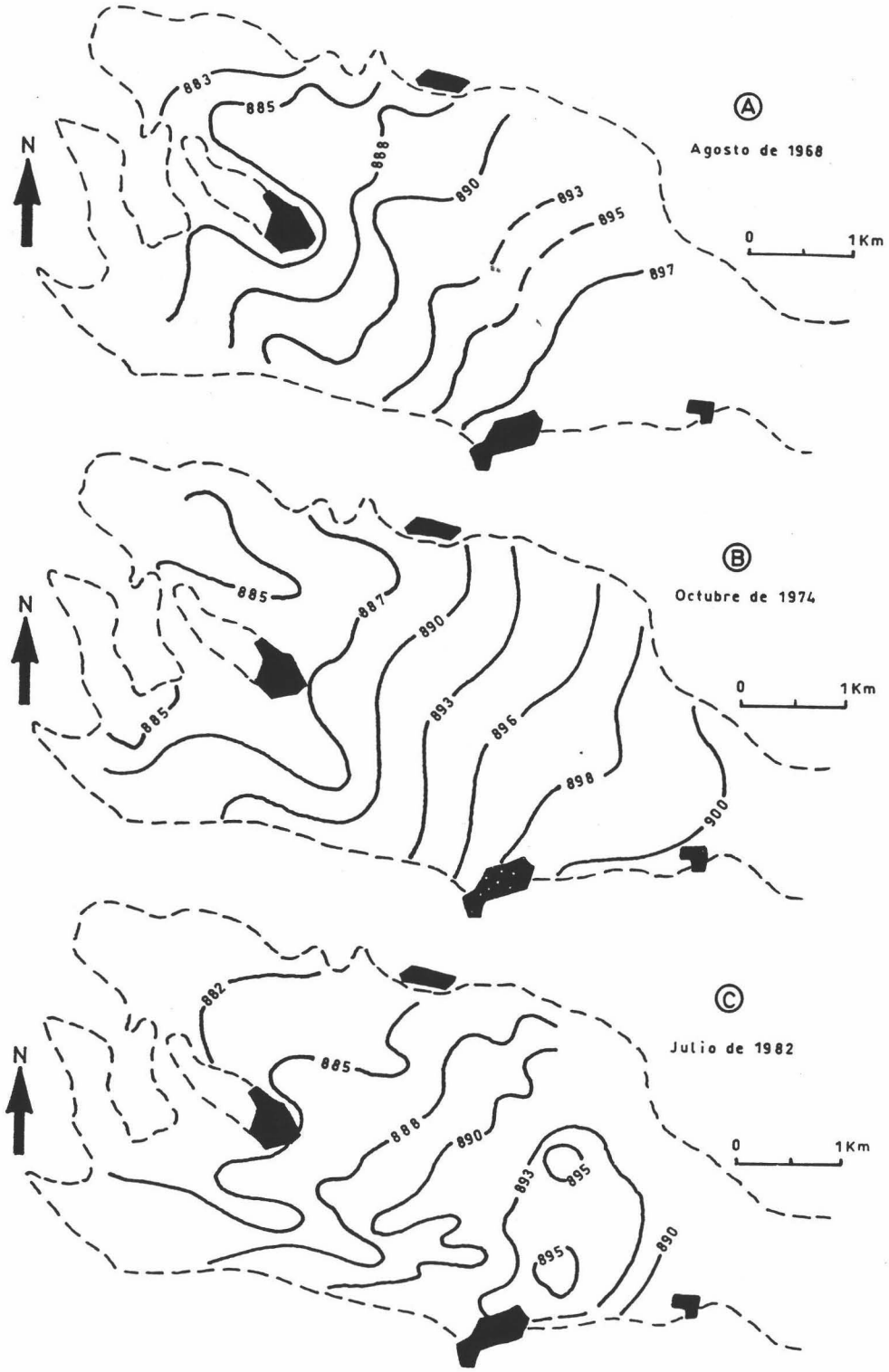


Figura 87.- Tres situaciones de la superficie piezométrica en el acuífero aluvial del polje de Zafarraya. A, según Hidalgo (1974 a); B, según el IGME (1983); C, según Ollero y García (1983).

La relación entre el acuífero detrítico y el acuífero carbonatado subyacente, condiciona notablemente el trazado de las isopiezas, las cuales se disponen paralelas al contacto entre ambos acuíferos, descendiendo el nivel bruscamente en el límite. Sin embargo, el mapa de isopiezas trazado por el IGME (1983) para Octubre de 1974 (figura 89, B), parece indicar una situación radicalmente distinta en el sector noroccidental del polje, dando a entender que son las calizas las que alimentan al aluvial. Esta situación de inversión del gradiente normal sólo se produce en periodos de recarga pluviométrica intensa (Hidalgo, 1974 a), por remonte brusco del nivel piezométrico del acuífero carbonatado, como se verá más adelante; sin embargo, el año hidrológico 1973/74 no parece presentar tales periodos, por lo que pienso que debe tratarse de una mala interpretación de los datos de base. En el mapa de Julio de 1982 (figura 89, C), si bien existen diferencias entre los valores absolutos de cota de la superficie piezométrica, la situación general es similar a la de Agosto de 1968, año considerablemente más húmedo que 1982.

El estudio realizado por Ollero y García (1983 y 1984 b) aporta datos interesantes y originales sobre la superficie piezométrica del acuífero en el sector comprendido entre Ventas de Zafarraya y Pilas de Algaida. Estos autores ponen de manifiesto la presencia de una divisoria de aguas subterráneas al NNE de Ventas de Zafarraya (figura 89, C), revelando así la existencia de un flujo hacia el Este, causado por el drenaje en profundidad hacia el acuífero carbonatado. En el borde Sur del polje, estos autores consideran la existencia de cierta aportación de aguas subterráneas del acuífero carbonatado al acuífero detrítico, ya que las isopiezas se disponen de forma paralela al contacto; mientras que Hidalgo (1974 a) considera que es un límite de intercambio nulo (isopiezas perpendiculares al contacto en la figura 89, A), debido a la presencia de los materiales impermeables que lo jalonan.

La influencia de los bombeos en la piezometría del acuífero debe ser notable, aunque no aparece claramente manifestada en la figura 89. Tal vez, la irregularidad de las líneas isopiezas, más marcada en el mapa de Julio de 1982 se deba en parte a estas extracciones. Ollero y García (1983) realizan otros dos mapas de isopiezas en periodo de bombeos, también para el año (1982), en los que se observan importantes conos de depresión.

En lo referente al acuífero carbonatado de Sierra Gorda, los primeros datos referentes a la posición del nivel piezométrico corresponden a mediciones realizadas por el SGOP (recogidas por Moreno Garzón, 1972) durante el periodo 1965-1966 en el piezómetro 129 (nº 23 del SGOP), situado en el *hum* de Zafarraya y junto al casco urbano actual del mismo pueblo. Estas observaciones ya pusieron de manifiesto oscilaciones del manto de casi 50 metros, con situaciones en las que el nivel piezométrico se llegaba a situar a menos de 20

m de profundidad respecto a la superficie topográfica de este sector.

Los estudios del SGOP en el polje de Zafarraya (Anguita y Fernández Montero, 1969) comenzaron a realizarse a partir de las inundaciones del comienzo de los 60. En su transcurso se realizaron 32 sondeos de investigación, 16 de los cuales fueron habilitados como piezómetros, y en los cuales se realizaron mediciones semanales de profundidad del nivel piezométrico a lo largo de más de dos años. Las crónicas de niveles piezométricos se muestran gráficamente, junto a la pluviometría diaria registrada en una estación temporal situada al Oeste de El Almendral, en la figura 88. Este gráfico lo he tomado de los trabajos de Hidalgo (1974 a y b), modificando la nomenclatura original de los piezómetros por la que utilizo en este estudio.

El análisis de los registros piezométricos permitió a Hidalgo (1974 a) diferenciar varios acuíferos con distinto comportamiento hidrodinámico. Así, los piezómetros 121 y 133 a 135 estarían ubicados en materiales margosos o arcillosos de los bordes o del substrato del polje de Zafarraya, presentando niveles próximos a la superficie del mismo y con escasa fluctuación. Otros piezómetros, como el 109, 113, 117, 126 y 127, cortan materiales conglomeráticos o calcareníticos del Tortoniense, confinados con frecuencia por materiales mucho menos permeables, los cuales presentan un nivel piezométrico profundo (a unos 100 m) y escasas fluctuaciones; los números 126 y 127 cortaron también materiales carbonatados en profundidad y, por ello, registran oscilaciones más importantes, de hasta 50 m. En este último caso, los materiales acuíferos miocenos actúan como un auténtico elemento regulador del sistema hidrogeológico, ya que alimentan al acuífero carbonatado en periodo de estiaje y reciben aguas de este último en época de crecida (Hidalgo, 1974 a y b). Este comportamiento inercial de las calcarenitas, conectadas natural o artificialmente al acuífero carbonatado, se pone de manifiesto con claridad si se observa conjuntamente la evolución de los piezómetros 126 y 114 (por ejemplo) en la figura 88.

Los sondeos números 114, 119, 122 a 125 y 129 sólo atravesaron calizas y dolomías jurásicas, estando claramente relacionados con el comportamiento hidrodinámico del acuífero kárstico de Sierra Gorda. Este comportamiento se caracteriza por una respuesta muy rápida de los niveles ante el estímulo pluviométrico, en general, con un desfase no superior a dos días, y no apreciándose respuesta generalizada para precipitaciones inferiores a 20 ó 25 mm/día (Hidalgo, 1974 a).

Otro rasgo importante de estos sondeos es la amplia oscilación de niveles piezométricos que muestran, fenómeno normal y frecuente en acuíferos kársticos, la cual se presenta más

acusada ante precipitaciones continuadas (periodo húmedo) que ante precipitaciones aisladas (periodo seco). El rango de fluctuaciones varía entre 70 m y más de 100 m en la mayoría de los piezómetros, salvo en los números 125 (57 m de fluctuación) y 119 (23 m). Al margen de estas diferencias entre los rangos de fluctuación del nivel piezométrico, existen otras diferencias acusadas en el comportamiento de los piezómetros; por ejemplo: los números 123 y 124 parecen responder más lentamente que los demás tras los largos periodos de estiaje; la velocidad de descenso del nivel en los piezómetros 114 y 129 aumenta con el tiempo, lo cual podría responder, bien a superposición de una alimentación débil al agotamiento, bien a la disminución en profundidad del coeficiente de almacenamiento (Hidalgo, 1974 a); la velocidad de descenso es casi constante en los piezómetros 119, 122 y 123, siendo extremadamente lenta en el primero de ellos (niveles casi estacionarios); los piezómetros 124 y 125 muestran un descenso muy brusco inmediatamente después de la crecida, y después un agotamiento lento hasta el final del estiaje.

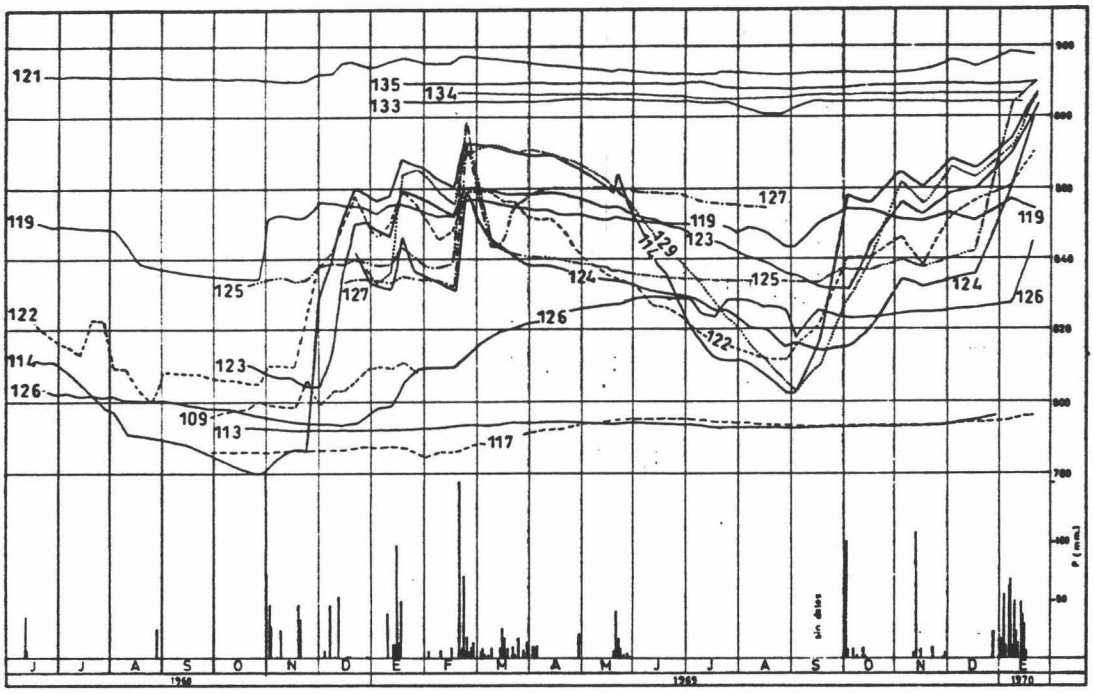


Figura 88.- Registros piezométricos semanales llevados a cabo por el SGOP en el polje de Zafarraya, durante la década de los 60. Gráfico tomado de Hidalgo (1974 a y b), con modificación de la nomenclatura de los piezómetros.

Estas diferencias de detalle en el comportamiento del acuífero kárstico son delicadas de explicar, máxime cuando no se poseen datos precisos sobre las características constructivas de los piezómetros. Sí es claro que responden a la existencia de estructuras con diferente difusividad hidráulica (T/S) en el seno del acuífero (drenes, macrofracturas, bloques

microfisurados "niveles colgados"), junto a situaciones diferentes en las condiciones de alimentación. Como indica Milanovic (1981), el comportamiento de un piezómetro es el reflejo del funcionamiento del acuífero en el sector más inmediato al mismo, y no debe ser extrapolado al conjunto del acuífero. Los registros piezométricos de la figura 88 pueden reflejar una marcada heterogeneidad y anisotropía del acuífero carbonatado, al menos en este sector del polje de Zafarraya.

Tras el abandono de la red piezométrica del SGOP, el IGME mantuvo mediciones mensuales de niveles en algunos sondeos del polje de Zafarraya, durante los años 1974 y 1975. En la figura 89 he representado las series piezométricas disponibles, entre las que cabe destacar la del sondeo número 84 -situado en el sector oriental del polje-, que presenta una superficie piezométrica estabilizada en torno a la cota 900 m. Los números 119 y 125 muestran, al igual que en la figura 88, niveles poco variables, debido, entre otras causas, a la escasa recarga pluviométrica de estos años. Los sondeos 113 y 117 reflejan asimismo un comportamiento muy inercial de las calcarenitas del Mioceno, al igual que ocurría en la figura 88.

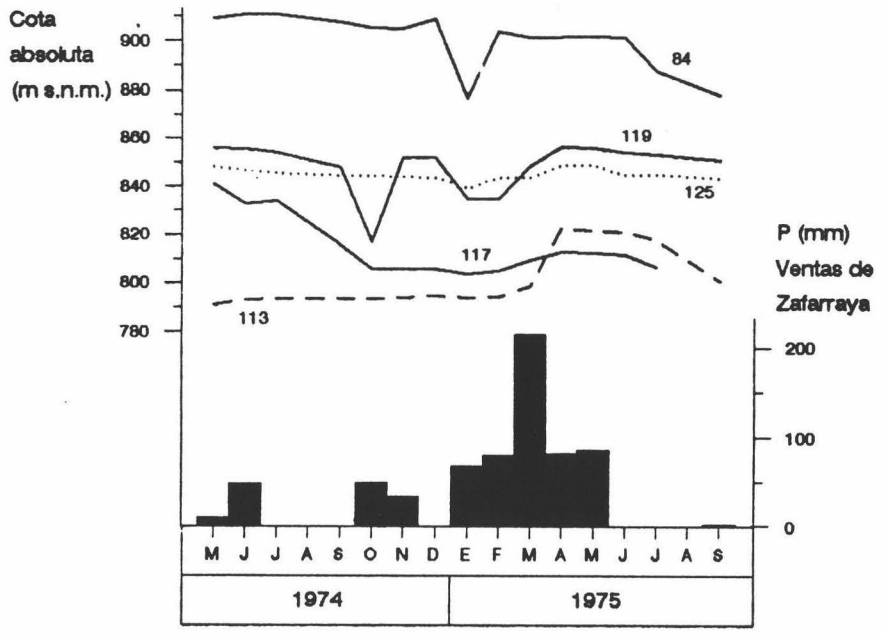


Figura 89.- Registros piezométricos mensuales llevados a cabo por el IGME, durante los años 70, y en el polje de Zafarraya.

Dentro de los trabajos del PIAS, el IGME realizó un sondeo de preexplotación (nº 152) en las proximidades del manantial de Guaro, con vistas a estudiar la posibilidad de regulación

del mismo (IGME, 1983). Este sondeo fue acondicionado como piezómetro, y en él se realizaron medidas entre quincenales y mensuales, a lo largo de unos 6 años (figura 90). Desde Junio de 1978 y hasta Noviembre de 1983 el nivel piezométrico osciló entre las cotas 743 y 696 m, esta última unos 7 m más baja que la cota del manantial nº 150. En esta última situación es obvio que el manantial quedaba completamente seco, en parte debido a su régimen natural de tipo "trop plein", y también a causa del bombeo en el sondeo (abastecimiento a Periana y Guaro). La oscilación máxima natural de los niveles alcanza, pues, un valor del orden de 40 m.

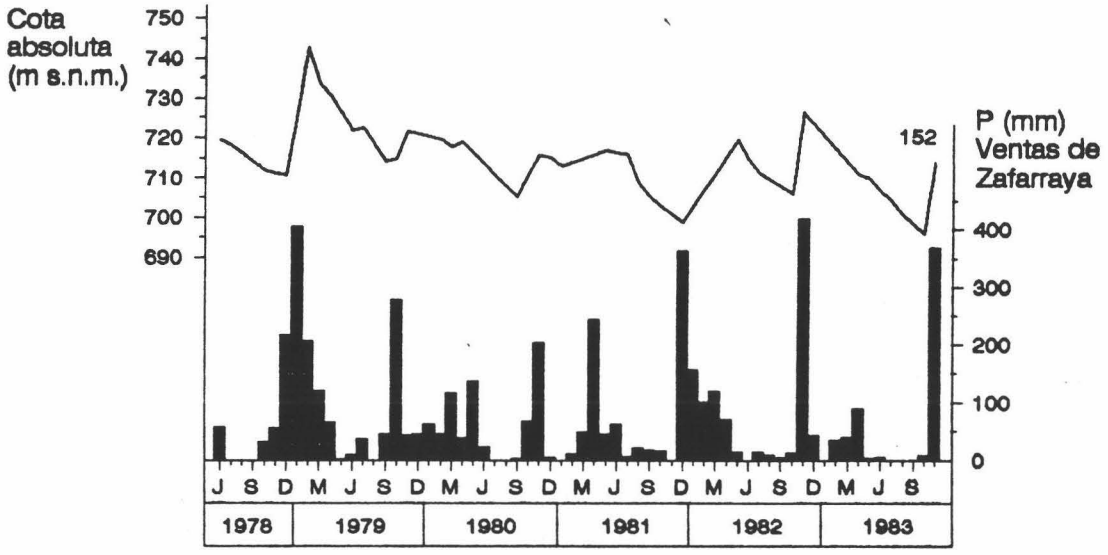


Figura 90.- Registros piezométricos llevados a cabo por el IGME en el sondeo de abastecimiento a Guaro y Periana (IGME, 1983).

En la figura 91 muestro otros registros piezométricos llevados a cabo de forma periódica por el IGME o la CASE, y, en los últimos años también por mí. Las oscilaciones piezométricas observadas, a escala mensual, son muy acusadas en los piezómetros 118, 120 y 132, cuyo comportamiento es muy similar y viene marcado, esencialmente, por las precipitaciones. La oscilación máxima en el sondeo nº 132 es cercana a 100 m, semejante a la observada en los piezómetros 114 y 129 (figura 88), todos ellos situados en las inmediaciones del casco urbano de Zafarraya. El nº 120, localizado junto a la aldea de El Almendral ostenta el rango de oscilación récord, cuantificado en unos 134 m. La evolución del nivel en este sondeo es espectacular, debiendo haber atravesado la perforación alguna estructura de gran transmisividad, aunque de baja capacidad de almacenamiento, ya que en las pruebas de bombeo sólo suministró un caudal de 1 l/s (según comentarios de los habitantes de la aldea).

El sondeo nº 118 muestra oscilaciones de más de 40 m, encontrándose en el tránsito hacia el sector oriental del polje de Zafarraya, que, como se verá más adelante, presenta algunas características peculiares. El piezómetro nº 44 está situado en el barranco de Salar, próximo al cortijo Salcedo; presenta niveles a cotas muy próximas a las de los grandes manantiales del sector septentrional del acuífero, así como fluctuaciones comparativamente menores a las de los sondeos situados en los sectores central y occidental del polje de Zafarraya. En general, estos 4 piezómetros muestran una tendencia paulatina al descenso de los niveles de estiaje, a consecuencia de la sequía persistente que ha caracterizado la mayor parte de la década de los 80.

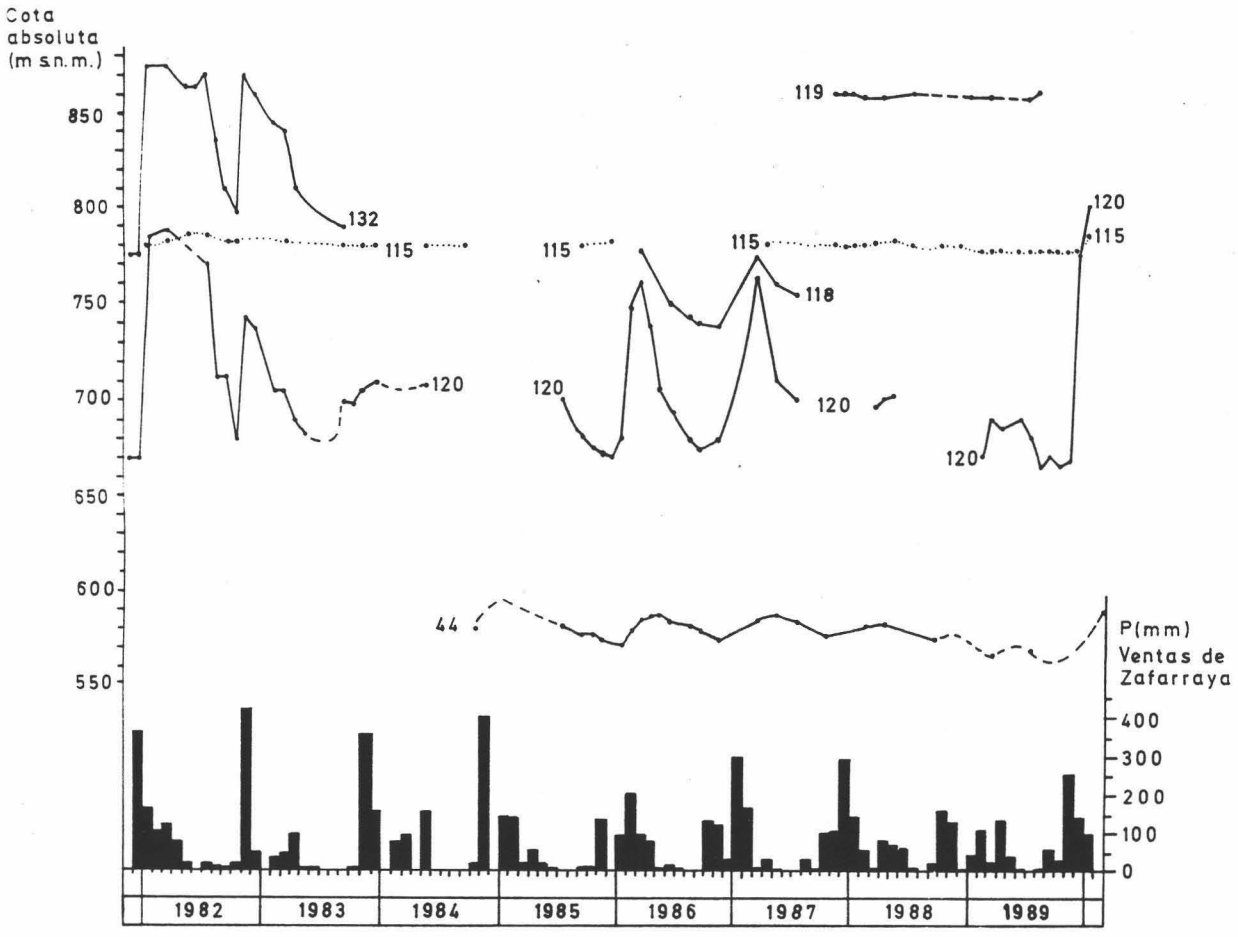


Figura 91.- *Algunas de las series piezométricas mensuales registradas por el IGME, la CASE y por mí mismo, en diferentes sectores del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda.*

El piezómetro nº 119 (figura 91) muestra un nivel claramente anómalo, muy próximo al más bajo que mostraba en años precedentes (figuras 88 y 89). Las oscilaciones de nivel son mínimas, no correspondiendo al nivel piezométrico real del acuífero (se encuentra a

menos de 100 m del sondeo nº 120), sino a un nivel colgado en un "bloque" carbonatado de baja conductividad hidráulica. El sondeo nº 115 muestra también un nivel casi estacionario, fiel reflejo del comportamiento hidrodinámico de las calcarenitas confinadas o semiconfinadas que se encuentran en el sector central del polje de Zafarraya.

Respecto a la distribución espacial de la piezometría del acuífero kárstico de Sierra Gorda, Hidalgo (1974 a y b) traza dos mapas de isopiezas correspondientes a los periodos de aguas altas y aguas bajas del año 1969, basándose en los datos piezométricos registrados por el SGOP en el sector noroccidental del polje de Zafarraya. Este autor establece la existencia de una divisoria hidrogeológica que separaría el flujo que se produce hacia el Norte (sector de Loja-Riofrío) del que se produce hacia el Sur (sector de Guaro). Esta divisoria cambiaría de forma y posición relativa, dependiendo de que se trate de un periodo húmedo o de un periodo seco, pero el gradiente siempre sería menor hacia el Norte (mayor transmisividad del acuífero en ese sentido) que hacia el Sur.

Con la información sobre niveles de que dispongo es posible extender las observaciones sobre la superficie piezométrica a un área más extensa. No obstante, la precariedad de los datos, así como las peculiaridades que presenta la circulación de las aguas subterráneas en los acuíferos kársticos, parece aconsejar referirse mejor a una pseudopiezometría o piezometría orientativa, más que a una piezometría real. Con estas premisas, he trazado los mapas que se recogen en las figuras 92 y 93, en los que he tratado de reflejar la situación aproximada de la superficie piezométrica para el mes de Noviembre de 1989 (situación tras un largo periodo de estiaje) y para Diciembre de 1989 - Enero de 1990 (situación tras un periodo de recarga pluviométrica intensa).

En la figura 92 se observa cómo los niveles piezométricos de mayor cota absoluta corresponden al sector oriental del polje de Zafarraya, especialmente en el entorno de la Alcaicería (en torno a 900 m s.n.m.). En este sector se establece un flujo en sentido Oeste, con gradiente relativamente elevado (2,5 %), que probablemente viene condicionado por la recarga natural procedente de la infiltración del arroyo de la Madre a su entrada al polje de Zafarraya. El área comprendida entre los puntos 90 y 94 muestra una depresión de la superficie piezométrica, sin duda alguna debida a las extracciones realizadas en las numerosas captaciones de este sector, acumuladas durante el reciente periodo estival de riegos.

En el sector occidental del polje se puede inferir una divisoria de aguas subterráneas próxima a la propuesta por Hidalgo (1974 a y b). Mientras que en el sector de los poljes de la Dona y Pilas Dedil y proximidades del cortijo Salcedo, la cota media de los niveles

medidos en los sondeos (550-560 m s.n.m.) es muy próxima a la de los manantiales del sector septentrional del acuífero. Esta cota del nivel piezométrico descarta por completo la conexión hídrica del acuífero de Sierra Gorda con los manantiales termominerales de los Baños de Alhama (López Chicano y Pulido Bosch, 1989), situados 3 Km al Este, a 790 m de cota.

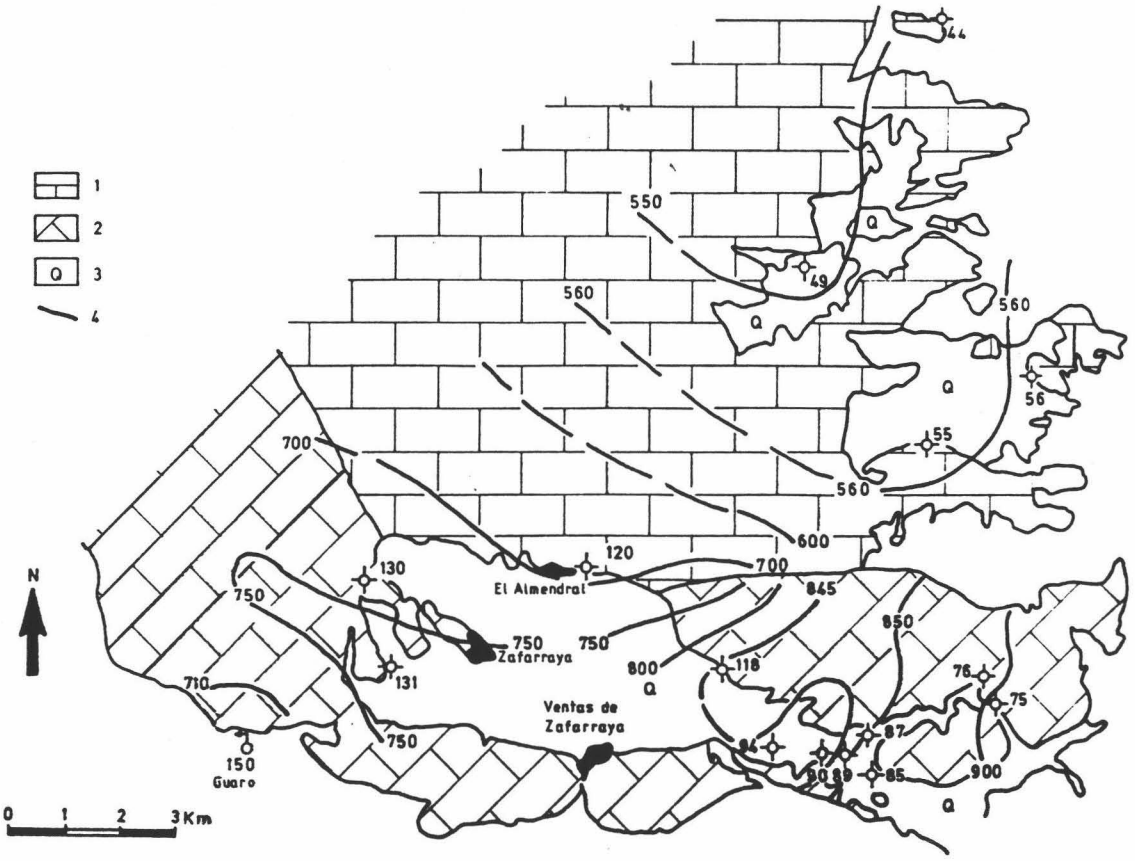


Figura 92.- *Mapa de isopiezas orientativas del sector sureste de Sierra Gorda, para Noviembre de 1989.*

Existe un gran salto piezométrico en el acuífero carbonatado, entre el sector oriental del polje de Zafarraya y el sector de los poljes de la Dona y Pilas Dedil, próximo a 300 m, pese a que la distancia entre ambos lugares sólo es de 5 Km. Cabe pensar, por tanto, en una cierta compartimentación del acuífero de Sierra Gorda, y con una cierta independencia del sector oriental del polje de Zafarraya (acuífero Torrecilla-Los Revuelos de Guzmán del Pino *et al.*, 1991). Es probable que exista una barrera de baja permeabilidad próxima al contacto entre las unidades geológicas de Sierra Gorda y Zafarraya, que, sin embargo, no llegaría a producir una dexconexión total del sector oriental del polje de Zafarraya, sino que permitiría el flujo, aunque con un gradiente muy elevado (6,5 % entre los puntos 118 y 120). Bonacci (1987) explica saltos piezométricos similares en acuíferos kársticos por la existencia de una

fractura que separa dos bloques carbonatados en los que el substrato impermeable se halla a diferente profundidad (menos profundo en el bloque con niveles piezométricos más altos).

En la figura 93, realizada a partir de mediciones hechas en periodo de lluvias intensas y continuadas, se observa una situación parecida al caso anterior, si bien los niveles muestran una cota absoluta comparativamente más alta; no se observa la depresión del nivel piezométrico que existía en el sector oriental del polje de Zafarraya y el flujo entre este área y el sector más septentrional se lleva a cabo con un gradiente mucho más suave (en torno al 2,2 %, entre los puntos 118 y 120).

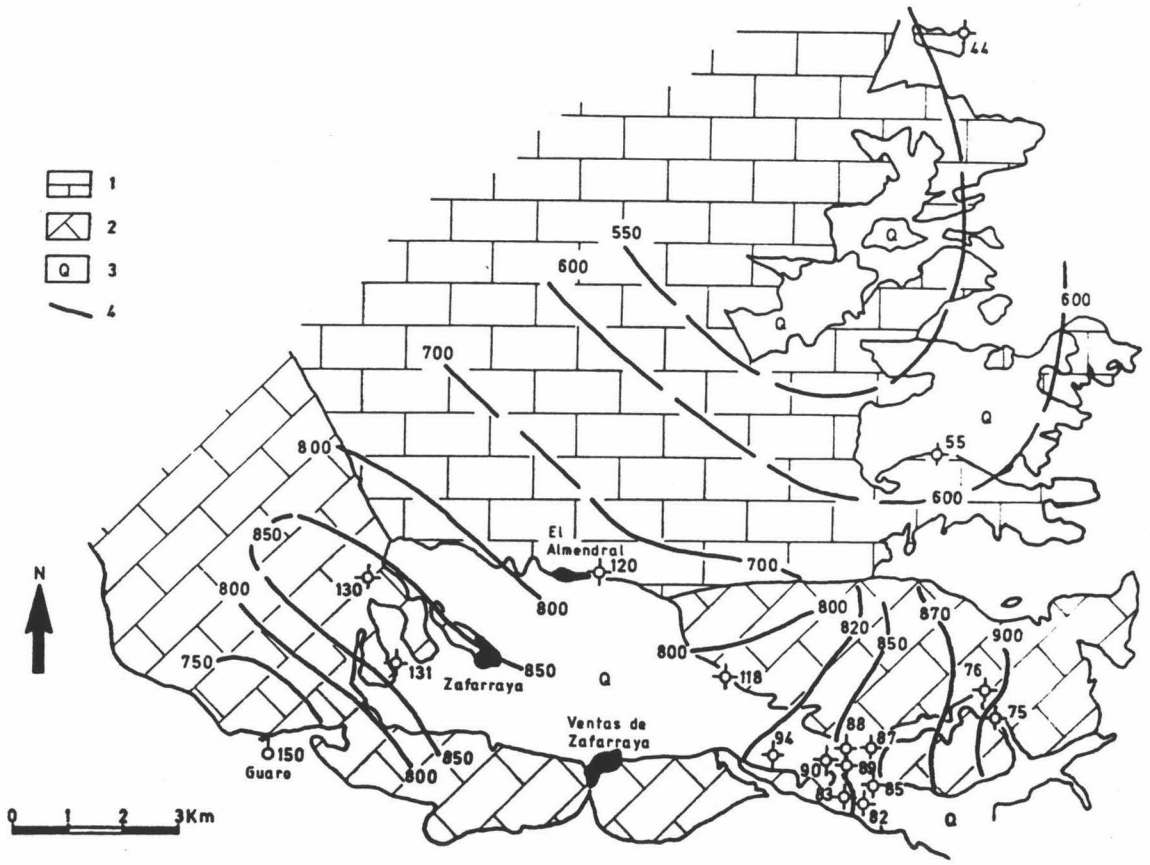


Figura 93.- Mapa de isopiezas orientativas del sector sureste de Sierra Gorda, para Diciembre de 1989 - Enero de 1990.

El sector oriental del polje de Zafarraya constituye un área privilegiada, donde el nivel piezométrico del acuífero kárstico alcanza las cotas más elevadas y más próximas a la superficie topográfica. Ello se debe, sin duda, a la recarga que introduce la infiltración del arroyo de la Madre (Guzmán del Pino, 1987) y a la existencia de un máximo pluviométrico

con lluvias de gran intensidad (ver capítulo 2). Es por ello que en este área han proliferado las captaciones que llevan a cabo una explotación excesivamente concentrada del agua subterránea.

Como ya comenté anteriormente, los primeros datos piezométricos de este sector (sondeo nº 84 de la figura 89) presentaban una cota de nivel próxima a los 900 m s.n.m. A partir de 1980 comienza a detectarse un descenso más o menos continuado del nivel piezométrico medio en el área, paralelo al aumento del número de captaciones y de las extracciones, junto con la disminución de la pluviometría media anual (López Chicano y Pulido Bosch, 1989). En la actualidad el nivel medio se encuentra en torno a los 870 m de altitud, por lo que se habría producido una descenso de 30 a 40 m en los niveles medios anuales. Este hecho ha llevado a algunos autores (Guzmán del Pino *et al.*, 1991) a considerar este sector como sobreexplotado.

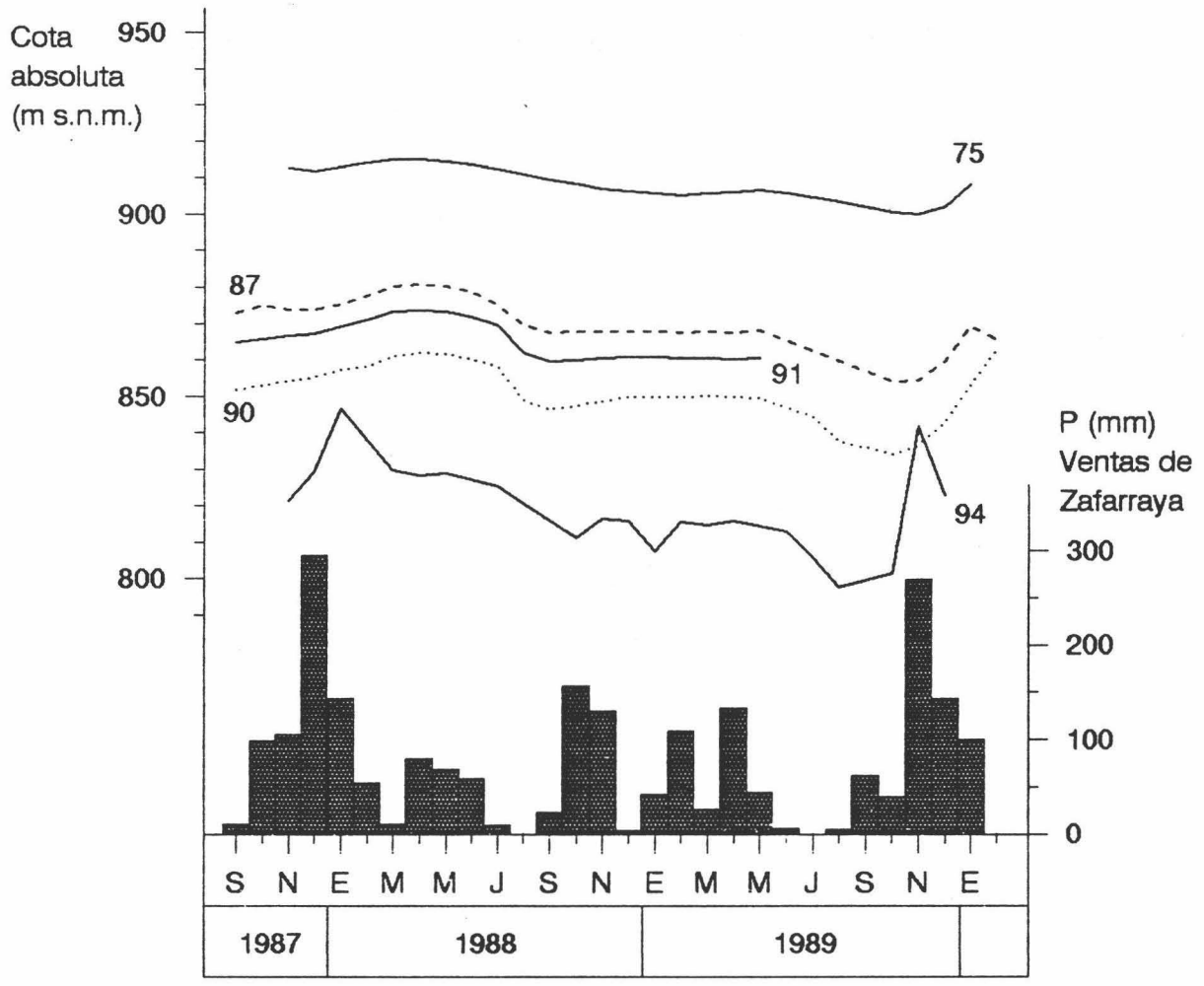


Figura 94.- *Evolución de los niveles piezométricos medios mensuales del acuífero carbonatado de Sierra Gorda en el sector oriental del polje de Zafarraya, según datos de la CASE.*

En la figura 94 he representado la evolución mensual del nivel piezométrico registrado en varios sondeos y piezómetros del sector oriental del polje de Zafarraya. Los niveles descienden progresivamente en el sentido del flujo del arroyo de la Madre. En la Alcaicería y cortijo Revuelos los niveles se encuentran más altos y presentan pequeñas oscilaciones (sondeo nº 75), debido a que la infiltración del arroyo de la Madre mantiene un nivel de recarga casi constante. Los efectos de esta recarga indirecta se van atenuando aguas abajo, a la vez que los piezómetros muestran mayores oscilaciones a causa de la superposición del efecto de las extracciones al descenso natural (piezómetros números 87, 90 y 91). El piezómetro número 94, situado junto al *hum* de Los Crespo, muestra ya un comportamiento más parecido a los del resto del acuífero kárstico de Sierra Gorda, fuera del sector oriental del polje de Zafarraya, registrándose oscilaciones de hasta 50 metros, con una rápida respuesta al impulso pluviométrico.

Por último, a modo de resumen, he confeccionado un mapa aproximado con la posición media de los niveles piezométricos, en las áreas conocidas del acuífero de Sierra Gorda (figura 95). Para la realización de este mapa me he basado en la localización altimétrica de las surgencias que drenan el acuífero, así como en los niveles medios registrados en los piezómetros disponibles actualmente y en la cota de fondo que han alcanzado determinados sondeos que no llegaron a cortar la superficie piezométrica (sector de la cortijada de las Mozas). Cabe destacar la importancia de la componente Norte del flujo en buena parte del macizo, así como la existencia de una franja no saturada de espesor medio cercano a 700 m en una amplia extensión del acuífero, cuyo papel en el funcionamiento hidrodinámico del sistema no debe ser nada despreciable.

La cota de los grandes manantiales del sector de Loja-Riofrío desciende paulatinamente hacia el Norte, entre 530 y 470 m s.n.m., aunque no hay correspondencia entre el caudal de las surgencias y la altitud a la que se sitúan éstas, es decir, los manantiales más caudalosos no son los de cota más baja. Por otra parte, la divisoria hidrogeológica que se localiza en las proximidades de Zafarraya parece coincidir bastante bien con la posición de un afloramiento de dolomías de la unidad de Zafarraya, cuyo desarrollo es a modo de banda de dirección NO-SE. Este hecho podría sugerir una permeabilidad relativamente más baja de las dolomías frente a las calizas blancas liásicas, o al menos una mayor homogeneidad de la distribución de este parámetro; de hecho, es patente que la red de drenaje superficial que desarrollan estas rocas es mucho más densa que la de las calizas. Milanovic (1981) considera que las dolomías que afloran en núcleos anticlinales actúan como buenas barreras impermeables, y han constituido emplazamientos idóneos para la construcción de algunos embalses superficiales en el karst de la antigua Yugoslavia.

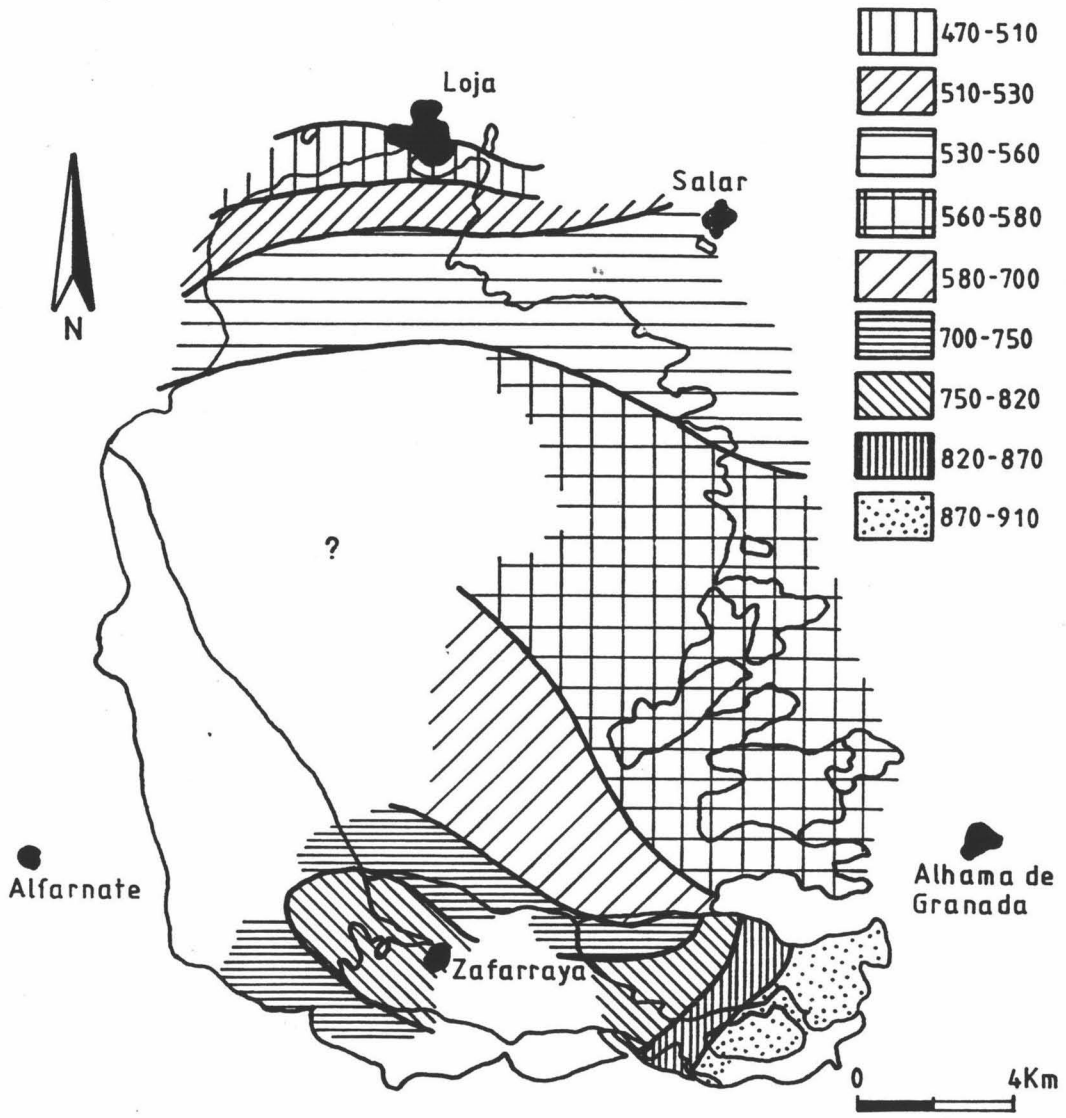


Figura 95.- Posición media aproximada de los niveles piezométricos del acuífero carbonatado de Sierra Gorda. Los valores están expresados en m s.n.m.

5.4.2 Parámetros hidráulicos

La acusada heterogeneidad y anisotropía que caracteriza con frecuencia a los acuíferos kársticos aconseja llevar prudencia en la interpretación del valor de los parámetros hidrogeológicos del acuífero, obtenidos por diferentes métodos. Por otro lado, para alcanzar una idea aproximada del comportamiento general del acuífero kárstico, a partir de las

características hidráulicas establecidas experimentalmente en las obras de captación y auscultación, es necesario disponer de una gran cantidad de datos distribuidos estratégicamente por todo el sistema hidrogeológico, lo cual, en la mayoría de los casos es imposible. El caso de Sierra Gorda no escapa a esta tónica general; los sondeos de explotación e investigación se localizan en sectores muy concretos y marginales del macizo; pero, además, pese al número relativamente alto de sondeos realizados, los datos que se poseen sobre los mismos son muy precarios, lo cual dificulta aún más el estudio hidrogeológico. Dicho esto, los valores que iré exponiendo en adelante deben ser considerados como aproximados.

En los mapas de "isopiezas" presentados en las figuras 92 y 93 puede deducirse que el gradiente hidráulico de la superficie piezométrica varía de unos sectores a otros y con el tiempo, es decir, según que existan condiciones de recarga intensa o no. En aguas bajas (figura 92), los valores más altos del gradiente (hasta un 7 %) se obtendrían para el sector de tránsito entre la unidad de Zafarraya (en su parte oriental) y la unidad de Sierra Gorda, debido a la baja conductividad hidráulica de este área.

Entre la divisoria hidrogeológica próxima a Zafarraya y el sector de Loja se deduce un gradiente medio del orden de 1,3 % (valor próximo al que dan Delgado Moya *et al.*, 1974); sin embargo este gradiente no parece ser constante, e iría disminuyendo progresivamente hacia el Norte (0,8 % entre los poljes de la Dona y Pilas Dedil). Desde esa misma divisoria y hacia Guaro el gradiente es del 2,2 %, superior al establecido hacia el Norte. Hidalgo (1974 a) opina que el gradiente más elevado hacia el Sur que hacia el Norte se debe a la existencia de una barrera de baja permeabilidad entre Zafarraya y el sector de Guaro, constituida por los materiales cretácico-paleógenos de la unidad de Zafarraya.

Entre el sector de la Alcaicería y Venta Pérez (sector oriental del polje de Zafarraya) el flujo que se dirige hacia el Oeste muestra un gradiente algo superior al 2 %, tanto en aguas bajas como en aguas altas. En esta última situación (figura 93), todos los gradientes se muestran con un valor mucho más elevado (1,8 % entre Zafarraya y Loja; 4,9 % entre Zafarraya y Guaro), salvo en el área de tránsito entre la unidad de Zafarraya y la unidad de Sierra Gorda, en el sector oriental del polje de Zafarraya, donde el gradiente parece descender al 2,1 %.

Respecto a la velocidad real o de circulación, los únicos datos disponibles son los correspondientes a las campañas de trazado con colorantes referidos en Hidalgo (1974 a) e IGME (1983). No obstante, se trata de datos bastante imprecisos, registrados en periodos

muy húmedos y que, a lo sumo informan de la velocidad de circulación mínima en periodos de aguas altas. De los datos referidos en el relato de 1930 (IGME, 1983) parecen deducirse velocidades muy altas, superiores a 1000 m/día. En la campaña del SGOP (Hidalgo 1974 a) se obtienen valores de 150-200 m/día para los piezómetros del polje de Zafarraya, unos 550 m/día hacia el sector de Riofrío, en torno a 400 m/día o menos hacia los manantiales de Yola y Manzanil, y del orden de 200 a 340 m/día hacia el manantial de Guaro. Estas velocidades parecen ser relativamente altas, pero, como ya he dicho antes, corresponden a periodos húmedos o de intensa recarga pluviométrica.

En la tabla 25 he recogido los resultados obtenidos en bombeos de ensayo realizados en algunos de los sondeos que captan los materiales carbonatados del acuífero de Sierra Gorda. Los datos de estas pruebas de bombeo son los únicos que he podido obtener, cedidos por los propietarios de las captaciones, o recogidos en la bibliografía manejada (IGME, 1983; IRYDA-IGME, 1986), aunque deben existir algunos más, sin duda. Es evidente, que con estos escasos datos no es posible realizar un análisis estadístico que permita obtener información sobre la distribución de las áreas más permeables del acuífero (Pulido Bosch y Castillo, 1985), así como del comportamiento general del mismo (Bayó *et al.*, 1986). Todos los ensayos fueron interpretados por el método de Jacob (1946) sin corrección de descensos, ya que se consideraba que éstos eran poco importantes frente al espesor saturado total del acuífero. En la figura 96 he representado algunas de las curvas características (Castany, 1963) de estas captaciones, que ilustran sobre las pérdidas de carga ante diferentes caudales de bombeo.

Es necesario señalar que los datos de caudales y de transmisividad que se recogen en la tabla 25 responden a sondeos productivos, mientras que existen otros que, tras alcanzar la franja saturada del acuífero, suministraron caudales muy bajos, inferiores a 2 l/s (números 49, 55, 118, 120, 174, 186, etc.). Se observan valores muy altos de transmisividad en los sondeos 44, 53 y 152, superiores a 7000 m^2/día, mientras que los números 74, 75, 85, 87 y 91 ofrecen valores inferiores a 1000 m^2/día. Es interesante resaltar que el segundo grupo de sondeos se localiza en el sector oriental del polje de Zafarraya, sobre un compartimento relativamente independizado del resto del sistema hidrogeológico. La menor transmisividad de este área podría ser debida a un menor espesor saturado del acuífero, como ya sugerí anteriormente (substrato impermeable a menor profundidad), aunque los valores de permeabilidad aparente (a partir del espesor captado y de la transmisividad obtenida) son también comparativamente bajos en estas captaciones.

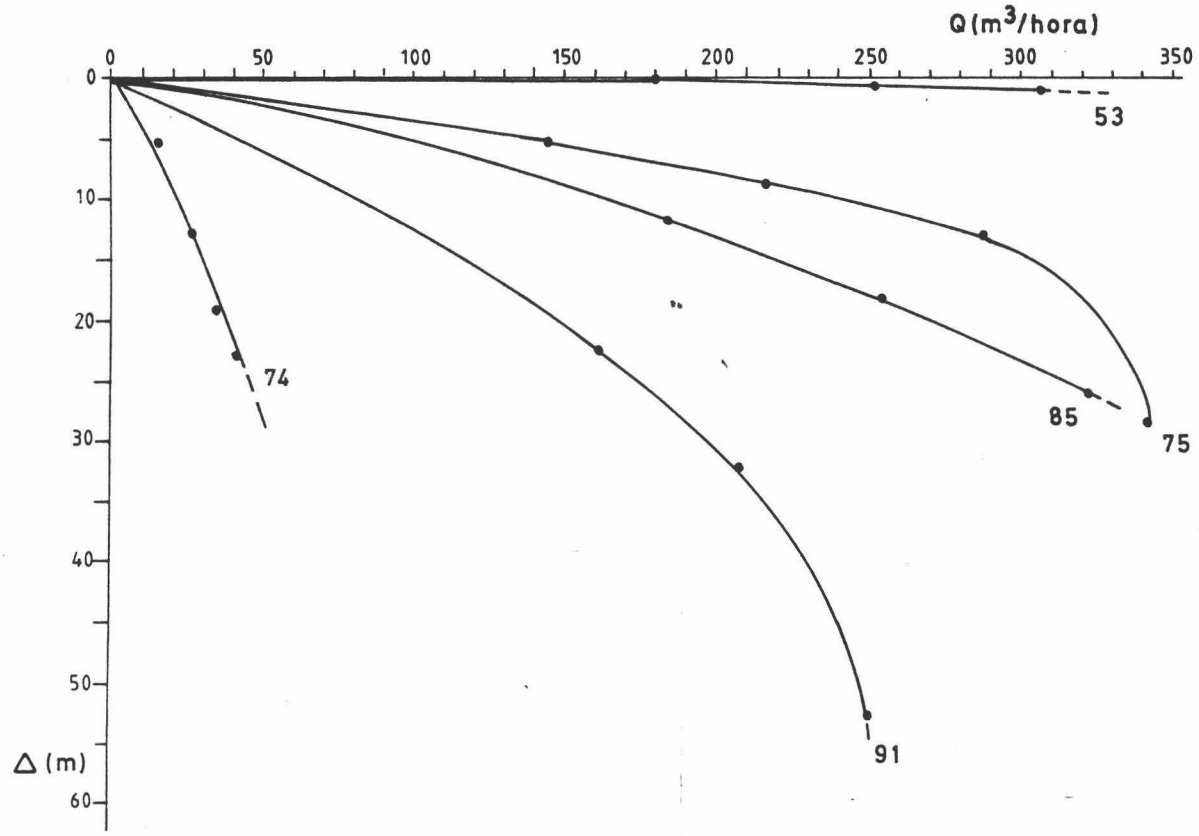


Figura 96.- Curvas características de algunos sondeos que captan el acuífero kárstico de Sierra Gorda.

SONDEO	Q (l/s)	q_s (l/s/m)	q_{su} (l/s)	T (m^2/día)	K aparente (m/día)
44	80	9	0,1	12000	110
53	85	79	1,26	7900	125
74	12	0,5	0,005	12	0,12
75	95	3,3	0,038	430	5
85	90	3,2	0,02	790	6
87	35	0,4	0,003	40	0,3
91	70	1,2	0,009	550	4
152	104	225	3,5	13600	210

Tabla 25.- Resultados obtenidos en los bombeos de ensayo realizados en algunos de los sondeos que captan el acuífero kárstico de Sierra Gorda. Q = caudal bombeado; q_s = caudal específico o caudal por metro de descenso; q_{su} = caudal específico unitario o caudal específico por metro de espesor saturado captado; T = transmisividad; K aparente = conductividad hidráulica estimada según el espesor captado de franja saturada.

Los valores de caudales específicos y de transmisividad varían en un rango muy amplio, situación normal en numerosos acuíferos fisurados y karstificados. Los datos referentes al sondeo nº 75 corresponden a un ensayo de bombeo realizado tras un desarrollo por acidificación del mismo (IRYDA-IGME, 1986), en el cual se consiguió una mejora del caudal específico del 200 % respecto a otro ensayo previo a la acidificación, lo cual evidencia los buenos resultados de este tipo de actuaciones.

IGME (1983) obtiene unos valores medios de transmisividad para el acuífero de Sierra Gorda en torno a 1500-2500 m^2/día, a partir de los valores extremos de recarga anual por surgencias, del gradiente hidráulico medio y de la longitud del borde de descarga. Este valor contrasta con el obtenido por Hidalgo (1974 a), en torno a 90 m^2/día, estimado a partir de la descarga anual del acuífero, las oscilaciones piezométricas y la difusividad hidráulica calculada en el polje de Zafarraya. En general, se puede afirmar que estos valores tienen muy poco significado.

El hecho de que sean numerosas las surgencias que drenan el acuífero parece sugerir una baja permeabilidad de todo el conjunto kárstico, aunque este parámetro debe aumentar en las proximidades de los puntos de descarga (Drogue, 1969, Pulido Bosch y Castillo, 1985), hacia donde convergen las líneas de flujo. Los altos valores de transmisividad obtenidos en el sondeo de Guaro (nº 152 de la tabla 25), parecen confirmar este hecho.

Respecto al coeficiente de almacenamiento, constituye éste un parámetro poco conocido en el acuífero de Sierra Gorda, ya que sistemáticamente no se han usado piezómetros de observación durante las pruebas de bombeo. Hidalgo (1974 a) estima un valor del 1,5 %, a partir del volumen drenado por surgencias durante el año 1969 (100 Hm^3), y según la oscilación máxima de un piezómetro situado próximo a la divisoria de Zafarraya (nº 114). Sin embargo, este autor considera sólo una parte de la descarga de Sierra Gorda (manantiales de Guaro, Riofrío, Manzanil y Yola), por lo que el valor de S sería ligeramente superior, en torno al 2 %, si se considera la descarga de otros manantiales (grupo de Loja, Plines, etc.). Estos valores del coeficiente de almacenamiento parecen congruentes con los obtenidos en otros sistemas hidrogeológicos kársticos (Torbarov, 1976; Milanovic, 1981; Bonacci, 1987, etc.).

En cuanto a la difusividad hidráulica (relación entre la transmisividad y el coeficiente de almacenamiento), Hidalgo (1974 a) obtiene un valor del orden de 6000 m^2/día, a partir de la variación del nivel de agua en tres piezómetros "alineados" según el sentido de flujo (método descrito en Degallier, 1969). Esta cifra podría considerarse representativa del sector

nororiental del polje de Zafarraya, pero su utilización en el resto del acuífero es muy delicada y puede dar lugar a fuentes de error importantes. De hecho IGME (1983) obtiene, a partir de los coeficientes de agotamiento calculados en los hidrogramas de las principales surgencias, unos valores de D comprendidos entre $3 \cdot 10^5$ y $1{,}3 \cdot 10^6$ m^2/día, en el sector septentrional del acuífero; para el sector de Guaro estiman dos rangos de valores, uno de $5{,}3 \cdot 10^4$ a $1{,}4 \cdot 10^5$ m^2/día (para caudales de la surgencia de 40 a 400 l/s) y otro más alto de $2{,}4 \cdot 10^5$ a $1{,}3 \cdot 10^6$ m^2/día (para caudales de 1 a 350 l/s).

6 CARACTERISTICAS FISICO-QUIMICAS DE LAS AGUAS

6.1 INTRODUCCION

Las características físico-químicas de las aguas subterráneas en los sistemas hidrogeológicos kársticos están determinados en buena parte por la litología de los medios rocosos que éstas van atravesando, por las condiciones físico-químicas que reinan en esos medios, por el tiempo de permanencia y por las diversas condiciones o modalidades de circulación en los mismos (Marjolet y Salado, 1975).

Muchos de los problemas importantes, teóricos o prácticos, de la hidrogeología del karst están ligados a heterogeneidad organizada (Kiraly, 1969 b, 1970, 1975; Drogue, 1974 y 1980) o no (Mangin, 1978 y 1982 a) del medio kárstico, hasta el punto en que la denominación de "acuífero kárstico", desde el punto de vista del comportamiento hidrogeológico, se ha convertido en algo ambiguo (Bayó *et al.*, 1986). Según Kiraly y Muller (1979), la determinación, incluso aproximada, de esta estructura heterogénea, así como el establecimiento de sus efectos sobre la transferencia del agua en los acuíferos kársticos, exigen la utilización de todos los métodos -directos o indirectos- que el hidrogeólogo tiene a su disposición, incluidos los métodos químicos.

La variabilidad de las propiedades físico-químicas tiene una doble dimensión: espacial y temporal (Pulido Bosch, 1977 a; Antiguedad, 1989); por lo que la caracterización físico-química de las aguas subterráneas requiere contemplar ambas vertientes (muestreos espaciales y temporales). El análisis de la variación espacial de la composición de las aguas constituye una metodología ya clásica en los estudios hidrogeológicos (Schoeller, 1956, 1962 y 1963), y permite obtener información sobre los factores litológicos, geográficos y geométricos que controlan el acuífero (Antiguedad, 1989). Los estudios más recientes y "punteros" atienden, principalmente, a la evolución temporal de las aguas de los manantiales (Miserez, 1973 y 1975; Marjolet y Salado, 1975; Uil, 1978; Kiraly y Muller, 1979; Bakalowicz, 1976, 1977, 1978, 1979, 1982 y 1986; Blavoux y Mudry, 1983; Antiguedad, 1986 a; Mudry, 1987; Pulido Bosch y Cerón, 1991; etc.), como método de aproximación al funcionamiento hidrodinámico del acuífero, a su estructura, su constitución y su génesis.

Según Mudry (1987) la evolución de los parámetros físico-químicos naturales permite precisar el origen de las masas de agua que transitan por el exutorio, siendo su estudio un complemento indispensable a los estudios hidrodinámicos. No obstante, Ford y Williams

(1989) llaman la atención sobre el hecho de que las evoluciones son interpretadas de distinta forma, dependiendo del modelo conceptual de acuífero kárstico que se usa. Por otro lado, Scanlon y Thrailkill (1987) confirman casos en los que la evolución del quimismo de las aguas de las surgencias no permite discriminar entre comportamientos hidrodinámicos (modalidades de flujo o estructuras de drenaje) distintos, comprobados mediante trazadores, con lo que la interpretación de los datos se muestra delicada, en ocasiones.

Bajo estas premisas generales he intentado desarrollar el estudio de las características físico-químicas de las aguas subterráneas del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, si bien, con marcadas limitaciones de los medios técnicos que estaban a mi alcance. Determinados aspectos de la composición química de las aguas superficiales, de las aguas de otros sistemas acuíferos y de la calidad y contaminación de las aguas, también son considerados en este capítulo.

6.2 SISTEMATICA DE LOS MUESTREOS Y METODOS ANALITICOS

Como ya indiqué en el capítulo de introducción, se han tomado más de 800 muestras de aguas para su posterior análisis químico en el laboratorio del Servicio de Análisis de Aguas del Instituto Andaluz de Geología Mediterránea; la mayor parte de éstas (794 muestras) corresponde a surgencias tanto del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda como de otros sistemas próximos; unas 83 muestras corresponden a cursos superficiales (aunque una buena parte de las mismas pueden considerarse prácticamente como aguas de manantiales, poco modificados por la escorrentía superficial); 2 muestras proceden de sendos aljibes de la parte alta de Sierra Gorda, cuyo interés era la determinación del contenido en cloruros de las aguas de lluvia recogidas en los mismos.

En todos los casos se utilizan botellas de polietileno de doble tapón (con capacidades de 1 l, 500 ml y 250 ml), salvo en la mayor parte de los muestreos en ríos, en que también se usaron botellas de vidrio de 250 ml destinadas al análisis de fenoles y pesticidas. El volumen total de muestra tomada osciló entre 1/4 de litro y 5 litros, según el número y tipo de determinaciones analíticas a realizar. En los muestreos fluviales se utilizaron determinados productos químicos añadidos a los recipientes específicos, para la conservación de algunos de los compuestos y especies químicas que más adelante se iban a analizar; entre estos cabe destacar el uso de 10 mg/l de $HgCl_2$ para la conservación de amonio, nitratos y nitritos (RODIER, 1966 y 1978; CATALAN, 1981; CASTILLO, 1985). El protocolo de muestreo

fue siempre el mismo: para las aguas subterráneas la muestra tomada en las proximidades del punto de surgencia, lavando varias veces el recipiente con aguas del propio manantial (previamente, las botellas habían sido lavadas en el laboratorio con HCl y agua destilada), cerrándolo bajo el agua para evitar las burbujas de aire, y almacenándolas en lugares frescos y protegidos de la luz hasta el momento del análisis; para los ríos se usó un recipiente auxiliar de gran capacidad (5 l) que, tras su lavado repetidas veces con el agua de cada punto de muestreo, se utilizaba para llenar los recipientes definitivos que se remitían al laboratorio.

La periodicidad de los muestreos sobre surgencias ha sido muy desigual, dependiendo de la importancia y condiciones de los manantiales, o de la posibilidad de encontrar a una persona dispuesta a muestrear sistemáticamente la surgencia próxima a su vivienda. Algunos manantiales han sido muestreados una sola vez, coincidiendo con la fase de actualización y revisión del inventario. Este primer muestreo general lo llevé a cabo, para la mayoría de los puntos, en Junio de 1986, atendiendo tanto a manantiales del acuífero carbonatado de Sierra Gorda, como a manantiales próximos, pero de otros acuíferos. En Enero de 1987 realicé una campaña de muestreo en aguas altas sobre 7 de los principales manantiales del sector septentrional de Sierra Gorda.

En Octubre de 1986 se comenzaron a realizar muestreos bidiarios en el manantial de la Trucha (nº 184 del inventario), una de las surgencias del grupo de Riofrío, manteniendo esa periodicidad a lo largo de un año. Durante el ciclo 1987/88, los muestreos en ese mismo manantial fueron semanales. Entre Octubre de 1986 y Octubre de 1988 se tomaron muestras semanales en el manantial del Bañuelo (nº 32), próximo a la localidad de Salar. Entre Enero de 1987 y Octubre de 1988 se muestreó cada dos días, aproximadamente, el manantial termomineral de los Baños Viejos de Alhama de Granada (nº 62).

En estos muestreos sistemáticos, la recogida de agua fue realizada por personas que habitaban en las proximidades de las surgencias, debidamente asesoradas sobre las precauciones necesarias a adoptar en la recogida y conservación del agua. Personalmente recogía las botellas cada mes, aprovechando el momento para realizar determinaciones *in situ* del pH y la temperatura, junto a mediciones del caudal. También aprovechaba el momento para muestrear otras surgencias próximas a éstas. Así, se disponen de datos, aproximadamente mensuales, sobre los manantiales de Riofrío (nº 181) y del Membrillo (nº 33), a lo largo de dos años hidrológicos (1986/87 y 1987/88).

Desde Octubre de 1988 y hasta Noviembre de 1989 realicé 5 muestreos estacionales de las aguas de los principales manantiales del acuífero de Sierra Gorda (Plines, Genazal,

Borbollote, Terciado o Yola, Cadena, Manzanil, Bañuelo, Membrillo, Guaro, Tajea y Riofrío), incluidos los manantiales de Frontil (nº 12) y Baños Viejos de Alhama (nº 62).

Los muestreos en cursos superficiales (río Genil y sus principales afluentes en el sector de Sierra Gorda) se llevaron a cabo dentro del marco del proyecto "Caracterización físico-químico-biológica de las aguas del Alto Genil. Estudio integral de la calidad y contaminación de las aguas" (Universidad de Granada, 1990), realizándose 8 muestreos con paso trimestral, entre Marzo de 1988 y Febrero de 1990.

El número de parámetros determinados en laboratorio, para la mayor parte de las aguas subterráneas recogidas, fue de 8, atendiendo especialmente a los componentes mayoritarios (conductividad a 25 °C, HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, Na^+, K^+, Ca^{2+} y Mg^{2+}). Estas mismas determinaciones fueron realizadas para las aguas de superficie, y en el mismo laboratorio; no obstante el número total de variables físico-químicas analizadas para estas aguas fue de 34, determinándose los parámetros "minoritarios" en el Departamento de Química Analítica de la Universidad de Granada. Del gran volumen de datos disponible sobre las aguas superficiales sólo retendré aquí los correspondientes a especies nitrogenadas de las aguas (NO_3^-, NO_2^- y NH_4^+), así como los componentes mayoritarios antes reseñados. En la tabla 26 expongo los procedimientos de determinación en laboratorio de estas variables, así como de la temperatura y el pH. Los patrones a utilizar en algunas determinaciones fueron ajustados específicamente para el rango de variación en los contenidos de las aguas subterráneas estudiadas.

PARAMETRO	METODO ANALITICO
Temperatura	Termómetro digital asociado al pH-metro portátil
pH	Potenciometría directa con pH-metro portátil HI.8314 Hanna
Conductividad (25 °C)	Conductivímetro de laboratorio Crison
Cloruros	Valoración con nitrato de plata
Sulfatos	Espectrofotometría por turbidimetría con $BaSO_4$
Bicarbonatos	Valoración con ácido clorhídrico
Calcio y magnesio	Valoración con EDTA
Sodio y potasio	Fotometría de llama (Lange)
Nitratos	Espectrofotometría visible con brucina
Nitritos	Espectrofotometría con azocolorante (método de Shinn)
Amonio	Espectrofotometría por el método de Nessler

Tabla 26.- Procedimientos analíticos empleados en la determinación de los parámetros físico-químicos considerados.

Hay que tener en cuenta que la mayor parte de las muestras tomadas sistemáticamente a nivel semanal y bidiario puede mostrar alteraciones importantes, respecto a la composición original del agua, a la hora de la realización del análisis. Estas muestras, en su mayoría,

fueron tomadas por personas que residían en las proximidades de los manantiales, y eran recogidas, aproximadamente, cada mes. Por lo tanto, entre la toma de las primeras muestras de cada tanda y su análisis ha podido transcurrir hasta un mes de tiempo, siendo estas muestras las que han podido sufrir alteraciones, especialmente en los contenidos de HCO_3^- y Ca^{2+}. A fin de minimizar los errores cometidos por esta causa, se procuró determinar antes que nada los bicarbonatos, el calcio y la conductividad (a 25 °C), en un plazo no superior a los 2 días desde la llegada al laboratorio.

Para determinar la bondad de los análisis de aguas calculé el error porcentual del balance iónico, mediante la siguiente ecuación (Schoeller, 1962):

$$\text{Error } (\%) = 100\ (\Sigma cat - \Sigma an)/(\Sigma cat + \Sigma an)$$

donde Σcat y Σan indican respectivamente la suma de cationes y de aniones expresados en meq/l. En ningún caso se admitieron análisis con un error igual o superior al 8 %.

6.3 CARACTERISTICAS HIDROGEOQUIMICAS GENERALES

6.3.1 Las aguas de lluvia

Dado los buenos resultados que ha dado el método de estimación de la infiltración del agua de lluvia a partir del balance del ión Cl^- (Schoeller, 1962; Custodio y Llamas, 1983) en otros acuíferos kársticos perimediterráneos (Pulido Bosch, 1977 a), así como el interés que tiene conocer el contenido químico de las aguas de precipitación para poder interpretar el de las aguas subterráneas (Antiguedad, 1986 a), parecía conveniente tener al menos una idea del contenido de las aguas de lluvia en el sector se Sierra Gorda.

	Temp.	pH	Cond.	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+
Majada del Puerto	5,7	7,88	214	7	7	120	3	5	34	2,1
Cerro Semilla	5,5	7,96	161	5	12	84	2	4	26	1,3

Tabla 27.- Análisis químicos realizados sobre muestras de agua tomadas en dos aljibes de la parte alta de Sierra Gorda. Datos en mg/l, salvo para la conductividad a 25 °C (μmhos/cm).

No me fue posible llevar un control periódico del quimismo de estas aguas, a partir de muestras recogidas en las estaciones pluviométricas del sector. Por ello, y puesto que una muestra puntual es poco significativa, opté por muestrear alguno de los aljibes que poseen los pastores para abrevar al ganado, en la parte superior de Sierra Gorda. Los resultados de dos muestras tomadas en sendos aljibes, situados ambos por encima de la cota 1200 m, en el sector central y septentrional del macizo, pueden contemplarse en la tabla 27.

Los resultados de estos análisis, correspondientes a muestras tomadas el día 20 de Enero de 1989, muestran una clara influencia de los materiales calizos utilizados en la construcción de los aljibes, con contenidos relativamente altos de bicarbonatos y calcio en las aguas. El resto de los iones sí puede considerarse más representativo de la composición real del agua de lluvia, con la ventaja de que, al actuar los aljibes como totalizadores, los valores de concentración obtenidos para los mismos corresponden a valores "medios" de distintos episodios lluviosos. Interesa retener entre todas ellas un valor medio de Cl^- en torno a 6 mg/l, acorde con la distancia del macizo al mar (30 a 35 Km en dirección Sur).

6.3.2 Las aguas de superficie

Al margen de la variabilidad físico-química -función del caudal circulante- que muestran las aguas de la mayor parte de los cursos fluviales, las aguas de superficie del entorno de Sierra Gorda muestran una gran variabilidad espacial, tanto entre diferentes cursos de agua como para un mismo arroyo o río. Una amplia gama de tipos de aguas puede ser rápidamente apreciada se contempla la figura 97, donde he representado los puntos de la red fluvial que se han muestreado, junto con diagramas de Stiff (1959) modificados. Estos diagramas los he realizado a partir de la composición química "media" de las aguas resultantes de los distintos muestreos y análisis realizados en cada punto. La mayor parte de la información disponible se refiere al río Genil y sus principales afluentes en este sector (río Frío, río Genazal, Manzanil y barranco de Salar), derivada de los estudios realizados en el proyecto de investigación sobre la calidad de las aguas del Alto Genil (Universidad de Granada, 1990). También incluyo varias muestras que he tomado en el arroyo de la Madre y en el arroyo de las Mozas, durante los años 1988 y 1989.

La rica variedad que muestran las aguas superficiales es consecuencia de las características litológicas de los terrenos que han atravesado las aguas, tanto de escorrentía directa como de escorrentía subterránea. Por ejemplo, las aguas del arroyo de la Madre (AM-

1) a su entrada en el polje de Zafarraya muestran una facies bicarbonatada cálcica adquirida principalmente en el acuífero carbonatado alpujárride de Sierra Tejeda. No obstante, muestran una mineralización débil o ligera (conductividad, a 25 °C, comprendida entre 450 y 600 μmhos/cm), con contenidos relativamente bajos en cloruros (14 a 18 mg/l) y sulfatos (menos de 10 mg/l). Estos valores caracterizan la composición de las aguas de infiltración indirecta en el acuífero carbonatado de Sierra Gorda, al menos para el sector más oriental del polje de Zafarraya. Aunque, hay que tener en cuenta que en las bruscas crecidas del arroyo de la Madre, la composición química debe desviarse notablemente hacia la de un agua mucho menos mineralizada aún, característica de aguas de escorrentía superficial que transitan rápidamente.

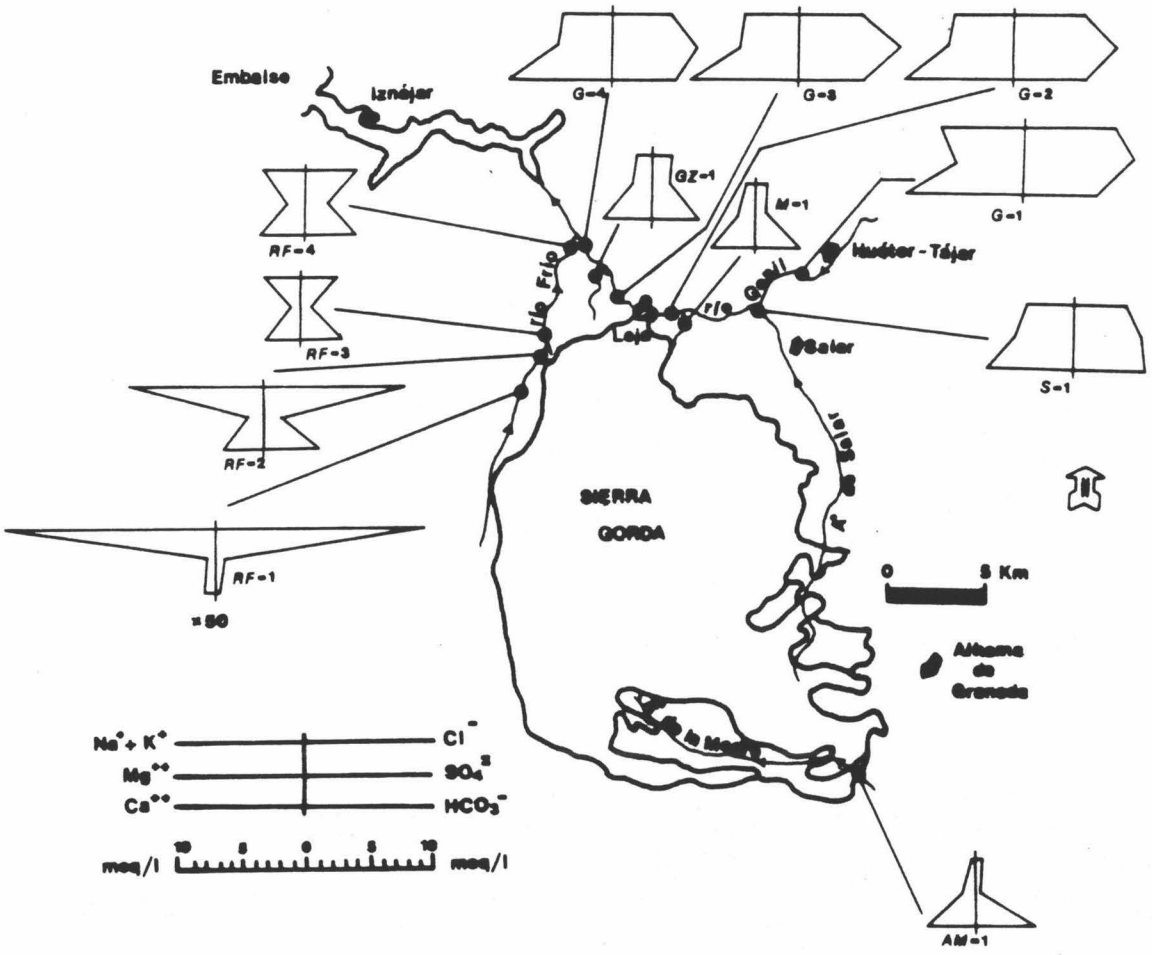


Figura 97.- Diagramas de Stiff modificados para los valores medios de concentración de los componentes mayoritarios de las aguas superficiales (periodo 1988-1990).

Un factor importante que controla la evolución espacial del quimismo de las aguas de los ríos es la existencia de mezclas y disoluciones de aguas procedentes de terrenos de composición geoquímica muy distinta, aguas que, como he dicho anteriormente pueden ser de escorrentía superficial o subterránea. Este, sin duda, es el caso de los dos principales ríos de la región: el río Frío y el río Genil.

En la figura 97 y en el diagrama de Piper (1944) de la figura 98 se puede apreciar la evolución hidroquímica del río Frío. En la parte media de la cuenca de este río y aguas abajo de la confluencia del arroyo de las Mozas con el arroyo Salado (punto RF-1 de las figuras 97 y 98), la facies hidroquímica del agua es casi exclusivamente clorurada sódica, a consecuencia del lavado de sales evaporíticas que producen las aguas de escorrentía superficiales y subterráneas (manantial nº 176, próximo a Fuente Camacho) sobre los materiales triásicos que afloran en la subcuenca del arroyo Salado. La dilución que se produce por los aportes de aguas, de mejor calidad natural, del arroyo de las Mozas no son suficientes para invertir la polaridad geoquímica de las aguas del arroyo Salado (desde un punto de vista de la composición "media" de las aguas, se entiende).

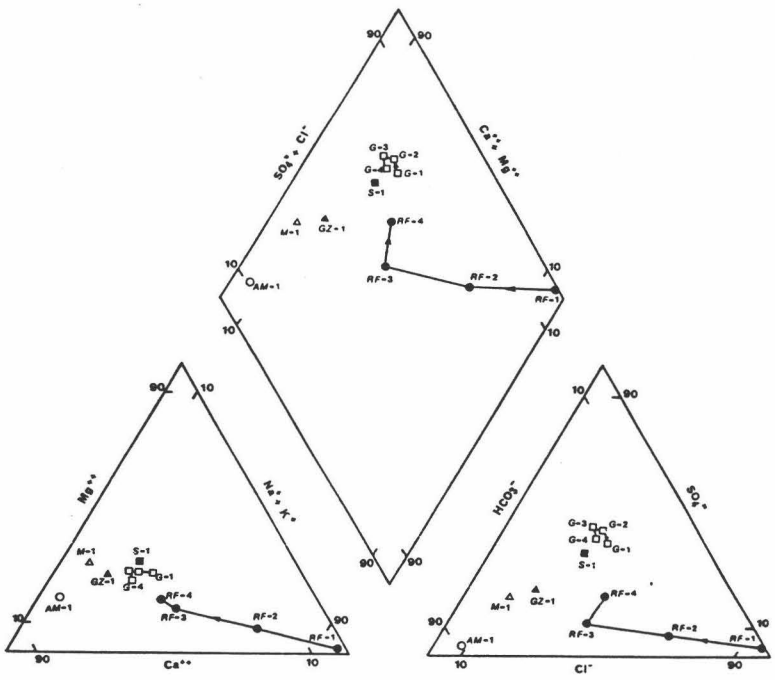


Figura 98.- Representación en diagrama de Piper del quimismo medio de las aguas superficiales, muestreadas a lo largo del periodo 1988-1990. Se indica la evolución espacial hacia aguas abajo de los ríos Frío y Genil.

Aguas abajo de la Tajea, donde existen importantes descargas de aguas del acuífero de Sierra Gorda (manantiales nº 180), los contenidos en cloruros, que en el punto anterior eran de hasta 28 g/l, se reducen a un contenido medio de 384 mg/l, aunque la facies dominante sigue siendo la clorurada sódica. No obstante, hay que tener en cuenta la variabilidad de aguas que circulan por este punto (RF-2), dependiendo de las crecidas del arroyo de las Mozas. Así, los contenidos en Cl^- varían entre 70 mg/l y 660 mg/l; en el primer caso las aguas son bicarbonatadas cálcicas y en el segundo cloruradas sódicas, no siendo nunca dominantes los sulfatos.

Una nueva dilución, que marca casi definitivamente el quimismo del río Frío, se produce tras la confluencia del arroyo de las Mozas con el río Frío (s.str.). En el punto RF-3, donde se dispone de análisis químicos llevados a cabo por la CAG sobre muestras mensuales. El importante aporte de aguas subterráneas que suponen los manantiales de Riofrío (números 181 a 184) hace que en el punto de muestreo alternen aguas de facies clorurada sódica con aguas bicarbonatadas cálcicas, eso sí, con una menor mineralización global en todos los casos (conductividad a 25 °C media del orden de 680 μmhos/cm). Comparando los datos hidroquímicos con el caudal circulante por el punto RF-3 (estación de aforos E-88), se observa que las facies cloruradas sódicas dominan en periodos de aguas altas, mientras que las bicarbonatadas cálcicas lo hacen en periodos de estiaje; ello implica que las aguas de escorrentía superficial realizan un lavado intenso de sales evaporíticas depositadas en el impluvio de la cuenca del arroyo de las Mozas, ya que el caudal de los manantiales salinos de Fuente Camacho es bastante reducido, incluso en invierno (2 a 4 l/s).

En el tramo final del río Frío la tendencia general se invierte, con derivación hacia aguas más ricas en Cl^- y SO_4^{2-} (figura 97), debido a que en este sector el río atraviesa nuevamente materiales triásicos, a la vez que recibe las aguas de los arroyos de la Viñuela y del Nieblín, cuyas cuencas vertientes se desarrollan ampliamente en este tipo de materiales. La alternancia de periodos con facies bicarbonatadas cálcicas y de facies clorurado-bicarbonatado-sulfatadas cálcico-sódicas, es un hecho, también, en este punto.

La evolución hidroquímica del río Genil en el sector de Loja es otro bonito ejemplo del efecto que tienen los aportes de aguas subterráneas de Sierra Gorda sobre las aguas de superficie, aunque menos espectacular que el caso del río Frío, ya que, por su gran caudal, el río Genil muestra una gran inercia a los cambios de composición química. Su evolución espacial se conoce mejor gracias a los trabajos de Caballero *et al.* (1986), Castillo y Benavente (1988) y Universidad de Granada (1990).

Aguas arriba de Huétor Tájar, en las proximidades de Villanueva de Mesía, el río Genil registra los valores más altos de salinidad de todo su recorrido, desde su nacimiento hasta el embalse de Iznájar. La conductividad en este punto alcanzó un valor medio cercano a 2200 μmhos/cm en los años 1988 y 1989, como consecuencia de las actividades agrícolas realizadas en la cuenca vertiente (sobre todo en la Vega de Granada), de los vertidos de aguas residuales y, especialmente, de los aportes de aguas subterráneas extremadamente salinas que proceden de materiales evaporíticos triásicos aflorantes aguas arriba de Villanueva de Mesía, junto al lixiviado que de estos materiales realizan las aguas de escorrentía superficial.

Aguas abajo de Huétor Tájar, las aguas del río Genil muestran un descenso progresivo de la salinidad, en cualquier época o momento del año. Ello es consecuencia, en primer lugar, de los aportes del río Cacín (estación G-1), y, posteriormente (estación G-3 a G-4), a los aportes de aguas subterráneas, mucho menos mineralizadas, de los acuíferos de Sierra Gorda y del Hacho de Loja. En las figuras 97 y 98 se puede apreciar la tendencia evolutiva del quimismo del río, entre los puntos de muestreo G-1 y G-4. La facies sulfatada cálcica de las aguas, adquirida en el sector de Villanueva de Mesía, no cambia en todo el trayecto, debido a la inercia antes comentada, no obstante se aprecia una disminución progresiva del tamaño de los diagramas de Stiff, indicativa del descenso en la salinidad total. Los valores medios de conductividad descienden desde 1940 μmhos/cm (G-1) hasta 1490 μmhos/cm (G-4). Es previsible que los aportes del río Frío, cuya confluencia con el río Genil se produce aguas abajo del punto G-4, produzcan una dilución añadida, tal como sugieren Caballero *et al.* (1986).

En la figura 99 he representado un perfil hidroquímico del río Genil, correspondiente al día 2 de Octubre de 1989, representativo del quimismo de base del río en periodos de prolongado estiaje. Se observa que todos los parámetros considerados descienden suavemente conforme aumenta el caudal, excepto los nitratos y nitritos que fluctúan en función de los aportes de fertilizantes utilizados en las vegas de Huétor Tájar, Salar y Loja, así como de las aguas residuales de estos dos últimos pueblos. En general, el aporte de Nitrógeno total inorgánico es reciente en cada sección (Universidad de Granada, 1990).

Respecto a la evolución temporal de los parámetros hidroquímicos del río Genil, todos los puntos muestran un comportamiento similar, descendiendo drásticamente todos los componentes mayoritarios durante las crecidas del río, salvo los nitratos que aumentan en aguas altas y disminuyen en aguas bajas.

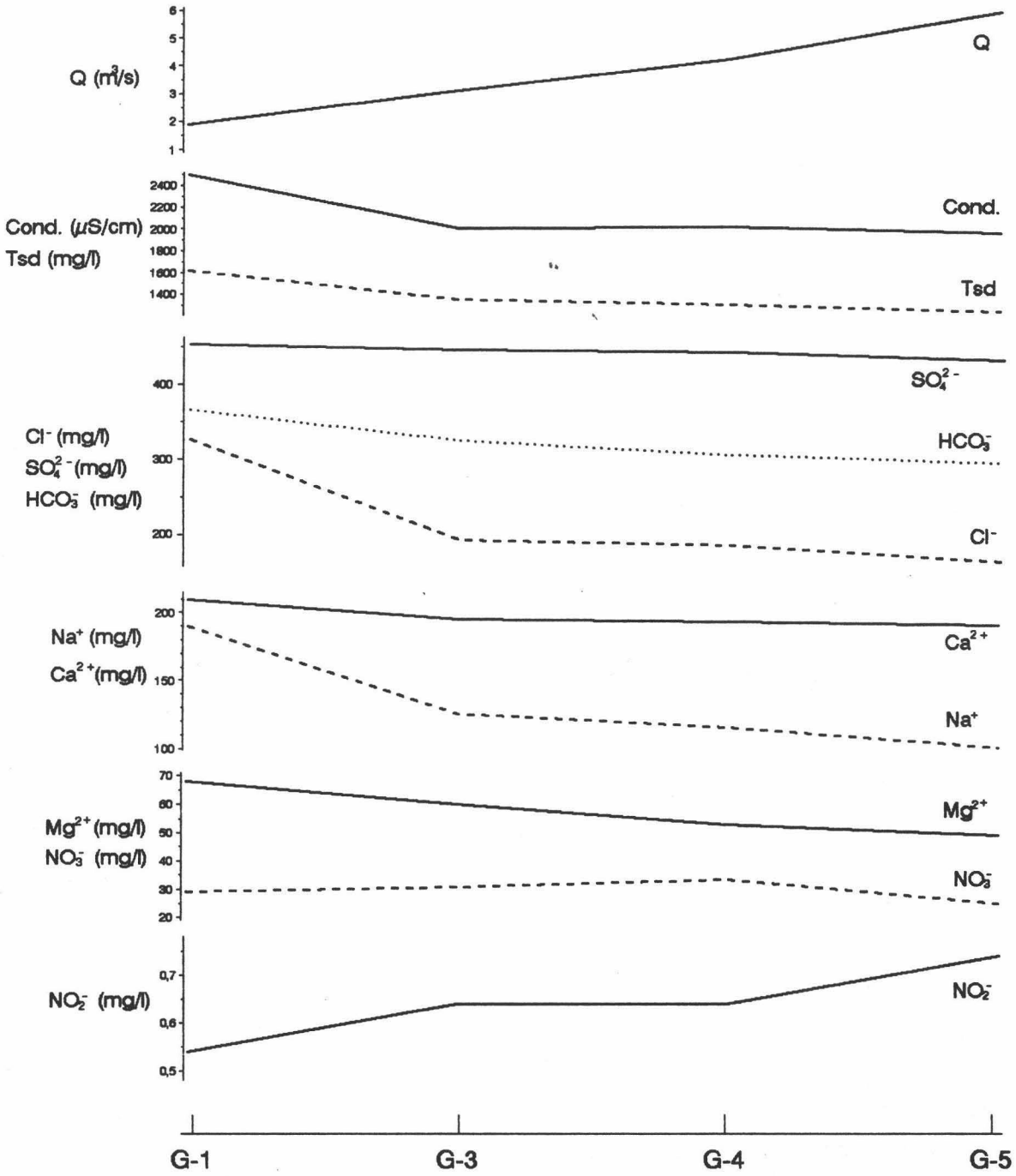


Figura 99.- Perfil hidroquímico del río Genil a su paso por Loja, para el día 2 de Octubre de 1989. El sentido de flujo es hacia la derecha.

Las aguas del arroyo o barranco de Salar, en su desembocadura (S-1), presentan, haciendo honor al nombre del cauce, una salinidad relativamente alta, con valores medios

de conductividad (25 °C) en torno a 1300 μmhos/cm y extremos de 1000 y 2000 μmhos/cm, correspondiendo la cifra más alta al estiaje. Muestra una facies bicarbonatada-sulfatada cálcica (figuras 97 y 98), aunque también son importantes los contenidos en Cl^-, Na^+ y Mg^{2+}. En realidad, existe una verdadera alternancia entre facies de tipo intermedio, dependiendo de las épocas. Este quimismo tan poco definido es debido a la existencia de materiales evaporíticos en rocas del Mioceno (Mm, en el mapa hidrogeológico), que son lavadas por aguas superficiales en épocas de lluvias intensas, así como a las descargas de aguas subterráneas termominerales, precedentes de Sierra Gorda, que ocurren en las proximidades de Salar (manantiales números 32 y 33).

Quedan comentar, a la luz de los datos disponibles, las características hidroquímicas de los ríos Manzanil y Genazal. Ambos, de facies hidroquímica bicarbonatada cálcica (figuras 97 y 98) y baja mineralización (conductividad a 25 °C media de unos 500 y 600 μmhos/cm, respectivamente), son ríos que tienen su origen casi exclusivamente en importantes surgencias del acuífero kárstico de Sierra Gorda. Presentan cortos trayectos hasta su desembocadura en el río Genil, por la margen izquierda del mismo. El origen de estos cursos fluviales hace especialmente interesante el análisis detenido de su evolución hidroquímica temporal, por lo que he confeccionado los gráficos correspondientes de variación de los parámetros principales a lo largo de los 8 muestreos llevadas a cabo en 1988 y 1989 (figuras 100 y 101). No obstante, hay que tener en cuenta que las muestras fueron tomadas próximas a la desembocadura (puntos M-1 y GZ-1 de la figura 97), y que, dadas las actividades agrícolas, piscícolas e industriales que se realizan en las cuencas vertientes, el quimismo original de las aguas de los manantiales puede estar algo desvirtuado.

Si se comparan los gráficos de evolución de ambos ríos (figuras 100 y 101) se observa una gran semejanza en el comportamiento hidroquímico estacional de los mismos. En general, las aguas se muestran más mineralizadas en época de estiaje, de forma que la conductividad y el total de sales disueltas (tsd) evolucionan de manera contraria al caudal de los ríos. Los cloruros y el Na^+ siguen una evolución parecida a la conductividad de las aguas, especialmente para el ciclo hidrológico 1988/89 y para el río Genazal, lo que evidencia la importancia de estos elementos en la mineralización de las aguas. Los bicarbonatos siguen un patrón evolutivo más variable, aunque podría decirse que tienden a aumentar en el estiaje. El Ca^{2+} y el Mg^{2+} tienen una evolución, a veces similar a la de los bicarbonatos, a veces totalmente opuesta; por regla general las concentraciones en ambos cationes siguen tendencias diametralmente opuestas. El aumento del contenido en Mg^{2+} y la disminución del Ca^{2+} debe ser entendida en el sentido de que son aguas que han permanecido más tiempo en el acuífero. Los sulfatos muestran gran variabilidad, difícilmente relacionable

con periodos de estiaje o crecida; lamentablemente, no se analizaron en los dos primeros muestreos. Por último, los nitratos se correlacionan bastante bien con los caudales, especialmente en los cuatro últimos muestreos, en que se pasó de un estiaje prolongado a un periodo de recarga pluviométrica intensa.

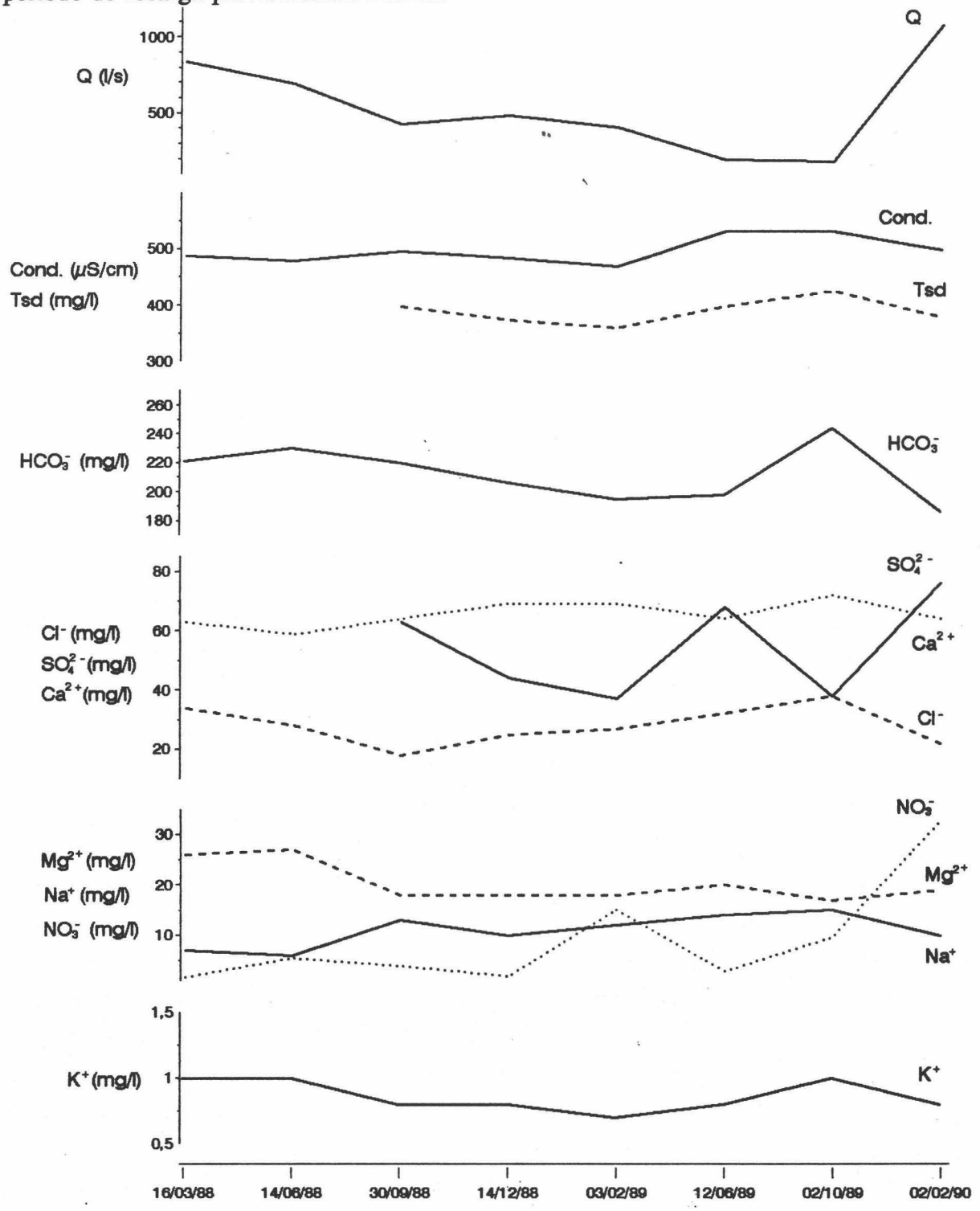


Figura 100.- Evolución estacional del quimismo del río Manzanil (M-1) en el periodo 1988-1990.

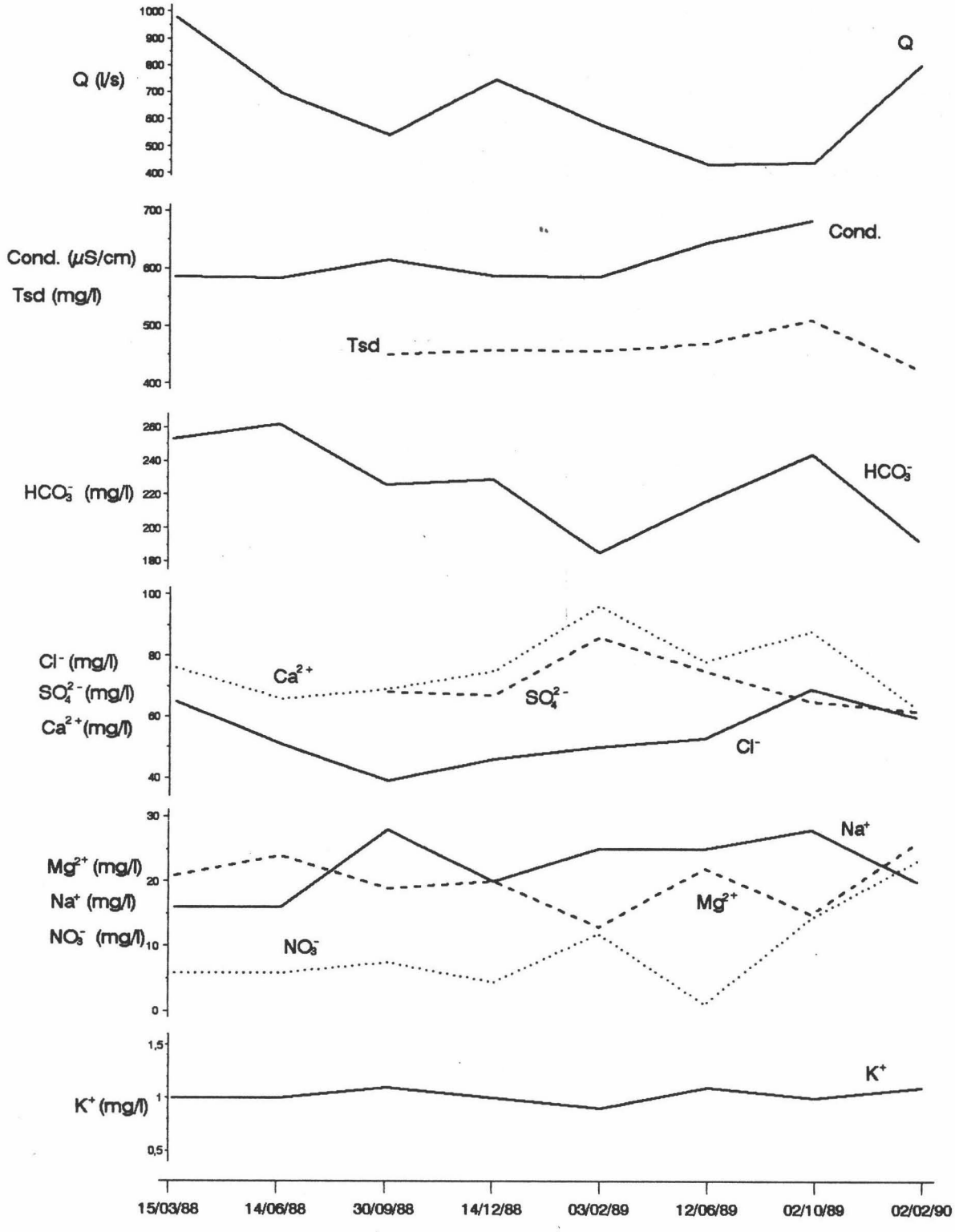


Figura 101.- *Evolución estacional del quimismo del río Genazal (GZ-1) en el periodo 1989-1990.*

6.3.3 Aguas de otros acuíferos

El seguimiento de las características físico-químicas de las aguas de otros acuíferos distintos al acuífero carbonatado de Sierra Gorda, pertenecientes o no al sistema hidrogeológico kárstico, ha sido muy desigual. Aquellos acuíferos que, desde el primer momento de la investigación, se mostraban claramente independientes del acuífero de Sierra Gorda, los he muestreado alguna vez en sus manantiales que se encontraban más próximos al mismo, a fin de caracterizar su quimismo.

Sobre el acuífero detrítico existían datos procedentes de otros estudios, algunos de ellos relativamente recientes (Hidalgo 1974 a, Ollero y García, 1983 y 1984 a), por lo que no he tomado ninguna muestra para análisis de sus aguas. En los primeros momentos del estudio consideré que existía relación hídrica entre el acuífero de Sierra Gorda y las surgencias de aguas termominerales de los Baños de Alhama de Granada, por lo que, gracias a las facilidades prestadas por los propietarios del balneario, se comenzaron a tomar muestras cada dos días del manantial principal. Los sondeos realizados posteriormente (año 1988) en los Llanos de la Dona y Pilas Dedil confirmaron el error del planteamiento inicial; no obstante, los muestreos de aguas continuaron, a fin de obtener alguna información sobre el origen de estas aguas termales.

El manantial del Frontil, situado en la vertiente Sur del Hacho de Loja plantea un problema importante -dado su gran caudal- sobre el origen de la recarga lateral oculta que recibe este acuífero. Tomé muestras estacionales de las aguas de ese manantial, con la misma cadencia que en los manantiales del sector septentrional de Sierra Gorda, con vistas a comprobar semejanza o no entre los comportamientos hidroquímicos estacionales de las surgencias situadas a ambos lados del río Genil. Los datos geológicos y el nivel de base impuesto por este río son factores que se oponen a la hipótesis de una conexión hídrica entre Sierra Gorda y el Hacho de Loja; no obstante, no existen argumentos definitivos que avalen esa conexión, aunque, para ello, habría que admitir un dispositivo hidrogeológico de gran complejidad.

6.3.3.1 Acuífero detrítico del polje de Zafarraya

Según Hidalgo (1974 a), la facies hidroquímica dominante en el acuífero aluvial del polje de Zafarraya es la bicarbonatada cálcica o magnésica, especialmente en las proximidades a los bordes del mismo. En el sector central, coincidiendo con el área principal de regadíos,

la facies dominante es la sulfatada cálcico-magnésica. Esta facies anómala se da en los sectores con mayor concentración de sales disueltas en el agua subterránea, con residuo seco superior a 450 mg/l.

El mismo autor considera que esa distribución hidrogeoquímica está influenciada por la existencia de sales evaporíticas y materia orgánica intercaladas entre los materiales detríticos cuaternarios, que se depositaron en las inundaciones históricas del polje. No obstante, es preciso tener en cuenta el aumento progresivo de la salinidad por reconcentración de las aguas de retorno de riego, así como los aportes de materia orgánica que se realizan en las prácticas de abonado.

En este sentido, Ollero y García (1984 a) ponen de manifiesto una estrecha relación entre la distribución del contenido en nitratos y la del contenido en sulfatos de las aguas subterráneas. Gran parte del sector central del acuífero presenta concentraciones superiores a 50 mg/l de NO_3^-, alcanzándose valores de hasta 140 mg/l. Al noreste de Zafarraya los SO_4^{2-} alcanzan valores superiores a 150 mg/l.

6.3.3.2 Acuífero Tortoniense. Fuente de las Pilas Dedil

Los conglomerados y calcarenitas del Tortoniense constituyen acuíferos muy compartimentados e individualizados, de escasa extensión y recursos. Los afloramientos más extensos se localizan entre los Llanos de Pilas Dedil y Alhama de Granada, en su mayor parte desconectados del acuífero kárstico de Sierra Gorda, desde el punto de vista hidrogeológico.

Las características hidroquímicas del manantial de las Pilas Dedil (nº 47) pueden considerarse como representativas de este tipo de acuíferos. Presenta una facies hidroquímica bicarbonatada cálcica, con débil mineralización (370 μmhos/cm), aunque con un contenido relativamente alto en magnesio (21 mg/l).

6.3.3.3 Acuíferos carbonatados alpujárrides

A partir de los análisis realizados sobre muestras que he tomado en los manantiales números 68 y 73 (Fuente del Robledal y Caños de la Alcaicería, respectivamente), se deduce que las aguas de los acuíferos carbonatados alpujárrides, bien representados en el sector

suroriental del área de estudio, están poco mineralizados (total de sólidos disueltos inferior a 500 mg/l); tienen temperaturas inferiores a 14 °C y bajos contenidos en sulfatos (menos de 10 mg/l), cloruros (menos de 15 mg/l), sodio y potasio. Se trata, en definitiva, de aguas bicarbonatadas cálcicas, con contenidos en magnesio entre 25 y 30 mg/l, como cabría esperar de la composición litológica de los materiales acuíferos (mármoles, a veces dolomíticos).

Estos manantiales contribuyen a mantener el caudal de base del arroyo de la Madre, de ahí su semejanza hidroquímica con las aguas del arroyo, a su entrada en el polje de Zafarraya. La mayor parte de estos recursos se infiltra rápidamente en el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda.

6.3.3.4 Acuíferos en evaporitas triásicas. Salinas de Fuente Camacho

Los materiales triásicos que afloran al noroeste de Sierra Gorda presentan, con frecuencia, niveles yesíferos de cierta continuidad, en los cuales se desarrolla una cierta permeabilidad por disolución y karstificación de las masas evaporíticas. A menudo presentan pequeñas surgencias, con aguas de facies sulfatada cálcica en su mayoría (Carrasco, 1986).

En el Trías más próximo a Sierra Gorda sólo he inventariado un manantial (nº 176), por su impacto hidrogeoquímico sobre las aguas superficiales de la cuenca del río Frío. Se trata del manantial de las salinas de Fuente Camacho, cuya facies hidroquímica es clorurada sódica (más del 97 % de la carga iónica corresponde a Cl^- y Na^+), que permite el mantenimiento de una pequeña explotación de sal.

Este manantial no presenta anomalía hidrogeotérmica (16 °C de temperatura), pero la concentración salina -en torno a 270 g/l- define un agua extremadamente mineralizada; mejor dicho, se trata de una auténtica salmuera. La elevada concentración en cloruros (más de 160 g/l) y en sodio (más de 100 mg/l) enmascara altos contenidos en otros iones: 4 g/l de sulfatos, 1 g/l de calcio, 0,5 g/l de magnesio y 0,1 g/l de potasio; los contenidos relativamente más bajos se obtienen en los bicarbonatos (menos de 0,3 g/l de HCO_3^-). El ph es bajo (en torno a 6), poniendo de manifiesto el carácter agresivo del agua, al menos para la época en que realicé el muestreo del manantial (Enero de 1989).

A la vista de las altas concentraciones de cloruro sódico en estas aguas me parece evidente la existencia de grandes masas de halita en sectores profundos de los afloramientos triásicos, y no, como parece sugerir Carrasco (1986), el predominio de mineralizaciones

dispersas de este mineral en la masa rocosa. Es lógico que la halita no aflore en superficie, ya que entonces es lixiviada con facilidad por las aguas meteóricas (Avias y Dubertret, 1875).

El impacto hidrogeoquímico de la salmuera de Fuente Camacho sobre las aguas superficiales de la cuenca es muy importante, pese al escaso caudal del manantial (cfr. epígrafe 6.3.2), de manera que pequeños volúmenes de este agua son capaces de "contaminar" grandes volúmenes de agua de buena calidad para distintos usos. Desde otro punto de vista, las aguas subterráneas de buena calidad, aportadas por el acuífero carbonatado de Sierra Gorda, consiguen una dilución aceptable de la salmuera de Fuente Camacho.

6.3.3.5 Acuífero carbonatado de la Sierra de Gibalto

El acuífero de la Sierra de Gibalto, correspondiente al complejo de la Alta Cadena, presenta una descarga importante en su sector noreste, a cota próxima a la del principal manantial que drena el acuífero (manantial de la Lana, al Oeste del macizo de Gibalto y fuera del área de estudio). Se trata del manantial-galería del Charcón (nº 160), que Delgado Moya (1973) consideró perteneciente al acuífero kárstico de Sierra Gorda. La desconexión de este punto de agua con Sierra Gorda es un hecho prácticamente seguro, como ya indiqué en el capítulo anterior (epígrafe 5.2.2).

Este punto acuífero presenta una facies hidroquímica bicarbonatada cálcica, al menos en periodo de aguas altas (muestreo el 10 de Marzo de 1987), con baja mineralización total (conductividad a 25 °C = 437 μmhos/cm y Tsd = 418 mg/l). El contenido en cloruros (25 mg/l) supera al de sulfatos (12 mg/l), siendo ambos valores bajos y normales en acuíferos carbonatados sin aporte importante desde el acuífero.

6.3.3.6 Acuífero carbonatado del Hacho de Loja. Manantial del Frontil

El manantial del Frontil constituye la principal surgencia asociada al acuífero carbonatado del Hacho de Loja. Su gran caudal (superior a 350 l/s) no puede ser explicado teniendo en cuenta sólo la infiltración directa del agua de lluvia en el mismo (IGME, 1981 y 1983).

Según los resultados de los análisis llevados a cabo sobre las muestras que he tomado,

sus aguas muestran siempre una facies bicarbonatada cálcica. Esta consideración se desprende, también, de los análisis efectuados por Casares (1978). Una sola muestra, reseñada por IGME (1983) muestra una facies bicarbonatada magnésica (23 de Octubre de 1980). El contenido en cloruros y sulfatos es relativamente alto, pudiendo alcanzar, cada uno, más del 20 % de la carga aniónica total. El magnesio siempre es más abundante que el sodio y/o el potasio en sus aguas.

La facies hidrogeoquímica no permite diferenciar con claridad las aguas de este manantial, respecto a las de otros manantiales de Sierra Gorda situados en el sector de Loja. Sólo se puede apreciar que presenta contenidos algo más altos en sulfatos, unas décimas de grado de temperatura más alta y una conductividad ligeramente más elevada. Para Casares (1978), la mayor concentración en sulfatos que en cloruros se debe a la influencia del substrato triásico del acuífero carbonatado del Hacho de Loja.

Con las muestras que he podido tomar (sólo 7), resulta una conductividad a 25 °C media del orden de 610 μmhos/cm, con un coeficiente de variación del 6,2 %. Para el año 1988/89 se obtienen dos modas en la distribución de los valores de conductividad, una cercana a la media referida y otra próxima a 645 μmhos/cm. La temperatura media es del orden de 16,1 °C. Estos valores de los parámetros físicos de las aguas del Frontil son bastante más elevados que los que da Casares (1978 y 1981).

En la figura 102 he representado la evolución estacional de las variables físico-químicas del agua del manantial, a lo largo del ciclo hidrológico 1988/89. Lamentablemente, este periodo fue muy seco, y la distribución de las escasas lluvias algo atípica, por lo que no es posible hacerse una idea en condiciones estacionales más normales. También hay que señalar que los datos foronómicos tienen escasa fiabilidad, ya que las condiciones de aforo son muy malas (el único punto para hacer medidas de caudal se sitúa aguas abajo de una importante piscifactoría).

En general, la temperatura, aunque poco variable, parece descender en periodo de lluvias, al igual que la conductividad eléctrica, que sigue una tendencia al ascenso progresivo y paulatino en el estiaje. Algo similar ocurre para el pH. Se puede considerar que los descensos de los parámetros físicos del agua, en época invernal, se deben a la influencia de las aguas de renovación, menos mineralizadas y más frías. El aumento progresivo en estiaje implica la salida de aguas que han permanecido más tiempo en el acuífero.

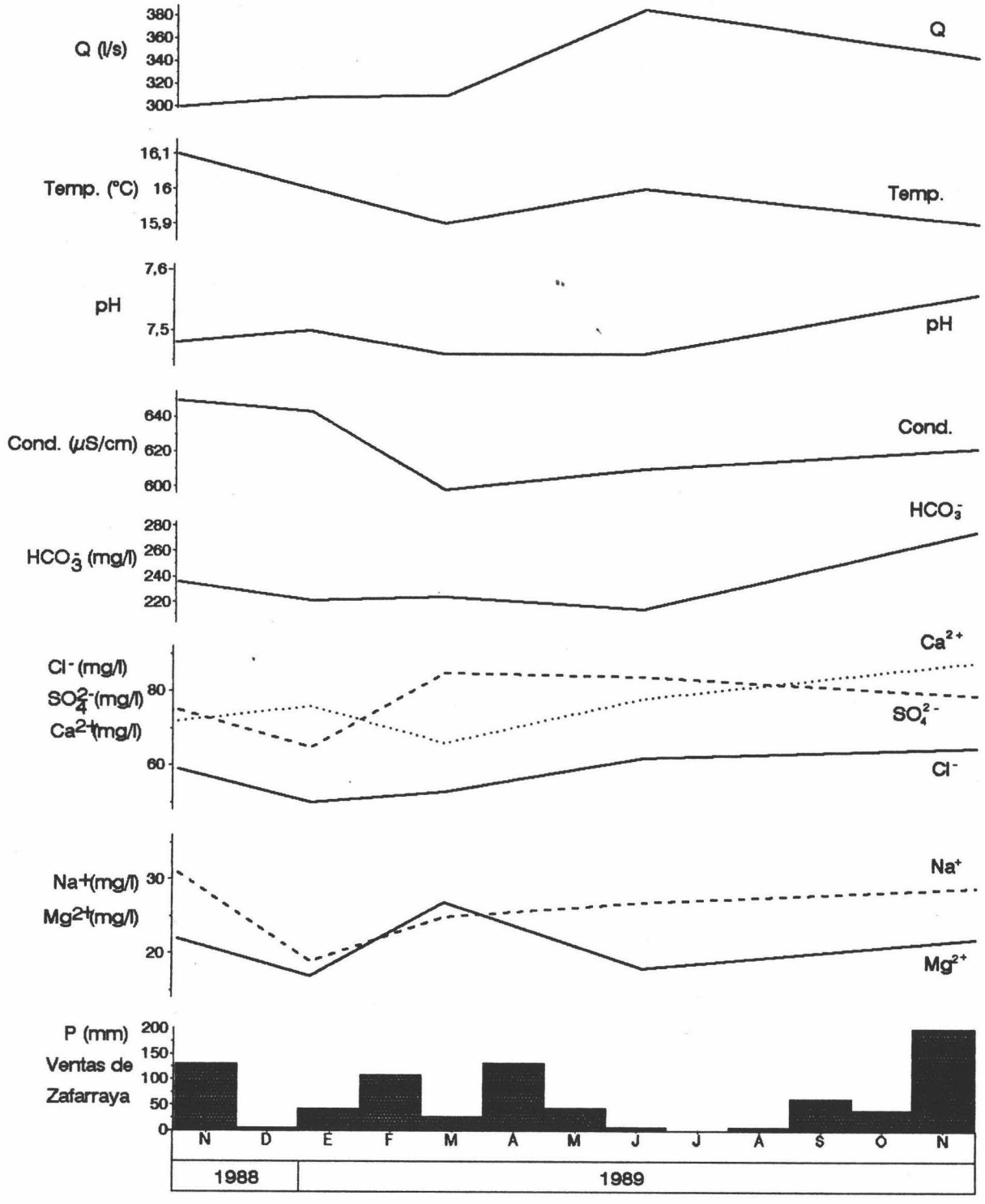


Figura 102.- Evolución estacional del quimismo del manantial del Frontil en el periodo 1988-89.

De acuerdo con Casares (1978 y 1981) el contenido en cloruros del agua del manantial (55 mg/l por término medio) parece ser excesivamente elevado para proceder únicamente de

las aguas de lluvia. En la figura 102 se observa un aumento progresivo de la concentración, tanto de Cl^- como de Na^+, tras un descenso brusco posterior a las lluvias más importantes del comienzo del ciclo hidrológico. Es posible que con las lluvias de Noviembre de 1988 se produjese un "pistoneo" de sales cloruradas -concentradas en la franja superior del acuífero durante el estiaje anterior- hacia el manantial. No obstante, la subida posterior al mes de Enero parece responder a un factor de mineralización de las aguas.

Los bicarbonatos y el calcio podrían seguir una evolución estacional parecida a los cloruros, sin embargo, el magnesio varía de forma contraria al calcio en periodo de recarga, y de forma similar en el estiaje. En el primer caso, las oscilaciones son difíciles de interpretar, no siguiendo un comportamiento acorde con el origen interno de este ión (Custodio y Llamas, 1983; Pulido y Cerón, 1991), mientras que en el estiaje es lógico que aumente, correspondiendo a aguas que han permanecido más tiempo en contacto con la roca.

Los sulfatos que, por su alta concentración, parecerían proceder principalmente de la franja saturada, muestran un comportamiento anormal, más parecido al de un ión de precedencia externa al sistema, ya que disminuyen progresivamente en estiaje.

6.3.3.7 Manantiales termominerales de los Baños de Alhama

Un kilómetro al Norte de la población de Alhama de Granada, en las inmediaciones de las instalaciones balnearias denominadas los Baños de Alhama, existe una anomalía hidrogeotérmica importante. Esta anomalía afecta a una extensión próxima a 1 Km^2 en la que se localizan al menos tres manantiales con características físico-químicas fuera de lo "normal".

Estos manantiales son los números 60, 61 y 62 del inventario (ver mapa hidrogeológico, fuera de texto). Un cuarto punto, presumiblemente termal (nº 59), consiste en un sondeo realizado por el IRYDA en las proximidades del manantial nº60 (Huerta Rodero), que en la actualidad se encuentra sellado en espera de una futura explotación. Los manantiales 61 y 62 corresponden a los llamados Baños nuevos y Baños viejos, respectivamente. Su nombre hace referencia a la aparición del primero de ellos, a raíz del terremoto que asoló la región el 25 de Diciembre de 1884 (López Arroyo *et al.*, 1981), mientras que en los Baños viejos eran conocidos y explotados en balneoterapia desde tiempos de los romanos.

Los puntos hidrotermales están asociados a materiales carbonatados de las unidades

rondaides o dorsalianas, que afloran muy mal junto al borde de la cuenca distensiva neógena de la depresión de Granada, y delimitados por sistemas de fallas de dirección E-O, NO-SE y NE-SO. Los materiales margosos y lutíticos del Mioceno superior constituyen el impermeable que sella el acuífero carbonatado. Los manantiales 60 y 61 se sitúan concretamente en estos materiales margosos, aunque los carbonatos jurásicos rondaides (R) afloran siempre en las proximidades, así como las calcarenitas y conglomerados tortonienses (Mc), de manera que su posición debe estar asociada a alguna fractura importante que en profundidad conecta con los materiales acuíferos.

Los Baños viejos, por contra, aparecen claramente asociados a calizas rondaides, situándose el manantial en un cruce de fracturas de direcciones E-O y NNO-SSE; esta última se presenta claramente distensiva, con aberturas de más de 5 cm inmediatamente por encima del punto de surgencia (las características del nacimiento no se aprecian con claridad, dado que permanece sumergido, como consecuencia de la retención que provoca una antigua construcción árabe: "El Baño Fuerte".

Los tres manantiales se alinean en el sentido N-S, a la vez que disminuye la cota de emergencia, desde 798 m s.n.m. en la nº 62 hasta 790 m en la nº 60, de manera que puede considerarse éste como el surtido de flujo preferencial de las aguas subterráneas. La surgencia nº 60 se localiza en la margen izquierda del río Alhama, mientras que las otras dos lo hacen en la margen derecha. Puesto que los materiales carbonatados rondaides afloran en el mismo lecho del río Alhama, cabría esperar la existencia de alguna descarga hidrotermal al mismo, sin embargo, he realizado mediciones de temperatura y conductividad del agua del río en numerosos puntos del mismo, entre Santa Cruz del Comercio y Alhama de Granada, no detectándose otros aportes ocultos de estas características, al menos no de esa importancia.

La importancia del volumen de descarga de los manantiales es muy desigual y disminuye, también, en sentido S-N. El manantial de los Baños viejos es el más importante, con un caudal medio algo superior a 30 l/s, mientras que en los Baños nuevos es de 2,5 l/s aproximadamente. El manantial de Huerta Rodero presenta el caudal más bajo, en general, inferior a 2 l/s. Los Baños viejos son aforados periódicamente por el IGME, pero los datos son escasos, con un aforo cada 2 ó 5 meses; a ello se suma la dificultad de hacer la medición, ya que el agua discurre canalizada bajo las instalaciones balnearias, desde el punto de surgencia hasta el río Alhama, donde existe una pequeña "represa" de hormigón en cuyo vertedero se realizan los aforos, en condiciones nada idóneas. Según los datos del IGME y los aforos realizados por mí en los últimos años, este manantial presenta oscilaciones de

caudal que van desde 14 l/s hasta 95 l/s, como valores extremos registrados en el periodo 1982-1989, siendo las variaciones, con frecuencia, poco lógicas respecto a la distribución de las lluvias, todo ello, como digo, a causa de las malas condiciones de aforo.

En la tabla 28 he representado los resultados de los análisis químicos realizados sobre las muestras de agua que he recogido en los manantiales 60 y 61, así como algunos de los más representativos del manantial nº 62. La facies hidroquímica dominante es la sulfatada-bicarbonatada cálcico-magnésica, aunque el manantial de Huerta Rodero puede presentarla sulfatada-clorurada, en ocasiones. Se trata de aguas hipotermales y mesotermales, según la clasificación de Castany (1963), con poca mineralización (total de sólidos disueltos inferior a 1 g/l). Se observan notables diferencias en los valores de los parámetros físico-químicos, entre las surgencias. Así, la conductividad -y, por tanto, la salinidad (Tsd)- aumenta desde el manantial de los Baños viejos hasta el de Huerta Rodero, en el mismo sentido de la disminución de los caudales. Algo similar ocurre con los cloruros, los sulfatos y el sodio. Por contra, la temperatura disminuye en ese sentido. Todo ello podría indicar una mayor velocidad de ascenso de las aguas subterráneas hacia los puntos más meridionales, junto con un mayor tiempo de residencia en el acuífero hacia los manantiales más septentrionales, lo que favorecería un enfriamiento en el ascenso más eficaz en estos últimos. La gran diferencia de temperatura de las aguas de Huerta Rodero, respecto a las otras surgencias, la interpreto en este sentido, y no como consecuencia de una mezcla más importante con aguas frías.

Punto	Fecha	T (°C)	pH	Cond. (25 °C)	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+	Tsd
Huerta Rodero nº 60	11/12/87	27,4	7,35	1173	124	303	192	61	44	110	7,7	842
	21/11/89	26,0	7,30	1190	121	312	217	60	44	120	7,7	882
Baños nuevos nº 61	16/06/86	40,0	7,50	964	82	225	244	47	44	88	7,0	737
	17/10/86	40,8		948	75	242	213	44	44	82	8,8	709
Baños viejos nº 62	29/01/88	44,8	7,15	910	85	230	207	33	39	104	6,3	704
	21/10/88	44,3	7,08	915	67	232	206	32	34	100	5,1	676

Tabla 28.- Características físico-químicas de algunas muestras de agua tomadas en los manantiales termominerales del sector de los Baños de Alhama. Valores en mg/l.

Llama la atención los bajos valores de pH registrados en los Baños viejos, en general inferiores a 7,2. Es difícil dar una explicación a este hecho, pero tal vez sea debido a una menor importancia de los procesos de reducción de los sulfatos en las aguas que surgen por

este manantial. Al contrario que en el manantial de Huerta Rodero, donde es posible apreciar un fuerte olor a sulfhídrico.

Sobre el manantial de los Baños viejos he realizado un control hidroquímico exhaustivo, especialmente durante los años 1987 y 1987/88. En las figuras 103 y 104 muestro la evolución de los parámetros más interesantes (de mayor variabilidad). Los datos de temperatura del agua son escasos y oscilan muy poco, entre 44,2 y 44,8 °C, observándose los valores más bajos hacia el final del periodo lluvioso (Mayo - Junio).

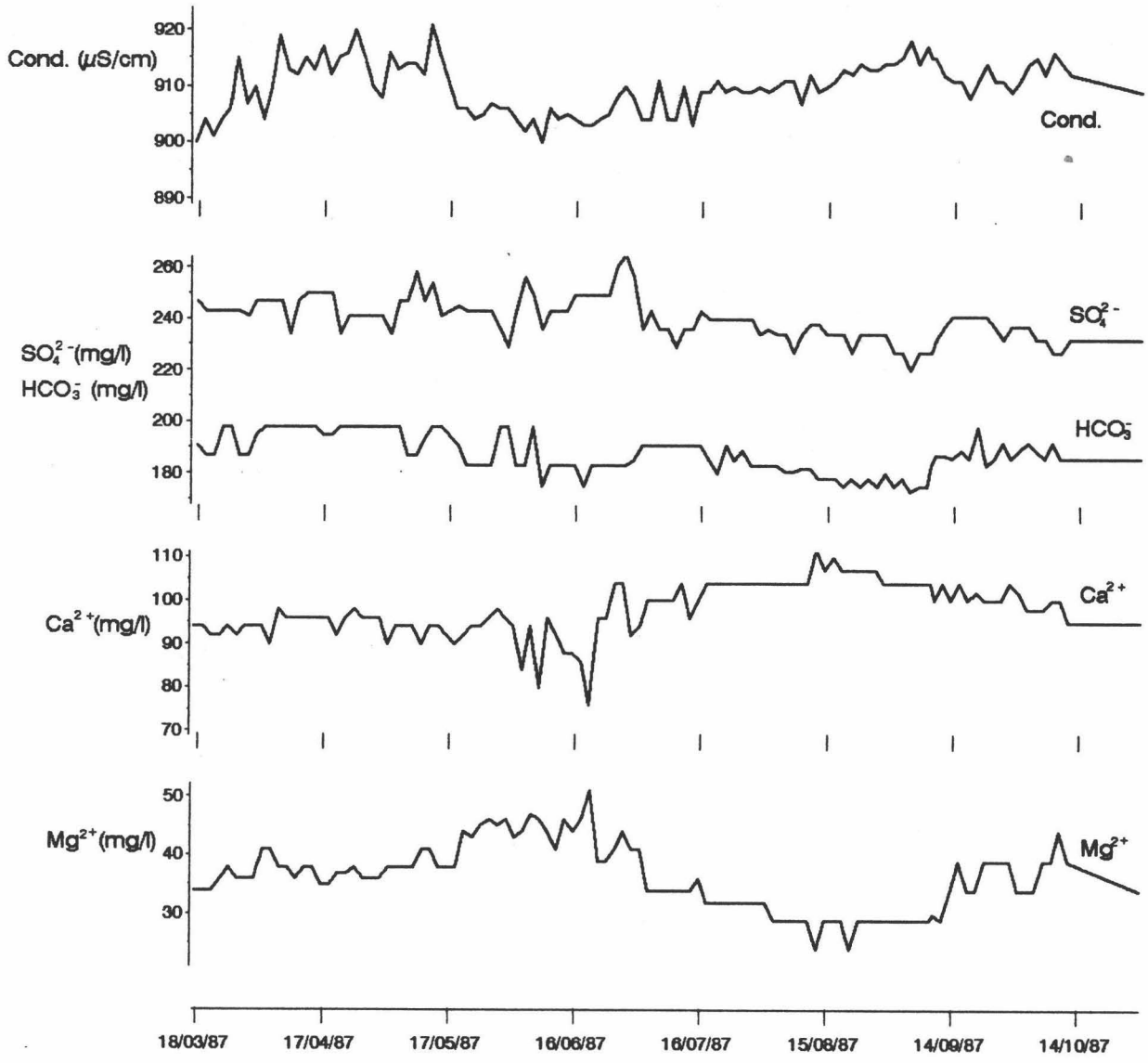


Figura 103.- *Evolución hidroquímica del manantial termomineral de los Baños Viejos de Alhama, a lo largo de 1987. Muestreo de paso bidiario.*

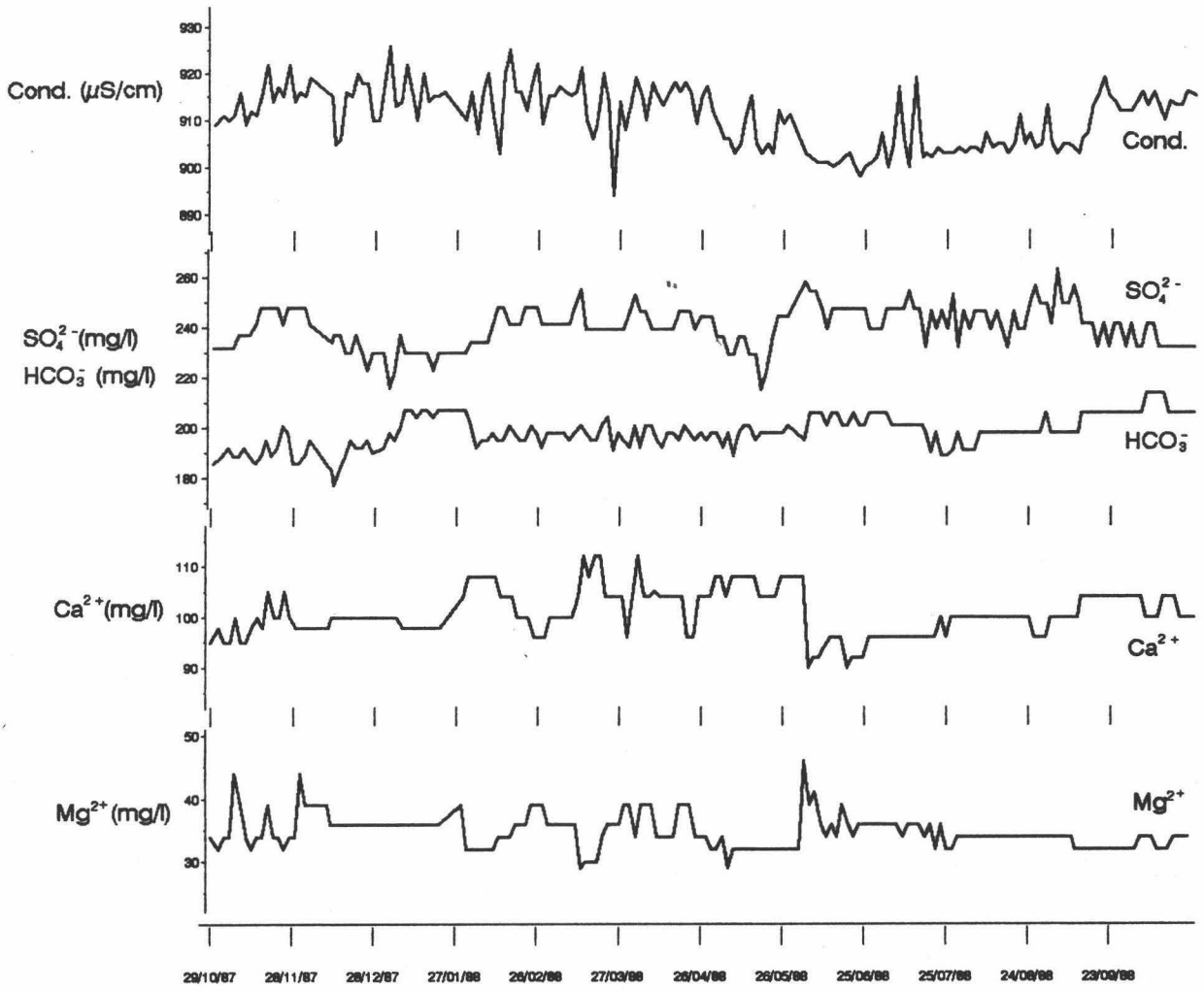


Figura 104.- *Evolución hidroquímica del manantial termomineral de los Baños Viejos de Alhama, a lo largo del ciclo 1987-88. Muestreo de paso bidiario.*

Como se aprecia en las figuras 103 y 104, la conductividad oscila entre márgenes muy estrechos, desde 890 hasta 930 µmhos/cm, para el periodo considerado. El coeficiente de variación de este parámetro es de 0,5 % para el año 1987 y de 0,7 para el ciclo 1987/88, valores muy bajos que traducen una escasa variabilidad de la mineralización total. La distribución de frecuencias muestra una única moda en torno a 910 µmhos/cm para el año 1987 y a 912 µmhos/cm para 1987/88, considerando intervalos de clase de 10 µmhos/cm.

Se observa un descenso importante de la conductividad en los meses de Mayo y Junio, con una recuperación lenta y progresiva a lo largo de los meses de estiaje. Estos valores más

bajos se dan en un periodo que coincide con la temporada de baños (Mayo a Octubre), por lo que podría ser debido a operaciones de bombeo y manipulación del agua durante la época de actividad del balneario. De tratarse de una variación natural habría que pensar en la llegada al manantial de aguas menos mineralizadas, con un desfase de varios meses respecto al periodo de recarga pluviométrica. Es difícil pensar en una cierta renovación estacional de las aguas del acuífero, ya que los sistemas hidrotermales presentan descargas de aguas de gran antiguedad. No obstante, es posible que se trate de una alimentación procedente de otro acuífero de comportamiento inercial, condición que cumplen las calcarenitas y conglomerados tortonienses.

He realizado un análisis en componentes principales para los datos del año 1987, a fin de realizar una interpretación más precisa y sintética de las variaciones de los parámetros hidroquímicos. Los datos correspondientes al ciclo 1987/88 no ponen de manifiesto una estructura interesante, siendo preciso hasta 4 componentes para explicar el 76 % de la varianza muestral; a lo sumo se observa una correlación inversa entre los contenidos en Ca^{2+} y Mg^{2+}, una cierta correlación entre Cl^- y K^+ ($r = 0,53$), y entre Cl^- y conductividad ($r = 0,54$).

Los resultados del ACP (figura 105) se refieren a 106 muestras tomadas durante el año 1987 y 7 de las variables físico-químicas determinadas: conductividad (25 °C), Cl^-, $CO_4^=$, HCO_3^-, Na^+, Mg^{2+} y Ca^{2+}. Los dos primeros componentes explican el 69,1 % de la varianza. El componente I viene condicionado principalmente por los cloruros, el calcio y en menor medida el sodio, a los que se oponen los sulfatos y el magnesio. Los bicarbonatos tienen un gran peso sobre el componente II, mientras que la conductividad se sitúa en una posición intermedia entre los componentes. La proyección de las muestras o unidades estadísticas sobre el ACP muestra dos grupos principales de aguas opuestos en los extremos del componente I. Un primer grupo corresponde a las muestras tomadas entre Marzo y Julio, caracterizadas, sobre todo, por contenidos altos en sulfatos y magnesio. Los extremos opuestos de este grupo se caracterizan por altos valores de conductividad y bicarbonatos (Marzo y Abril), y bajos valores de estos parámetros en el otro extremo (Mayo y Junio). Un segundo grupo comprendería las muestras de finales de Julio y posteriores, caracterizadas por altos contenidos en cloruros, sodio y calcio.

Es difícil realizar una interpretación de las variaciones en las características físico-químicas de este manantial termomineral. Cabe la posibilidad de interpretar los ascensos en el contenido en sulfatos y magnesio, coincidentes con los descensos de conductividad, como consecuencia de una mezcla con aguas más frías y menos mineralizadas, de facies sulfatada

magnésica, aportadas con un desfase importante respecto al periodo de mayor intensidad pluviométrica. Hacia el final del verano, las aguas evolucionan hacia un mayor contenido en los iones más solubles (Cl^- y Na^+), con un enriquecimiento en calcio importante. No obstante, cabe invocar, para la evolución de los sulfatos, la existencia de procesos de oxidación de sulfuros y de reducción de sulfatos alternantes (Custodio y Llamas, 1981; Custodio 1982 y 1986).

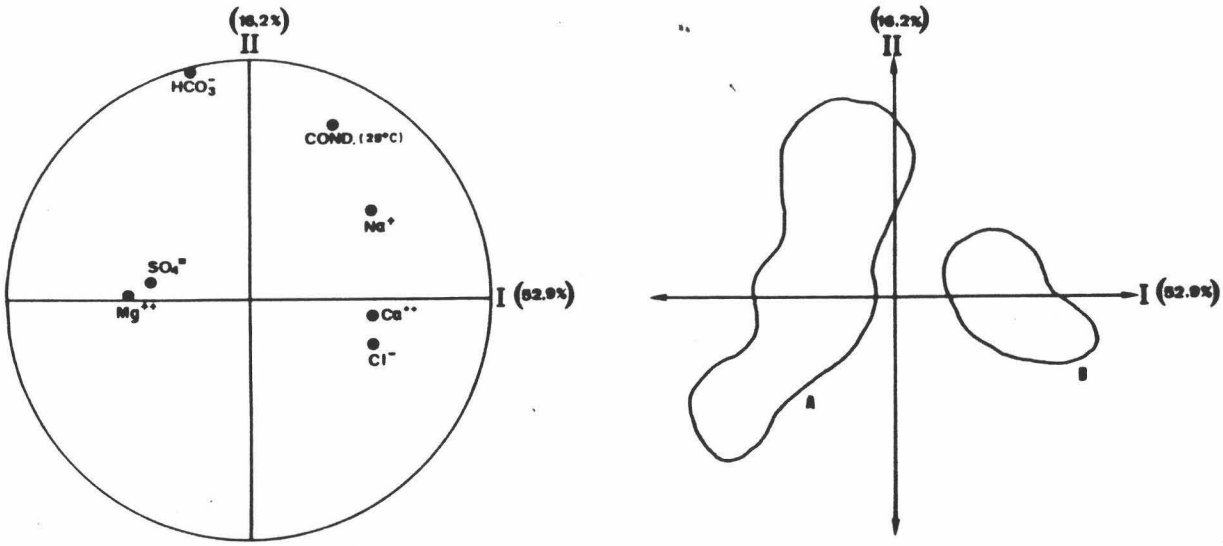


Figura 105.- Representación, respecto a los dos primeros componentes del ACP, de las aguas del manantial de los Baños Viejos de Alhama, según los muestreos realizados en 1987. El grupo A corresponde a las muestras tomadas entre Marzo y Julio; el grupo B reúne las muestras posteriores a Julio.

Respecto al origen de la anomalía térmica del sector de los Baños de Alhama, aunque es posible la generación de calor por fricción en las fracturas (recuérdese que la región es de alta sismicidad), éste proceso explicaría difícilmente la alta temperatura de las principales surgencias. En mi opinión parece más plausible invocar un proceso de convección forzada (transporte de calor a favor del gradiente hidráulico del nivel piezométrico), que, según Fernández y Banda (1988), es el que puede modificar sustancialmente la distribución "normal" o "conductiva" de la temperatura, dando lugar a marcadas anomalías geotérmicas. Se analizan las posibles áreas de recarga (con nivel piezométrico más alto que la cota de las surgencias), habría que concluir que son dos: la unidad calizo-dolomítica de Zafarraya, en el sector oriental del polje, o las unidades carbonatadas alpujárrides situadas al Sur y al Este de Alhama de Granada. La primera posibilidad parece muy difícil, ya que, como he indicado en el capítulo anterior, el flujo subterráneo se establece de Este a Oeste, en sentido contrario al de la posición de las surgencias termominerales; además, los descensos del nivel

piezométrico acumulados en los últimos años no han supuesto una merma en los caudales de estos manantiales.

Es más probable que el área de recarga esté constituida por los acuíferos alpujárrides, de nivel piezométrico situado por encima de los 1000 m, lo que favorecería un gradiente hidráulico más elevado y, por tanto, una circulación más profunda; además, según Martín Algarra (1987) existe un parentesco geológico-paleogeográfico entre las unidades alpujárrides y las series rondaides o dorsalianas de la Cordillera Bética. Por otro lado, parte del agua podría circular por los conglomerados y calcarenitas tortonienses.

Cruz Sanjulián y Granda (1979) estiman una temperatura de base próxima a 86-90 °C para estas aguas termominerales, mediante la aplicación del método de Fournier y Truesdell (1970). También indican que la presencia de travertinos es indicio de una baja temperatura de base. Estos materiales aparecen en un afloramiento colgado unos 15 m por encima de la cota actual de surgencia de los Baños viejos, poniendo en evidencia una importante disolución de $CaCO_3$ en profundidad (Custodio y Llamas, 1981).

6.3.4 El acuífero kárstico de Sierra Gorda

En este apartado comentaré la variabilidad espacial de las características físico-químicas de las aguas del acuífero kárstico-carbonatado de Sierra Gorda, a partir de los análisis químicos realizados sobre 34 muestras tomadas en otros tantos puntos acuíferos (esencialmente manantiales), durante el mes de Junio de 1986, principalmente (tabla 29). Algunos puntos han sido muestreados en fechas distintas a ésta, ya que fueron inventariados más tarde. No obstante, he intentado presentar, en todos los casos posibles, análisis correspondientes al estiaje, a fin de conseguir una visión del quimismo más representativo de cada punto de agua (quimismo de base o de referencia), pues, como han confirmado Antiguedad y Sánchez (1988), las aguas de los acuíferos carbonatados tienden a homogeneizarse en época de aguas altas por efecto uniformizante de los fenómenos de disolución. El muestreo de 1986 corresponde a un año casi normal, desde el punto de vista pluviométrico.

Para la descripción de los rasgos hidroquímicos de las aguas subterráneas, no he hecho una distinción "a priori" de los diferentes tipos de manantiales, es decir, si corresponden al drenaje de la franja saturada o al de la franja de infiltración o no saturada (manantiales colgados, epikarst, etc.), lo cual puede ser deducido a partir de la posición topográfica de

Punto acuífero	Fecha	T(°C)	pH	Cond. (25°C)	Cl^-	$SO_4^=$	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+
1 Plines	17/06/86	15,9	7,20	637	75	50	290	30	32	70	0,9
2 Genazal	29/06/89	15,5	7,59	617	64	66	214	28	18	70	0,9
3 Aguanueva	17/06/86	16,0	7,40	545	57	52	273	24	28	68	1,0
4 Aguavieja	17/06/86	16,5	7,40	508	40	60	224	13	22	68	1,0
6 Fuente Santa	01/11/88	15,7	7,60	551	32	44	229	11	19	72	0,6
8 P. Quebr.FC	17/01/89	15,2	7,95	549	34	36	236	9	15	80	0,7
10 P. Quebrada	17/01/89	15,8	7,44	547	44	51	248	16	19	78	0,8
14 Infiernos	17/06/86	15,8	7,35	629	28	91	275	12	20	92	1,1
15 Borbollote	17/06/86	15,7	7,36	532	45	63	274	13	28	74	1,2
16 25 Caños	17/06/86	15,6	7,53	508	40	70	259	13	28	72	1,1
19 Caminillo	17/06/86	17,5	7,30	528	36	60	275	14	26	76	1,1
20 Terciado	17/06/86	16,2	7,50	417	28	58	213	10	28	56	1,0
21 Porrinas	17/06/86	16,5	7,20	418	28	47	229	7	39	40	0,7
22 Cadena	17/06/86	15,5	7,00	422	27	52	232	7	28	60	0,7
23 Presa	17/06/86	15,5	7,00	423	28	44	239	7	28	56	0,7
24 Manzanil	17/06/86	16,0	7,10	455	36	47	232	11	16	76	0,9
32 Bañuelo	30/07/87	20,4	7,41	994	131	128	234	63	35	82	3,3
33 Membrillo	30/07/87	19,4	7,44	859	87	141	232	40	39	82	2,7
48 Pilas Dedil	27/02/89		7,50	561	44	70	226	20	24	72	1,6
87 P-2	01/11/89	11,9	7,93	441	14	34	256	6	10	80	0,6
99 Espino	16/06/86	17,0	7,80	253	8	9	175	3	11	42	0,1
143 Puertas	16/06/86	13,5	7,20	274	8	9	171	2	15	36	0,6
144 Aguadero	16/06/86	15,7	7,50	253	7	5	179	2	16	37	0,0
145 Carrión	16/06/86	17,0	7,30	391	14	12	223	2	8	72	1,0
150 Guaro bajo	16/06/86	13,8	7,70	270	14	4	183	2	10	48	0,1
151 Guaro alto	16/06/86	13,7	7,60	265	14	6	183	2	12	44	0,4
155 Laguna	16/06/86	14,8	7,80	249	8	7	164	3	8	44	1,0
171 Horadada	20/01/89	7,1	7,86	486	21	15	243	3	1	94	0,3
180 Tajea	17/06/86	14,1	7,05	409	47	13	229	18	17	60	0,5
181 Riofrío	17/06/86	14,6	7,60	436	43	27	206	16	20	56	0,5
182 Riof."TP"	17/06/86	14,5	7,65	384	41	26	209	8	20	56	0,5
183 Riof.Molino	17/06/86	14,5	7,70	374	28	27	195	7	20	52	0,5
184 Riof.Trucha	17/10/86	14,5	7,10	377	26	35	198	8	24	45	0,5
185 Cantagallo	20/01/89	10,1	8,31	485	18	6	256	4	1	92	2,5

Tabla 29.- *Características físico-químicas de las aguas del acuífero kárstico de Sierra Gorda. Los análisis corresponden a manantiales de diversa tipología, salvo los puntos 48 y 87 que son sondeos. Datos en mg/l.*

las surgencias y de la importancia de los caudales. Los tratamientos estadísticos de los datos y las diferentes representaciones gráficas permiten distinguir grupos de manantiales físicamente distintos, en este sentido.

En la figura 106 he representado la situación de los manantiales y sondeos muestreados, así como los correspondientes diagramas de Stiff modificados. Observando esta figura, junto al diagrama de Piper de la figura 107, se deduce un claro predominio de la facies bicarbonatada cálcica en la mayoría de los puntos, salvo los manantiales de la Trucha (nº 184; el análisis corresponde a una muestra tomada en Octubre de 1986), y Plines (nº 1) que la presentan bicarbonatada cálcico-magnésica, y el manantial de Porrinas (nº 21) que en Junio de 1986 presentaba una hidrofacies bicarbonatada magnésica (en análisis posteriores la mostró bicarbonatada cálcica). También hay que exceptuar los manantiales del grupo de Salar, Bañuelo (nº 32) y Membrillo (nº 33) que muestran un agua muy distinta, bicarbonatada-clorurada cálcico-sódica el primero y bicarbonatada-sulfatada cálcica-magnésica el segundo.

Sin considerar los manantiales de Salar, en la figura 106 es posible apreciar matices distintos dentro de la facies generalizada bicarbonatada cálcica o cálcico-magnésica (por otra parte, acorde con la composición litológica del acuífero), en el sentido de la existencia de diferencias en la mineralización total. Así, por ejemplo, todos los manantiales del borde Sur del macizo presentan una mineralización notablemente más reducida que los manantiales del sector septentrional. Los puntos meridionales en conjunto de menor salinidad, se localizan todos en la unidad de Zafarraya (incluido el sondeo nº 87), lo que parece indicar un papel importante de la estructura geológica en la repartición del flujo subterráneo. Los manantiales del Norte (unidades de Sierra Gorda), junto al sondeo de Pilas Dedil (nº 48) muestran una gran homogeneidad en los contenidos salinos globales, aunque también presentan matices que comentaré más adelante.

El diagrama de Piper (figura 107) discrimina bastante bien las aguas de la vertiente Norte del macizo respecto a las aguas del Sur, especialmente en el contenido aniónico; las aguas del borde Sur muestran un contenido relativamente más bajo en Cl^- y $SO_4^=$ que las del Norte. En el diagrama de aniones, los manantiales 171 y 185 (manantiales colgados o epikársticos de la parte alta de Sierra Gorda) quedan incluidos dentro de las surgencias ricas en bicarbonatos y pobres en Cl^- y $SO_4^=$ (grupo B de la figura 107), mientras que en el diagrama de aniones se alejan considerablemente, mostrando un predominio casi absoluto del Ca^{2+} respecto al Mg^{2+} y $Na^+ + K^+$. El manantial de Porrinas (nº 21) se diferencia con claridad, gracias a su alto contenido en Mg^{2+} (puede tratarse de un error analítico). Por

último la composición "anómala" de los manantiales de Salar (nº 32 y 33) se destaca del resto de las aguas del acuífero, salvo el manantial del Membrillo (nº 33), en lo que a la proporción de cationes se refiere.

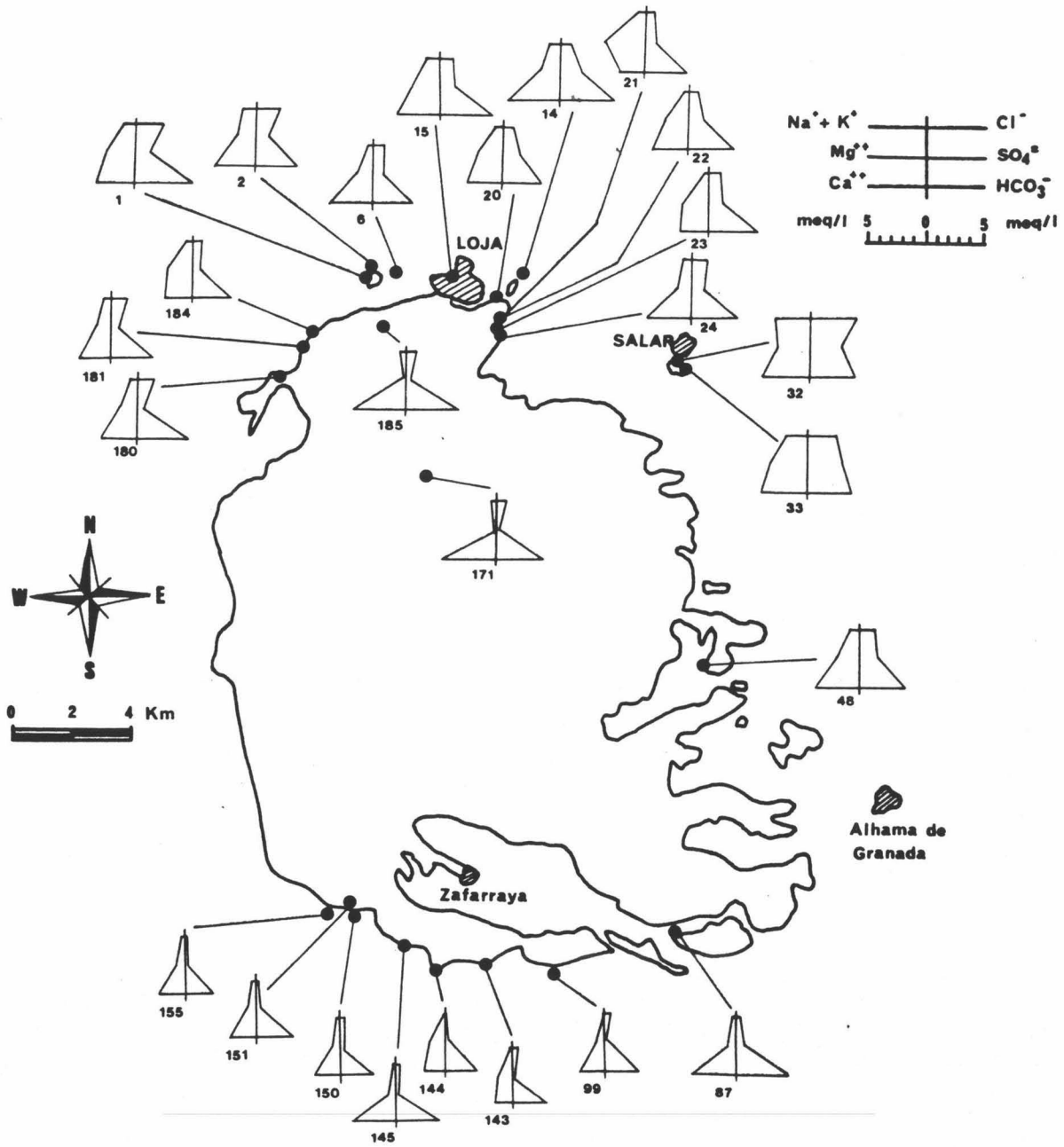


Figura 106.- Diagramas de Stiff modificados para los puntos de agua del acuífero kárstico de Sierra Gorda muestreados, principalmente, en Junio de 1986.

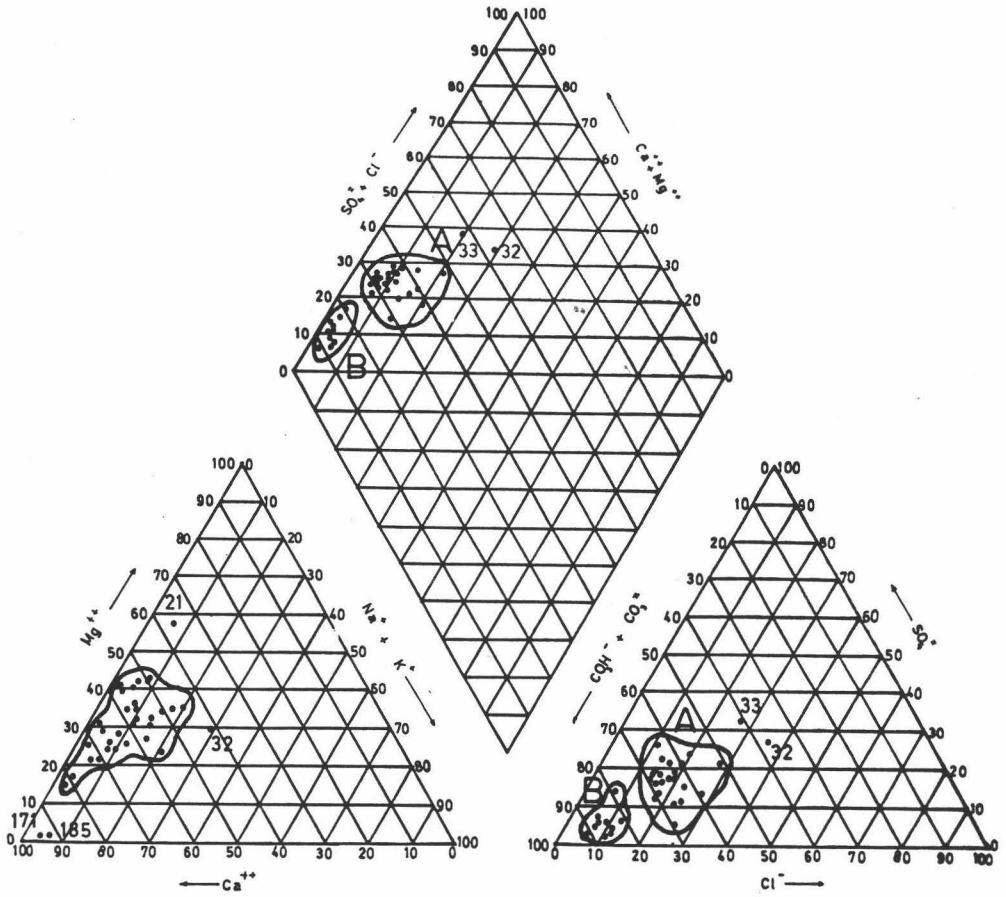


Figura 107.- *Representación en diagrama de Piper de la composición química mayoritaria de las aguas del acuífero kárstico de Sierra Gorda. A, manantiales del sector septentrional del acuífero; B, manantiales del sector meridional.*

El análisis en componentes principales permite agrupar los puntos de agua según sus características hidroquímicas, teniendo en cuenta, además, otras variables. He realizado un ACP con los datos físico-químicos de los 34 puntos de agua analizados (figura 108). La matriz de correlación de las variables utilizadas (todas las de la tabla 29 excepto el pH) queda recogida en la tabla 30. Se observan buenas correlaciones entre conductividad-Cl^--$SO_4^=$-Na^+, HCO_3^--Ca^{2+}, Temperatura-Mg^{2+} y $SO_4^=$-Mg^{2+}.

Estas relaciones parecen indicar un gran peso de las sales más solubles (sulfatos y cloruros) en la mineralización total del agua subterránea, sin ser bajo el de los bicarbonatos. La aparente falta de relación entre bicarbonatos y los iones Cl^- y $SO_4^=$ parece indicar un origen geoquímico distinto, o al menos la existencia de mecanismos hidrogeoquímicos

distintos de adquisición de uno y otros, aunque no hay que olvidar las impresiciones analíticas a la que están sometidas las determinaciones de HCO_3^- y Ca^{++}. Por otra parte, pienso que no se puede admitir un origen absolutamente externo (reconcentración de las aguas de infiltración en la franja más superficial del acuífero) de los sulfatos y cloruros, en todos los puntos de agua; por el contrario, las concentraciones relativamente altas, que se observan en muchos casos, podrían indicar un aporte de estos iones desde la franja saturada, o desde los sectores más profundos de la misma. Hidalgo (1974 a), a partir de análisis químicos realizados sobre muestras tomadas en los piezómetros del polje de Zafarraya, detecta aumentos del contenido en sulfatos y del residuo seco en el sentido del flujo, así como una disminución de la relación HCO_3^-/Cl^- hacia el Norte, es decir, aporte de cloruros y mayor mineralización de las aguas hacia las áreas preferenciales de descarga.

	Temp.	Cond.	Cl^-	$SO_4^=$	HCO_3^-	Na^+	Mg^{++}	Ca^{++}	K^+
Temp.	1,00								
Cond.	0,44	1,00							
Cl^-	0,55	0,89	1,00						
$SO_4^=$	0,63	0,88	0,79	1,00					
HCO_3^-	0,05	0,61	0,42	0,49	1,00				
Na^+	0,58	0,88	0,98	0,80	0,36	1,00			
Mg^{++}	0,70	0,53	0,64	0,74	0,34	0,60	1,00		
Ca^{++}	-0,10	0,71	0,41	0,49	0,76	0,39	-0,01	1,00	
K^+	0,39	0,78	0,69	0,70	0,37	0,72	0,36	0,54	1,00

Tabla 30.- *Matriz de correlación entre las variables físico-químicas analizadas en 34 puntos acuíferos distintos del acuífero kárstico de Sierra Gorda.*

La correlación positiva entre temperatura del agua y el contenido en magnesio podría indicar que las aguas más calientes circular a menor velocidad, y, por tanto, tienen un mayor tiempo de residencia en el acuífero. Algo similar se puede decir respecto a la correlación $SO_4^=$-Mg^{2+}, ya que, la adquisición del contenido en estos iones se lleva a cabo lentamente en acuíferos carbonatados, a no ser que existan materiales evaporíticos que los suministren de manera más rápida.

La localización de 33 de las muestras (la correspondiente al nº 48 carece de dato de temperatura) sobre el plano determinado por los dos componentes principales (82 % de la varianza total), que muestro en la figura 108, puede ser explicada teniendo en cuenta diversos factores: cota de surgencia, relación directa o no con la franja saturada, disposición respecto

al sentido del flujo subterráneo, lavado de sales en profundidad, y tiempo de permanencia. Los cuatro grupos distinguidos en el ACP reúnen puntos acuíferos con una clara relación de proximidad.

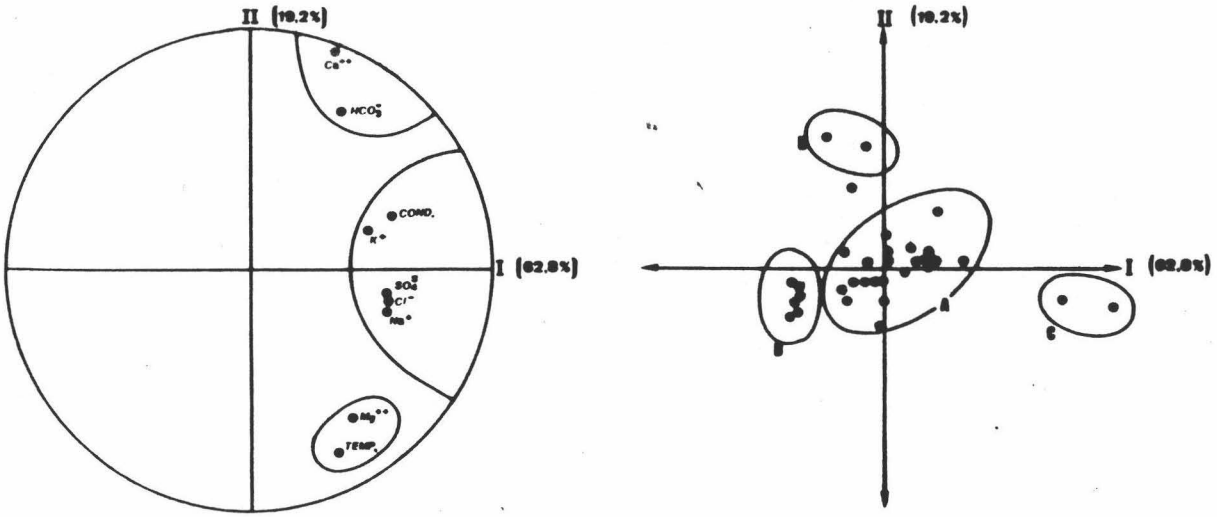


Figura 108.- Representación, según los dos primeros componentes principales del ACP, de las muestras de agua analizadas en 33 puntos de agua del acuífero kárstico de Sierra Gorda. A, manantiales del sector septentrional; B, manantiales del sector meridional; C, manantiales del sector de Salar; D, manantiales colgados o epikársticos del sector más alto de la sierra.

El grupo A (figura 108) reúne todas las surgencias situadas en el sector septentrional del acuífero de Sierra Gorda, entre Loja y Riofrío, con características homogéneas a grandes rasgos, pero con diferencias importantes en el detalle, que son fruto del comportamiento hidrodinámico del medio en cada sector. Así, por ejemplo, los valores de conductividad y temperatura más bajos (entre 370 y 440 μmhos/cm y 14-14,5 °C, respectivamente) se dan en el sector de Riofrío-La Tajea, seguido del grupo de surgencias del Manzanil y Terciado-Yola (410-460 μmhos/cm y 15,5-16,5 °C) y, por último, el sector de Loja y Plines-Genazal (500-640 μmhos/cm y 15,5-16,5 °C). El contenido en sulfatos parece aumentar en ese sentido, alcanzándose valores próximos a 70 mg/l en el sector de Loja y en el manantial de Genazal. El contenido más alto en cloruros se da en los manantiales de Plines (75 mg/l) y Genazal (64 mg/l), valores que, obviamente, deben corresponder a un lavado de sales en profundidad o a un tiempo de contacto agua-roca más importante. El desplazamiento de las muestras de estos sectores, en el gráfico ACP, es hacia arriba y hacia la derecha (cuadrante negativo a cuadrante positivo de ambos ejes).

El grupo B corresponde a las surgencias del borde Sur del acuífero de Sierra Gorda, menos mineralizadas en conjunto (conductividad menor a 300 μmhos/cm), con bajos contenidos en sulfatos, cloruros y sodio. Como indica su posición, hacia valores más negativos de los dos componentes principales (figura 108), son aguas de infiltración más rápida, asociadas al drenaje de la parte más superficial de la franja saturada (caso de los manantiales de Guaro) o al drenaje de niveles colgados dentro de la franja de infiltración del acuífero. Sólo el manantial de Carrión (nº 145), relacionado con el drenaje de uno de estos niveles colgados, muestra características hidroquímicas diferentes, quedando incluido en el grupo A.

El grupo C corresponde a los manantiales termominerales de Salar (Bañuelo y Membrillo), que aparecen con un quimismo bien diferenciado del resto de los puntos acuíferos. Este se caracteriza por los altos contenidos en sulfatos, cloruros y sodio, junto con una conductividad eléctrica más elevada (994 μmhos/cm para el Bañuelo y 859 μmhos/cm para el Membrillo). La temperatura de estas aguas, aunque más elevada que en los restantes manantiales del acuífero, no acompaña a la anomalía hidroquímica, lo que podría sugerir una mezcla con aguas más frías en el ascenso. El carácter termomineral viene, pues, asociado al criterio de mineralización de las aguas (Cruz Sanjulián, 1976), más que a la temperatura de las mismas (20,4 °C para el Bañuelo y 19,4 °C para el Membrillo), cuyos valores las sitúan en el límite del termalismo (Fernández Rubio, 1975), con sólo 3 ó 4 °C por encima de la temperatura media anual del aire. El quimismo de estas surgencias indica claramente la existencia de un lavado de sales en profundidad (¿evaporitas triásicas?).

Por último, las dos surgencias cuyo quimismo determina el grupo D de la figura 108, corresponden a pequeños manantiales temporales que drenan el acuífero epikárstico o algún nivel colgado en la franja de infiltración. Son aguas muy frías, del hecho de encontrarse a cotas superiores a 800 m, en la parte alta del macizo de Sierra Gorda, próximas a la saturación en carbonato cálcico. Presentan contenidos relativamente importantes en sulfatos y cloruros (no apreciable en el gráfico de la figura 108), consecuencia de la reconcentración de las aguas precipitadas, en los niveles más superficiales del Karst. Estas características físico-químicas, lejos de ser extrañas, coinciden con las encontradas en otras surgencias físicamente similares, localizadas en otros sistemas kársticos (Bakalowicz, 1979).

6.4 EVOLUCION HIDROQUIMICA TEMPORAL DEL ACUIFERO DE SIERRA GORDA

6.4.1 Manantial de la Trucha. Sector de Riofrío

El manantial de la Trucha (nº 184 del inventario) constituye uno de los múltiples nacimientos de agua que determinan el grupo de Riofrío, el cual, en conjunto, constituye el principal área de descarga del acuífero kárstico de Sierra Gorda. En este sector existe un borde de descarga, de unos 300 m de longitud, a lo largo del cual se posicionan numerosos manantiales, asociados a fisuras de dirección preferente N 130° E que son cortados por fracturas mayores de dirección N-S y NE-SO, delimitando el contacto entre las calizas blancas de Sierra Gorda (J_1) con materiales detríticos del Plioceno (Pc).

El manantial de la Trucha es la descarga más septentrional del grupo de Riofrío. Está situado a cota 515 m s.n.m., algo superior al resto de las surgencias, y se encuentra parcialmente derivado para el uso doméstico de un cortijo cercano y para abrevado del ganado. Se trata de una surgencia perenne, con un caudal medio superior a 50 l/s.

Con la colaboración de los dueños del cortijo, he llevado a cabo un control hidroquímico sistemático de este manantial, cuyas variaciones temporales pueden ser representativas del grupo de Riofrío. El muestreo se llevó a cabo con paso bidiario durante el año 1986-87 y con paso semanal en el 1987-88. Ambos ciclos hidrológicos pueden ser considerados casi normales, desde el punto de vista pluviométrico.

En la tabla 31 muestro algunos valores estadísticos calculados para las características físico-químicas de las aguas de este manantial, durante el ciclo 1986-87. Llama la atención los bajos valores del coeficiente de variación que muestran algunos parámetros, especialmente los bicarbonatos y el calcio, y, sobre todo, la conductividad eléctrica, con un valor de 2,3 % (en el año 1986-87 se repite el mismo hecho, con 2,7 % del coeficiente de variación de la conductividad). Ello podría indicar, como sugieren diversos autores (Shuster y White, 1971; Miserez, 1973; Jacobson y Langmuir, 1974), para la mineralización o la dureza total, un comportamiento del acuífero más parecido a un medio fisurado ("*difuse flow system*") que a un medio fuertemente karstificado y jerarquizado ("*conduit flow system*").

No obstante, Bakalowicz (1976, 1977 y 1979) se muestra contrario al empleo de este método para definir el grado de organización del flujo en los acuíferos carbonatados, ya que,

en distribuciones plurimodales, la media y la desviación típica no tienen sentido. Por ello, en la figura 109, he representado la curva de distribución de los valores de la conductividad (método que propone Bakalowicz, *op. cit.*) obtenidos en los dos ciclos hidrológicos estudiados. Para el año 1986-87, la curva muestra un carácter unimodal muy claro, con una simetría casi perfecta. Esta aparente homogeneidad en la mineralización de las aguas que transitan por el manantial de la Trucha indica el predominio casi absoluto de las aguas propias del acuífero kárstico, el cual presenta un alto grado de regulación capaz de homogeneizar grandemente, la composición química de las aguas de infiltración. La curva correspondiente al año 1987-88 muestra una forma más irregular, si bien, hay que tener en cuenta que el número de datos era mucho menor (52 valores) que para el año precedente.

	Q	Temp.	pH	Cond. (25 °C)	Cl^-	$SO_4^=$	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+
Muestra (n)	189	10	10	189	189	189	189	189	189	189	189
Media	1591	14,3	7,39	386	25	31	191	7	16	51	0,5
Mínimo	890	14,0	7,08	364	16	25	171	5	10	38	0,4
Máximo	5975	14,5	7,90	418	36	35	206	10	24	56	0,7
Desv. típica	675,8	0,19	0,27	8,99	4,49	2,01	8,56	1,13	2,81	2,76	0,07
Coef.Var.(%)	42,5	1,3	3,8	2,3	17,8	6,5	4,5	16,1	17,3	5,5	13,1

Tabla 31.- Algunos parámetros estadísticos calculados para los datos físico-químicos determinados en el manantial de la Trucha, según los muestreos de 1986-87.

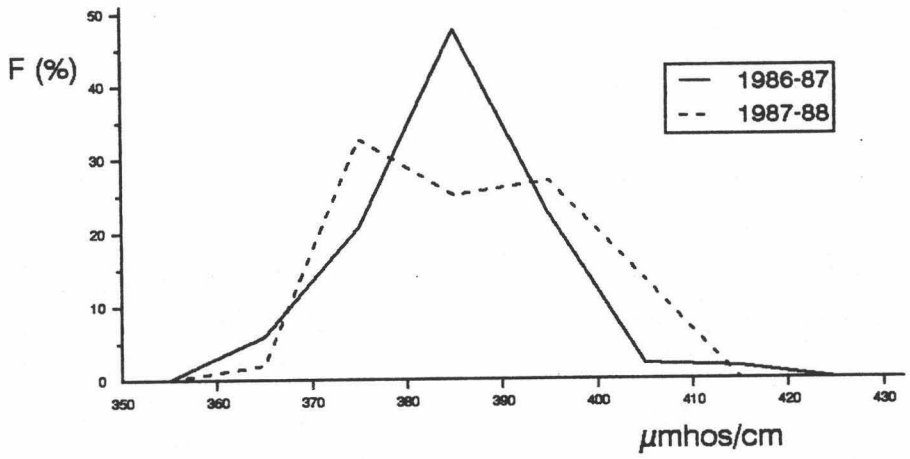


Figura 109.- Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad en el manantial de la Trucha, para dos ciclos hidrológicos.

El sistema de muestreo no me ha permitido caracterizar la respuesta termométrica del manantial para las distintas condiciones hidrológicas del año, siendo muy bajo el número de datos que poseo sobre este parámetro (10 valores). No obstante, se observa una pequeña variabilidad según los datos disponibles (variaciones de 0,5 °C a lo largo del ciclo), correspondiendo los más bajos (14-14,2 °C) al periodo estacional de recarga, y los más altos (14,4-14,5 °C) a periodos de estiaje. Debido a esta baja variación no se puede afirmar categóricamente que las oscilaciones traduzcan cambios de temperatura de las aguas del acuífero, ya que la influencia de la temperatura del aire puede ser notable en los valores obtenidos.

El pH de agua (también con sólo 10 datos) evoluciona estacionalmente de manera parecida a como lo hace la temperatura. Los valores más bajos (7,2-7,3) se aprecian en momentos de aguas altas (Enero y Febrero de 1987), quizás reflejando la incidencia de aguas de renovación menos saturadas, que alcanzan el exutorio a mayor velocidad, mientras que los valores más altos se obtienen en los periodos de estiaje previo y posterior a la crecida anual (7,5-7,9).

En la figura 110 muestro la evolución hidroquímica del manantial en el ciclo 1986-87, junto a los caudales registrados en la estación de aforos E-88 y la pluviometría en Riofrío. Una primera observación que puede realizarse en la escasa variabilidad en los contenidos de los iones mayoritarios, acorde con los bajos valores del coeficiente de variación calculados (tabla 31). Este hecho se ha puesto de manifiesto en otras surgencias que drenan sistemas acuíferos carbonatados con una karstificación poco funcional, desde el punto de vista hidrodinámico (Antiguedad, 1986; Aguayo *et al.*, 1988).

Es decepcionante, sin embargo, la ausencia de evoluciones parecidas entre los distintos iones, puesta de manifiesto por bajos coeficientes de correlación encontrados (tabla 32). Ello implica, sin duda, importantes errores en el procedimiento de adquisición de los datos analíticos: alteración de las muestras desde la toma hasta el momento del análisis; procedimientos analíticos poco adecuados a los contenidos y a la variabilidad de los mismos; cambios en los criterios seguidos por el analizador. Por ejemplo, la evolución de los bicarbonatos, decreciente conforme aumenta la conductividad, no es posible, máxime teniendo en cuenta que es el anión mayoritario. Por ello, en el análisis en componentes principales realizado (no mostrado en el texto) se encuentra que son necesarios al menos 6 componentes para explicar el 90 % de la varianza muestral.

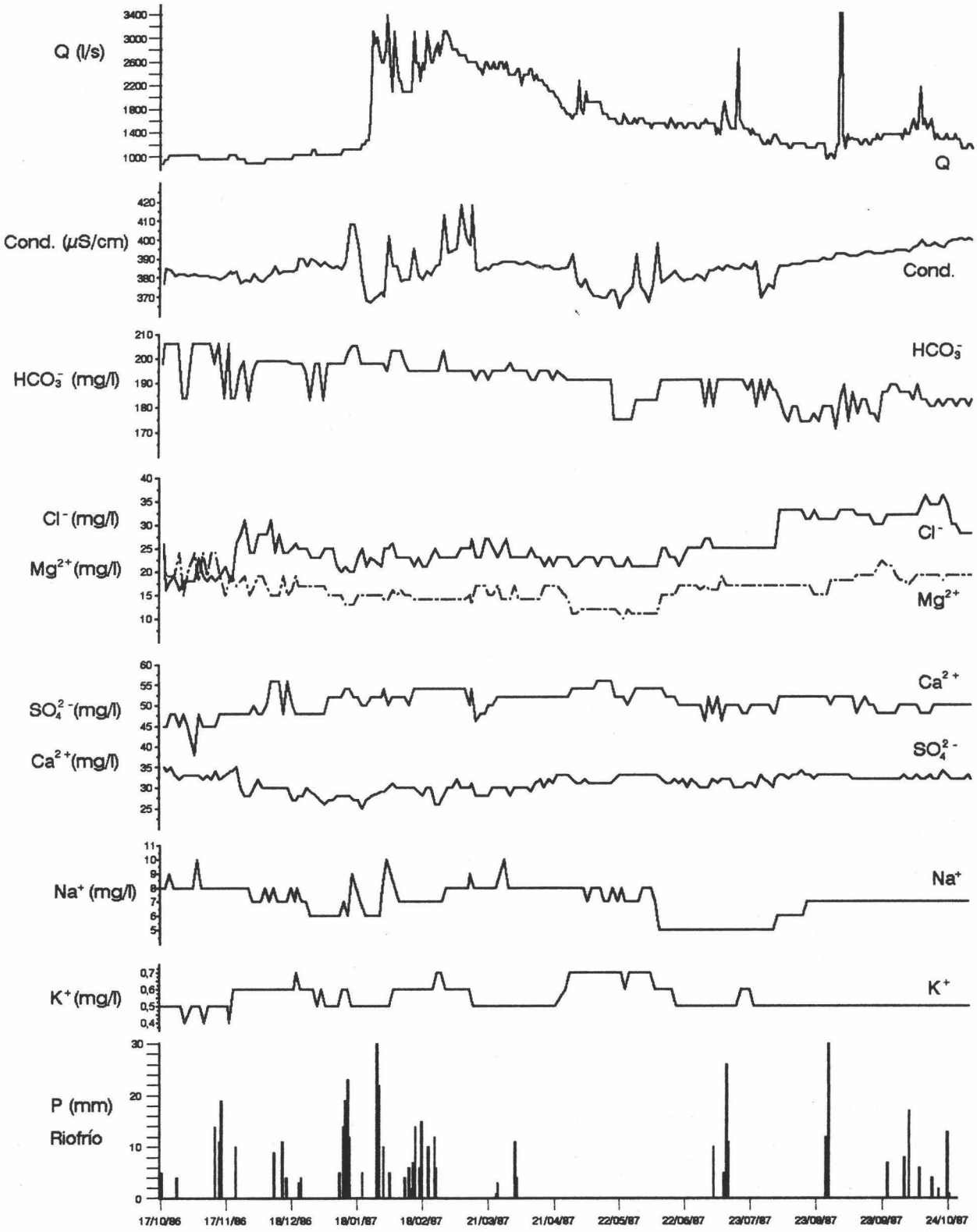


Figura 110.- *Evolución hidroquímica del manantial de la Trucha, durante el ciclo hidrológico 1986-87 (muestreos bidiarios). Se indican los registros foronómicos obtenidos en la estación de aforos E-88, así como las precipitaciones diarias medidas en Riofrío.*

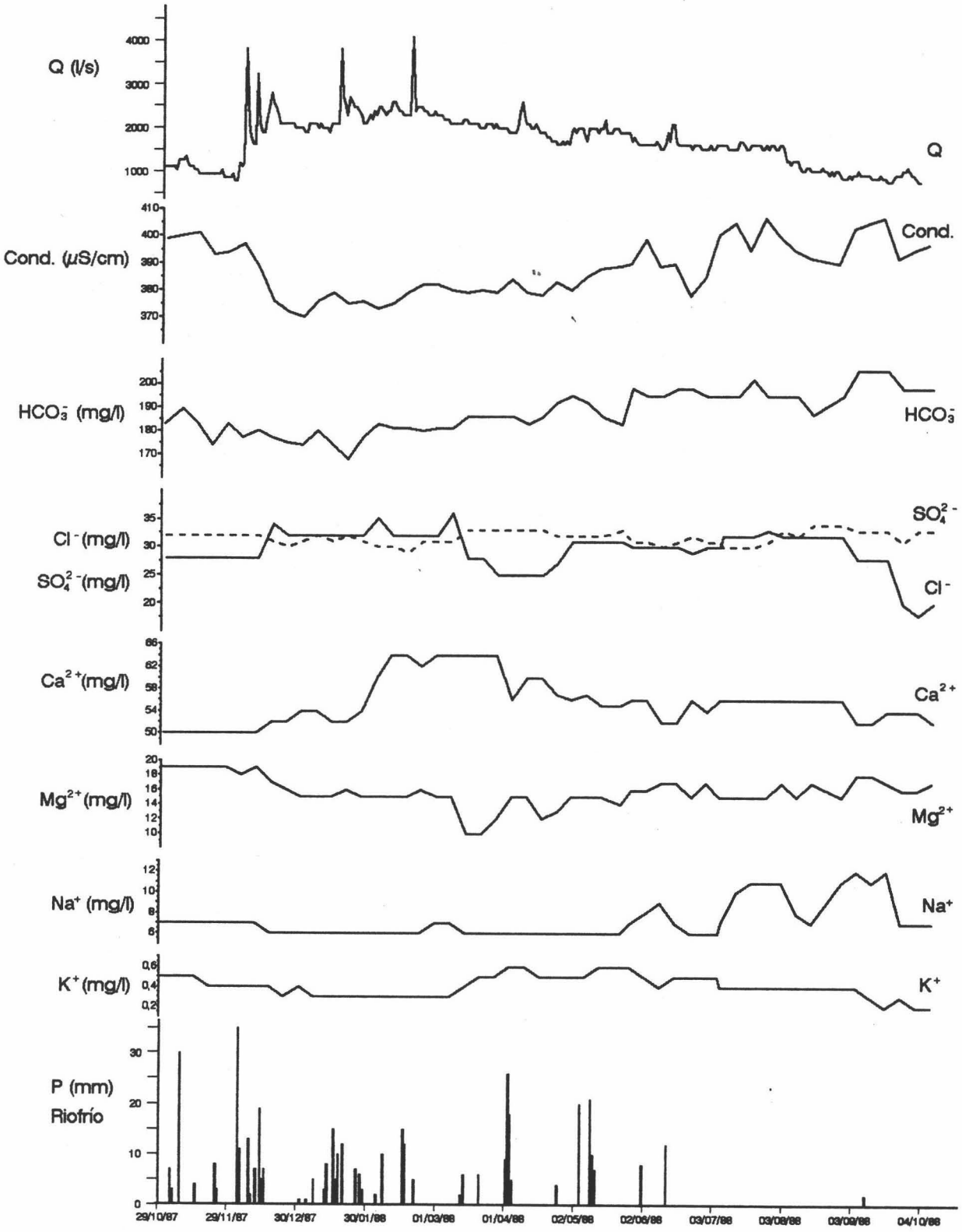


Figura 111.- *Evolución hidroquímica del manantial de la Trucha, durante el ciclo hidrológico 1987-88 (muestreos semanales). Se indican los registros foronómicos obtenidos en la estación de aforos E-88, así como las precipitaciones diarias medidas en Riofrío.*

	Q	Temp.	Cond.	Cl^-	$SO_4^=$	HCO_3^-	Na^+	Mg^{++}	Ca^{++}	K^+
Q	1,00									
Temp.	-0,21	1,00								
Cond.	0,30	-0,35	1,00							
Cl^-	-0,14	-0,19	0,33	1,00						
$SO_4^=$	-0,34	0,71	0,01	-0,13	1,00					
HCO_3^-	0,34	-0,19	-0,25	0,03	-0,45	1,00				
Na^+	0,07	-0,04	0,51	0,01	0,30	0,15	1,00			
Mg^{++}	-0,69	0,19	-0,46	0,26	0,19	0,20	0,01	1,00		
Ca^{++}	0,71	-0,30	0,60	0,03	-0,19	-0,21	0,14	-0,89	1,00	
K^+	0,34	-0,49	0,45	0,17	-0,37	0,30	0,20	-0,55	0,50	1,00

Tabla 32.- Matriz de correlación entre las distintas variables determinadas en las aguas del manantial de la Trucha, para los datos del periodo 1986-87.

La conductividad (25 °C), no obstante, constituye un parámetro sometido a menores impresiciones en su determinación, por lo que considero es representativa de la evolución de la mineralización total de las aguas del manantial. Además, muestra una variación más razonable y acorde con las encontradas en otros sistemas kársticos. Una simple observación de la crónica de conductividad (figura 110) muestra un aumento progresivo en el estiaje, junto a una tendencia interanual creciente (valores más altos al final del ciclo hidrológico que al principio). En el detalle, y relacionados con los periodos de mayor intensidad pluviométrica y, en parte, con puntos de caudal en el hidrograma, se observan aumentos y descensos bruscos del valor de conductividad. Se observa que, desde el primer momento de la crecida (12-1-1987) y coincidiendo con las primeras lluvias importantes del periodo, la conductividad asciende bruscamente, lo cual es imputable a la expulsión de agua preexistente en la red kárstica, principalmente en sectores profundo con una mayor mineralización. Este fenómeno refleja la punta en carga rápida de la red, desde el comienzo de la alimentación ("flujo pistón"), hecho comprobado por otros autores y en otros manantiales (Marjolet y Salado, 1975; Mudry *et al.*, 1979; Kiraly y Muller, 1979, etc.).

Coincidiendo con la punta del hidrograma, se produce una caída rápida (aunque no tanto como la subida anterior) de la conductividad, que traduce la llegada de las aguas de reciente infiltración. En estos momentos y en la recesión siguiente se puede comprobar un aumento considerable de la turbidez de las aguas, hecho que he podido observar directamente los días 27-1-87 y 10-3-87, y que, según los habitantes de la región, son frecuentes cuando "los veneros toman agua".

Las oscilaciones de conductividad se repiten varias veces más a lo largo de los meses de Enero, Febrero y Marzo, superponiéndose a la tendencia general de aumento de la mineralización, tras la dilución principal de la primera crecida. En ocasiones, los picos de conductividad vienen acompañados de ligeros ascensos en el contenido en bicarbonatos y, quizás, en sulfatos, aunque, según lo dicho anteriormente es preciso considerar estas observaciones con gran precaución.

En general, los contenidos en cloruros y sulfatos son altos, siendo difíciles de explicar únicamente por el aporte de las aguas de lluvia y el lavado rápido del sector más superficial de la franja de infiltración. Ambos iones, pese a los posibles errores analíticos que puedan existir, parecen evolucionar en el sentido del aumento hacia la época de estiaje, lo que indicaría un cierto aporte desde la franja saturada. El hecho de que las surgencias situadas al Sur del macizo (más próximas al mar) presenten contenidos mucho menores en cloruros que las del Norte, parece corroborar esa hipótesis.

Durante el mes de Mayo se observa nuevamente una bajada generalizada de la conductividad, con oscilaciones puntuales. Este hecho, junto a un cierto aumento del caudal en la estación de aforos (finales de Marzo y comienzo de Mayo), no tiene explicación como respuesta a un periodo de recarga pluviométrica, ya que no se registran precipitaciones, ni en Riofrío ni en otras estaciones pluviométricas próximas al macizo, para este periodo. La interpretación de esta dilución es, por tanto, muy difícil de realizar (¿fusión de nieves?, ¿aportes de otro acuífero?).

Las crecidas de verano y comienzo de otoño no parecen modificar mucho el quimismo de las aguas del manantial, salvo en pequeñas oscilaciones de la conductividad (Octubre de 1987) y, quizás, en el contenido en cloruros.

La evolución hidroquímica del manantial de la Trucha a lo largo del ciclo 1987-88 se presenta en la figura 111. Además de muchas de las consideraciones realizadas anteriormente, en este ciclo se observa: una mejor correlación entre los sulfatos y los bicarbonatos, ambos evolucionando hacia el aumento en estiaje; los cloruros, aunque también crecientes hacia el estiaje, muestran valores altos en la época de recarga pluviométrica, con picos ligeramente desplazados de los máximos pluviométricos, lo que podría sugerir un pistoneo de los mismos desde la parte más superficial de la franja no saturada; el magnesio y el calcio muestran evoluciones opuestas, lo que debe estar relacionado con el tiempo de permanencia de las aguas en el acuífero (mayor hacia el estiaje); incluso a nivel semanal, se notan los aumentos de conductividad previos a las crecidas puntuales del periodo de recarga.

6.4.2 Evolución estacional del grupo de surgencias de Riofrío

Sobre el conjunto de las surgencias que drenan en el sector de Riofrío, he realizado muestreos aproximadamente mensuales a lo largo de más de tres años hidrológicos, junto a medidas simultáneas del caudal conjunto, completadas con datos procedentes del ITGE. La evolución temporal de los parámetros físico-químicos determinados, desde Octubre de 1986 hasta Enero de 1990, se muestran en la figura 112.

Se observa que la máxima mineralización de las aguas (mayor conductividad eléctrica) se registra en los meses más secos, por lo general, y la mínima en los meses más húmedos. No obstante, determinadas variaciones bruscas en la tónica general pueden ser asociadas a diluciones rápidas frente a lluvias intensas en el estiaje y, sobre todo, a la coincidencia del día de muestreo con el momento de la crecida, cuando se produce el flujo de tipo pistón puesto de manifiesto para el manantial de la Trucha.

La periodicidad más marcada se observa en la temperatura, el pH, los bicarbonatos y el sodio, a parte de la conductividad, todos ellos evolucionando, en general, de forma inversa a los caudales. Los cloruros muestran ocasionalmente (Febrero y Octubre de 1989) valores más altos de concentración, como consecuencia de una infiltración rápida del agua de lluvia y lavado subsecuente de horizontes superficiales del Karst, en donde este ión se concentra por evapotranspiración (Bakalowicz, 1979; Mudry, 1987; Custodio, 1986), en especial durante los periodos sin precipitación abundante.

Los datos físico-químicos disponibles han sido tratados en conjunto mediante el Análisis en Componentes Principales. En la figura 113 muestro el ACP correspondiente, reflejando el peso de cada variable sobre los dos primeros componentes (varianza total explicada del 50,5 %). El componente I está condicionado claramente por la mineralización del agua (Tsd, Conductividad, HCO_3^-, Na^+, Cl^-), opuesta al caudal de descarga de los manantiales. El componente II responde a las variaciones opuestas del Ca^{2+} y del Mg^{2+}, este último asociado a la temperatura del agua. Ello indicaría que las aguas más cálidas corresponden a aguas con mayor tiempo de contacto con la roca acuífera, mientras que las más frías (ricas en Ca^{2+}) serían de rápida infiltración, con alto poder agresivo y de ataque frente a la roca.

En definitiva, los manantiales de Riofrío muestran un comportamiento hidroquímico estacional bastante normal, parecido al que se ha puesto de manifiesto en otras surgencias kársticas cercanas a este sector (Pulido y Cerón, 1991). Es de destacar la importancia del flujo pistón que muestran estas surgencias, detectable en ocasiones a nivel mensual.

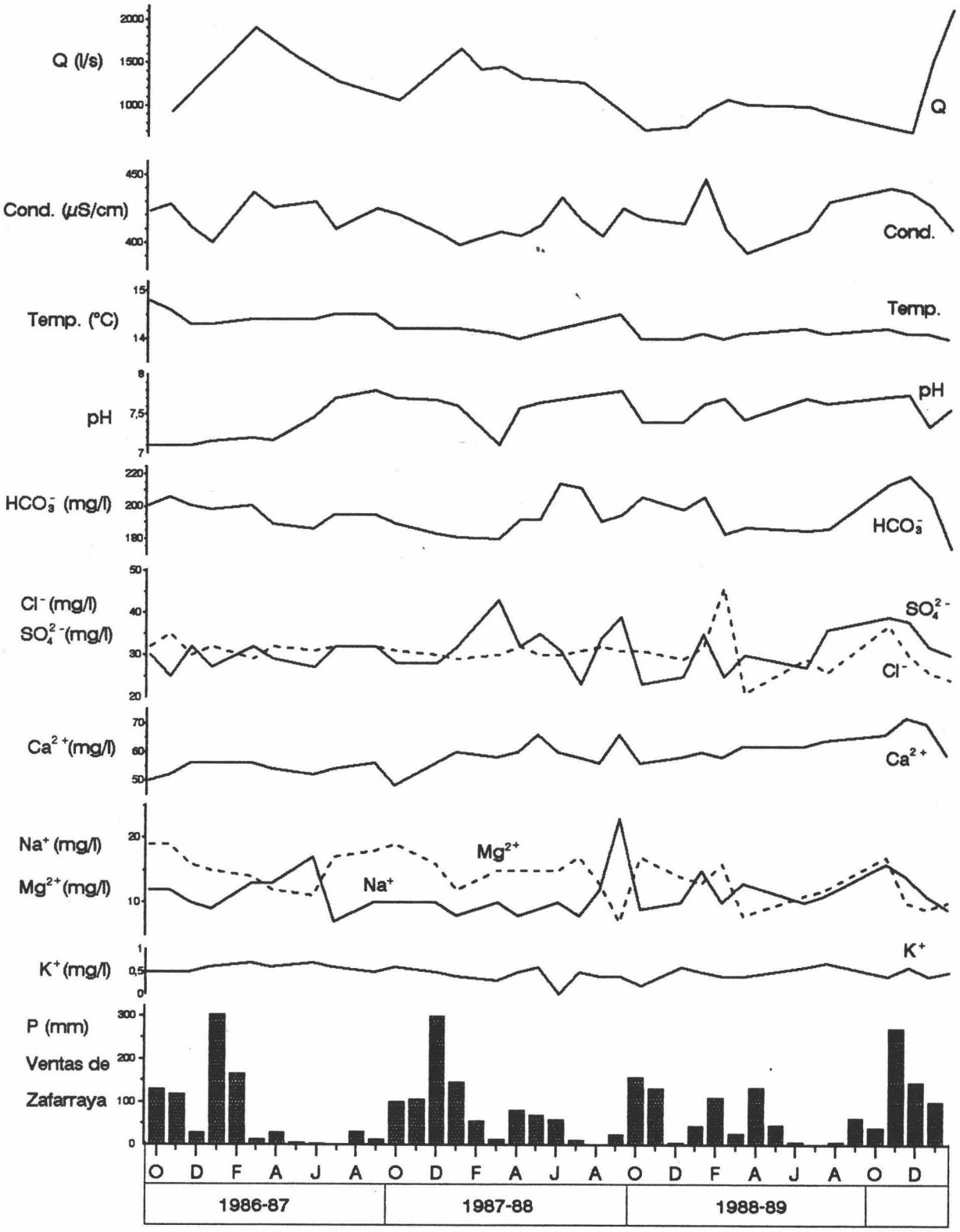


Figura 112.- *Evolución hidroquímica e hidrológica, a nivel mensual, de las surgencias de Riofrío. Durante tres ciclos hidrológicos.*

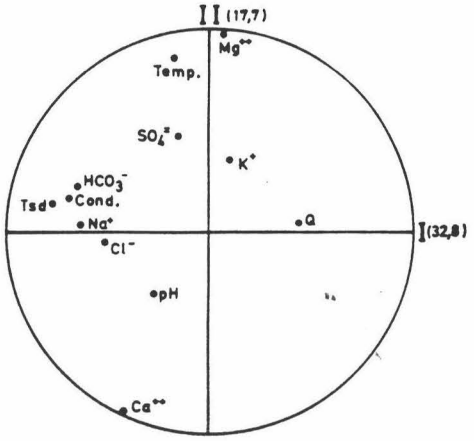


Figura 113.- Proyección de las variables físico-químicas determinadas en los manantiales de Riofrío (periodo 1986-1990), sobre los dos primeros componentes principales del ACP.

6.4.3 Manantial del Bañuelo. Sector de Salar

Este manantial (nº 32), al igual que el del Membrillo (nº 33), cuya evolución hidroquímica comentaré más adelante, constituye una surgencia totalmente atípica en el conjunto de Sierra Gorda, tanto por su posición geológica, su comportamiento hidrodinámico y su comportamiento hidroquímico. No se puede decir que sea representativo de la evolución temporal de las aguas del acuífero kárstico, dado su carácter termomineral.

Está situado en las proximidades del pueblo de Salar, junto a un afloramiento de travertinos cuaternarios, y relacionado con un pequeño afloramiento de calizas jurásicas de la unidad de Sierra Gorda y con materiales calcareníticos y conglomeráticos del Mioceno superior. La posición de las calizas está relacionada con un sinclinal superior. La dirección NO-SE, en cuyo núcleo afloran materiales impermeables del Cretácico. Se trata de una surgencia permanente, con un caudal medio superior a 35 l/s.

Este manantial ha sido muestreado, a nivel semanal, durante dos ciclos hidrológicos (1986-87 y 1987-88), gracias a la colaboración desinteresada de personas que habitaban próximas al manantial. En la tabla 33 muestro algunos parámetros estadísticos calculados para los datos del periodo 1986-87. Los valores del coeficiente de variación son muy bajos, como cabría esperar de una surgencia termomineral, que drena aguas relativamente homogeneizadas en las partes más profundas del acuífero. El coeficiente de variación de la conductividad es sólo del 2,4 % para el ciclo 1986-87, y aún menor en el 1987-88 (1,7 %).

No obstante, en la curva de distribución de frecuencias de la conductividad (figura 114) se observan dos poblaciones distintas de aguas en el periodo 1986-87, más próximas entre sí y menos identificables en el ciclo 1987-88. El carácter bimodal de la distribución parece indicar la existencia de los familias distintas de aguas que alcanzan la surgencia, con diferente grado de mineralización, aunque, eso sí, alta en ambos casos. Esta dualidad hidroquímica puede responder o a un desarrollo importante de la karstificación en el acuífero, que permite la llegada de aguas menos mineralizadas provocando una cierta dilución de las aguas propias del acuífero, o bien -y ello me parece más posible- a una mezcla de las aguas termominerales con las aguas menos mineralizadas de otro acuífero en conexión (¿conglomerados y calcarenitas del Mioceno?).

	Q	Temp.	pH	Cond. (25 °C)	Cl^-	$SO_4^=$	HCO_3^-	Na^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	K^+
Muestra (n)	11	6	5	51	51	51	51	51	51	51	51
Media	44	20,2	7,25	982	134	148	227	75	33	77	3,1
Mínimo	33	19,4	7,10	930	119	127	203	61	27	68	2,8
Máximo	58	20,7	7,41	1018	153	168	205	83	45	88	3,4
Desv. típica	9,15	0,46	0,12	23,19	8,25	12,84	16,02	7,18	3,40	4,72	0,17
Coef.Var.(%)	20,7	2,3	1,7	2,4	6,2	8,7	7,1	9,6	10,2	6,1	5,6

Tabla 33.- *Parámetros estadísticos de las variables físico-químicas determinadas en en el manantial del Bañuelo. Para el periodo 1986-87.*

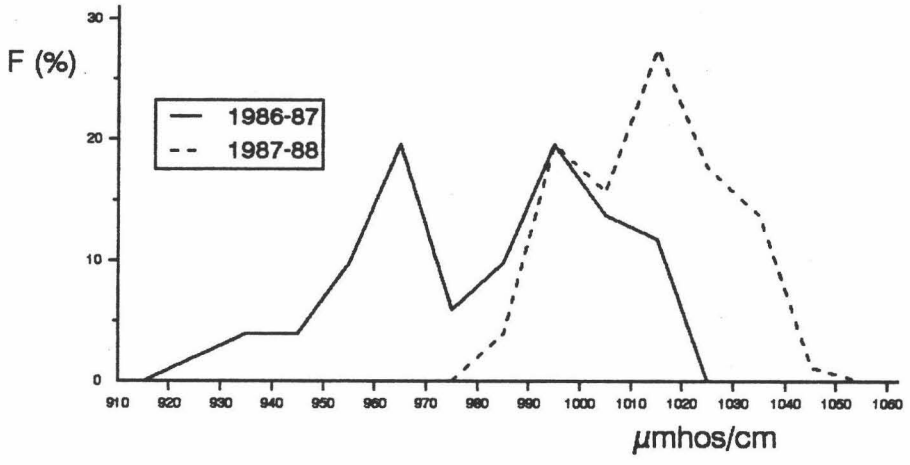


Figura 114.- *Curva de distribución de frecuencias relativas de conductividad en el manantial del Bañuelo, para dos ciclos hidrológicos.*

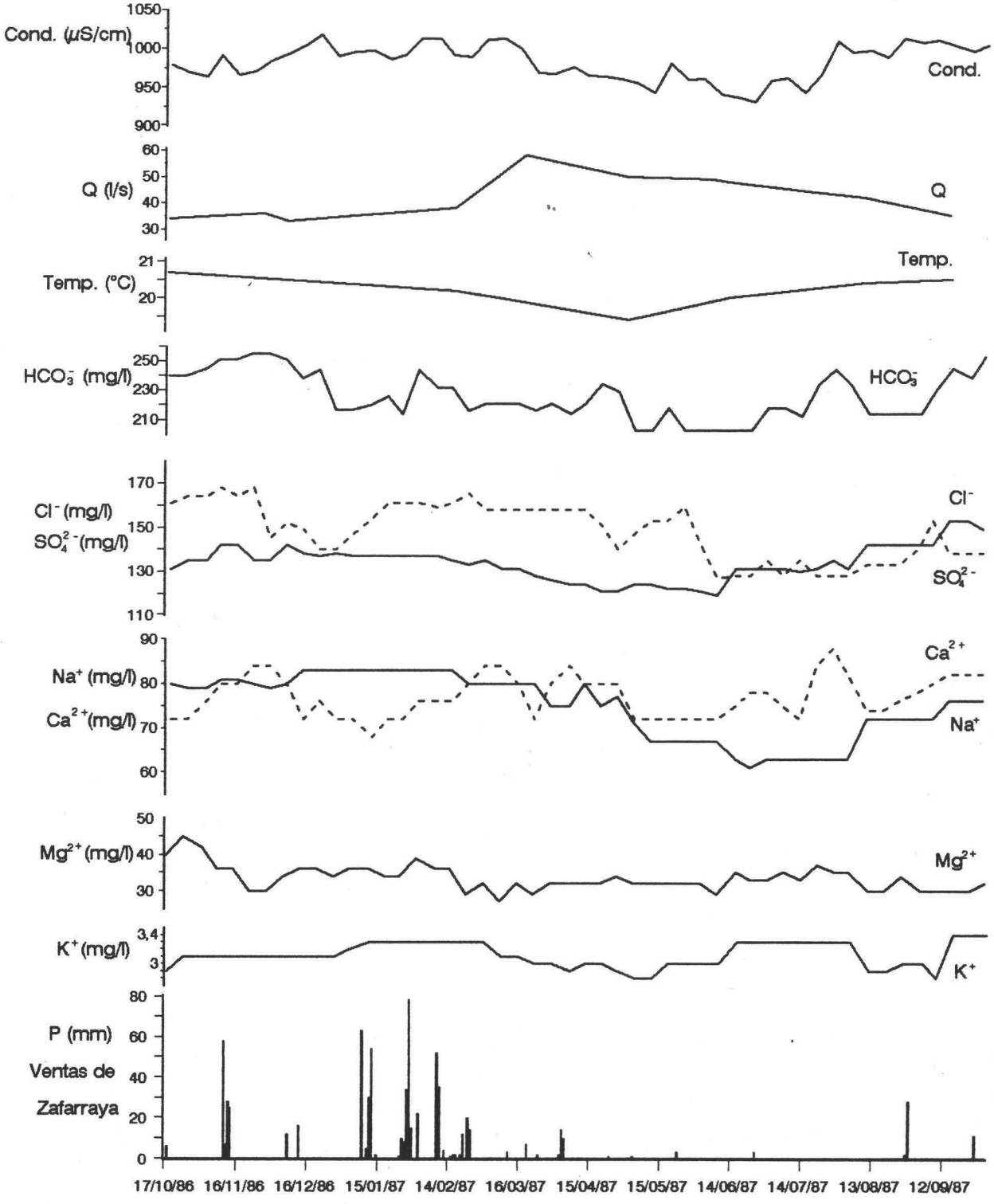


Figura 115.- *Evolución hidroquímica del manantial del Bañuelo, durante el ciclo hidrológico 1986-87 (muestreos semanales).*

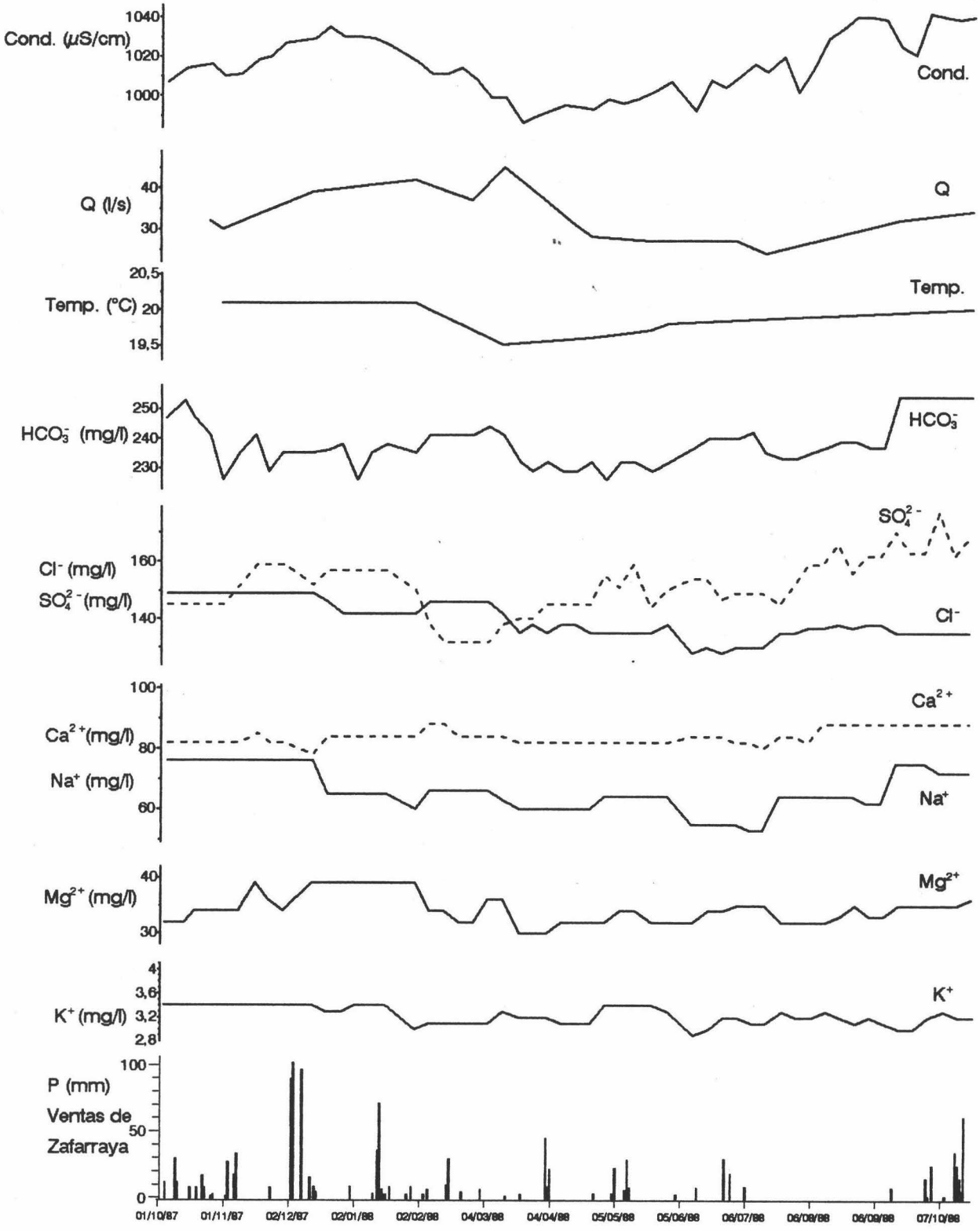


Figura 116.- *Evolución hidroquímica del manantial del Bañuelo, durante el ciclo hidrológico 1987-88 (muestreos semanales).*

En las figuras 115 y 116 muestro las curvas de evolución de las diferentes variables físico-químicas estudiadas durante los ciclos 1986-87 y 1987-88, respectivamente. Se observa una cierta periodicidad en la evolución de la conductividad, que se traduce en valores más altos hacia el final del verano y hasta bien entrado el invierno. Los valores más bajos se obtienen siempre tras los periodos de máxima frecuencia pluviométrica, con un importante desfase y con descenso muy suave.

El hidrograma presenta, también, un desfase notable de los máximos caudales respecto a los periodos de recarga pluviométrica, coincidiendo la punta de crecida con el comienzo del descenso de la conductividad o con los valores más bajos de ésta.

La temperatura (con oscilaciones que sobrepasan 1 °C), los bicarbonatos y el magnesio parecen seguir "*grosso modo*" la misma evolución de la conductividad, pese a que este último muestra un bajo coeficiente de correlación (tabla 34) con la misma, durante el año 1986-87. Sin embargo, es el ión Cl^- el que muestra mayor parecido en sus variaciones de contenido, con respecto a la conductividad (r = 0,95, tabla 34), poniendo en evidencia su gran peso en la mineralización total de las aguas de la surgencia. Los sulfatos y el calcio muestran oscilaciones más difíciles de interpretar, sin que puedan ser explicadas respecto a los periodos de aguas altas o bajas.

	Q	Temp.	Cond.	Cl^-	$SO_4^=$	HCO_3^-	Na^+	Mg^{++}	Ca^{++}	K^+
Q	1,00									
Temp.	-0,49	1,00								
Cond.	-0,41	0,71	1,00							
Cl^-	-0,39	0,77	0,95	1,00						
$SO_4^=$	0,24	0,19	0,57	0,68	1,00					
HCO_3^-	-0,05	0,19	0,78	0,61	0,48	1,00				
Na^+	0,64	-0,33	0,10	0,18	0,83	0,31	1,00			
Mg^{++}	0,53	-0,11	0,31	0,13	0,28	0,75	0,40	1,00		
Ca^{++}	-0,47	0,14	0,64	0,42	-0,05	0,83	-0,14	0,44	1,00	
K^+	0,50	-0,27	0,14	0,04	-0,03	0,29	-0,01	0,71	0,00	1,00

Tabla 34.- ***Matriz de correlación entre las distintas variables determinadas en las aguas del manantial del Bañuelo, para los datos del periodo 1986-87.***

Si se admite la noción de régimen permanente, desde el punto de vista hidrodinámico, hidrogeoquímico y térmico, para los circuitos termales profundos -al menos a escala de

tiempo reducida, como es el caso- (Corrignan y Verrière, 1985), las variaciones en los parámetros físico-químicos comentados sólo podrían ser ligadas a una mezcla de proporciones variables entre el agua termomineral y un agua más superficial, posiblemente bicarbonatada o sulfatada cálcica (habida cuenta de las oscilaciones de estos parámetros), más fría y menos mineralizada en conjunto, que circula a una velocidad lenta y con un importante desfase respecto a las lluvias que originan la recarga.

6.4.4 Evolución estacional del manantial del Membrillo. Sector de Salar

El manantial del Membrillo (nº 33 del inventario) se localiza unos 100 m al Sur de la surgencia anterior, en un contexto geológico similar, si bien aquí no se observan depósitos de travertinos asociados. Presenta una facies bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica, distinta a la del Bañuelo, menos mineralizado en conjunto y con una temperatura media algo inferior (19 °C). Estas diferencias en las características físico-químicas de manantiales termominerales muy próximos entre sí constituye un fenómeno frecuente, puesto de manifiesto en otros sistemas acuíferos con termalismo (Benavente y Pulido Bosch, 1979).

En la figura 117 he representado los resultados del seguimiento hidroquímico que he llevado a cabo sobre las aguas drenadas por esta surgencia. A la vista del gráfico, hay que admitir una gran constancia de las variables determinadas, pese a que en algunos casos las oscilaciones estén magnificadas por efecto de realce de la escala empleada. Como muestra cabe referir el valor del coeficiente de variación de la conductividad: sólo 0,6 %. Ello hace difícil la interpretación de las evoluciones. No obstante, algunos rangos de variación, como el de 1,5 °C en la temperatura son expresivos de cambios en las propiedades físico-químicas de las aguas, habida cuenta de los rangos de variación encontrados en otras surgencias antes comentadas.

La evolución de la conductividad, con rangos de oscilación que no superan los 20 μmhos/cm, parece seguir una trayectoria parecida a la del Bañuelo, es decir, con aumentos hacia el final del verano y comienzo del invierno. El hidrograma, por estar realizado con sólo 19 datos, muestra una baja calidad, siendo difícil de establecer los periodos de máxima descarga, tanto para el ciclo 1987-88 como para el 1988-89. Con los datos disponibles se aprecia una cierta correlación (r = -0,8) entre los contenidos en bicarbonatos y el caudal, de manera que a mayor descarga parece corresponderle una menor concentración en $HCO_3^=$. La correlación entre el resto de las variables alcanzan valores muy bajos, en general.

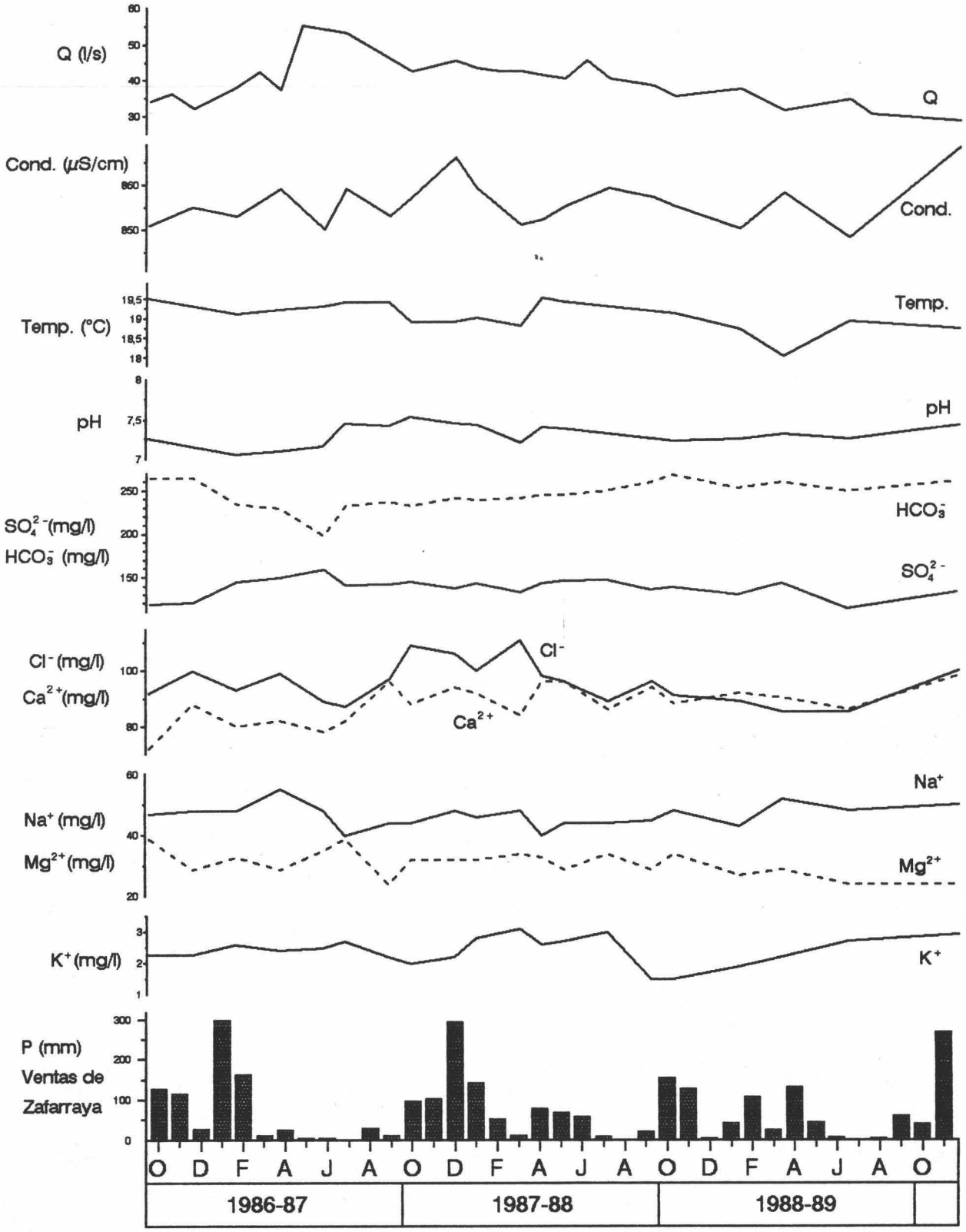


Figura 117.- ***Evolución hidroquímica e hidrológica estacional del manantial del Membrillo. Durante tres ciclos hidrológicos.***

En ocasiones, los aumentos de la conductividad vienen acompañados de picos en Cl^-, hecho que era muy característico del manantial del Bañuelo. Sin embargo, no tiene fácil explicación el hecho de que determinados aumentos en la conductividad eléctrica vayan acompañados por descensos en la temperatura del agua, lo cual sólo podría ser explicado por aportes de aguas frías más mineralizadas que las propias del acuífero kárstico, lo cual me parece poco probable.

Cabe la posibilidad, aunque carezco de argumentos que lo confirmen, de que las aguas drenadas por este manantial y por el del Bañuelo procedan de sectores distintos de la franja saturada del acuífero de Sierra Gorda, y que en el ascenso se mezclen en algunos momentos.

6.4.5 Evolución estacional del conjunto de las surgencias

Durante el siglo 1988-89 realicé cinco muestreos estacionales en las principales surgencias que drenan el acuífero kárstico de Sierra Gorda, a fin de obtener información sobre el comportamiento hidroquímico general de las mismas, y establecer diferencias significativas entre ellas. Hay que indicar que el periodo hidrológico estudiado fue muy seco, lo que originó escasas variaciones en los caudales de descarga. El paso de muestreo, tan largo, no permite, en ningún caso, apreciar el comportamiento hidrogeoquímico de las surgencias, salvo a nivel estacional. En el análisis conjunto he incluido los datos físico-químicos del manantial del Frontil (nº 12), a fin de observar su evolución en comparación con las aguas de Sierra Gorda.

En la tabla 35 expongo algunos valores estadísticos concernientes a la conductividad eléctrica (25 °C) que muestran los manantiales, calculados con todos los datos disponibles sobre cada surgencia y a lo largo del periodo 1986-1990. En las figuras 118, 119 y 120 muestro la evolución de los distintos parámetros físico-químicos para los diferentes manantiales, y a lo largo del ciclo 1988-89.

Los valores más bajos del coeficiente de variación de la conductividad se obtienen para los manantiales del Bañuelo y Membrillo (grupo de Salar), lo que indica un comportamiento hidroquímico muy regular, ya comentado en los epígrafes anteriores. Los valores más altos se obtienen en los manantiales de Plines y Genazal, ambos muy próximos entre sí. Estos manantiales drenan un pequeño afloramiento de calizas jurásicas de la unidad de Sierra Gorda, aislado superficialmente del resto del macizo por materiales del Plioceno (s.l.). Dado que su posición geológica es algo distinta al resto de los manantiales típicos del acuífero

kárstico, pienso que la variabilidad en la mineralización de las aguas drenadas por ellos debe estar en relación con mezclas de aguas procedentes de otros acuíferos, más que con un comportamiento hidrodinámico distinto (en el sentido de mayor heterogeneidad) del sector del acuífero kárstico que descarga en esos puntos. El manantial del Frontil muestra un coeficiente de variación de la conductividad intermedio entre los valores correspondientes al resto de las surgencias. La evolución de este parámetro físico es, por demás, más o menos acorde con el resto de las surgencias (figura 118), lo cual no implica que su origen sea el acuífero de Sierra Gorda.

Manantial	Media	Máximo	Mínimo	Desviación Típica	Coeficiente de variación (%)
Plines 1	582	653	639	65,47	11,3
Genazal 2	581	621	496	58,27	10,0
Frontil 12	611	649	535	37,86	6,2
Borbollote 15	539	565	465	38,12	7,1
Terciado-Yola 20	480	518	417	37,08	7,7
Cadena 22	453	477	413	25,48	5,6
Manzanil 24	481	500	455	18,66	3,9
Bañuelo 32	1000	1045	930	26,26	2,6
Membrillo 33	856	868	848	5,17	0,6
Guaro 150	269	289	253	12,97	4,8
Tajea 180	373	409	324	28,04	7,5
Riofrío 181	420	475	392	16,69	4,0

Tabla 35.- Parámetros estadísticos correspondientes a los datos de conductividad disponibles sobre las principales surgencias del acuífero kárstico de Sierra Gorda.

Los manantiales del Bañuelo y del Membrillo muestran una evolución de la conductividad distinta a la del resto de las surgencias. Por ejemplo, su mineralización aumenta en el muestreo de Marzo de 1989, mientras que en los demás manantiales el descenso es generalizado, como consecuencia de la dilución que provocan las aguas de reciente infiltración.

Las temperaturas se mantienen en todos los manantiales a un nivel casi constante (figura 118), con unas cuantas décimas de grado de variación, salvo para el manantial del Membrillo. Este hecho ya ha sido comentado en el epígrafe 6.4.4, pudiéndose explicar como una mezcla con aguas más frías, procedentes de otros acuíferos en conexión hídrica con el acuífero kárstico.

La evolución del pH es muy variable de unos manantiales a otros, si bien hay que tener en cuenta que determinadas obras de retención que se han construido junto a los nacimientos de algunos de ellos puede modificar los valores originales del agua que emerge (caso del

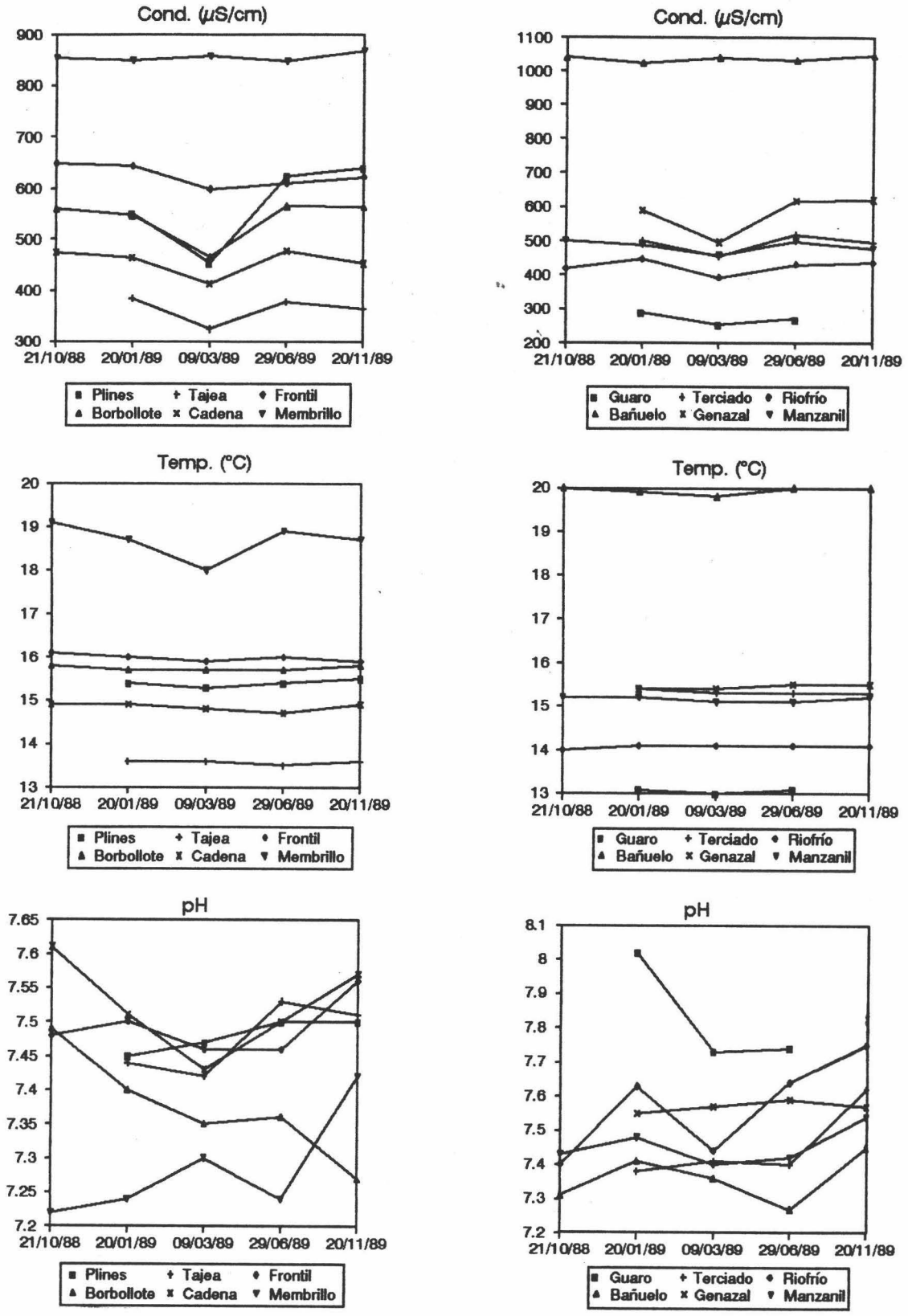


Figura 118.- *Evolución estacional de la conductividad (25 °C), la temperatura y el pH en los principales manantiales del acuífero de Sierra Gorda. Periodo 1988-89.*

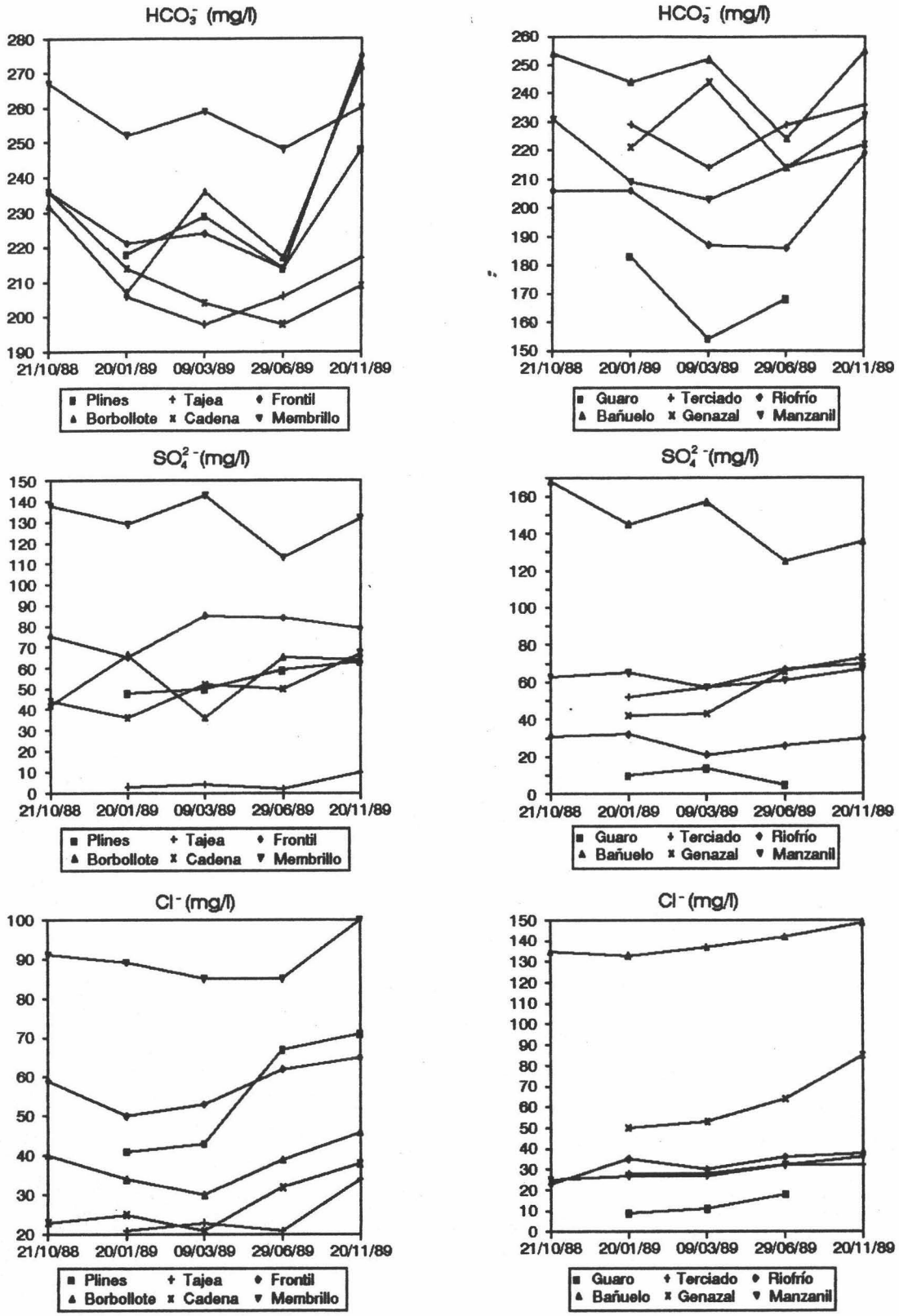


Figura 119.- *Evolución estacional de los bicarbonatos, sulfatos y cloruros en los principales manantiales del acuífero de Sierra Gorda. Periodo 1988-89.*

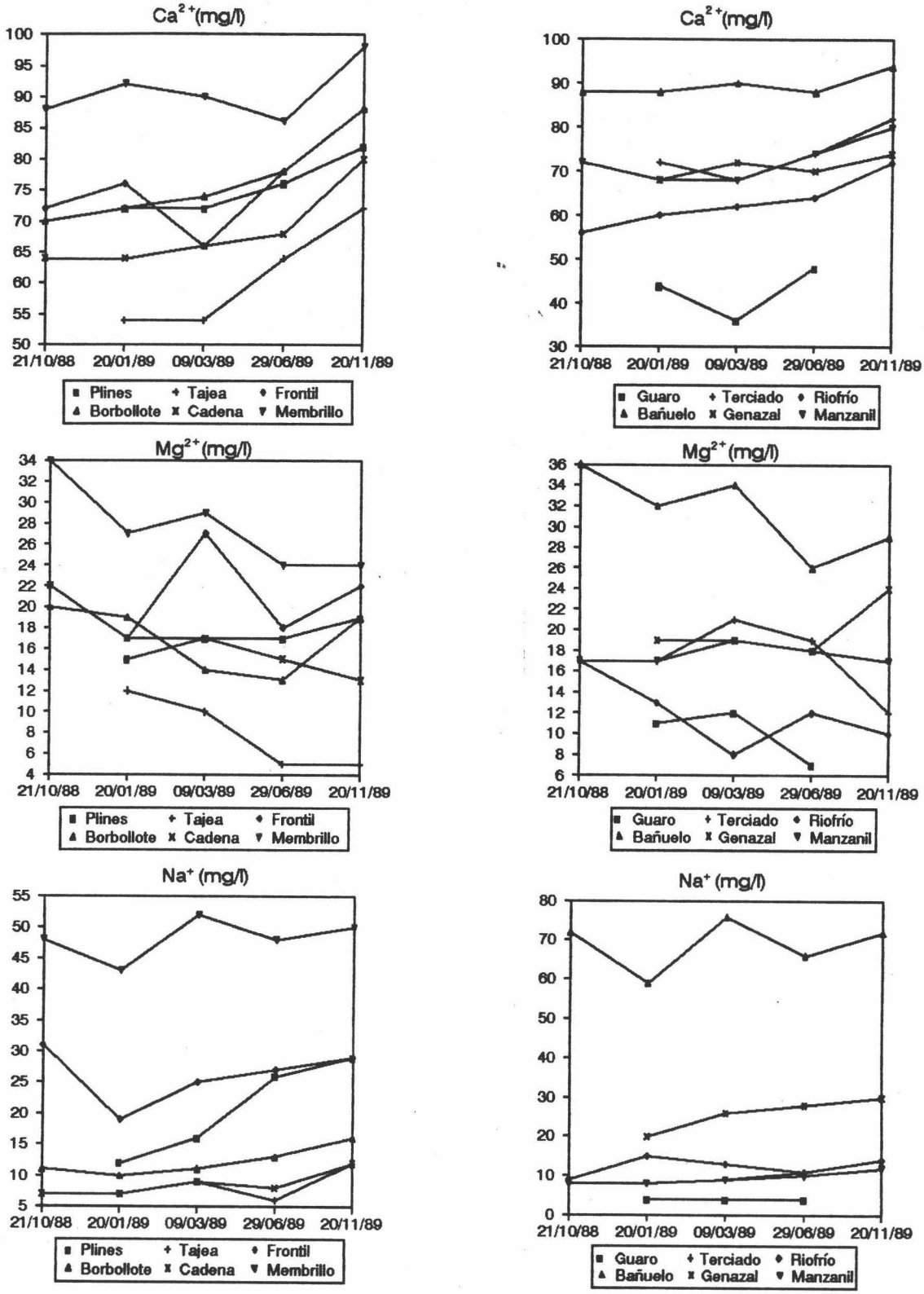


Figura 120.- *Evolución estacional del calcio, magnesio y sodio en los principales manantiales del acuífero de Sierra Gorda. Periodo 1988-89.*

manantial de Terciado, por ejemplo). En general, se puede afirmar que los valores son más bajos o descienden en los periodos de recarga; únicamente en los manantiales de Bañuelo y Membrillo se observa un desplazamiento de los mínimos hacia el mes de Junio. Las oscilaciones de pH que se muestran en la figura 118 están, además, exageradas por efecto de la escala utilizada.

Respecto a la evolución de los bicarbonatos, los manantiales del sector de Riofrío (incluida la Tajea), del sector del Manzanil y de Guaro muestran comportamientos más o menos parecidos, con disminución de la concentración en el periodo de recarga, mientras que las del sector de Plines-Genazal, Loja (incluido el Frontil) y Salar registran aumentos en el muestreo de Marzo. Este hecho es más lógico en los manantiales de Bañuelo y Membrillo, cuyas características anómalas respecto al resto de las emergencias se pone de manifiesto en numerosos frentes. Sin embargo, no tiene fácil explicación en los demás casos, a no ser que se invoque un comportamiento hidrogeoquímico específico frente a este ión en dichas surgencias. Los escasos datos hidroquímicos que poseo no permiten precisar más en este sentido, para lo cual sería necesario un control hidroquímico mucho más intenso que el que yo he podido realizar.

Los sulfatos (figura 119) evolucionan de forma similar en las surgencias de Salar, y su comportamiento es muy semejante al de otros parámetros (conductividad, bicarbonatos, magnesio, sodio, etc.). En el resto de las surgencias se observan descensos frecuentes en el mes de Marzo de 1989, salvo en la Tajea, Frontil, Cadena y Guaro. Los bajos valores encontrados en la Tajea y en Guaro indican claramente que estos pequeños aumentos en sulfatos son debidos al lavado de sales depositadas en la parte más superficial de la franja de infiltración del acuífero que llevan a cabo las aguas de nueva infiltración. En el caso del Frontil pienso que se produce una intensa y rápida disolución de los materiales evaporíticos sulfatados que forman parte del substrato triásico del Hacho de Loja.

Los cloruros (figura 119) muestran un comportamiento estacional relativamente parecido en todos los manantiales, con aumentos progresivos hacia la época de estiaje. El ligero aumento que se detecta en la Tajea durante el muestreo de Marzo puede explicarse con los mimos argumentos utilizados para la evolución de su contenido en sulfatos.

En cuanto a los cationes principales (figura 120), el sodio evoluciona de forma bastante parecida a los cloruros en la mayoría de los casos.

Sus bajas concentraciones respecto a los cloruros parecen indicar la ocurrencia de

procesos de fijación de este elemento en materiales arcillosos. El calcio no muestra periodicidad estacional en la mayoría de los manantiales, salvo en el Frontil, Guaro y las surgencias de Salar. En general, evoluciona con aumentos estivales respecto a las concentraciones del invierno y comienzo de la primavera. El magnesio no sigue una evolución clara y unánime en todas las surgencias. En algunas de éstas, como en Riofrío, se produce un descenso bien marcado en la época de crecida, aunque, por contrapartida, en otras (grupo Salar, Frontil, Guaro, Terciado, etc.) se observan ascensos.

6.5 ASPECTOS SOBRE CALIDAD Y CONTAMINACION

Los principales aspectos sobre la calidad de las aguas del acuífero kárstico de Sierra Gorda, las fuentes potenciales de contaminación y los agentes contaminantes más significativos, han sido puestos de manifiesto en los estudios realizados por otros autores (Delgado Moya, 1973; Hidalgo, 1974 a; Hidalgo y Fernández Rubio, 1974; IGME, 1983 y 1985). En este apartado trataré de sintetizar los aspectos más sobresalientes revelados en estos estudios, aportando alguna información complementaria que he conseguido reunir.

Si se tienen en cuenta los parámetros físico-químicos analizados para las aguas del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda, hay que concluir que son potables o sanitariamente permisibles según la reglamentación vigente en la actualidad (Real Decreto 1138/1990, del 14 de Septiembre) sobre el establecimiento de la calidad del agua para consumo humano. No obstante, los estudios realizados por Arrebola (1971) y Arrebola y García Olmedo (1971) sobre la calidad bacteriológica de las aguas de fuentes públicas de los pueblos de Zafarraya y Ventas de Zafarraya, procedentes de bombeos en el acuífero detrítico del polje de Zafarraya, mostraban situaciones frecuentes de impotabilidad de las mismas.

Por otra parte, algunas determinaciones del contenido en materia orgánica de las aguas del manantial de Guaro, realizadas por el IGME (1983), mostraron valores superiores a los permitidos según la normativa vigente en aquel entonces. En este mismo sentido, en el Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga (Diputación de Málaga, 1988) se recogen los resultados de diversos análisis microbiológicos llevados a cabo sobre el abastecimiento a la población de Periana (procedente, principalmente, del punto acuífero nº 152: sondeo de Guaro); en todos los casos se observan contenidos microbiológicos que superan los límites de potabilidad reglamentados, poniéndose de manifiesto incluso contaminación de origen fecal.

Los muestreos realizados a lo largo del proyecto de "Caracterización físico-química-biológica del Alto Genil" (Universidad de Granada, 1990) en los ríos Genazal, Manzanil, Frío y arroyo Salado (o de las Mozas), todos ellos estrechamente ligados a importantes descargas de aguas subterráneas de Sierra Gorda, ponen de manifiesto -a partir de los análisis microbiológicos- la existencia de frecuentes periodos con contaminación bacteriológica de sus aguas. No obstante, dado que los puntos de muestreo se situaron aguas abajo de los desagües de piscifactorías y/o de los puntos de vertido de aguas residuales de pequeños núcleos habitados, no se puede afirmar que esta contaminación detectada sea precedente de los focos situados sobre el acuífero kárstico.

La clasificación de las aguas de Sierra Gorda para uso agrícola, según las normas del *U.S. Salinity Laboratory Staff* (1954), las reúne en los grupos C_1-S_1 y C_2-S_1, es decir, son aguas de baja o media salinidad y SAR (actividad relativa del ión sodio en las reacciones de cambio con el suelo) bajo, por lo que pueden ser usadas para el riego en todo tipo de terrenos, salvo las C_2-S_1 que deben ser empleadas con ciertas precauciones en suelos de muy baja permeabilidad, e en cultivos muy sensibles a la salinidad; aunque no es este el caso de los terrenos cultivables que rodean el macizo de Sierra Gorda.

Las principales fuentes potenciales de contaminación se localizan en el entorno del polje de Zafarraya, siendo de características intensivas (o puntuales) y extensivas (o dispersas). Entre las primeras cabe citar: los amontonamientos temporales al aire libre de estiércol y abonos orgánicos utilizados en la fertilización de los campos; las fugas de la red de saneamiento o los vertidos directos al arroyo de la Madre de las aguas residuales generadas en las poblaciones del polje de Zafarraya, problema que intentó solucionarse con la construcción de una depuradora que, en la actualidad, no funciona según sus posibilidades, probablemente a causa del elevado coste económico que supone su mantenimiento; almacenes de sustancias tóxicas usadas en la agricultura (pesticidas, etc.); granjas y ganado estabulado (es frecuente observar, en los días lluviosos, los lixiviados que recorren las calles de El Almendral, procedentes de los establos de ganado caprino y ovino); la infiltración de los cursos superficiales que atraviesan el polje y que son susceptibles de recibir vertidos localizados desde las casas de campo o caseríos diseminados por el polje, aunque se trataría en este caso de una fuente de contaminación lineal más que puntual. Como fuentes extensivas destacan las prácticas agrícolas que se extienden por casi toda la superficie del polje de Zafarraya.

Muchas de esas consideraciones pueden ser realizadas para los poljes de la Dona y Pilas Dedil. Pero además, la actividad ganadera que soporta el conjunto del macizo (con unas

60.000 cabezas de ganado) constituye, también, una fuente potencial de contaminación extensiva. A ello hay que añadir: la ubicación de otros núcleos urbanos total o parcialmente sobre el acuífero (Loja, Venta del Rayo, Venta Dona, Pilas Dedil, etc.); las actividades de explotación en canteras; la actividad industrial de Loja; las áreas de servicio con gasolinera incluida, y el trazado de la nueva autovía A-92 que atraviesa el acuífero kárstico justo encima de las surgencias de Loja, en la que un vertido esporádico, causado por un accidente en el transporte de sustancias tóxicas, tendría consecuencias catastróficas sobre el abastecimiento a Loja.

Los principales agentes contaminantes que pueden afectar a la calidad de las aguas del acuífero kárstico son los pesticidas y abonos (orgánicos o inorgánicos) utilizados en las prácticas agrícolas, así como la materia orgánica y los posibles elementos tóxicos aportados en las aguas residuales.

La vulnerabilidad a la contaminación de todo el sistema hidrogeológico kárstico es muy alta. Ollero y García (1983 y 1984 a) han puesto de manifiesto la progresiva salinización del acuífero detrítico del polje de Zafarraya, así como la contaminación por nitratos del mismo, con valores que superan los 50 mg/l en un amplio sector. Ello es debido, según estos autores, a las dosis excesivas de fertilizantes nitrogenados, orgánicos y sintéticos, que se emplean en ese área.

El acuífero carbonatado de Sierra Gorda drena al acuífero detrítico de Zafarraya, con todas las consecuencias que se derivan de ello, y, además, posee puntos muy vulnerables, como son los sumideros y simas en los que es frecuente el arrojo de basuras y animales muertos (Hidalgo 1974 a; Hidalgo y Fernández Rubio, 1974).

Puesto que la superficie puesta en regadío en el polje de Zafarraya, y en los poljes de la Dona y Pilas Dedil, crece progresivamente, cabe esperar un mayor deterioro de las aguas de Sierra Gorda con el tiempo. En este sentido, en un estudio reciente que hemos realizado (López Chicano *et al.*, 1992) sobre la evolución del contenido de NO_3^- en las aguas del río Frío, se observa un paulatino y moderado crecimiento de los valores de concentración en este ión (figura 121). Para toda la serie de observaciones se obtiene un aporte medio anual de 385 t NO_3^-, siendo el incremento medio anual de un 7 %. Puesto que el río Frío muestra una gran influencia del drenaje de Sierra Gorda (puesta de manifiesto en el capítulo de hidrología superficial), este aumento en el contenido de nitratos se interpreta como consecuencia del funcionamiento hidrodinámico e hidrogeoquímico del acuífero kárstico, y, por tanto, como incidencia de los procesos de contaminación que afectan al mismo, especialmente del

progresivo y contaminado crecimiento de la superficie puesta en riego en el polje de Zafarraya y del aumento de las dosis de fertilizantes aplicadas.

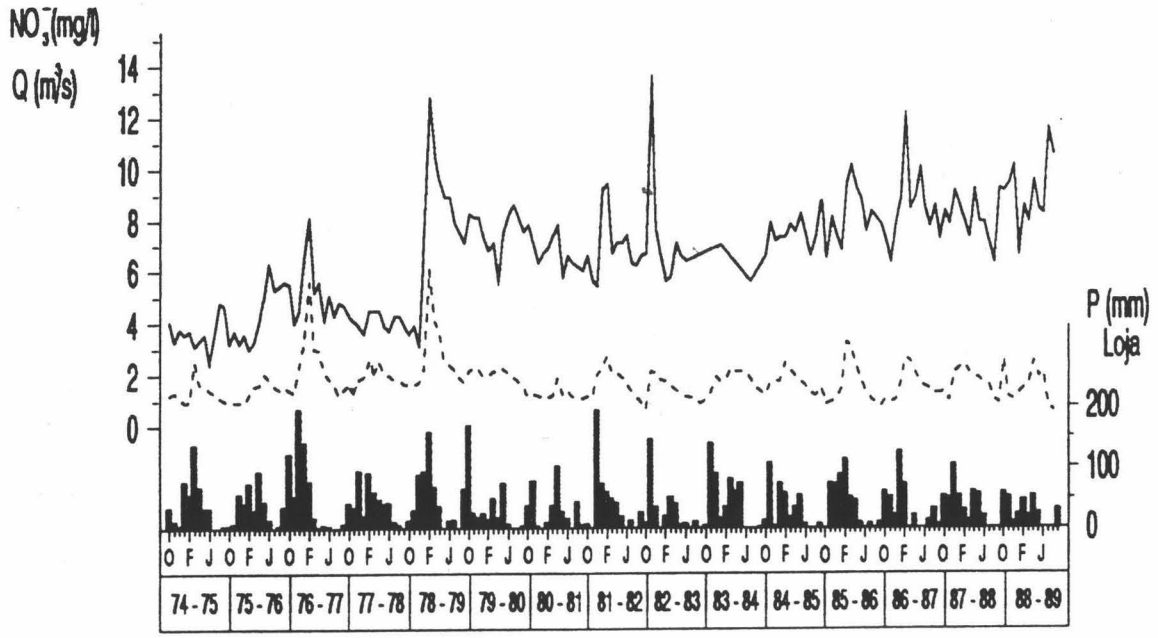


Figura 121.- Series temporales de concentración en nitratos (línea de trazo continuo) y caudal en el punto de muestreo (trazo discontinuo) sobre el río Frío (estación de aforos E-88). Se indica también la precipitación mensual registrada en Loja "Escuela".

Estas conclusiones vienen apoyadas por los datos de concentración en NO_3^- registrados por el IGME (1983) en algunas de las principales surgencias, así como los obtenidos en el estudio del Alto Genil (Universidad de Granada, 1990), oscilando éstas en torno a los mismos márgenes de variación encontrados en la serie expuesta en la figura 121.

7 FUNCIONAMIENTO HIDRODINAMICO

7.1 INTRODUCCION

La aproximación al conocimiento del comportamiento hidrogeológico del sistema kárstico de Sierra Gorda -aspecto clave para su gestión y aprovechamiento- ha sido una constante a lo largo de todo el tiempo que ha durado esta investigación. Creo que ello se ha puesto de manifiesto en las tareas realizadas y en los resultados obtenidos respecto a las diferentes parcelas del estudio, anteriormente tratadas: régimen de la recarga pluviométrica; recarga concentrada o indirecta por pérdidas en cursos superficiales; aproximación a la estructura íntima -fisural y kárstica- del sistema; régimen de evolución piezométrica; evolución hidrogeoquímica en distintas situaciones hidrológicas. En los capítulos anteriores, por tanto, se obtiene ya cierta información sobre el funcionamiento hidrodinámico del sistema.

Un aspecto no tratado anteriormente -al menos no de forma específica-, y que será uno de los objetivos principales en este capítulo es el análisis de la descarga hídrica por manantiales. Aunque, como ya comenté al principio del texto, la carencia de datos, precisos y adecuados a los fines perseguidos, sobre caudales de las surgencias, constituye una limitación importante. En este sentido, me queda una "espina clavada" por no haber podido realizar una mayor contribución a la mejora del control hidrométrico de la descarga de Sierra Gorda, sobre todo teniendo en cuenta la multiplicidad y variedad de los manantiales que la drenan, todos ellos de gran belleza e importancia. No obstante, en este capítulo intentaré extraer la mayor información posible a los datos disponibles, bien entendido que, ante la precariedad de algunos de ellos, los resultados obtenidos deben considerarse como aproximados.

Pese a que la forma del hidrograma de un manantial refleja únicamente la respuesta del acuífero a la recarga (reacción o respuesta energética, según Antiguedad, 1986 a), su análisis permite obtener una información significativa sobre el almacenamiento y la distribución de las propiedades físicas (características de la estructura kárstica y fisural) del sistema acuífero o del área vertiente que sustenta al manantial. Por otra parte, el hidrograma traduce una respuesta "media" al impulso pluviométrico, siendo más representativa del comportamiento hidrodinámico que los datos puntuales obtenidos en ensayos de bombeo y experiencias con trazadores (Padilla, 1990), salvo que éstos sean muy abundantes y puedan ser tratados como

una variable geoestadística (Ahmed y de Marsily, 1987). Sin embargo, para llegar a alcanzar un conocimiento relevante del acuífero kárstico a partir del hidrograma, es preciso disponer de datos de caudal muy fiables y en gran número (al menos diarios); lo contrario no permitiría pasar de una mera especulación interpretativa.

Según lo expuesto, el análisis de la descarga por manantiales lo he enfocado de forma diferente, dependiendo de los datos disponibles en cada caso. Sobre la mayoría de las surgencias no existe, o no ha existido, control continuo de los caudales; a lo sumo se dispone de aforos directos mensuales, bimensuales o trimestrales, realizados por la CAG desde 1968, y por el ITGE (antiguo IGME) desde 1974, con importantes periodos sin medida alguna. En estos casos me he limitado a la descripción de los diagramas, al estudio de las aportaciones y al cálculo del coeficiente de recesión -según el modelo exponencial de Maillet (1905) o Boussinesq (1904)- en los años con mayor frecuencia de medidas. Con ello pretendo únicamente establecer comportamientos individualizados a grandes rasgos. La aplicación de otros de los muchos modelos existentes (Tison, 1960; Forkasiewicz y Paloc, 1965 y 1967; Schoeller, 1965 b y 1967; Coutagne, 1968; Tripet, 1969; Drogue, 1969 y 1972; Mangin, 1970 a y b, 1975; Casares *et al.*, 1979 a; cfr. Pulido Bosch, 1987) con todos los problemas que en sí plantean, me parece carente de sentido, dada la escasez de datos foronómicos.

En los manantiales de Guaro y en la estación de aforos sobre el río Frío (E-88), donde se dispone de series suficientemente largas de caudales medios diarios, he podido aplicar algunas técnicas de estudio de series cronológicas (Box y Jenkins, 1976). En concreto, he usado el análisis correlatorio simple y cruzado, técnica que suministra una interesante información sobre la funcionalidad actual de los sistemas hidrogeológicos kársticos (Mangin, 1981 a y b, 1982 a, 1984 b; Mangin y Pulido Bosch, 1983; Antiguedad, 1986 a; Obartí, 1987; Padilla, 1990).

7.2 ASPECTOS GENERALES DE LA DESCARGA POR EL CONJUNTO DE LOS MANANTIALES

Las primeras observaciones realizadas sobre la descarga de Sierra Gorda, basadas en datos foronómicos sistemáticos, corresponden a Hidalgo (1974 a) y Delgado Moya *et al.* (1974). Estos autores analizan los hidrogramas resultantes de los aforos directos mensuales que realizó la CAG (durante el periodo 1969-1972) en algunos de los principales ríos y manantiales del sector; concretamente, sobre el río Frío (incluye la descarga de los

manantiales del grupo de Riofrío, la Tajea, aguas superficiales del arroyo de las Mozas y una pequeña descarga de otros acuíferos situados en la cuenca vertiente), el río Manzanil (incluye la descarga de aguas subterráneas de los manantiales del Manzanil, la Cadena, Porrinas, etc.), el río Guaro (incluyendo, al parecer, sólo parte de la descarga del grupo de manantiales del mismo nombre) y el manantial del Terciado o Yola (nº 20 del inventario). Los hidrogramas obtenidos, a partir de los datos de aforos originales, se muestran en la figura 122.

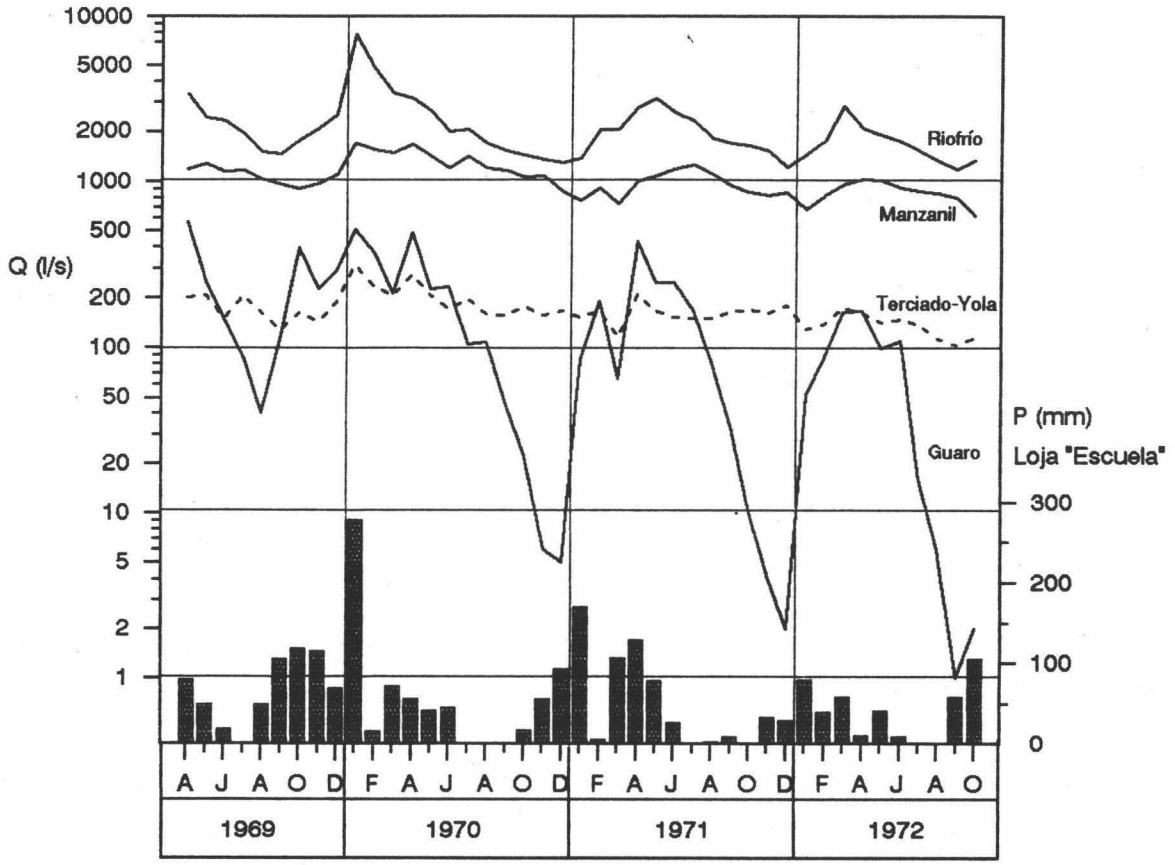


Figura 122.- *Hidrogramas obtenidos, a partir de aforos directos mensuales realizados por la GAG, en los ríos Frío, Manzanil y Guaro, así como en el manantial del Terciado o Yola.*

Las diferencias morfológicas entre los cuatro hidrogramas son importantes, si bien, no hay que achacarlas exclusivamente a un comportamiento hidrogeológico del acuífero distinto en cada caso. Es necesario tener en cuenta las circunstancias hidrológicas que concurren en cada punto de aforo. Hidalgo (1974 a) aprecia la no coincidencia absoluta entre los máximos y mínimos de las respectivas curvas, indicando que puede ser debido al régimen pluviométrico desigual entre la vertiente Norte y Sur del macizo, a diferenciar en el

comportamiento hidrogeológico del acuífero en cada caso (variación de la transmisividad, longitud de recorrido del agua infiltrada, etc.) y a la no coincidencia de las fechas de aforo. Los desfases entre hidrogramas me parecen totalmente lógicos, al menos para los casos de Riofrío y Manzanil, ya que, en el primero de ellos existe una componente importante de escorrentía superficial en el punto de aforo (actual estación de aforos E-88), por lo que la respuesta a la pluviometría es mucho más rápida que en el caso del Manzanil, donde todo es escorrentía subterránea. Así se explican, también, las importantes fluctuaciones de caudal que muestra el sector de Riofrío, con puntos de hasta 7,7 m^3/s, nunca registrados, posteriormente, en otros aforos realizados sobre los manantiales de Riofrío y la Tajea.

El manantial de Terciado-Yola muestra un comportamiento muy regular, con fluctuaciones, a veces, difíciles de explicar respecto a las precipitaciones. El manantial de Guaro, en cambio, presenta oscilaciones relativamente importantes, con crecidas y recesiones muy rápidas. Ello es debido, como indicaré más adelante, al comportamiento de tipo "*trop plein*" que presenta esta surgencia (su cota de emergencia se sitúa unos 200 m más alta que los restantes manantiales).

Del estudio sobre el hidrograma total resultante de esos datos, Delgado Moya *et al.* (1974) deducen, por aplicación del modelo exponencial de Maillet (1905), un coeficiente de agotamiento (sería más bien un coeficiente de recesión) comprendido entre 0,0023 y 0,0044 $días^{-1}$, observando, sobre todo para el año 1970, un coeficiente de agotamiento más alto durante la decrecida (0,01 $días^{-1}$) que atribuyen al drenaje por drenes y fisuras amplias, pero que debe reflejar en buena parte los aportes superficiales en Riofrío.

Sobre los hidrogramas individuales, Hidalgo (1974 a) estima coeficientes de agotamiento comprendidos entre 0,0011 y 0,029 $días^{-1}$ para distintas condiciones hidrológicas en Riofrío y Manzanil, mientras que Guaro alcanzaría los valores más altos (0,0039 a 0,0295 $días^{-1}$). En el caso del Terciado-Yola, el coeficiente -muy pequeño en general- varía notablemente de unos años a otros y es difícil de establecer en ocasiones. Hidalgo (1974 a) da dos hipótesis alternativas para explicar un comportamiento tan anómalo: desconexión total o temporal entre compartimentos distintos del sistema hidrogeológico kárstico, o cambio local de la conductividad hidráulica que supondría una mayor dificultad en el drenaje por esta surgencia (con la siguiente amortiguación de las variaciones de niveles piezométricos y de caudales).

A pesar de las distintas condiciones hidrológicas de los sectores de Riofrío y Manzanil, Hidalgo (1974 a) concluye, tras el análisis obtenido de la evolución de los coeficientes de almacenamiento en periodos largos de estiaje, así como de los desfases entre los respectivos

hidrogramas, que la regulación natural del acuífero es mayor en el sentido del Manzanil (cuyas condiciones de alimentación aseguran un mayor estiaje) que en el sentido de Riofrío, existiendo un flujo preferente hacia este último. Este fenómeno, aunque yo diría que no tan acusado como se deriva del trabajo de Hidalgo (1974 a), parece confirmarse, en ocasiones, a la luz de otros aforos realizados posteriormente (por desgracia, también mensuales) en los manantiales de Riofrío (nº 181) y Manzanil o Pasaderas (nº 24), los cuales parecen constatar una respuesta algo más rápida al impulso pluviométrico en el primer caso.

En 1974, el IGME (actual ITGE) desarrolló un plan de acondicionamiento de los principales manantiales de Sierra Gorda, mediante la construcción de vertederos de pared delgada e instalación de escalas limnimétricas (IGME, 1983), aunque como parece deducirse de los datos disponibles las lecturas en continuo sólo se realizaron -durante un periodo de varios años- en el manantial de Guaro. En los demás manantiales, los dispositivos de control establecidos no resultaron eficaces y fueron abandonados con el tiempo. En la figura 123 muestro los hidrogramas correspondientes a caudales medios mensuales estimados por el IGME en las principales surgencias de Sierra Gorda (periodo 1974-75), la mayor parte de ellos según lecturas diarias en las escalas limnimétricas. He incluido los datos correspondientes al manantial del Frontil únicamente a título comparativo.

De la examinación de la figura 123 y según mis observaciones sobre el acondicionamiento de los manantiales (al menos lo que se observa actualmente) se deducen comportamientos hidrodinámicos muy distintos, pero que son debidos más a deficiencias en la construcción de las estaciones de aforo que al comportamiento real del acuífero, en cada punto. En especial, los manantiales de Borbollote, galería de la Rosadilla y La Encarnación muestran evoluciones muy contradictorias con el régimen pluviométrico mensual. Estos tres puntos fueron los primeros que dejaron de controlarse mediante lectura en escala. El manantial de la Tajea muestra un pico importante en el mes de Marzo, cuya causa hay que buscarla en la escorrentía directa del arroyo de las Mozas, ya que, aguas arriba de la estación de aforos y de otras escalas instaladas sobre acequias de derivación, se produce una mezcla de aguas superficiales y subterráneas (estas últimas descargadas por el grupo de nacimientos de la Tajea), por lo que el hidrograma refleja ambos aportes. El manantial del Plines presenta, en época de recarga intensa, gran número de surgencias y grietas que dan agua, muchas de las cuales vierten a lugares que escapan al control. Por último, el manantial del Frontil, que muestra una regularidad extrema, no sé hasta qué punto refleja un comportamiento hidrodinámico independiente del resto, ya que, aguas abajo de la surgencia (donde se realizaron los aforos) existe una piscifactoría donde los manejos de compuertas y derivaciones del agua pueden influir en los niveles medidos en la escala limnimétrica.

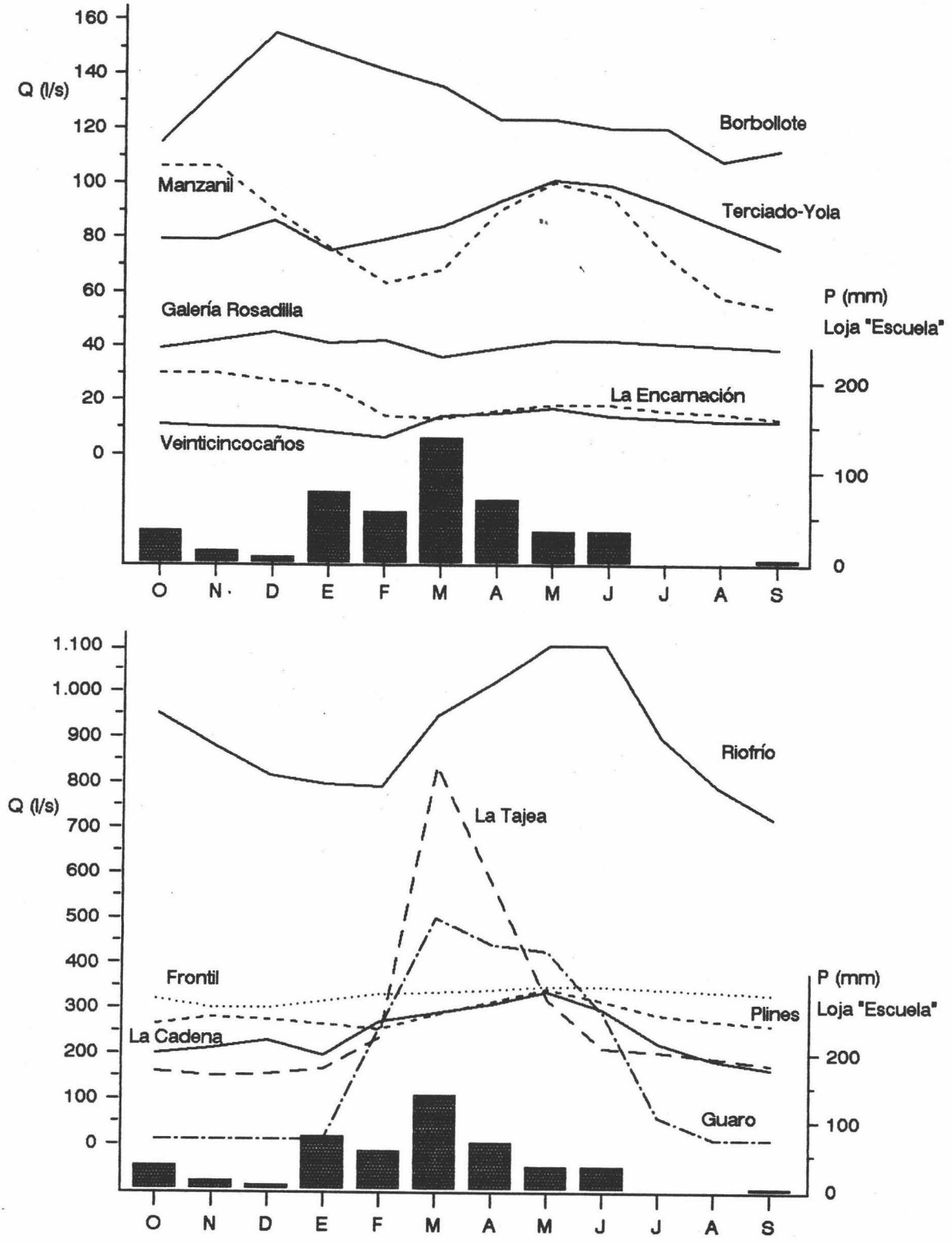


Figura 123.- *Hidrogramas medios mensuales de las principales surgencias de Sierra Gorda, durante el ciclo hidrológico 1974-75, según datos del ITGE. Se incluye el manantial del Frontil a título comparativo.*

Muchas de estas limitaciones y problemas en los aforos se han mantenido posteriormente en algunas de las mediciones periódicas que ha venido realizando el IGME. Por ello, y a consecuencia de la discontinuidad de los datos, no es posible una reconstrucción precisa del régimen de descarga por manantiales (IGME, 1983). En las figuras 124 y 125 represento los hidrogramas obtenidos con los datos disponibles (completados con aforos propios en los últimos años), a fin de dar una idea, aunque sólo aproximada, del comportamiento general de las surgencias. Los periodos con menos de 5 aforos al año no los he representado. También incluyo (figura 124) el hidrograma correspondiente al manantial del Frontil, únicamente a título comparativo.

Manantial	Periodo	Q medio (l/s)	Q máximo registrado (l/s)	Q mínimo registrado (l/s)	Aportación media (Hm^3/año)	Desv. típica	Coef. de variación (%)	Razón Qmáx./Qmín. medios anuales
Plines 1	1974-1990	392	742	50	12,4	150,71	38,5	1,8
Genazal 2	1985-1990	366	547	281	11,5	63,25	17,3	1,3
Frontil 12	1974-1990	370	563	226	11,7	63,36	17,1	1,4
Borbollote 15	1974-1990	152	356	78	4,8	59,33	39,1	1,6
25 Caños 16	1974-1990	14	24	5	0,4	4,19	31,1	1,8
Encarnación 17	1974-1975	20	30	13	0,6	6,26	32,0	2,3
Rosadilla 18	1974-1975	41	45	36	1,3	2,17	5,3	1,3
Terciado 20	1974-1987	92	182	50	2,9	19,00	20,7	1,5
Porrinas 21	1974-1990	103	159	64	3,2	24,22	23,6	1,5
Cadena 22	1974-1990	179	336	95	5,7	38,75	21,6	1,4
Manzanil 24	1974-1990	143	318	36	4,5	70,20	49,1	2,4
Bañuelo 32	1981-1990	35	58	20	1,1	9,49	26,8	1,9
Membrillo 33	1981-1990	46	85	27	1,4	13,04	28,6	1,5
Guaro 150	1974-1990	219	1842	0	6,9	319,25	146,0	200
Tajea 180	1974-1990	345	1449	83	10,9	237,53	68,8	3,5
Riofrío 181	1974-1990	1095	2305	535	34,5	373,03	34,1	1,8

Tabla 36.- *Algunos parámetros estadísticos calculados para la descarga de los principales manantiales de Sierra Gorda. Se incluye el Frontil a título comparativo.*

Se observan evoluciones muy dispares entre las descargas de unos manantiales y otros, incluso a menudo contrapuestas, lo que no es más que 20. En la mayoría de las surgencias del Norte, este parámetro está comprendido entre 20 y 40 % (el valor en la Tajea no es representativo de la descarga subterránea), salvo en los manantiales de Genazal y galería de la Rosadilla, donde es inferior al 20 %, si bien las series de caudales en estas surgencias son muy cortas. En el manantial del Frontil también es inferior al 20 %, traduciendo una

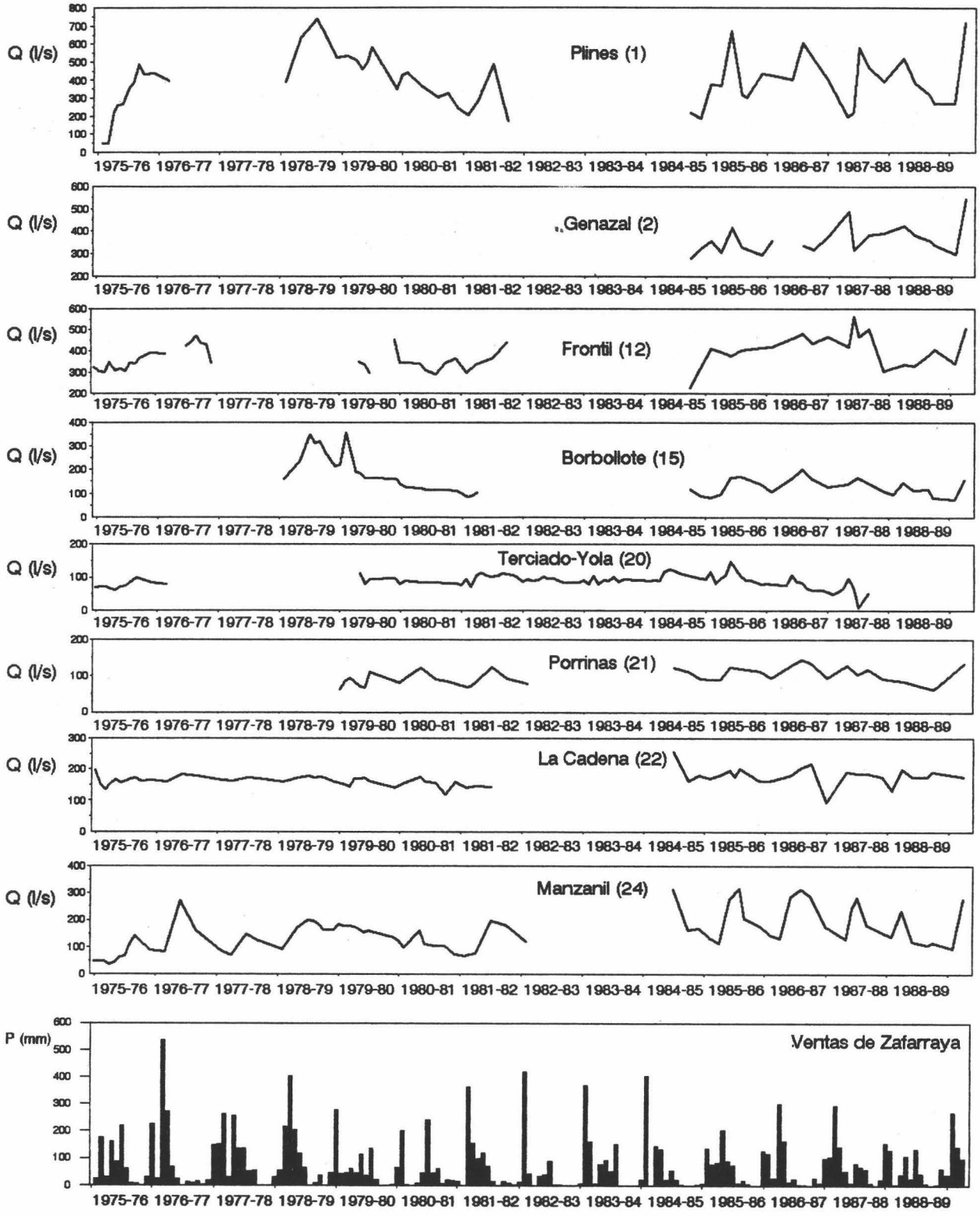


Figura 124.- Series de caudal disponibles en algunos de los principales manantiales de Sierra Gorda, según datos del ITGE y propios. Se incluye el manantial del Frontil a título comparativo.

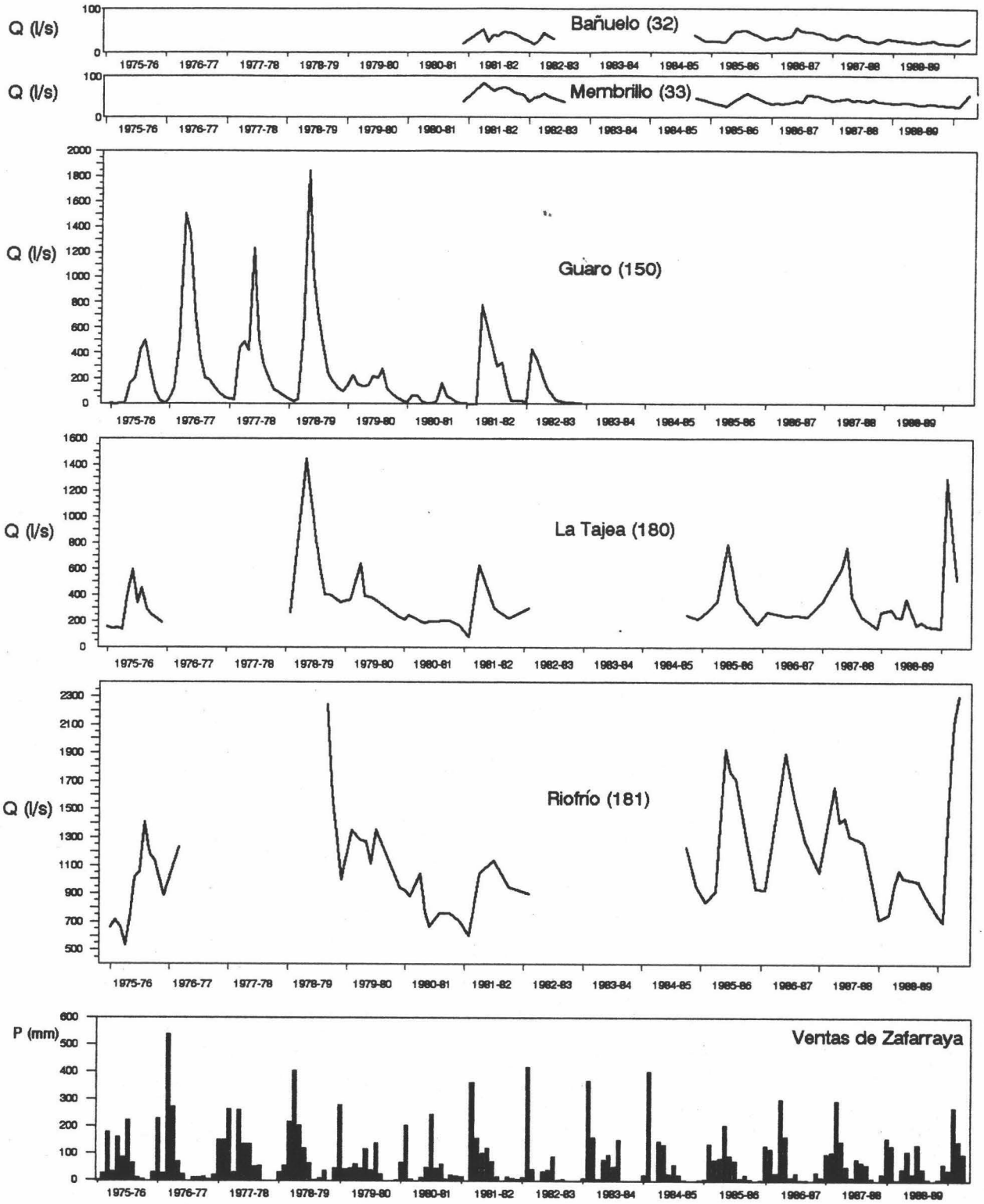


Figura 125.- Series de caudal disponibles en algunos de los principales manantiales de Sierra Gorda, según datos del ITGE y propios.

descarga muy regular por este manantial. La descarga media anual por manantiales (con excepción del Frontil) alcanza un valor de 102 Hm^3, según los datos consignados en la tabla 36; no obstante, considero que esta cifra es muy inferior a la real debido a los escasos datos foronómicos, a su poca fiabilidad en algunos casos, así como a la inclusión de un largo periodo de sequía, como ha sido la década de los 80. Puede decirse que más del 90 % de la descarga por manantiales se realiza por el borde septentrional del macizo, correspondiendo sólo el 6 % a la descarga meridional, por el manantial de Guaro.

Los diferentes grados de oscilación en la descarga, que pueden observarse en las distintas surgencias de Sierra Gorda han sido interpretadas por algunos autores como un comportamiento más o menos inercial del acuífero en cada sector (Benavente *et al.*, 1986), o por la existencia de una permeabilidad (léase karstificación) mayor en distintos sectores y a distintas cotas (IGME, 1983). Analizaré esta cuestión con más detenimiento en los apartados siguientes, a partir de las surgencias con registros foronómicos más frecuentes.

Manantial	Año	Q_0 (l/s)	Coeficiente de recesión (días $^{-1}$)	Capacidad de almacenamiento V (Hm^3)
Plines 1	1978-79	742	0,0018	35,6
Genazal 2	1988-89	429	0,0015	24,7
Frontil 12	1974-75	348	0,0008	37,6
Borbollote 15	1979-80	356	0,006	5,1
25 Caños 16	1978-79	24	0,0025	0,8
Terciado-Yola 20	1974-75	101	0,002	4,4
Porrinas 21	1980-81	123	0,0025	4,3
Cadena 22	1974-75	336	0,0018	16,1
Manzanil 24	1985-86	318	0,0023	11,9
Bañuelo 32	1987-88	42	0,005	0,7
Membrillo 33	1981-82	75	0,003	2,2
Guaro 150	1976-77	1559	0,022	6,1
Tajea 180	1974-75	212	0,002	9,2
Riofrío 181	1974-75	1100	0,004	23,8

Tabla 37.- Datos del ajuste del modelo exponencial de Maillet (1905) para algunas curvas de recesión en los principales manantiales de Sierra Gorda. Se incluye el Frontil a título comparativo.

Respecto al análisis de las curvas de agotamiento, he estimado un único valor del coeficiente de recesión, para un año sólo y para cada manantial, mediante la aplicación del modelo exponencial de Maillet (1905). La descomposición en varios tramos de la curva (Schoeller, 1965; Tripet, 1972 y 1969; Torbarov, 1976; Sánchez Navarro *et al.*, 1988), como realiza IGME (1983) me parece poco afortunada, dadas las grandes lagunas en las series de datos. Los resultados pueden contemplarse en la tabla 37. Con ello pretendo dar únicamente una idea orientativa sobre el grado de regulación que muestran estas surgencias. En general, se observan valores muy bajos de todos los coeficientes de recesión, lo que indicaría una capacidad de almacenamiento y un grado de regulación muy alto en todos los casos.

Antiguedad y García de Cortázar (1988) encuentran para el País Vasco que los coeficientes de agotamiento en surgencias kársticas, comprendidos entre 0,002 y 0,006 días^{-1}, responden a sistemas de drenaje kárstico poco desarrollado y de gran capacidad de regulación, mientras que valores comprendidos entre 0,01 y 0,02 días^{-1} indican todo lo contrario. Según esto sólo el manantial de Guaro, con un coeficiente de recesión de 0,022 días^{-1}, se aproximaría al drenaje de una red kárstica bien desarrollada. Un análisis más detenido de la descarga por este manantial, en especial a partir del análisis correlatorio simple y cruzado, pondrá de manifiesto hasta qué punto traduce este manantial un comportamiento hidrodinámico poco inercial o poco regulador del sector vertiente al mismo.

7.3 EL MANANTIAL DE GUARO

7.3.1 Generalidades

El manantial (o manantiales) de Guaro constituye la principal y casi única descarga del acuífero de Sierra Gorda por el Sur. La cota más baja de emergencia se sitúa a 703 m s.n.m. (IGME, 1983). Desde Octubre de 1981, este manantial se encuentra parcialmente regulado por un sondeo de explotación (nº 152) localizado al Norte del mismo, ya dentro de los materiales acuíferos carbonatados a una cota de 896 m s.n.m., y que abastece a Periana y a la aldea de Guaro.

Desde el día 21 de Abril de 1975 y hasta el día 2 de Septiembre de 1981, el IGME mantuvo un control diario de los caudales en una estación de aforos acondicionada con vertedero triangular y escala limnimétrica. Los caudales diarios registrados en esta estación

de aforos, así como las precipitaciones diarias medidas en Ventas de Zafarraya, se muestran en la figura 126. El periodo representado corresponde, especialmente, a 3 años húmedos (1976-77 a 1978-79) y 3 años secos (1975-76, 1979-80 y 1980-81), desde el punto de vista pluviométrico.

Aunque "picudo", el hidrograma se muestra relativamente "tranquilo" ante los impulsos pluviométricos. Se llegan a registrar, a lo sumo, tres o cuatro puntos de crecida al año. El filtrado que realiza el sistema de drenaje kárstico es importante, especialmente respecto a las lluvias estivales, de manera que las precipitaciones aisladas, incluso superiores a 20 mm/día, no tienen repercusión importante sobre los caudales. Los tiempos de respuesta a las lluvias otoñales llegan a ser de varios días. Sólo la concentración de varios días de lluvia llega a favorecer la infiltración, y, por tanto, la descarga; aunque esta influencia es función -además de la intensidad de la precipitación- del caudal de descarga que existe en ese momento. En general, las crecidas no se producen de forma brusca; aunque rápidas, se realizan de forma escalonada en varios días, de acuerdo con la ocurrencia de las precipitaciones. Las recesiones son relativamente rápidas, en comparación con otras surgencias del macizo de Sierra Gorda (figuras 122 a 125).

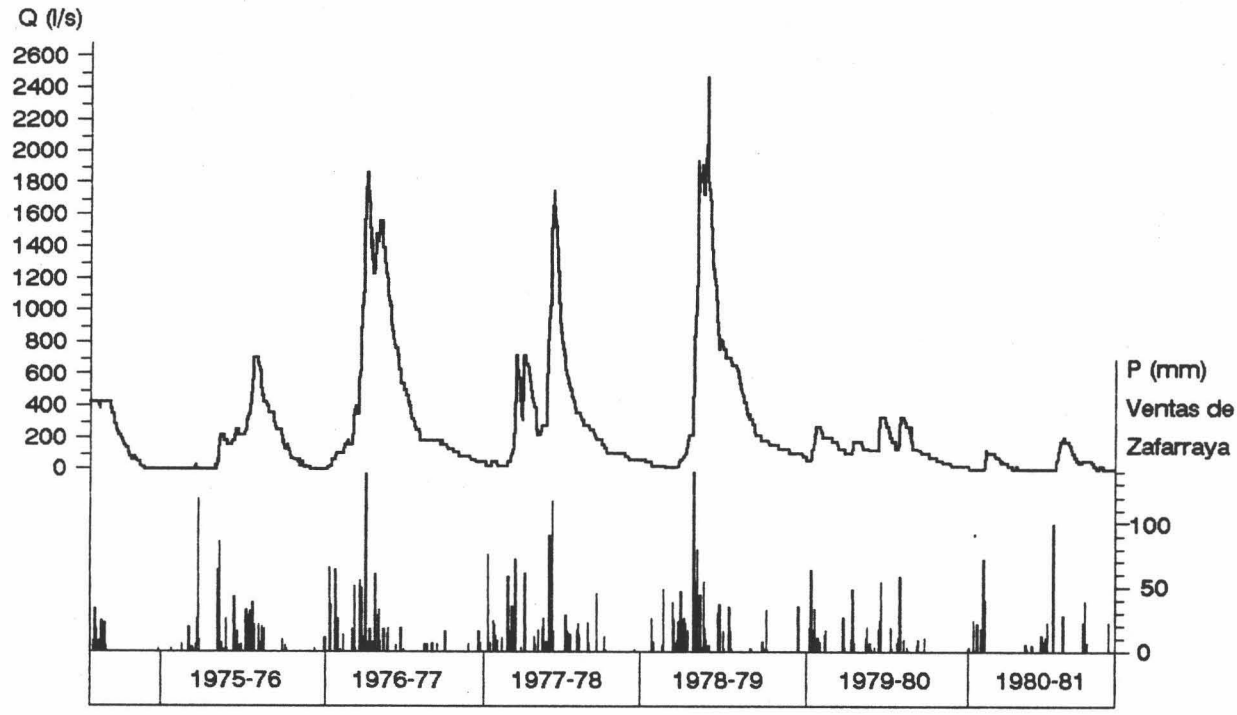


Figura 126.- Caudales medios diarios registrados en el manantial de Guaro, durante el periodo 1975-1981, según datos del ITGE.

De lo expuesto se deduce que el manantial de Guaro es alimentado por un sistema kárstico más desarrollado que para otras surgencias de Sierra Gorda, aunque no tanto que permita una absoluta reproducción de los impulsos pluviométricos en la descarga hídrica. Este filtrado de la señal pluviométrica debe llevarse a cabo especialmente en la franja de infiltración. Las aguas de escorrentía superficial, infiltradas en los ponors de Zafarraya tras precipitaciones de gran intensidad, no parecen tener gran repercusión en los caudales de la surgencia de Guaro, al menos en los periodos de estiaje.

Según IGME (1983) la aportación media anual por el manantial, teniendo en cuenta el grado de humedad del periodo con datos foronómicos y extrapolando a un periodo más largo y representativo, es de unos 8,2 Hm^3. Según estos autores, la variabilidad de la descarga es muy grande, a nivel diario, mensual y anual: los valores extremos de caudales diarios registrados oscilan entre cero y 2500 l/s; más del 75 % de la aportación anual se lleva a cabo en 5 meses (entre Enero y Mayo), con máximos en Febrero y Marzo, y siendo la relación de aportaciones entre el mes máximo y mínimo de 16; la aportación anual varía entre 13,3 y 1,3 Hm^3. Dada esta aparente gran variabilidad, se han propuesto planes de regulación de este manantial, a fin de adecuar sus recursos a la demanda de la región de influencia (López Geta *et al.*, 1981; IGME, 1983).

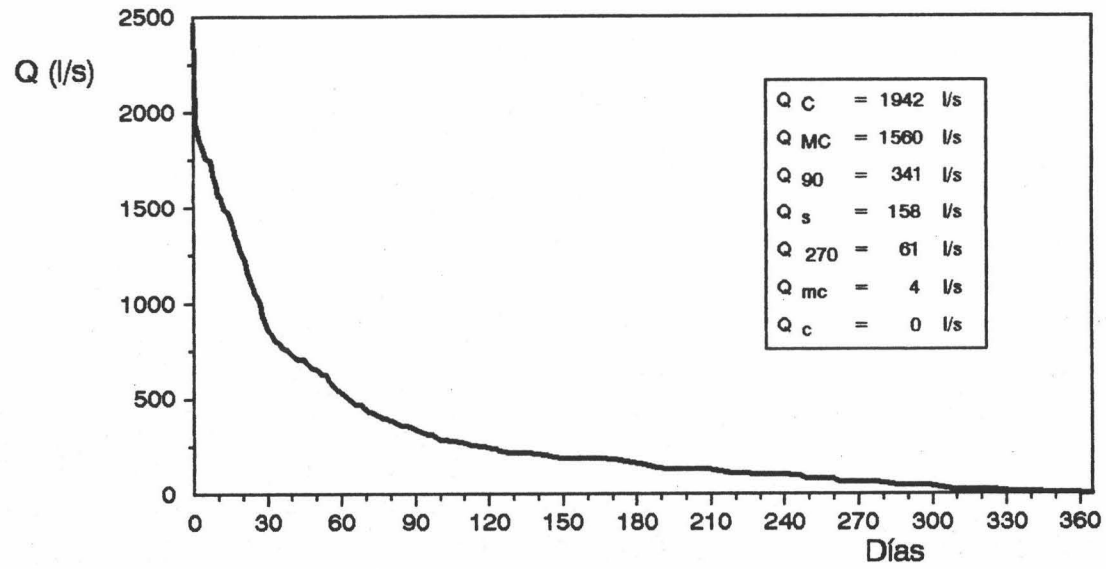


Figura 127.- *Curva de caudales clasificados, media del periodo 1975/76-1979/80, del manantial de Guaro, y caudales característicos.*

En la figura 127 muestro la curva de caudales clasificados, media del periodo de registro diario en la estación de aforos, así como los caudales característicos que se obtienen. El ajuste de los caudales a una distribución lognormal mostraría dos puntos de ruptura en torno a los valores de caudal de 200 l/s y 1500 l/s, individualizando tres grupos de valores aparentemente sin correlación estadística (menores de 200 l/s, entre 200 y 1500 l/s y mayores de 1500 l/s). El ajuste de los caudales clasificados a la distribución de Laplace (Mangin, 1971) permite observar dos intervalos de caudales independizados en torno a un valor de 1500 l/s. La explicación más plausible de la independencia de los caudales superiores a 1500 l/s (rara vez alcanzados) me parece que puede buscarse en la incidencia de los aportes masivos y rápidos procedentes de la infiltración del arroyo de la Madre en el sector de Zafarraya, especialmente en periodos de recarga muy intensa. La existencia de uno o dos grupos de caudales, en el intervalo 0-1500 l/s, procedentes de áreas del karst con distinta permeabilidad, me parece más discutible.

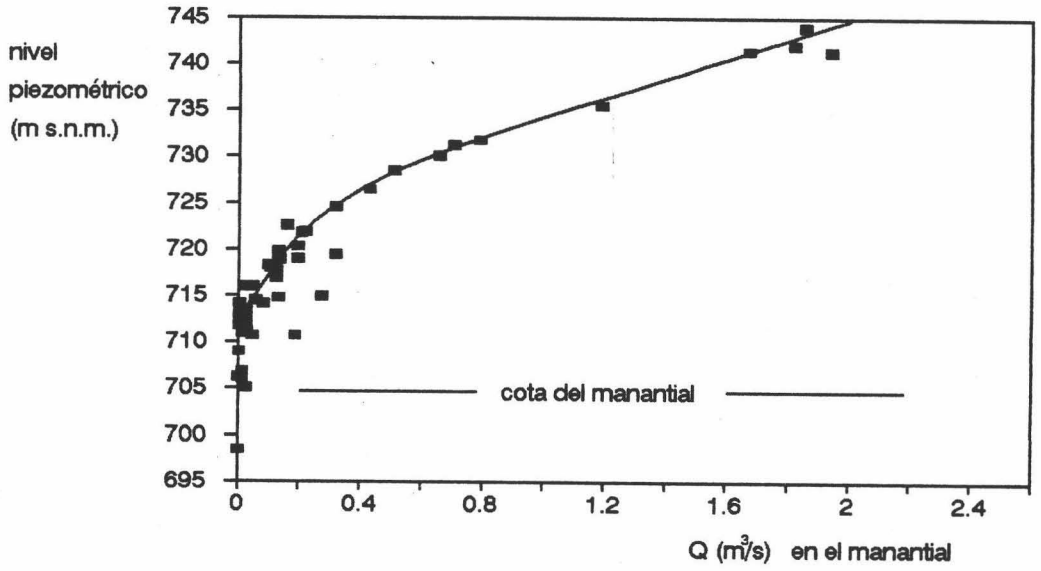


Figura 128.- *Relación entre cota del nivel piezométrico en el sondeo nº 152 y el caudal del manantial de Guaro, medidos simultáneamente.*

Respecto a la relación de la descarga por el manantial con la piezometría, se dispone de aforos directos en el manantial y medidas de nivel en el sondeo nº 152 simultáneos. Los datos disponibles se han representado en la figura 128. IGME (1983) no encuentra una buena correlación entre los valores altos de ambas variables y los valores bajos, pero es claro que no existe una correlación lineal entre niveles piezométricos y caudales de descarga. En general, el ajuste realizado en la figura 128 corresponde bien (según los criterios de Bonacci,

1987), al flujo de un acuífero libre, es decir, no se aprecia "flujo a presión" a través de conductos preferentes. La curva obtenida sería asimilable a la curva de llenado de un embalse superficial, indicando un aumento en extensión superficial de la franja saturada, conforme lo hace el volumen almacenado.

Pese a todo, existen varios puntos que se alejan notablemente del ajuste. Estos pares de valores anómalos corresponden a tres momentos en que un aumento importante del caudal no estaba correspondido por una subida piezométrica, concretamente los días 20-12-1978, 28-1-1979 y entre el 10 y el 30 de Octubre de 1979. Según IGME (1983) este fenómeno podría ser debido a que el manantial descargaba recursos procedentes de la franja no saturada, aunque podría ser que el sondeo esté enclavado en un área de permeabilidad relativamente menor a la de los drenes o fracturas que conectarían de forma "preferencial" con la surgencia.

Por último, se ha podido observar (IGME, 1983) que en determinados momentos en que el manantial se encontraba seco (entre el 10-10-1981 y el 26-12-1981), el nivel piezométrico seguía descendiendo progresivamente cada día. Ello induce a pensar que, en ese periodo, todo el acuífero descargaba por los manantiales del Norte. El manantial de Guaro actuaría, por lo tanto, como un "*trop plein*" del sistema hidrogeológico.

7.3.2 Curvas de recesión

El análisis de las curvas de recesión (decrecida y agotamiento), que he realizado para los hidrogramas anuales del manantial de Guaro, se ha basado esencialmente en la aplicación del modelo exponencial de Maillet (1905). Con ello no quiero indicar que considero la recesión como una función continua que responde al vaciado de un sólo sistema de drenaje, aunque lo contrario tampoco está muy claro a la vista de los datos disponibles. Sólo pretendo dar una idea de la forma en que se produce la descarga por el manantial, en términos medios.

El modelo de Maillet ($Q_t = Q_0\, e^{-\alpha t}$) es el de uso más generalizado en todo tipo de acuíferos. Si bien, sólo en el caso de acuíferos kársticos-carbonatados muy inerciales suele dar buenos resultados (Padilla, 1990). Por otra parte, todos los métodos de ajuste y descomposición del hidrograma presentan problemas, no siendo generalizables a todos los casos (Pulido Bosch, 1983 y 1987; Antiguedad, 1989).

Los resultados obtenidos, para los cuatro años más significativos, pueden contemplarse en la tabla 38. Se deduce un valor medio del coeficiente de recesión del orden de 0,022 días^{-1}. El ajuste al modelo exponencial es muy bueno en los años 1975-76 y 1976-77, y de menor precisión en los dos años restantes. Es patente el descenso del valor del coeficiente de recesión conforme aumenta el caudal al inicio de la decrecida. Este hecho, que también aprecia el IGME (1983) puede ser debido, según estos autores, al aumento del área vertiente al manantial (desplazamiento de la divisoria hidrogeológica hacia el Norte) por encima de un determinado umbral de la recarga, de manera que en esos momentos aumenta la capacidad de almacenamiento; o, también, a cambios en la difusividad del acuífero.

Año	Coeficiente de recesión (días^{-1})	Q_0 (l/s)	V (Hm^3)
1975-76	0,028	708	2,2
1976-77	0,022	1559	6,1
1977-78	0,019	1750	8,0
1978-79	0,018	2468	11,8

Tabla 38.- Curvas de recesión estudiadas sobre el hidrograma del manantial de Guaro.

Antiguedad (1986 a y c) relaciona los cambios en el coeficiente de agotamiento de los manantiales kársticos con el volumen de precipitación del último episodio lluvioso previo a la decrecida (a una mayor precipitación le corresponde un menor coeficiente de agotamiento), de modo que una mayor aportación pluviométrica implica menos participación del caudal de base en la surgencia durante la decrecida, y aumento de las reservas, que permiten así una disminución más lenta de los caudales durante el agotamiento. Según Padilla (1990) el valor del coeficiente de agotamiento puede dar una idea aproximada de la difusividad del acuífero y, por tanto, del grado de karstificación que afecta a la franja saturada; sin embargo, es preciso tomar con reservas las interpretaciones ya que intervienen otros factores que los condicionan tales como la geometría del acuífero y el estado de saturación del mismo. Este último puede tener gran incidencia en el caso de que no exista una linealidad manifiesta entre la carga hidráulica y el caudal, como antes se ha puesto de manifiesto para el sector de Guaro.

Es ajuste exponencial de Maillet (1905) realizado para las curvas de recesión se muestra bastante bueno desde los caudales altos a los bajos, indicando que no existen conductos preferenciales en el drenaje kárstico (poca jerarquía de la red kárstica), siendo relativamente homogénea la permeabilidad del sistema.

La descomposición de la recesión en decrecida+agotamiento según el método propuesto por Mangin (1970 a y b, 1975) es una práctica frecuente en los estudios más recientes realizados en este país sobre la hidrodinámica del karst (Antiguedad *et al.*, 1984; Antiguedad 1986 a y c; Obartí, 1987; Padilla, 1990). Siguiendo esa metodología, Obartí *et al.* (1988) analizan, junto a otras surgencias españolas, la curva de recesión del manantial de Guaro, durante el ciclo 1977-78. Tras calcular un índice **i** = 0,4 (valor de la función y -expresión de la modulación que el sistema kárstico ejerce sobre la función de entrada- para aguas bajas y tiempos de dos días) y un poder regulador (razón entre volumen dinámico máximo y flujo tránsito medio) **k** = 0,22, la clasificación del manantial correspondería a un sistema karstificado especialmente en la franja de infiltración, con desfases en la alimentación (presencia de terrenos no kársticos, escorrentía superficial, nieve, etc.).

7.3.3 Análisis correlatorio

Los estudios convencionales de series temporales de lluvia y caudal incluyen el análisis de correlación (dominio temporal) y el análisis espectral (dominio frecuencial), tanto simples como cruzados (Mangin, 1981 a y b, 1982; Mangin y Pulido Bosch, 1983; Benavente y Mangin, 1984; Benavente, 1986; Antiguedad, 1986 a y c; Obartí, 1987; Antiguedad *et al.*, 1987; Obartí *et al.*, 1988; Antiguedad y García de Cortázar, 1988; Antiguedad 1989; Padilla, 1990). De momento, sólo me ha sido posible realizar el análisis correlatorio de los datos de precipitación y caudales en el sector de Guaro, si bien, en algún caso he observado el espectro de frecuencias para comprobar ciertos aspectos de periodicidad en las series.

En la figura 129 muestro el correlograma simple medio de los caudales del manantial de Guaro, calculado para un periodo de 5 años hidrológicos (1 de Octubre 1975 a 30 de Septiembre de 1980), y con una ventana de observación de 150 días. La función de autocorrelación, con suave decrecimiento, da buena cuenta de la gran inercia que presenta el sistema que alimenta al manantial de Guaro, al constatarse un efecto memoria considerable (entre 70 y 90 días). Este dato puede considerarse, en primera aproximación, como indicativo del comportamiento hidrodinámico medio de la parte del acuífero que alimenta a Guaro, con gran poder regulador (importancia de las reservas renovables) y, por tanto, con una karstificación relativamente homogénea (escasa jerarquización).

No obstante, hay que tener en cuenta otros factores condicionantes de la memoria del sistema, independientes de las propiedades hidrodinámicas del acuífero, como son las dimensiones del acuífero (Sahuquillo *et al.*, 1987; Obartí *et al.*, 1988), los cambios en la

geometría de la franja saturada (falta de linealidad del sistema), la alimentación procedente de otros acuíferos o de la infiltración de cursos superficiales, la reactivación de un paleokarst en las crecidas, la distribución de las precipitaciones (Mangin, 1981 a; Padilla, 1990).

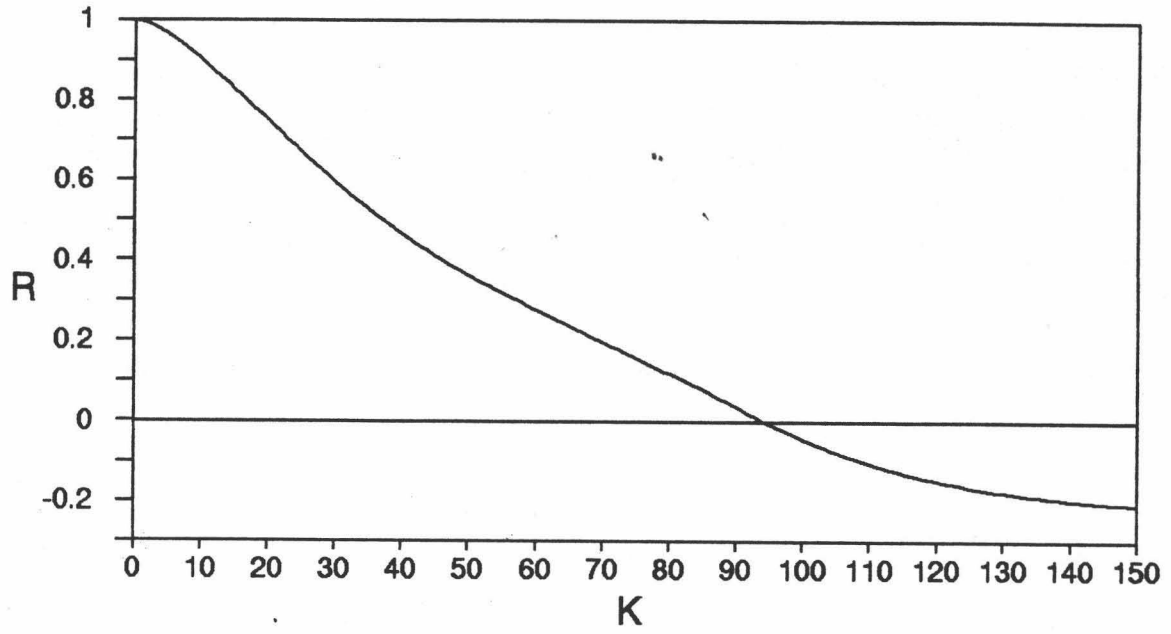


Figura 129.- Correlograma simple medio para las series de caudal del manantial de Guaro.

En la figura 130 he representado los correlogramas simples obtenidos, individualmente, para cada uno de los cinco años de la serie estudiada. Se comprueba que existe una cierta dispersión en los correlogramas individuales, especialmente en los años 1977-78 y 1979-80, donde el decrecimiento de la función de correlación es más fuerte para pasos de tiempo más pequeños y aparecen "mesetas" para los mayores. En principio, esta dispersión parece independiente de la cantidad de agua precipitada en el ciclo hidrológico, ya que corresponden a un año húmedo y a un año seco, respectivamente.

Los correlogramas simples estimados por Padilla (1990) para la descarga por el manantial de la Villa -localizado en otro acuífero kárstico relativamente próximo a Sierra Gorda (Torcal de Antequera)- muestran también una gran dispersión en esos dos ciclos hidrológicos. Por otra parte, este autor demuestra que la variabilidad observada en los correlogramas de los caudales, a nivel de ciclos anuales, no puede ser imputable principalmente a la falta de linealidad del sistema acuífero (cambios en la geometría de la franja saturada, variación de la permeabilidad del acuífero en profundidad, cambios en las relaciones con diferentes sistemas anexos presentes en el karst, variación de la influencia de

los aportes por infiltración del arroyo de la Madre, etc.), sino a la falta de estacionaridad que existe al tratar series con un intervalo muestral de un sólo ciclo hidrológico y a la distribución de las precipitaciones en cada año, la cual influye sobre los caudales de descarga (una precipitación muy regular, producida sobre un acuífero de respuesta lineal, daría correlogramas con pendientes menos pronunciadas que si ésta es de distribución irregular).

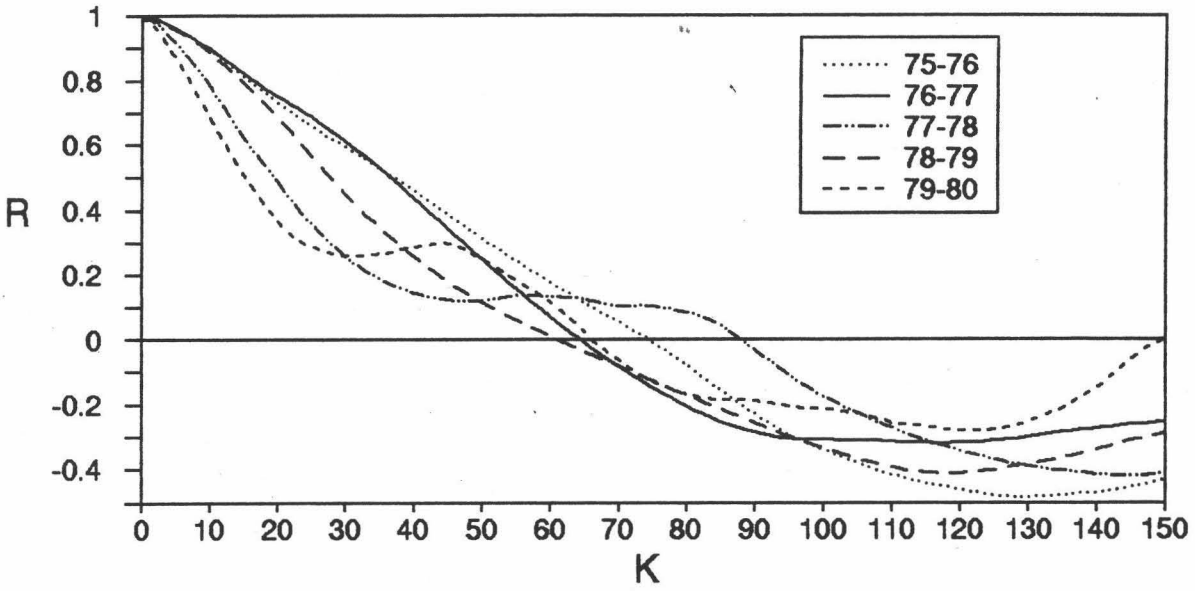


***Figura 130.-** Correlogramas simples, para cada ciclo hidrológico, de los caudales del manantial de Guaro.*

Respecto al análisis de correlación cruzado, en la figura 131 muestro el correlograma cruzado medio correspondiente al periodo de cinco años estudiados, para una ventana de observación de 150 días. En la medida en que la señal de entrada (precipitaciones) pueda ser asimilable a un proceso aleatorio, el correlograma cruzado representa la respuesta impulsional del sistema, es decir, ofrece una buena imagen del hidrograma unitario. El correlograma cruzado medio refleja, en la parte positiva, un decrecimiento muy suave de la función, indicando una duración de la respuesta comprendida entre 100 y 140 días. Estos resultados revelan, una vez más, que nos hallamos ante un sistema kárstico muy inercial y de gran regulación, con un funcionamiento hidrodinámico más parecido al de un acuífero fisurado que al de un acuífero kárstico (s.str.). El tiempo de respuesta medio (tiempo de transferencia o tiempo de concentración) al impulso pluviométrico es muy grande, correspondiendo a un retraso medio de unos 12 días. La práctica ausencia de otros picos de máxima correlación, para *lags* inferiores a 80 días, descarta o minimiza el efecto de los aportes masivos de agua al acuífero por infiltración del arroyo de la Madre en los ponors del

polje de Zafarraya, al menos para una duración superior al intervalo muestral de la serie (diario).

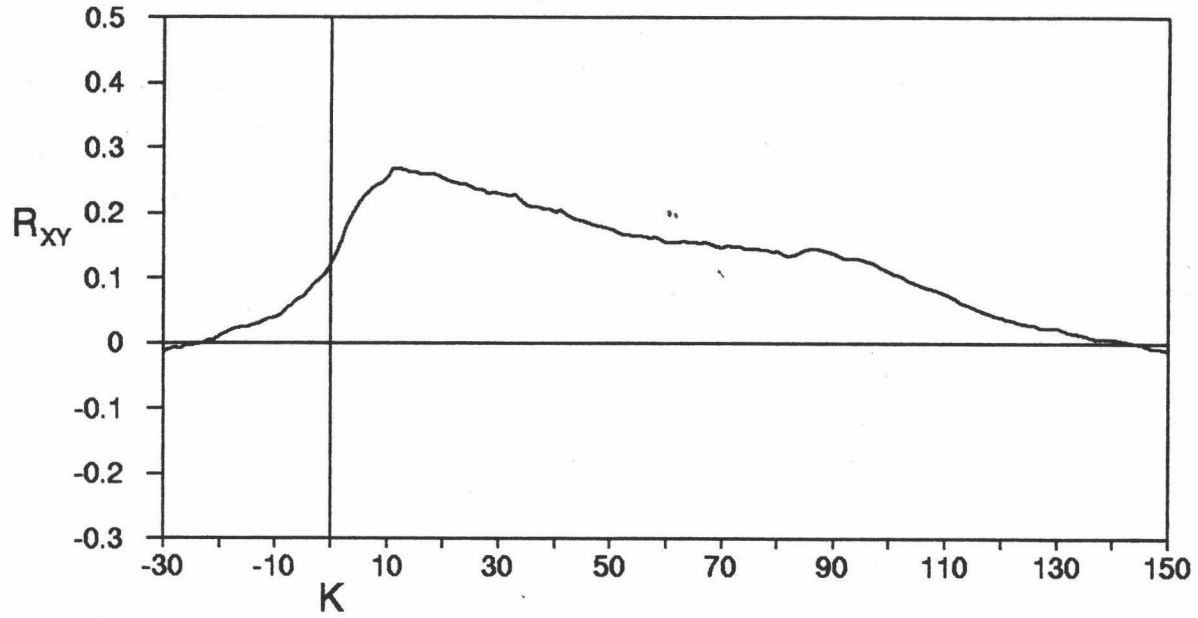
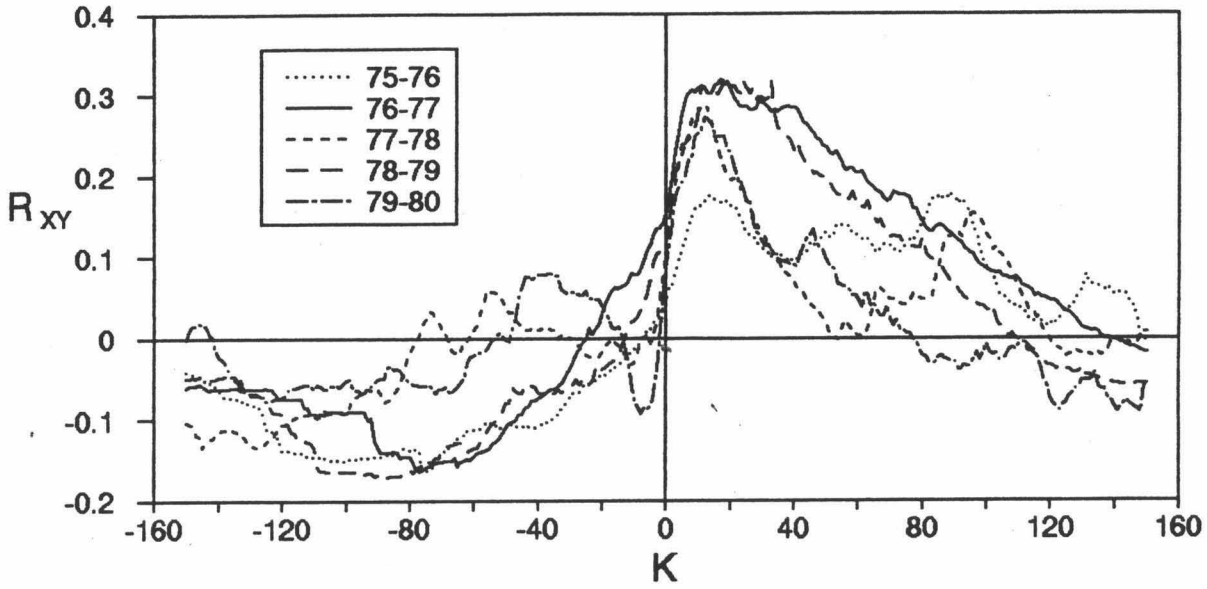


Figura 131.- *Correlograma cruzado medio para el sectro de Guaro.*

No obstante, un pequeño pico situado en torno a valores de k de 86 días no puede ser interpretado como una nueva impulsión de flujo muy lento, sino que es debido a la componente periódica de las series de datos pluviométricos y foronómicos (Padilla, 1990); la observación del espectro de frecuencias proporcionaría un pico en la misma posición. Por esta misma razón, la duración de la respuesta impulsional que suministra el correlograma cruzado (100-140 días) debe ser superior a la real. En este sentido, recuérdese que el efecto memoria puesto de manifiesto por el correlograma simple de los caudales fue de 70 a 90 días.

En la figura 132 represento los correlogramas cruzados individuales, correspondientes a cada uno de los cinco ciclos estudiados. La máxima correlación oscila, para los distintos casos, entre márgenes muy estrechos (9-20 días). La distorsión observada en los correlogramas individuales (con nuevos picos, en general, para *lags* superiores a 45 días) puede interpretarse en el mismo sentido que para los correlogramas simples individuales, es decir, a consecuencia de la falta de estacionalidad que aparece al analizar periodos de un solo año y a la periodicidad intraanual de las series (Padilla, 1990).



***Fugura 132.-** Correlogramas cruzados, para cada uno de los ciclos hidrológicos, en el sector de Guaro. Ventana de observación de 150 días.*

7.4 EL SECTOR DE RIOFRIO

7.4.1 Generalidades

En lo que sigue, intentaré analizar el comportamiento hidrodinámico del acuífero de Sierra Gorda en el sector de Riofrío, a partir de los registros foronómicos realizados diariamente en la estación de aforos E-88 (río Frío en el "puente califal" -mal llamado puente romano- de la localidad de Riofrío). Todas las consideraciones realizadas en el capítulo de Hidrología de superficie (epígrafe 3.2.5), sobre la cuenca del río Frío y la estación de aforos E-88 son válidas y aplicables en este momento, por lo que no volveré a repetirlas. Simplemente me limitaré a resaltar los aspectos hidrológicos e hidrogeológicos más relevantes de la cuenca vertiente al punto de aforos, así como a la descripción general del hidrograma.

El río Frío (s.str.) tiene su origen al pie de Sierra Gorda, en el grupo de surgencias de Riofrío (manantiales mineros 181 a 184 del inventario). Estas surgencias se sitúan a la cota 515 m s.n.m., aproximadamente, y constituyen la principal descarga del acuífero carbonatado de Sierra Gorda. Otra descarga importante de este acuífero en la cuenca vertiente a la estación de aforos E-88 corresponde a los manantiales de la Tajea (nº 180), ubicados en el

principal afluente del río Frío (arroyo de las Mozas), a cota aproximada de 530 m s.n.m. Buena parte de la cuenca hidrográfica del arroyo de las Mozas está jalonada por materiales de baja permeabilidad, por lo que, en la estación de aforos E-88, se registran importantes aportes de aguas superficiales tras los episodios lluviosos. Además existen aportes de otros sistemas acuíferos, como la Sierra de Gibalto.

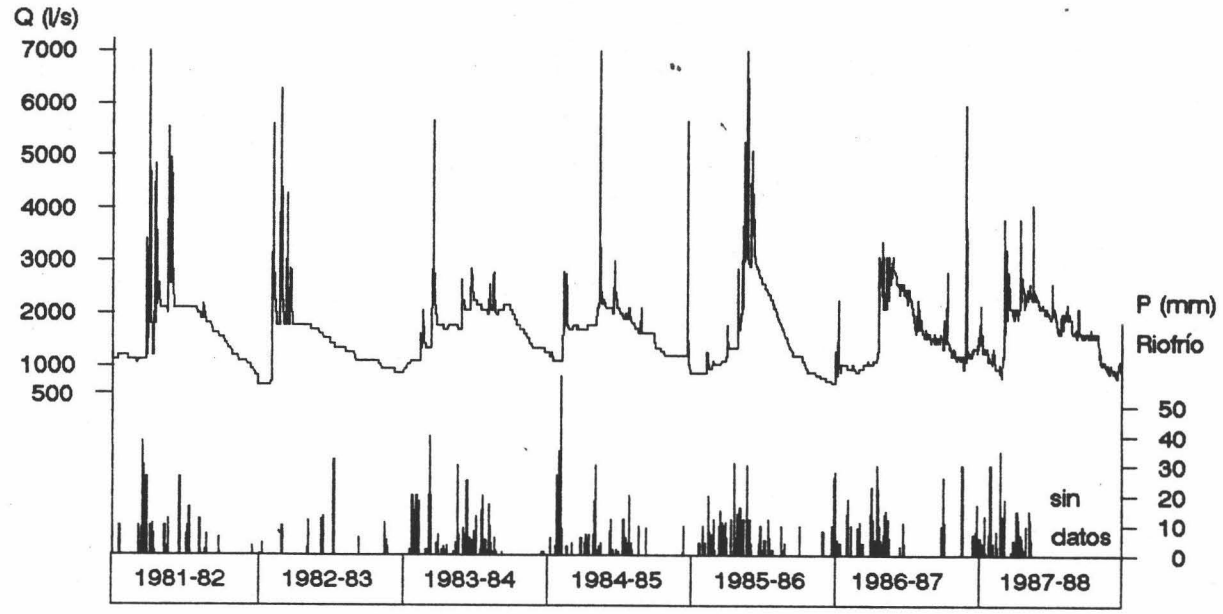


Figura 133.- *Caudales medios diarios registrados en el río Frío (estación de aforos E-88), durante el periodo 1981/82-1987/88. Datos cedidos por la CAG.*

El análisis de las aportaciones y caudales clasificados, registrados en la estación de aforos de Riofrío, así como de los aforos directos realizados en algunos puntos clave de la cuenca vertiente, me han permitido valorar (cfr. epígrafe 3.2.5) los aportes de distinto origen a la estación de aforos, de la siguiente manera: más de 1350 l/s (76 % del registrado en la estación) corresponden a la descarga media del grupo de surgencias de Riofrío; más de 250 l/s (15,4 %) corresponden a las surgencias de la Tajea; en torno a 40 l/s (6 %) sería el caudal medio aportado por otros acuíferos independientes de Sierra Gorda; y algo más de 100 l/s (2,5 %) representarían la aportación media de aguas estrictamente superficiales.

Según lo expuesto, se observa que la principal aportación a la estación de aforos E-88 (más del 90 % de los recursos) corresponde a la descarga de Sierra Gorda en el sector de Riofrío-La Tajea. Por ello, me parece factible e interesante realizar un análisis detenido de las series foronómicas de dicha estación, a fin de obtener información del comportamiento

hidrodinámico del acuífero de Sierra Gorda. *A priori*, la importancia de las descargas de otros acuíferos se puede considerar muy pequeña, y las descargas de aguas superficiales podrán ser discriminadas con cierta facilidad (al menos cualitativamente), por lo que la mayor parte de la información extraída sobre el hidrograma corresponderá al funcionamiento hidrogeológico de Sierra Gorda.

El periodo elegido para el análisis global de 7 años hidrológicos, entre el 1 de Octubre de 1981 y el 30 de Septiembre de 1988. Los datos referentes a caudal y precipitaciones diarias se representan en la figura 133. La forma general del hidrograma se muestra bastante aplanada, aunque los aportes superficiales (a veces con caudales superiores a 7 m^3/s) imprimen un cierto carácter "nervioso" al mismo.

Si se hace abstracción de estas avenidas, perfectamente coincidentes con días de cierta intensidad pluviométrica, se puede intuir un filtrado importante de los impulsos pluviométricos, por parte del acuífero de Sierra Gorda, en especial durante los periodos de estiaje, donde no se aprecia respuesta para precipitaciones inferiores a 10 mm/día. Parece evidente, también, que las precipitaciones aisladas de intensidad superior sólo repercuten en la escorrentía superficial. El caudal de base aumenta sólo tras periodos más o menos largos (dependiendo de la intensidad de las lluvias) de días lluviosos. No es posible apreciar con claridad los tiempos de respuesta del acuífero, dadas las interferencias que introduce la escorrentía superficial.

En el epígrafe 3.2.5 ya hice oportuna referencia a la distribución de los caudales clasificados, observándose un predominio de los aportes superficiales para caudales superiores a 3 m^3/s, y de los aportes subterráneos por debajo de ese límite de la descarga.

7.4.2 Curvas de recesión

Al igual que en el caso del manantial de Guaro, para los hidrogramas anuales del río Frío, he aplicado el modelo exponencial de Maillet (1905) al ajuste de la curva de agotamiento del hidrograma (probablemente incluya la decrecida y el agotamiento de las descargas subterráneas), es decir, evitando los picos correspondientes a avenidas de aguas superficiales.

Los resultados que he obtenido, para 6 ciclos hidrológicos (en los que apenas había laguna en los datos de precipitación) se recogen en la tabla 39. El valor medio que puede

estimarse para el coeficiente de agotamiento es de 0,0057 días^{-1}, algo superior al indicado en el apartado 7.2 para los manantiales de la Tajea y Riofrío, individualmente, pero que se aproxima a los valores medios estimados por el IGME (1983) en estas dos surgencias: 0,0067 días^{-1} para la Tajea y 0,0054 para Riofrío.

Año	Día de partida	Coeficiente de recesión o agotamiento (días^{-1})	Q_0 (l/s)	V (Hm^3)
1981-82	17-5-82	0,006	2090	30,1
1982-83	10-2-83	0,0035	1780	43,9
1983-84	30-6-84	0,006	2156	31,0
1984-85	25-3-85	0,005	2270	39,2
1985-86	13-3-86	0,008	3100	33,5
1986-87	22-2-87	0,0055	2900	45,6

Tabla 39.- Curvas de agotamiento estudiadas sobre el hidrograma del río Frío (estación de aforos E-88).

Si se consideran estos bajos valores del coeficiente de agotamiento como representativos de la descarga del acuífero de Sierra Gorda en este sector, entonces se podría decir que el modo en que se realiza ésta corresponde a un desarrollo débil u homogéneo de la karstificación del sistema, el cual presentaría una gran capacidad de regulación (cfr. Antiguedad y García de Cortázar, 1988).

7.4.3 Análisis correlatorio

La aplicación del análisis correlatorio simple y cruzado tiene mayor dificultad en el caso de la descarga del río Frío, dado que la componente superficial de los aportes distorsiona notablemente la información que podría extraerse sobre el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, en este sector. No obstante, puesto que la incidencia -en cuanto a volumen total aportado- de las surgencias es de gran importancia, esta metodología permite identificar algunos de los fenómenos que se observan con el comportamiento hidrodinámico del acuífero.

El correlograma simple de los caudales, calculado para todo el periodo de estudio elegido (6 ciclos hidrogeológicos, desde 1981-82 hasta 1986-87), con una ventana de observación de 150 días, se muestra en la figura 134. Puede observarse cómo la función de autocorrelación decrece rápidamente hasta valores de k de 3-4 días (influencia de las crecidas del río), a partir de este nivel, y tras un cambio brusco en la pendiente, la función decrece de forma muy regular (influencia de la descarga de aguas subterráneas), hasta determinar un

efecto memoria del sistema río-acuífero de gran importancia (57-80 días). Ello podría indicar un agotamiento muy regular en el sistema que alimenta a los manantiales de la Tajea y Riofrío.

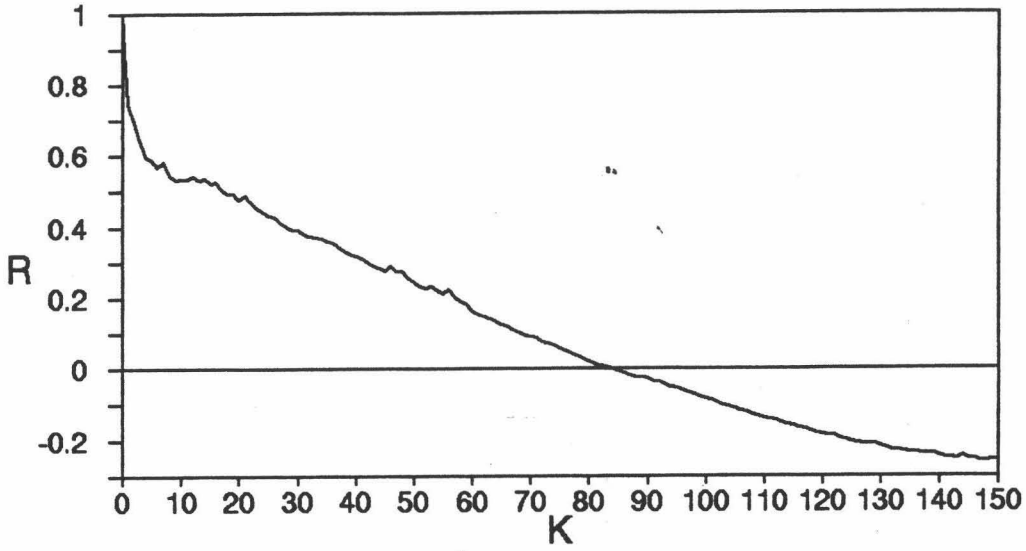


***Figura 134.-** Correlograma simple medio para las series de caudal consideradas en el río Frío.*

El acuífero presenta, pues, un gran poder regulador, así como una gran inercia, probablemente mayor de la que refleja el correlograma simple, dado que la influencia de los aportes superficiales actúa en favor de una reducción de la dependencia propio del sistema.

Según lo expuesto, el comportamiento hidrodinámico del acuífero sería más parecido al de un acuífero fisurado, homogeneamente karstificado, mal drenado y sin gran desarrollo de la red kárstica. Aunque, al igual que para el manantial de Guaro, es preciso tener en cuenta la incidencia de otros factores sobre la memoria del sistema (dimensiones del acuífero, alimentación de otros sistemas hidrológicos e hidrogeológicos anexos a Sierra Gorda, etc.).

Los correlogramas simples, individualizados para cada ciclo hidrológico (figura 135), presentan, en general, la misma evolución que el correlograma medio, si bien, con irregularidades más acentuadas y con una importante dispersión de unas a otras. Ello es debido, como ya indiqué anteriormente a la falta de estacionaridad y a la periodicidad de la serie de caudales (inducida, lógicamente por la periodicidad de las precipitaciones). Pese a todo, la duración de la respuesta no es inferior a 40-60 días, en cualquiera de los casos, siendo, en general, bastante alta.

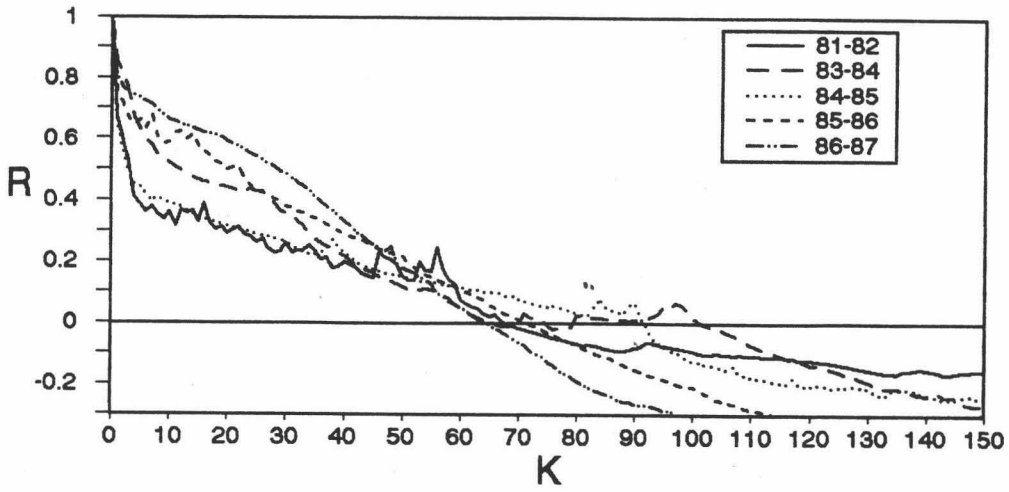


***Figura 135.-** Correlogramas simples, para cada ciclo hidrológico considerado, de los caudales del río Frío.*

El correlograma cruzado (lluvia en Riofrío y caudal en la estación de aforos) medio del periodo estudiado (figura 136) refleja una respuesta muy rápida o inmediata del río a las precipitaciones, así como numerosos picos de correlación relativamente alta que corresponden a los episodios periódicos de crecida del mismo, y ocasionados en los momentos de cierta intensidad pluviométrica. Estos picos sobresalen ligeramente por encima de lo que podríamos llamar función de correlación cruzada de base, que correspondería al hidrograma unitario de las surgencias de Sierra Gorda. Este muestra un comportamiento muy regular para valores de k inferiores a 50 días, a partir del cual decrece de forma suave hasta indicar una duración de la respuesta de 120-140 días (mayor que la obtenida con el correlograma simple).

El pico correspondiente al tiempo de respuesta al impulso pluviométrico, en el acuífero de Sierra Gorda, no se puede detectar, al menos no se puede atribuir con certeza a alguno de los máximos de correlación secundarios. Lo mismo puede decirse para la posible influencia sobre los manantiales de la infiltración del arroyo de la Madre en los ponors del polje de Zafarraya.

Los correlogramas cruzados individuales no aportan mayor información, presentando a su vez una gran dispersión debido a las causas antes reseñadas, razón por lo cual no los he representado.

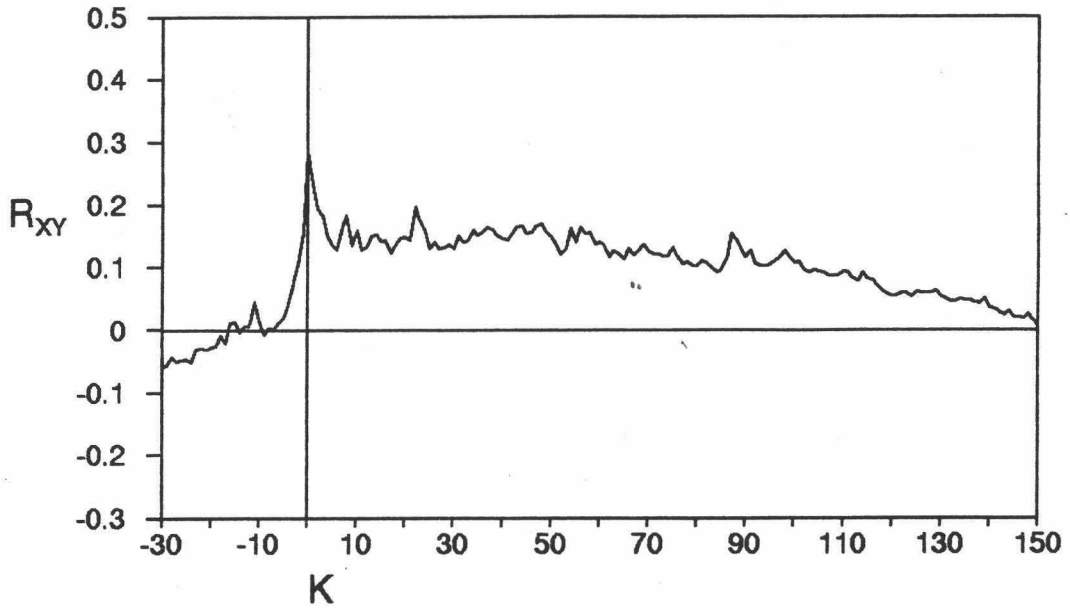


Figura 136.- Correlograma cruzado medio para el río Frío.

7.5 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO

Al margen de la complejidad específica que presenta el acuífero kárstico de Sierra Gorda en cuanto a la heterogeneidad de la recarga, por su naturaleza (infiltración de la lluvia, alimentación oculta de otros acuíferos superpuestos, infiltración indirecta de aguas superficiales, etc.) y a nivel espacial y temporal (dos máximos pluviométricos anuales), pienso que su comportamiento global es más próximo al de un medio fisurado (Louis 1968 y 1974; Kiraly, 1975, 1977 y 1979; Drogue, 1971, 1982 y 1983) u homogeneamente karstificado (Pulido Bosch, 1986 y 1988) que al de un medio kárstico (*s. str.*) fuertemente heterogéneo y anisótropo (Mangin, 1975, 1978, 1982 a y b, 1984 a y b, 1985 y 1986; Bakalowicz, 1978, 1979, 1986; Bakalowicz y Mangin, 1980). Según otras clasificaciones, su funcionamiento sería más parecido al de un acuífero de flujo difuso (Atkinson, 1977; Bayó, 1982) o intermedio entre fisurado y kárstico (Bayó *et al.*, 1986). La heterogeneidad y anisotropía de sus propiedades hidráulicas serían importantes a gran escala, aunque, a pequeña escala y a un cierto nivel, podría ser considerado como homogéneo.

En primera aproximación, la existencia de un gran número de manantiales -todos ellos permanentes (a excepción del de Guaro) y de caudales medios importantes- que llevan a cabo

el drenaje del sistema, sugiere la no existencia de grandes estructuras de alta difusividad, es decir, de grandes conductos kársticos muy desarrollados y jerarquizados que conectan las áreas de recarga con las de evacuación, sino, más bien, de una cierta homogeneidad en el desarrollo de la karstificación que explota los principales juegos de fracturas existentes en el macizo, con los caudales están conectados los manantiales.

No obstante, el hecho de que no todos los manantiales se sitúen a la misma cota (diferencias en más de 50 m entre las surgencias del Norte, y de unos 200 m entre éstas y las del Sur), junto a que los manantiales más bajos no son los que presentan un mayor volumen de descarga (aunque sí una mayor regularidad, en general), me hace pensar en la existencia de una circulación o descarga preferente según los juegos de fracturas que han actuado más recientemente en distensión, y que, por tanto, son más favorables a la karstificación subactual, al menos a nivel de la franja saturada. Esto podría explicar las diferencias observadas entre el régimen de la descarga entre el sector de Riofrío (asociado al sistema de fracturas N 140-150° E) y el sector del Manzanil (relacionado con el sistema N 40-50° E), existiendo un cierto flujo preferente hacia el primero de ellos. Ello, no obstante, se puede considerar que todos los sistemas de fracturas se encuentran más o menos karstificados, participando toda la masa carbonatada en el almacenamiento y la transmisión del agua (Pulido Bosch, 1988).

La piezometría del acuífero es presumiblemente continua en toda su extensión. En realidad, los sondeos que resultaron secos no llegaron a alcanzar la franja saturada. Ahora bien, se han puesto de manifiesto notables diferencias en el rendimiento de las captaciones que sí alcanzaron el nivel piezométrico. Aunque existen muy pocos datos sobre las características físicas de los terrenos atravesados, es probable que las diferencias se deban a la presencia de estructuras en el karst de diferente difusividad hidráulica (macrofracturas o drenes muy transmisivos, frente a bloques microfisurados poco permeables, pero muy capacitivos), si bien, es muy difícil establecer una separación neta entre los comportamientos hidrodinámicos a que dan lugar ambos tipos de estructuras.

La evolución de los niveles piezométricos en el sector occidental del polje de Zafarraya revela, también, la existencia de áreas con muy distinta difusividad, existiendo inversión de gradientes durante los eventos de recarga (Drogue, 1969, 1971 b, 1974 y 1980), así como diferentes condiciones de alimentación desde los subsistemas acuíferos que drenan hacia el kárstico. Estos subsistemas (detrítico cuaternario y calcarenitas miocenas), por su comportamiento más regular, constituyen un filtro que contribuye a la homogeneización de la recarga del acuífero carbonatado, al menos en un área relativamente importante.

Las divisorias hidrológicas que eventualmente pudieran establecerse en el manto acuífero son virtuales, cambiando de posición y forma según las condiciones de recarga, de tal forma que un trazador inyectado en un punto puede ser recuperado en numerosas surgencias. Ello aleja aún más a Sierra Gorda del modelo kárstico jerarquizado, es decir, no existe una concentración del flujo en un reducido número de conductos, dispuestos de manera parecida a una red de drenaje fluvial, desarrollada desde abajo hacia arriba. Los indicios de una mayor "transmisividad equivalente" hacia las áreas de descarga son escasos. Unicamente poseo el dato de un sondeo próximo al manantial de Güaro, que arroja el valor más alto de transmisividad encontrado en una captación, al menos según la información de que dispongo.

La complejidad geológica del área se traduce, aparte de en la existencia de acuíferos superpuestos de distinto comportamiento hidrogeológico, en una cierta independencia de determinados sectores del acuífero kárstico, por compartimentación. Unos de estos compartimentos parece ser el sector oriental del polje de Zafarraya, donde la reprofundización de captaciones no ha mostrado una disminución en los rendimientos de las mismas. Este hecho pone de manifiesto que no existe una disminución importante de la porosidad fisural y kárstica con la profundidad. De hecho, el flujo pistón observado en las surgencias de Riofrío podría ser debido a una movilización de las reservas estáticas, a favor de gradientes elevados, durante los episodios de recarga pluviométrica, lo que conlleva un buen desarrollo de la fracturación y karstificación en profundidad. La presencia de manantiales termominerales en el sector de Salar refuerza esta hipótesis.

La intensa karstificación que se observa en la superficie del macizo, no tiene contrapartida en la funcionalidad hidrodinámica de la karstificación profunda, al menos no en la franja saturada. El comportamiento altamente regulador de ésta, refleja una gran capacidad de almacenamiento. El papel de la potente franja no saturada del acuífero debe ser de gran importancia en el poder regulador que muestra el sistema.

La distribución unimodal de la conductividad eléctrica (léase mineralización) del agua que emerge por las surgencias de Riofrío, refuerza la idea de un comportamiento hidrodinámico parecido al de un acuífero fisurado o karstificado en su conjunto, ya que una homogeneidad hidroquímica es equivalente a una cierta homogeneidad hidráulica.

El análisis correlatorio aplicado a la descarga en los sectores de Guaro y Riofrío apunta en el mismo sentido, evidenciando una duración de la respuesta importante. El comportamiento global del sistema es próximo al de otros acuíferos kársticos de gran inercia, estudiados en las Cordilleras Béticas, especialmente al caso del Torcal (Padilla, com. pers.).

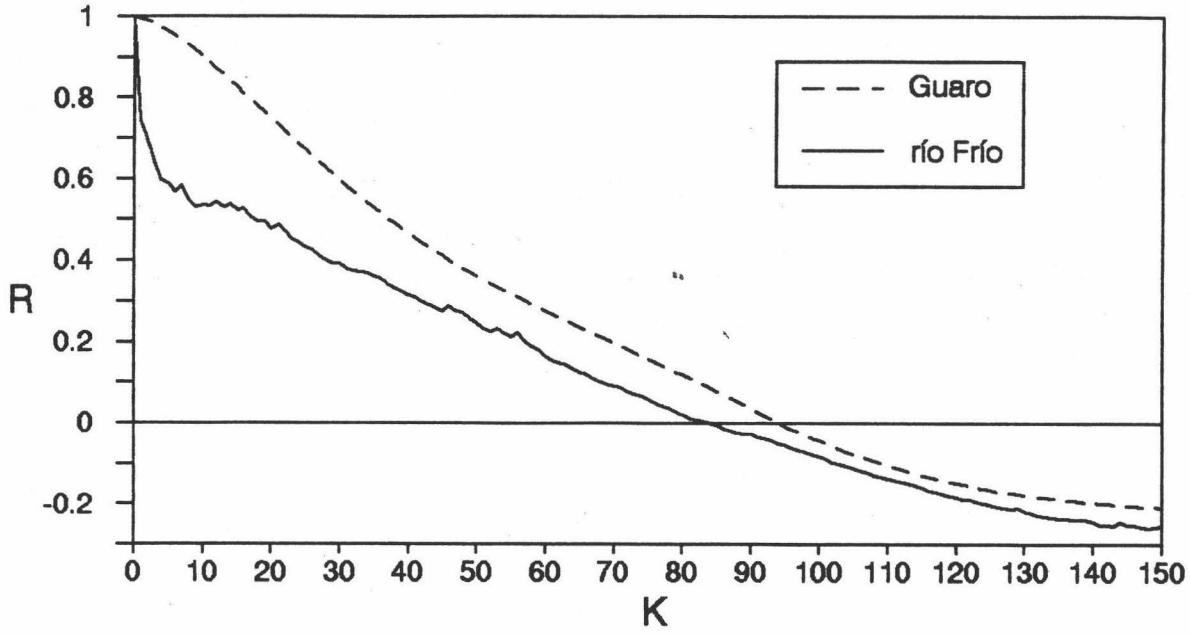


Figura 137.- Correlogramas simples medios para el manantial de Guaro y el río Frío.

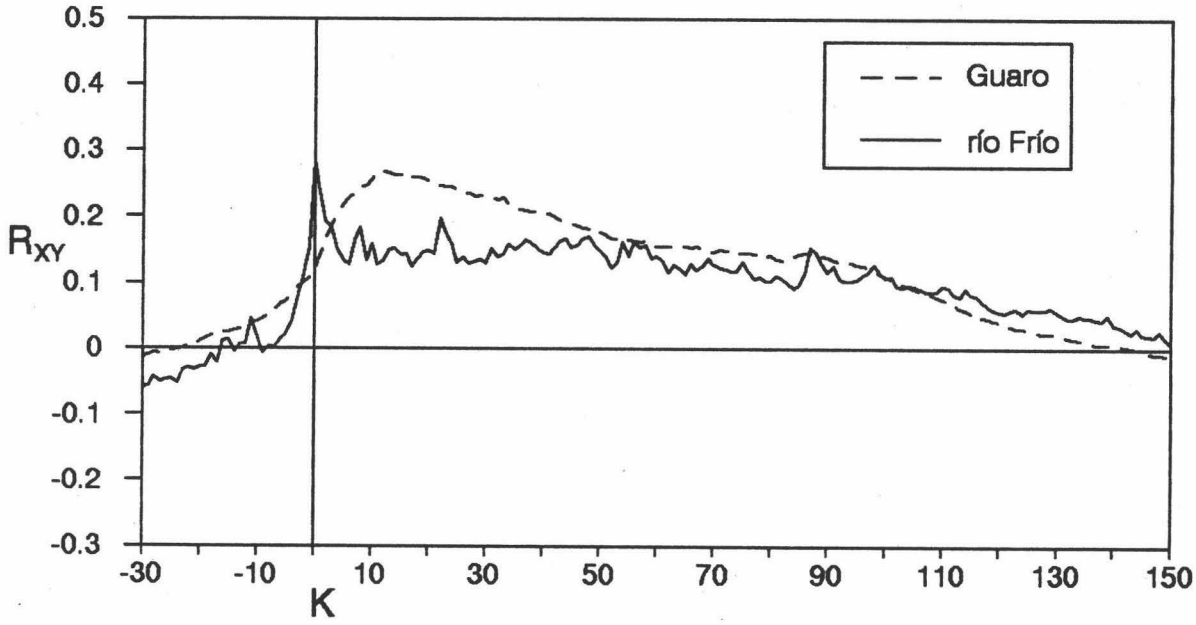


Figura 138.- Correlogramas cruzados medios para los sectores de Guaro y el río Frío.

No obstante, se aprecian ciertas diferencias entre los correlogramas simples (figura 137) y cruzados (figura 138) del sector de Guaro y Riofrío, especialmente para valores de k menores de 50 días. El hidrograma unitario de Guaro refleja una mayor rapidez en el agotamiento y un aspecto más "picudo" que para el sector de Riofrío. Al margen de las diferencias existentes entre la extensión del área vertiente a cada uno de estos sectores (mayor en el caso de Riofrío), las divergencias en el comportamiento pueden ser debidas a un mayor desarrollo relativo de la karstificación funcional en el sector de Guaro (situado casi 200 m más alto que Riofrío), lo que estaría de acuerdo con la menor mineralización de las aguas que son drenadas por este manantial.

El esquema propuesto por Smart (1983), que muestro en la figura 139, podría explicar la forma aplanada del hidrograma unitario de Riofrío, mientras que el pico que "falta" emerge en el sector de Guaro, manantial temporal, situado a cota más alta, y que drena el mismo acuífero a manera de "*trop plein*".

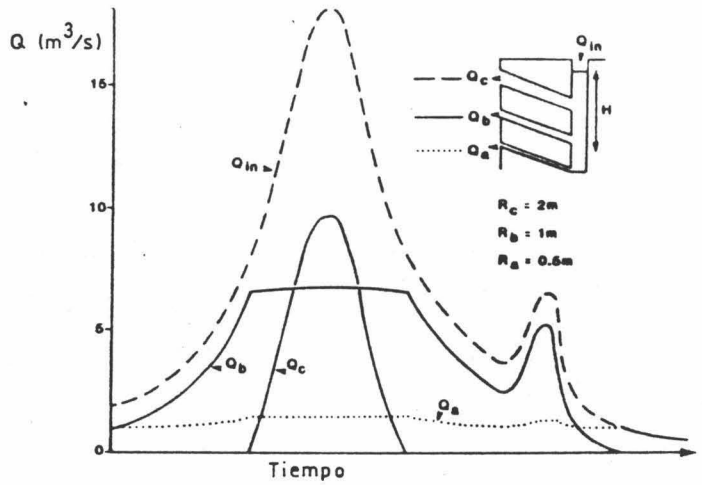


Figura 139.- Modelo de sistema estático (sin consideración del almacenamiento), con tres componentes en la descarga que responden a un hidrograma de recarga arbitrario. Q, descarga; R, radio de los conductos. Tomado de Smart (1983).

8 BALANCE HIDRICO Y APROVECHAMIENTO DE RECURSOS

8.1 AJUSTE DE UN BALANCE

Uno de los objetivos de este trabajo es intentar aproximarse lo máximo posible a la determinación de los recursos existentes en el macizo de Sierra Gorda. La realización del balance puede aportar, además, datos que ayuden a la interpretación del conjunto de la información hidrogeológica.

No obstante, llegar a evaluar los distintos componentes del ciclo hidrológico en un área es una tarea difícil, entre otras cosas por que éstos son muy variables. Ello es especialmente cierto en el caso de la recarga; para su cálculo, aún persiste una gran incertidumbre, sobretodo en los métodos empíricos que pueden ser aplicados. Por ello, en este apartado sólo pretendo llegar a evaluar el orden de magnitud de los diferentes términos del balance hídrico general entre entradas y salidas de agua en el sistema hidrogeológico, a partir de los datos meteorológicos, hidrológicos e hidrogeológicos. No he realizado ningún tipo de ensayo específico encaminado a la determinación experimental de la infiltración.

El balance lo he planteado para el conjunto del macizo (subsistemas detríticos de los poljes y acuífero carbonatado), aunque para llegar a resultados más fiables me he visto obligado a estimar algunos de los términos independientes para los balances parciales de los distintos subsistemas. A nivel general he tenido en cuenta los siguientes términos:

- ENTRADAS: recarga de la lluvia (infiltración eficaz o lluvia útil, según los casos) y recarga indirecta por infiltración de aguas superficiales generadas en sectores externos al sistema hidrogeológico. El retorno de regadíos lo he considerado como una "no salida". Otros posibles mecanismos de recarga, como la condensación del vapor de agua en las cavidades y los aportes laterales de otros sistemas acuíferos localmente en contacto con el de Sierra Gorda, los he considerado de poca importancia frente a los citados al principio.

- SALIDAS: extracciones en pozos sin tener en cuenta los retornos (bombeos netos), descarga visible por manantiales y descarga oculta a otros sistemas hidrogeológicos o al río Genil. La escorrentía superficial que escapa fuera del macizo la he considerado despreciable en el balance.

Para un intervalo de tiempo de varios años, como es este caso, y dado que las explotaciones en Sierra Gorda no afectan a las reservas estáticas, he considerado nula la variación de la reserva, por lo que en el balance las entradas deben igualarse a las salidas.

La infiltración a partir del agua de lluvia constituye la principal alimentación del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda, muy por encima de cualquier otra fuente de recarga. En el capítulo 2 (apartado 2.5) estimé la lluvia útil del sistema en un valor total, medio anual, en torno a 149 Hm^3. La mayor parte de este volumen anual (133 Hm^3/año) corresponde al macizo carbonatado de Sierra Gorda (*s.str.*) y el resto a los acuíferos detríticos aluviales de los poljes de Zafarraya, de la Dona y de Pilas Dedil.

Supuesta nula la escorrentía superficial sobre los materiales carbonatados, y que la que se genera en los poljes termina infiltrándose en el sistema, toda esa lluvia útil se puede considerar como infiltración eficaz en el mismo. De forma intuitiva, el valor de infiltración de la lluvia debe ser alto, dada la desnudez que muestran los afloramientos kársticos y la escasa pendiente del terreno en buena parte del área estudiada.

Este término del balance, como indiqué en el capítulo 2, lo he estimado a partir del método de Thornthwaite (1948), para un periodo de 30 años hidrológicos (1956/57-1985/86), considerando un valor de la reserva de agua utilizable por las plantas de 25 mm para los materiales carbonatados, de 50 mm para los materiales detríticos del polje de Zafarraya, y de 100 mm para los de los poljes de la Dona y Pilas Dedil (el relleno detrítico en estos casos es más arcilloso que en Zafarraya). En la práctica, este método es el que suele dar mejores resultados en las condiciones climáticas (templadas subhúmedas) de los macizos calizos del sector occidental de Andalucía, aplicando, como se ha visto, una capacidad de campo baja para los materiales carbonatados, de acuerdo con la escasa extensión de la cubierta edáfica y vegetal de los macizos.

Sin embargo, la existencia de áreas abruptas, extensas superficies con una cubierta edáfica poco desarrollada o nula, y escasa superficie cultivada, son elementos poco favorables en la aplicación de las fórmulas empíricas disponibles para el cálculo de la evapotranspiración, de cara a la realización de un balance hidrometeorológico, por lo que las cifras obtenidas deben ser tomadas con las debidas reservas. No obstante, los métodos empíricos utilizados por otros autores (Delgado Moya, *et al.*, 1974; Hidalgo, 1974 a) para la estimación de la recarga pluviométrica en Sierra Gorda (el método de Turc, por ejemplo), han caído en desuso progresivamente, ya que infravaloran excesivamente la recarga pluviométrica. Tampoco me parece correcto utilizar una capacidad de campo mayor para los

terrenos calizos -IGME (1983) utiliza el método de Thornthwaite con una c.c. = 50 mm- con vistas al ajuste del balance, ya que ello puede hacer infravalorar una probable descarga oculta del sistema.

		En este estudio	Dip. Prov. Granada-ITGE (1990)	Rubio y del Valle (1987)	IGME (1983)	Hidalgo (1974 a)	Delgado Moya *et al.* (1974)
ENTRADAS	Infiltración de la lluvia	134	112	100	104	108	108-111
	Infiltración de aguas superficiales externas	5	3	3	7	5	
SALIDAS	Bombeos netos	8	3,5	3	1		
	Descarga por manantiales	118	111	100	110	113	106
	Descarga oculta o no controlada	12					2

Tabla 40.- Síntesis del balance hídrico realizado y comparación con los de otros autores. Valores redondeados, en Hm^3/año.

Es necesario hacer una salvedad a los valores de lluvia útil medios obtenidos, de gran importancia a la hora de compararla con los datos disponibles sobre extracciones y descarga por manantiales. En la segunda mitad del periodo 1956/57-1985/86 se han registrado precipitaciones anuales medias hasta un 10 % más bajas que las que se obtienen para el periodo de 30 años completo. Los datos hidrológicos disponibles sobre la descarga de manantiales y de cursos superficiales corresponden esencialmente a esta segunda mitad, por lo que he considerado más conveniente utilizar un valor de la infiltración de la lluvia corregido, del orden de 134 Hm^3/año, para la realización del balance. En este volumen anual, la mayor parte (120 Hm^3) corresponde a la infiltración en los materiales carbonatados, mientras que unos 13,5 Hm^3 sería la recarga pluviométrica de los materiales detríticos (figura 140).

No voy a tener en cuenta las posibles, aunque no probables, aportaciones laterales a Sierra Gorda procedentes de alguna de las unidades carbonatadas alpujárrides. No hay ningún indicio de que éstas sean de una importancia tal que obligue a considerarlas.

Respecto a la recarga por infiltración de aguas superficiales procedentes del exterior del sistema hidrogeológico, una parte de la misma se produce en los acuíferos detríticos de los

poljes, actuando éstos de filtro, y otra parte accede directamente al acuífero carbonatado de Sierra Gorda. Los aforos diferenciales llevados a cabo en el arroyo de la Madre (principal curso perdedor hacia el sistema) indican que la mayor parte de la recarga sigue la primera modalidad, si bien el detrítico actúa como un mero conductor del agua, cuyo destino final es principalmente el acuífero carbonatado subyacente.

En general, la infiltración de aguas superficiales procedentes del exterior del sistema, especialmente del arroyo de la Madre, la estimo en unos 5 Hm^3/año; sólo una pequeña parte de estos recursos, difícil de evaluar, accede a los sumideros localizados sobre los materiales carbonatados. El valor obtenido es un dato intermedio entre los calculados por otros autores (tabla 40).

Para la determinación del volumen de agua extraído por bombeo (bombeos netos) me he basado en los datos del inventario de puntos de agua, así como en la estimación de la demanda actual para riego (a partir de dotaciones reales sin retornos). Aproximadamente, en la totalidad del sistema hidrogeológico, se bombean unos 8 Hm^3/año, correspondiendo unos 3,6 Hm^3/año a las extracciones netas realizadas en los pozos excavados en materiales detríticos, y unos 4,8 Hm^3/año a los bombeos netos realizados sobre el acuífero carbonatado, destinados al regadío en los poljes y al abastecimiento de los núcleos del polje de Zafarraya y de Periana. Hay que decir que estas cifras corresponden a datos relativamente recientes, por lo que su extrapolación al periodo considerado daría valores algo inferiores.

La evaluación de las salidas por manantiales es difícil, sobre todo si se tiene en cuenta que los datos de caudal disponibles no son muy continuos y que no se han controlado todas las surgencias por igual. La mayor parte de los datos corresponde al periodo 1974/75-1988/89 (cedidos gentilmente por el IGME), pero existen otros datos de la CAG (para el periodo 1968/69-1971/72) que también he considerado, así como los datos de aforos en el río Frío.

La descarga más importante por surgencias se realiza hacia el río Genil y sus principales afluentes en el sector de Loja, donde se contabiliza un aporte medio anual de 110 Hm^3/año (no he tenido en cuenta la descarga por el manantial del Frontil). Según los datos del IGME, y los del inventario, la descarga media por el Sur del macizo es de unos 8 Hm^3/año; la práctica totalidad de estos recursos drena por el sector de Guaro. Por lo tanto, la descarga visible total, más real, corregidos los datos del IGME con las aportaciones a estaciones de aforos y los aforos realizados por la CAG en cursos superficiales, resulta ser de unos 118 Hm^3/año.

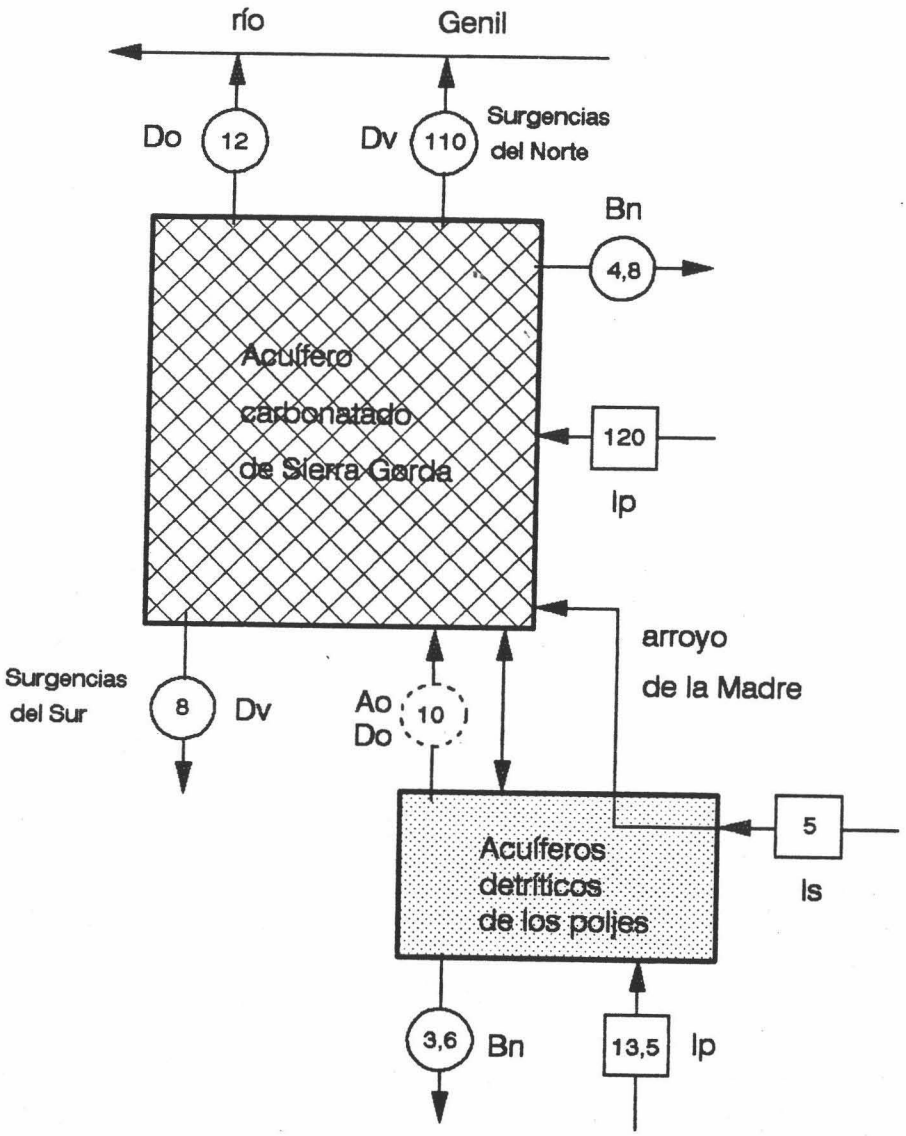


Figura 140.- ***Representación esquemática de los principales componentes del balance hídrico para el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda. Ip, lluvia útil o infiltración eficaz. Is, infiltración indirecta a partir de aguas superficiales externas al sistema (esencialmente por el arroyo de la Madre). Ao, aportación lateral oculta de los acuíferos detríticos al acuífero carbonatado. Bn, bombeos netos. Dv, descarga visible por manantiales. Do, descarga oculta o no controlada al río Genil u otros acuíferos.***

Sin tener en cuenta más términos que los reseñados anteriormente se observaría un claro desajuste en el balance hídrico, no justificándose totalmente las entradas al sistema. El valor residual resultante (12 Hm^3/año), que aún podría ser mayor si se considera que los bombeos no han permanecido constantes en el periodo establecido para el balance, lo atribuyo a la

existencia de una descarga oculta hacia el río Genil, o bien a una falta de control de la descarga visible (tabla 40 y figura 140).

Esta descarga oculta -o no controlada- me parece muy probable por varias razones: a lo largo del estudio he podido localizar varias surgencias junto al cauce del río Genil, algunas de las cuales presentaban caudales superiores a 40 l/s, especialmente en lugares tan poco accesibles como las gargantas que atraviesa el río a su paso por Loja (Infiernos bajos y altos de Loja); la aportación diferencial estimada entre la estación de aforos de Loja (E-45) y la estación de aforos -hoy en día desaparecida- de Iznájar (E-46), así como los aforos diferenciales, realizados con flotador, antes y después del área de influencia de la descarga de Sierra Gorda sobre el río, indican aportes cuantiosos al mismo que no se justifican con la descarga visible; existe un gran desconocimiento sobre el valor de la descarga de muchas de las surgencias incorporadas a la red de abastecimiento de Loja; es frecuente que no se disponga de datos de caudales de las surgencias en periodos de recarga pluviométrica intensa.

En contra de esta hipótesis se tienen los aforos diferenciales que he realizado con micromolinete, los cuales no demostraron la existencia de esa aportación oculta.

Otra posibilidad que se puede señalar para explicar el desajuste es la existencia de aportes laterales ocultos hacia otros sistemas hidrogeológicos. En este sentido, varios autores han utilizado este argumento para explicar las importantes aportaciones medias que muestra el manantial del Frontil, situado al pie del Hacho de Loja, en la margen derecha del río Genil.

Los resultados que he obtenido, tanto hidrológicos como hidroquímicos, no permiten desmentir categóricamente la hipotética conexión hídrica de Sierra Gorda con el Hacho de Loja, aunque tampoco la favorecen. No obstante, si se atiende al buen sentido hidrogeológico, el nivel de descarga impuesto por el río Genil para ambos acuíferos, hace muy difícil dicha conexión.

Las diferencias con otras valoraciones del balance realizadas anteriormente (tabla 40) hay que buscarlas, por tanto, en: la no coincidencia en los métodos de estimación de la lluvia útil o diferencias en la estimación de la superficie de recarga; la falta de registro continuo del caudal de los manantiales o la no valoración de la descarga de determinadas surgencias importantes (río Genazal, por ejemplo); el uso de periodos más cortos que el aquí contemplado; etc.

8.2 TASA DE INFILTRACION

A modo de resumen, expondré en este apartado los resultados obtenidos sobre la estimación de la recarga pluviométrica, según distintas metodologías. Los resultados obtenidos, mediante la aplicación de métodos empíricos, ya fueron comentados en el capítulo 2, donde expuse detenidamente todo el procedimiento seguido en cada caso. Del análisis de la descarga visible también se puede extraer un valor aproximado de la tasa de infiltración, pero para que éste sea fiable es preciso que todo el acuífero drene por manantiales bien localizados, y que éstos estén bien controlados.

Un método que no he ensayado hasta el momento es el balance de cloruros (Schoeller, 1962). Dado que este ión sufre, en general, escasas modificaciones en su tránsito por los acuíferos, es posible, en muchos casos, utilizarlo como un trazador casi ideal. Si se conoce el contenido medio del mismo en el agua de lluvia y en el agua subterránea, entonces es posible estimar, aproximadamente, el valor de la infiltración frente a la pluviometría.

Supuesta nula la escorrentía superficial, y si el suelo o el acuífero no aporta cloruros, la infiltración se puede estimar (Custodio y Llamas, 1983) de la siguiente relación:

$$I \approx P\, C_p/C_i$$

donde P es la pluviometría en mm, C_p el contenido medio en cloruros del agua de lluvia, y C_i el contenido en Cl^- del agua subterránea, especialmente en la parte más superior de la franja saturada.

Los valores encontrados de Cl^- en dos aljibes situados en la parte somital de Sierra Gorda, asimilables a la concentración media en el agua de lluvia, son de 5 y 7 mg/l. Si se tiene en cuenta que la precipitación media anual sobre todo el sistema hidrogeológico (acuífero carbonatado y acuíferos detríticos de los poljes) es de más de 845 mm, y que la concentración media ponderada de Cl^- en el agua descargada por manantiales es de 34 mg/l, resulta una infiltración media en torno a 48 Hm^3/año, valor bajo si se compara con el obtenido para la descarga por surgencias en el balance hídrico.

A modo de síntesis, la tasa de infiltración resultante de la aplicación de los diversos métodos, la esquematizo a continuación:

Método	Infiltración (% respecto a la lluvia)
Thornthwaite (1948)	54 %
Coutagne (1954)	30 %
Turc (1955)	28 %
Kessler (1965)	58 %
Balance de cloruros	18 %
Descarga por manantiales (+ bombeos)	46 %-49%

El valor más dispar, respecto al valor de referencia obtenido por la descarga visible por manantiales, es el que suministra el método del balance de los cloruros, no pudiendo ser admitido ni tan siquiera como aproximado. Una información complementaria se desprende de esta falta de inaplicabilidad que es la existencia de aportes de cloruros desde la franja saturada del acuífero. Este hecho ya lo apuntaban en el capítulo 6, al hablar de las características hidroquímicas de las aguas del embalse subterráneo.

Los valores obtenidos mediante la aplicación de los métodos empíricos de Coutagne (1954) y Turc (1955) infravaloran, también, la recarga pluviométrica, no pudiendo ser aplicados en las condiciones climáticas que muestra Sierra Gorda, al igual que ocurre en numerosas áreas de estas latitudes.

Los métodos empíricos de Thornthwaite (1948) y Kessler (1965) sobreestiman la recarga pluviométrica. De ser aplicables estas metodologías, habría que admitir la existencia de un drenaje oculto o no controlado en Sierra Gorda.

8.3 PROBLEMATICA HIDRICA DE LA REGION

Globalmente, no se puede decir que el entorno del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda sea un área especialmente problemática, desde el punto de vista hídrico. Sus abundantes recursos renovables, que, como se deduce de los apartados anteriores, pueden estar comprendidos entre 130 y 150 Hm^3/año de promedio, así como una aceptable calidad para distintos usos de sus aguas, han mantenido a esta región alejada de conflictos y problemas hídricos de difícil solución.

Esta situación general, unida probablemente al hecho de que se trata de un sistema kárstico, han propiciado una cierta dejadez por parte de la Administración, en lo que se

refiere a su planificación y gestión integrales. Esta falta de planificación (en parte también por una falta de legislación) a favorecido la aparición de determinados problemas que hubieran podido evitarse.

A nivel local existen problemas relacionados con la cantidad y calidad del agua necesaria para el mantenimiento y desarrollo de los aprovechamientos creados, fundamentalmente por iniciativa privada.

Quizás el más ancestral de los problemas hídricos que afectan a Sierra Gorda sean las inundaciones periódicas del sector occidental del polje de Zafarraya, paradójicamente relacionadas con el exceso de recursos que aparecen en cortos periodos de tiempo. El papel que juegan las aguas subterráneas en estos eventos es importante, por lo que las soluciones encaminadas únicamente a la derivación de las aguas superficiales hacia otras cuencas disminuirá el riesgo de inundación, aunque no lo eliminará completamente.

En el polje de Zafarraya -el sector más problemático en todos los órdenes-, la falta de planificación y control a propiciado una excesiva concentración de captaciones en el sector oriental del mismo. Todas ellas captan el acuífero kárstico, produciéndose múltiples afecciones entre los usuarios durante la época de bombeos. Estas extracciones se llevan a cabo en un sector del acuífero de Sierra Gorda parcialmente independizado del resto.

A lo largo de la década de los 80 en el sector oriental del polje de Zafarraya se ha observado un descenso de los niveles piezométricos medios de más de 30 m, paralelo al aumento de las extracciones y de la superficie regada en este sector. Ello ha conducido a algunos investigadores (Guzmán del Pino, 1987; Guzmán del Pino *et al.*, 1991) a afirmar que en este sector (denominado por ellos unidad Torrecilla-Revuelos) se está produciendo una sobreexplotación de los recursos.

Desde mi punto de vista, un descenso interanual de los niveles no es suficiente para argumentar que se están afectando a las reservas estáticas del acuífero de forma permanente. Un simple balance que tuviese en cuenta la infiltración de la precipitación media del área, estimada para un periodo suficientemente largo (en orden a eliminar la influencia de un periodo prolongado de sequía, como ha sido la década de los 80), junto con la infiltración del arroyo de la Madre (en torno al 60 % de sus aportes se infiltra en ese área), desestimaría el fenómeno de la sobreexplotación en ese sector (López Chicano y Pulido Bosch, 1989), especialmente si se tiene en cuenta el volumen máximo extraible para atender sobradamente los usos agrícolas y de abastecimiento existentes en la actualidad.

Pese a todo, parece claro que la extremada concentración de los bombeos, en este área da lugar a una situación insostenible debido a las afecciones entre captaciones, en especial durante los periodos secos muy prolongados.

El sector central del acuífero detrítico del polje de Zafarraya presenta un problema parecido, si bien, aquí, el bajo rendimiento de las captaciones plantean mayores problemas de cara a cubrir la dotación de los cultivos. Tampoco en este caso se puede afirmar que exista sobreexplotación del subsistema hidrogeológico, ya que las extracciones (unos 3,6 Hm^3/año de media) no superan a la infiltración procedente de la lluvia y del arroyo de la Madre.

En este contexto, la ejecución de las obras para el trasvase del arroyo de la Madre hacia el embalse de la Viñuela, provocaron una gran conflictividad social en la región. La "presión" llevada a cabo por los regantes de Zafarraya parece haber conseguido un acuerdo totalmente loable: la derivación del arroyo de la Madre sólo en los momentos de riesgo de inundación del polje.

La alta regulación natural que muestra el sistema hidrogeológico, a nivel anual e interanual, a propiciado la no realización de obras de regulación, mediante bombeos en pozos, de los manantiales que drenan el acuífero, salvo en Guaro. En este sentido, la política del núcleo urbano de Loja para asegurarse el abastecimiento, ha consistido en la incorporación progresiva a su red (captando por gravedad o mediante bombeos en el nacimiento) de un número cada vez mayor de manantiales próximos al casco urbano.

Este tipo de aprovechamientos, aunque potenciados mediante depósitos reguladores, no garantizan el abastecimiento de agua potable, ante periodos de gran sequía. De hecho, determinados barrios de la localidad han padecido restricciones en el suministro, al menos hasta la incorporación definitiva a la red (por el mismo procedimiento) del manantial del Terciado o Yola. Además, este sistema no consigue una buena optimización del uso de los recursos.

Respecto a la calidad de las aguas, la situación más desfavorable se observa en el acuífero detrítico del polje de Zafarraya, el cual sufre problemas de salinización y nitrificación progresivos, debido a la reconcentración continuada de las aguas de retorno de riego y al aumento de las cantidades de abonos orgánicos y minerales empleados en las tareas agrícolas (Ollero y García, 1983 y 1984 a). Desde hace tiempo sus aguas no son aptas, ni desde el punto de vista químico, ni desde el punto de vista bacteriológico (Hidalgo y

Fernández Rubio, 1974), para el consumo humano.

En el acuífero carbonatado de Sierra Gorda (s. str.), la situación es notablemente mejor, aunque dada su mayor vulnerabilidad a la contaminación, y el hecho de recibir una descarga oculta importante desde el acuífero detrítico del polje de Zafarraya, hacen presagiar una probable afección a la calidad de sus aguas. Aunque su grado de autodepuración puede ser alto, en comparación con otros acuíferos de funcionamiento hidrodinámico más típicamente kárstico, parecen detectarse problemas de contaminación en el sector de Guaro (IGME, 1983). En las surgencias del Norte hemos deducido (López Chicano *et al.*, 1992) un aumento progresivo del contenido de nitratos en las aguas, de forma indirecta a partir de análisis realizados sobre muestras tomadas en el río Frío.

8.4 IDEAS PARA UN APROVECHAMIENTO RACIONAL

El gran potencial hídrico del sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda se encuentra, en la actualidad, regulado integramente por los embalses de Iznájar y de la Viñuela, los cuales permiten el aprovechamiento de los recursos en áreas alejadas del sistema hidrogeológico. No obstante, existe una demanda intermedia que hoy en día se aproxima a los 20 Hm^3/año, por término medio, pero que, previsiblemente aumentará en los próximos años.

El uso primordial que se hace de los recursos, en el entorno del macizo, es esencialmente en regadíos, siendo minoritaria la utilización para abastecimiento urbano.

El sistema se muestra muy regulador, de forma natural, gracias al comportamiento del acuífero carbonatado (más parecido al de un medio fisurado que al de un medio kárstico en sentido estricto), al de los acuíferos detríticos superpuestos y a la existencia de dos máximos pluviométricos anuales (Diciembre y Febrero o Marzo). Todo ello permite que más del 50 % de la demanda agrícola y urbana actual, por término medio, sea cubierta sin necesidad de realizar bombeos en el mismo, aunque con baja garantía, dada la irregularidad de las precipitaciones de unos años a otros.

Las extracciones por bombeo en captaciones supone solamente el 7 % de los recursos medios renovables del sistema, mientras que la explotación (extracciones más derivaciones de los manantiales) apenas alcanzan el 15 % del total. Todo ello ilustra sobre el bajo grado

de explotación y regulación artificial que se hace del mismo.

En el futuro es previsible un aumento importante de la superficie puesta en riego, especialmente en los siguientes sectores: polje de Zafarraya, poljes de la Dona y Pilas Dedil, sector de Alcaudique, Cañada del Junco, cuenca del arroyo de las Mozas, valle de Alfarnate, cabeceras de los ríos Guaro y Alcaucín. Las principales áreas donde el ritmo de transformación de cultivos de secano en regadío son, sin duda, los tres poljes. En estas áreas urge la necesidad de diversificar los sectores de captación del acuífero carbonatado, pese a que ello suponga mayores gastos energéticos. Con ello se conseguiría evitar problemas de afección y descensos de los niveles, como los que se han venido observando en el sector oriental del polje de Zafarraya.

La gran progresividad económica que a traído el regadío para los habitantes del polje de Zafarraya, de la cual también se benefician las comarcas aledañas, debe servir de ejemplo a la Administración para incentivar y potenciar el desarrollo de la misma, así como de otras áreas similares. Para solucionar los problemas hídricos que padece el polje de Zafarraya, Guzmán del Pino *et al.* (1991) han propuesto la explotación de los acuíferos carbonatados alpujárrides situados al Sur y sureste del mismo, cuyos niveles piezométricos se sitúan por encima de la cota 1000 m s.n.m. Esta solución me parece de gran interés, en principio, aunque, dados los bajos rendimientos que se suelen obtener en las captaciones ubicadas en esos materiales, me parece difícil conseguir así todos los recursos necesarios para una transformación total del polje. En mi opinión se hará necesaria una explotación complementaria del acuífero carbonatado de Sierra Gorda, pese a que en ocasiones será necesario bombear el agua a más de 200 m de profundidad. Los gastos energéticos serán mayores en ese caso, aunque la rentabilidad parece asegurada a raíz de las experiencias que se están llevando a cabo en los poljes de la Dona y Pilas Dedil, donde el agua es bombeada a casi 400 m de profundidad.

De cara a cubrir la demanda intermedia entre el manantial de Guaro y el embalse de la Viñuela el IGME realizó estudios de regulación del manantial de Guaro, proyectando una galería de captación, y una batería de sondeos al final de la misma, por encima de la cota del manantial (López Geta *et al.*, 1981; IGME, 1983). Este proyecto realizado hace mucho tiempo, aunque no ejecutado hasta el momento, interferiría con la explotación del acuífero carbonatado de Sierra Gorda en el polje de Zafarraya, por lo que la decisión sería política, en el sentido de favorecer una comarca frente a otra.

En el caso de incrementar los recursos del polje de Zafarraya, sea por explotación de

los acuíferos alpujárrides, o por la explotación del acuífero carbonatado de Sierra Gorda, las extracciones en el detrítico no deben cesar, a fin de evitar el riesgo de asfixia radicular en los cultivos. En cualquier caso sería conveniente utilizar, como se viene haciendo progresivamente, técnicas de riego que minimicen el retorno del agua al subsuelo (riego por goteo).

El aumento de las extracciones sobre el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda podría afectar a los aprovechamientos que existen en el borde Norte del acuífero (piscifactorías, regadíos, abastecimiento a Loja, etc.) que actualmente se realizan casi sin ningún dispositivo regulador. El abastecimiento urbano deberá ser garantizado mediante la construcción de sondeos de regulación próximos a los manantiales, mientras que el uso poco consumtivo de las piscifactorías presenta un problema más difícil de resolver, ya que la naturaleza de estos aprovechamientos obliga a disponer de grandes caudales, muy continuos en el tiempo.

Con vistas a minimizar los problemas de contaminación detectados es imprescindible el funcionamiento continuo de la depuradora de aguas residuales de Zafarraya, así como un control minucioso de las cantidades de abono y pesticidas utilizados en los regadíos de los poljes, especialmente en el de Zafarraya. Pero también se hace necesaria la concienciación de los habitantes de Sierra Gorda y su entorno, entre los cuales son frecuentes las prácticas de arrojar basuras y animales muertos a las simas y sumideros.

CONCLUSIONES

El estudio realizado sobre el macizo kárstico de Sierra Gorda y sus áreas más próximas ha permitido alcanzar un grado de conocimiento importante sobre aspectos muy diversos y de gran interés en la exploración de los recursos hidrogeológicos de este sector de Andalucía.

La caracterización hidrogeológica de Sierra Gorda se muestra bastante clara y precisa, gracias al empleo de metodologías muy diversas, que son el fruto de las distintas tendencias actuales existentes en la investigación de los acuíferos kársticos. Los resultados obtenidos por diferentes vías son coherentes entre sí, permitiendo la catalogación del macizo dentro del amplio espectro de comportamientos de los sistemas hidrogeológicos kársticos.

En el contexto específico de cada uno de los grandes aspectos tratados, las principales condiciones a las que se ha llegado han sido las siguientes:

CARACTERIZACION HIDROMETEOROLOGICA

- El análisis de las series pluviométricas de 13 estaciones meteorológicas localizadas en torno al macizo, para un periodo de 30 años hidrológicos (según recomendaciones de la OMM), indican una gran variabilidad temporal de la recarga pluviométrica. A nivel anual la precipitación anual en un año húmedo puede triplicar la de un año seco. En la década de los 80 se aprecia un periodo de sequía prolongada. A nivel mensual, la pluviometría sigue la tónica de los climas mediterráneos, es decir, más del 75 % de la lluvia del año cae en los 6 meses del periodo húmedo, con un máximo absoluto en el mes de Diciembre y un máximo relativo en el mes de Febrero o Marzo.

- La cantidad precipitada en un sector no es función de la frecuencia de las precipitaciones, así, en el sector meridional del macizo, los días de lluvia son escasos, aunque de gran intensidad pluviométrica. Los valores más altos de intensidad diaria de las precipitaciones se dan en el sureste del macizo, y son superiores a 20 mm/día.

- La distribución espacial de las lluvias es también variable de unos sectores a otros del

macizo. La disposición de los relieves montañosos respecto a las masas nubosas provoca que las vertientes suroccidentales sean más húmedas que las nororientales. La precipitación media anual en Sierra Gorda oscila entre 500 mm en las partes más bajas y 1000 mm en las más altas. La precipitación media anual para todo el sector es de unos 845 mm, lo que supone una aportación media anual de 274 Hm^3.

- La evapotranspiración potencial media supera los 700 mm al año en el macizo de Sierra Gorda, siendo mayor, en las partes más bajas, que la precipitación media anual. La evapotranspiración real media supera el 45 % de las precipitaciones anuales.

- La lluvia útil, estimada según el método Thornthwaite (1948) se considera el valor más fiable, y supone el 54 % de la precipitación total caída en el macizo y en los poljes asociados.

RELACIONES ENTRE AGUAS SUPERFICIALES Y SUBTERRANEAS

- El análisis hidrológico de las principales cuencas hidrográficas que afectan a Sierra Gorda han permitido valorar la importancia de los aportes de aguas superficiales al sistema hidrogeológico y de las descargas de éste a la red fluvial.

- La escorrentía directa generada en el sistema se puede considerar despreciable, salvo en las depresiones tectono-kársticas asociadas al mismo. No obstante, esa escorrentía superficial termina infiltrándose de nuevo en el sistema, a favor de sumideros o ponors.

- Las principales cuencas influentes o infiltrantes son la endorreica de Zafarraya, y, en parte, la cuenca alta del arroyo de Salar. Los recursos de estos sectores son derivados -en buena medida- hacia otras cuencas hidrográficas de forma subterránea.

- El grueso de los aportes de escorrentía superficial externa al sistema (unos 5 Hm^3/año) son debidos al arroyo de la Madre, curso fluvial estacional que atraviesa

longitudinalmente al polje de Zafarraya. Frente a lo que podría suponerse, la mayor parte de las pérdidas por infiltración de este arroyo (en torno al 60 % del aporte total externo) se lleva a cabo a la entrada del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda. La parte de sus recursos, que alcanzan los ponors del sector occidental del polje es inferior al 40 %.

- Las inundaciones catastróficas del sector oriental del polje de Zafarraya son menos frecuentes de lo que podría suponerse. Su ocurrencia está ligada a periodos relativamente largos de lluvias intensas, los cuales favorecen el remonte de los niveles piezométricos del acuífero carbonatado, disminuyendo así su capacidad de infiltración frente a los aportes de aguas superficiales.

- Las principales cuencas efluentes o ganadoras corresponden al tramo diferencial del río Genil a su paso por Loja, al río Frío y al río Guaro. Estas cuencas -o tramos de las mismas- se caracterizan por presentar altos coeficientes de escorrentía, en general, superiores a 0,3, a consecuencia de los aportes de agua subterránea (procedentes en su mayoría de Sierra Gorda), derivados de forma subterránea desde otras áreas. Al margen de la cuantía, el papel de los aportes del acuífero de Sierra Gorda a las dos primeras cuencas o subcuencas es de gran importancia en la regulación natural que muestran los ríos (moderada, según las clasificaciones existentes), pese a tratarse de un acuífero kárstico. No ocurre lo mismo en la cuenca de Guaro, donde los aportes subterráneos, altamente variables, no consiguen obtener una cuenca de regulación natural más allá de despreciable.

- En el río Genil, a su paso por Loja, es muy probable la existencia de una descarga oculta o no controlada desde el sistema hidrogeológico de Sierra Gorda. Los resultados obtenidos por diversas vías son contradictorios, aunque existen más argumentos a favor que en contra.

ASPECTOS GEOLOGICOS

- Se ha intentado simplificar al máximo la complejidad geológica del área, caracterizada por la existencia de un gran número de unidades tectónicas y estratigráficas, con gran

diversidad de facies litológicas y complicadas relaciones estructurales. Muchas de las relaciones paleogeográficas entre estas unidades, conjuntos y complejos geológicos no están aún resueltas.

- La estratigrafía de la región muestra la existencia de potentes formaciones carbonatadas (calizas y dolomíticas) de edad Triásico superior y sobre todo jurásicas, cuyo substrato está formado con frecuencia por materiales detríticos-evaporíticos. Por encima de los materiales carbonatados se han depositado importantes conjuntos margosos o arcillosos, de edad Cretácico o Mioceno inferior. Todo este conjunto de materiales preorogénicos se muestra intensamente plegado y fracturado, de forma polifásica.

- Las dos unidades más importantes del área estudiada son las de Sierra Gorda y la de Zafarraya. Ambas presentan afloramientos dominados por los materiales carbonatados, plegados según dos sistemas de pliegues distintos, y afectados de importantes fallas normales y de salto en dirección.

- Por su mayor competencia, los materiales carbonatados de las unidades de Zafarraya y Sierra Gorda destacan en el paisaje sobre su cobertura margoso-arcillosa y sobre los materiales "postorogénicos" que rellenan las depresiones neógenas adyacentes. Los procesos de disolución han labrado sobre estos materiales un magnífico paisaje kárstico, caracterizado por la presencia de casi todo tipo de formas propias de este modelado: poljes, dolinas, lapiaz, superficies de aplanamiento, relieves relictos, sumideros, simas, cuevas, etc. El control estructural de estas formas es muy patente.

- El análisis morfológico del Karst de Sierra Gorda revela una evolución prolongada del macizo, desde su individualización como tal, y siempre en estrecha relación con las condiciones geodinámicas existentes en cada momento. No es necesario argumentar grandes periodos de tiempo para explicar el grado de karstificación superficial que muestra el macizo, aunque las características y la posición de las formas kársticas se pueden explicar bien en los distintos contextos paleogeográficos acontecidos durante el Neógeno y Cuaternario, durante los cuales el macizo se ha ido levantando hasta alcanzar su posición actual.

ASPECTOS GEOMETRICOS, ESTRUCTURALES E HIDRAULICOS

- El acuífero de Sierra Gorda está formado por los materiales calizos y dolomíticos, esencialmente triásicos y jurásicos, de las unidades de Sierra Gorda y Zafarraya. Junto a estos materiales contribuyen a la configuración principal del sistema otros materiales calcareníticos del Mioceno superior y los materiales detríticos cuaternarios de los poljes mayores. El comportamiento acuífero de estos materiales es distinto en cada caso, de acuerdo con la naturaleza de los mismos. Así, los materiales calizos-dolomíticos se comportan como acuíferos por fisuración y karstificación; las calcarenitas miocenas muestran una triple porosidad por fisuración, karstificación y porosidad intergranular; los materiales detríticos de los poljes muestran, esencialmente, un comportamiento típico de los medios porosos o de porosidad intergranular primaria. Estos tres tipos de acuíferos se encuentran conectados hídricamente entre sí, aunque el papel principal en el sistema hidrogeológico corresponde, por su extensión y envergadura, a los materiales calizo-dolomíticos.

- A partir de las condiciones geológicas del área y del inventario de puntos realizado se observa que el sistema hidrogeológico está bastante bien independizado de otros acuíferos gracias al sellado que realizan las formaciones de baja permeabilidad. Sólo en el área septentrional podría existir una conexión con el río Genil a través de materiales travertínicos cuaternarios de alta permeabilidad. Se ha comprobado que no existe relación entre Sierra Gorda y los manantiales termominerales de los Baños de Alhama. Las relaciones con el acuífero carbonatado del Hacho de Loja no están totalmente resueltas, aunque la mayoría de los datos disponibles son desfavorables a la interconexión de ambos sistemas.

- El acuífero carbonatado de Sierra Gorda es un acuífero esencialmente libre, con una extensión superficial mayor a 290 Km^2 y una potencia superior a 1000 m. En sus bordes Norte y Este se muestra confinado bajo materiales margosos y arcillosos del Cretácico y del Mioceno superior.

- Las campañas de prospección geofísica eléctrica realizadas en los poljes de Zafarraya, la Dona y Pilas Dedil, revelan una gran complejidad interna en estas depresiones, las cuales deberán ser consideradas más como fosas tectónicas que como depresiones

puramente de origen kárstico. La profundidad del substrato calizo en estas depresiones neógenas y cuaternarias puede encontrarse a gran profundidad, condicionado por los principales juegos de fracturas que afectan a la región.

- El análisis direccional de las fracturas, medidas en campo o cartografiadas sobre fotografía aérea, a puesto de manifiesto la existencia de cuatro grandes familias: N 0-10 °E, N 40-50 °E, N 90-100 °E y N 140-150 °E. La distribución de las longitudes de estas fracturas se asemeja a una distribución log-normal, con un máximo en el intervalo 100 a 150 m.

- La asignación de estos sistemas de fracturas a un determinado estado de esfuerzos o a una determinada fase de fallamiento es difícil, dados los sucesivos rejuegos que muestran, así como la oscilación de la posición del elipsoide de esfuerzos. No obstante, se ha propuesto un modelo evolutivo de acuerdo con todos los datos geológicos e hidrogeológicos disponibles. Según este modelo, las fracturas de dirección N 140-150 °E y N 0-10 °E son las últimas que han podido actuar en distensión.

- El análisis estadístico de las direcciones preferenciales de karstificación muestra un máximo de la misma para las fracturas de dirección N 90-100 °E. Puesto que las cavidades empleadas en este análisis no muestran actividad hídrica importante, el máximo de karstificación se atribuye a condiciones pasadas (paleokársticas), congruentes con el modelo de evolución geodinámica propuesto para el macizo.

- El análisis de los datos piezométricos confirma: la presencia de una divisoria hidrogeológica en el acuífero carbonatado próximo al sector occidental del polje de Zafarraya; un comportamiento netamente distinto de los niveles según la estructura fisural y kárstica del medio, y según las condiciones de alimentación desde otros acuíferos superpuestos; la existencia de compartimentos o barreras de baja permeabilidad en el seno del acuífero; la recarga indirecta del arroyo de la Madre; y la existencia de una potente franja no saturada en buena parte del acuífero.

- La distribución de los valores de transmisividad encontrados en algunas de las captaciones revelan valores muy dispares, consecuencia de la estructura fisural y

kárstica del medio. Por sectores es posible apreciar también cambios en los valores medios de este parámetro, en parte debidos a cambios litológicos.

CARACTERISTICAS FISICO QUIMICAS DE LAS AGUAS

- Las aguas superficiales de los principales cursos fluviales del sector septentrional del área estudiada muestran una afección importante a causa de aportes subterráneos de baja cuantía pero de gran salinidad, esencialmente desde los materiales evaporíticos triásicos.

- El papel diluyente de la descarga de agua subterránea de Sierra Gorda a la red fluvial es trascendental en la evolución hidroquímica de estos cursos fluviales. El caso más espectacular corresponde al río Frío. La dilución del río Genil está más amortiguada debido al gran caudal que lleva el río a su entrada en el área de estudio.

- Para los diferentes acuíferos del entorno de Sierra Gorda se ha puesto de manifiesto características hidroquímicas muy diferentes, dependiendo de la composición litológica del acuífero, del origen del agua y de las actividades antrópicas realizadas sobre las mismas (caso del acuífero detrítico de Zafarraya).

- Las características hidroquímicas de los manantiales termominerales de los Baños de Alhama de Granada han sido estudiadas a lo largo de casi dos ciclos hidrológicos. El manantial principal (los Baños Viejos) muestra variaciones estacionales del quimísmo que bien pudieran ser debidas a la mezcla con otras aguas más frías y menos mineralizadas. El origen de estos manantiales probablemente esté ligado a los acuíferos alpujárrides situados al Sur del sector de Alhama.

- La variabilidad hidroquímica espacial que muestran las aguas de las surgencias de Sierra Gorda puede ser explicada teniendo en cuenta diversos factores: cota de la surgencia; relación directa o no con la franja saturada; disposición del punto respecto al sentido del flujo subterráneo; lavado de sales en profundidad; y tiempo de permanencia del agua en el acuífero.

- La facies hidroquímica dominante es la bicarbonatada cálcica, y en menos medida la bicarbonatada magnésica. No obstante, existen surgencias con un quimísmo anómalo; estas son las del sector de Salar, con facies que va desde bicarbonatada-clorurada cálcico-sódica a bicarbonatada-sulfatada cálcico-magnésica. Estas surgencias muestran, además, un cierto carácter hipotermal, con temperatura media próxima a 20 °C. Ello indica un origen profundo para éstas aguas, lo cual está de acuerdo con la geometría del acuífero en ese sector.

- El análisis multivariable de los datos hidroquímicos permite discriminar bien entre las aguas que drenan por el Norte del acuífero y las que drenan por el Sur, a una cota más elevada, así como entre las aguas del epikarst y las aguas de origen profundo.

- El control hidroquímico sistemático de las características físico-químicas de algunas de las surgencias revelan dos hechos interesantes: la existencia de un flujo pistón, que es interpretado como una movilización de las reservas estáticas del acuífero carbonatado de Sierra Gorda, durante los momentos de crecida; y un comportamiento hidroquímico de las surgencias relativamente homogeneo, que implica un comportamiento hidrodinámico más próximo al de un acuífero fisurado que al de un acuífero kárstico (s. str.).

FUNCIONAMIENTO HIDRODINAMICO

- El análisis de la descarga por manantiales, según los datos disponibles, indica que el sistema hidrogeológico kárstico de Sierra Gorda presenta un comportamiento hidrogeológico más próximo al de un medio fisurado u homogeneamente karstificado que al de un medio fuertemente heterogeneo y anisótropo.

- Los tiempos medios de respuesta a los impulsos pluviométricos son importantes, probablemente superiores a una semana, a nivel general. La memoria del sistema también es alta, en cualquiera de los casos superior a 40 días.

- La regulación natural del sistema es, por lo tanto, muy importante, para tratarse de

un acuífero en materiales karstificados. Su catalogación entre los grupos establecidos por distintos autores debe hacerse junto a los más inerciales.

- El análisis de las curvas de recesión del manantial de Guaro muestra coeficientes de agotamiento relativamente elevados. Sin embargo, el análisis correlatorio permite desmitificar, en parte, las ideas anteriores sobre un gran desarrollo de la karstificación en este sector del acuífero. Su comportamiento es similar al funcionamiento de un "trop plein".

- Ciertas diferencias observadas entre las descargas por distintos manantiales del sector Norte de Sierra Gorda parecen sugerir un flujo preferencial (aunque no único) a favor de las fracturas que han actuado más recientemente en distensión (caso de Riofrío).

RECURSOS HIDRICOS Y APROVECHAMIENTO

- El ajuste de un balance hídrico se ha realizado teniendo en cuenta el grado de humedad de los años en que se dispone de registros foronómicos en las surgencias. Se obtienen así unos recursos medios renovables superiores a 130 Hm^3/año, aunque, en condiciones pluviométricas medias es posible que se supere ampliamente esa cifra.

- El balance hídrico viene a reforzar la idea de la existencia de una descarga oculta o no controlada del sistema hidrogeológico de Sierra Gorda hacia el río Genil. También es posible, aunque menos probable, que esa descarga oculta se produzca hacia otros sistemas acuíferos.

- La incidencia de la recarga procedente de la escorrentía superficial externa al sistema hidrogeológico es, desde el punto de vista volumétrico, poco importante, si se consideran periodos anuales.

- La tasa de infiltración más probable ronda el 50 % de la pluviometría media del macizo. Este valor es coherente con los encontrados por numerosos investigadores de la Hidrogeología del Karst.

- El grado de explotación y regulación artificial del sistema es muy bajo. No obstante, se observan problemas y conflictos entre los usuarios, a causa de la concentración de captaciones en los lugares más privilegiados.

- El gran potencial hídrico que presenta el sistema es difícil de aprovechar en su totalidad, ya que la demanda más inmediata al mismo se encuentra limitada, a parte de las dificultades técnicas que muestra la captación en los lugares de máxima necesidad. No obstante, es posible incentivar una mayor explotación, especialmente para riego, ya que existen terrenos factibles de transformar. Ello contribuiría a una mejora económica de esta deprimida región.

BIBLIOGRAFIA

AGUAYO, J.; ANTIGUEDAD, I.; ERASO, A.; GARCIA de CORTAZAR, A. y TAMES, P. (1988). *Respuesta hidroquímica en el tránsito aguas bajas-altas en las principales surgencias de la unidad hidrogeológica Gatzume-Zestoa (Gipuzkoa). Implicaciones sobre la organización del drenaje kárstico.* Hidrogeología, 3: 35-49.

AHMED, S. y de MARSILY, G. (1987). *Comparison of Geostatistical Methods for Estimating Transmissivity Using Data on Transmissivity and Specific Capacity.* Water Resources Research, 23, 9: 1717-1737.

ALDAYA, F. y VERA, J.A. (1973). *Mapa y memoria explicativa de la hoja nº 83 (Granada-Málaga) del Mapa Geológico de España a escala 1:200.000.* I.G.M.E.

ANGUITA, F. y FERNANDEZ MONTERO, A. (1969). *Estudio Hidrogeológico de Zafarraya (Granada).* III Curso de Hidrogeología Subterránea, Barcelona, 82 p. (Inédito).

ANTIGUEDAD, I. (1986a). *Estudio hidrogeológico de la Cuenca del Nervión-Ibaizabal. Contribución a la investigación de los sistemas acuíferos kársticos.* Tesis Doctoral Univ. País Vasco, 338 p.

ANTIGUEDAD, I. (1986b). *Aportación al conocimiento de las características hidrodinámicas del macizo de Aramotz (BIZKAIA) a partir del control hidroquímico temporal en sus surgencias.* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 1: 221-236.

ANTIGUEDAD, I. (1986c). *Identificación del grado de organización de un acuífero carbonatado a partir de la interpretación de los hidrogramas. Sistema kárstico de Aramotz (BIZKAIA).* Jornadas sobre el Karst en Euskadi., San Sebastián, 1: 49-60.

ANTIGUEDAD, I: (1989). *Funcionamiento hidrodinámico de los acuíferos kársticos estatales (revisión de las metodologías basadas en las respuestas naturales).* In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España.* Monografía 4, S.E.G., Madrid: 309-319.

ANTIGUEDAD, I.; ERASO, A. y CRUZ SANJULIAN, J. (1984). *Análisis e interpretación de las curvas de recesión correspondientes a dos surgencias kársticas en la provincia de Bizcaia.* I Congr. Español de Geología, 4: 17-27.

ANTIGUEDAD, I. y GARCIA de CORTAZAR, A. (1988). *About the hydrogeological and hidrochemical behaviour of the karstic areas in the Basque Country (Northern Spain, Europe).* In: *Karst Hydrogeology and Karst Environments Protection.* I.A.H. 21 st Congress, Guilin, 1: 309-314.

ANTIGUEDAD, I.; IBARRA, V. y MORALES, T. (1987). *Tipología de sistemas acuíferos kársticos de Vizcaya a partir del análisis correlatorio y espectral.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Palma de Mallorca, 11: 331-344.

ANTIGUEDAD, I. y SANCHO, V. (1988). *Caracterización hidroquímica temporal en acuíferos carbonatados del País Vasco.* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 2: 351-354.

ARMIJO, R.; BENKHELIL, J.; BOUSQUET, J.C.; ESTEVEZ, A.; GUIRAUD, R.; MONTENAT, C.; PAVILLON, M.J.; PHILIP, H.; SANZ de GALDEANO, C. y VIGUIER, C. (1977), *Les résultats de l'analyse structurale en Espagne (Tortonien à Quaternaire).* Bull. Soc. Géol. France., 7, 19, 3: 591-594.

ARREBOLA, J.A. (1971). *Estudio bacteriológico y sanitario de las aguas de consumo público en la provincia de Granada.* Tesis Doctoral Univ. Granada, 417 p.

ARREBOLA, J.A. y GARCIA OLMEDO, M.A. (1971). *Estudio analítico de las aguas de consumo público en la provincia de Granada.* Col. Of. Farm. Granada.

ARTHAUD, F. (1969). *Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles.* Bull. Soc Géol. France, 11: 729-737.

ATKINSON, T.C. (1977). *Difusse flow and conduit flow in limestones terrain in the Mendip Hills, Somerset (G.B.).* Jour. of Hydrology, 35: 93-110.

AVIAS, J. y DUBERTRET, L. (1975). *Phénomènes karstiques dans les roches non carbonatées.* In: BURGER, A. y DUBERTRET, L. (Eds.). *Hydrogeology of Karstic Terrains.* I.A.H.: 31-40.

AYALA, F.J.; RODRIGUEZ ORTIZ, J.M.; del VAL, J.; DURAN, J.J.; PRIETO, C. y RUBIO, J. (1986). *Memoria del Mapa del Karst de España.* I.G.M.E., Madrid, 68 p.

AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOUCARDE, E.; GARCIA HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, S.A.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979). *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.* Public. Univ. Granada, 83 p.

BAKALOWICZ, M. (1976). *Géochimie des eaux karstiques. Une méthode d'étude de l'organisation des écoulements souterrains.* 2ème Coll. Hydrol. Pays Calcaire, 25, 3ème série, Université de Besançon: 49-57.

BAKALOWICZ, M. (1977). *Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle.* C. R. Acad. Sc. Paris, D, 284: 2463-2466.

BAKALOWICZ, M. (1978). *Apports de l'hydrogéochimie à la connaissance de l'aquifère karstique, de sa genèse et de son fonctionnement.* In: *Le Karst. Son originalité physique, son importance économique.* Coll. de Tarbes, A.G.S.O.: 69-84.

BAKALOWICZ, M. (1979). *Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification.* Thèse Doct. ès Sciences Univ. Pierre et Marie Curie, Paris-VI, 269 p.

BAKALOWICZ, M. (1982). *La genèse de l'aquifère karstique vue par un geochimiste.* Reunión Karst LARRA 82, Pamplona: 159-174.

BAKALOWICZ, M. (1986). *De l'Hydrogéologie en karstologie.* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 105-130.

BAKALOWICZ, M. y MANGIN, A. (1980). *L'aquifère karstique. Sa définition, ses caractéristiques et son identification.* Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 11: 71-79.

BARBA, A.; MARTIN SERRANO, A. y PILES, E. (1977). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 1039 (Colmenar) del Mapa Geológico de España a escala 1: 50.000.* I.G.M.E.

BATLLE, A.; GARCIA BERRIO, F.; LOPEZ CAMACHO, B.; OCTAVIO de TOLEDO, F.; SANCHEZ, A. y VICENS, J.M. (1989). *Unidades hidrogeológicas con problemas de sobreexplotación en el territorio peninsular e Islas Baleares.* In: *La sobreexplotación de acuíferos.* Temas Geológico-mineros, I.T.G.E., 10, Almería: 3-19.

BAYO, A. (1982). *La exploración hidrogeológica de acuíferos en rocas carbonatadas desde la óptica de la explotación de recursos y utilización del almacenamiento.* Reunión Karst LARRA 82, Pamplona: 177-215.

BAYO, A.; CASTIELLA, J.; CUSTODIO, E.; NIÑEROLA, S. y VIRGOS, L. (1986). *Ensayo sobre las diversas tipologías de acuíferos en rocas carbonatadas de España. Identificación, técnicas de estudio y formas de captación y xplotación.* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 255-340.

BENAVENTE, J. (1981). *Un ejemplo de análisis estadístico de la fracturación en un macizo kárstico.* Tecniterrae, 37: 51-65.

BENAVENTE, J. (1982). *Contribución al conocimiento hidrogeológico de los acuíferos costeros de la provincia de Granada.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 435 p.

BENAVENTE, J. (1985). *Las aguas subterráneas en la Costa del Sol de Granada.* Univ. Granada-Excma. Dip. Prov. Granada, 336 p.

BENAVENTE, J. (1986). *Análisis de la respuesta kárstica en dos sistemas afectados por*

embalses no funcionales. Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 33-48.

BENAVENTE, J.; FERNANDEZ, R.; FERNANDEZ RUBIO, R. Y PULIDO BOSCH, A. (1980). *Algunas consideraciones metodológicas para el estudio de la fracturación en acuíferos kársticos*. Actas Espeleol., M-1: 19-54.

BENAVENTE, J. y MANGIN, A. (1984). *Aplicación del análisis de series de tiempo al sistema espeleológico Hundidero-Gato*. I Congr. Español de Geología, 3: 541-553.

BENAVENTE, J. y PULIDO BOSCH, A. (1979). *Sobre el origen de los manantiales termominerales de Jabalcuz (Jaén)*. Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Pamplona, 5: 569-588.

BENAVENTE, J.; PULIDO BOSCH, A. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1986). *Les grands caractères de l'hydrogéologie karstique dans les Cordillères Bétiques*. Karstologia, mémoires, 1: 87-99.

BENAVENTE, J. y SANZ de GALDEANO, C. (1985). *Relación de las direcciones de karstificación y del termalismo con la fracturación en las Cordilleras Béticas*. Estudios geologicos, 41: 177-188.

BENITEZ, A. (1972). *Captación de aguas subterráneas*. Dossat, Madrid, 619 p.

BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1889). *Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga (Mission d'Andalousie)*. Mem. Ac. Sc. Paris, 30: 378-592.

BLAVOUX, B. y MUDRY, J. (1983). *Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physico-chimiques*. Hydrogéologie - Géologie de l'ingénieur, 4: 269-278.

BLUMENTHAL, M. (1927). *Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Süd-West Andalusien*. Ecl. Geol. Helv., 20, 4: 487-532.

BLUMENTHAL, M. (1929). *Sur la succession et la répartition des unités tectoniques du versant méditerranéen des Cordillères Betiques entre Grenade et Gibraltar*. C. R. Ac. Sc. Paris, 188: 183-187.

BLUMENTHAL, M. (1930a). *La structure de la chaîne pénibétique entre Antequera et Loja (Andalousie)*. C. R. Ac. Sc. Paris, 191: 952-954.

BLUMENTHAL, M. (1930b). *Sur les rapports des zones subbétiques et pénibétique à la hauteur d'Archidona-Alfarnate (prov. de Malaga et Granada)*. C. R. Ac. Sc. Paris, 191: 1018.

BLUMENTHAL, M. (1931). *Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja, et des zones limitrophes (Andalousie).* Bull. Soc. Géol. France, 5, 1: 23-94.

BLUMENTHAL, M. (1933). *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du Sud-Ouest de l'Andalousie.* C. R. Ac. Sc. Paris, 197: 1138-1139.

BLUMENTHAL, M. (1934). *Sur l'existence de poussées antibétiques en Andalousie.* C. R. Ac. Sc. Paris, 198: 189-191.

BLUMENTHAL, M. (1935). *Reliefüberschiebungen in den westlishen Betischen Cordilleren.* Ass. Et. Géol. Medit. Occid., 4, 8: 3-29.

BOGLI, A. (1980). *Karst hydrology and physical speleology.* Springer-Verlag, Berlin, 284 p.

BONACCI, O. (1987). *Karst Hydrology. With Special Reference to the Dinaric Karst.* Springer Series in Physical Environment, 2, 184 p.

BOULIN, J. (1962 a). *Sur les Alpujarrides occidentales et leurs rapports avec la nappe de Málaga (Andalousie méridional).* Bull. Soc. Géol. France. 7, 4, 3: 384-389.

BOULIN, J. (1962 b). *Données nouvelles sur la structure des Alpujarrides occidentales (prov. Grenade, Espagne).* C. R. Somm. Soc. Géol. France, 10: 309-311.

BOULIN, J. (1970). *Les Zones Internes des Cordilleres Bétiques de Málaga a Motril (Espagne meridionale).* Ann. Her. Haug. Trav. Lab. Géol. Fac. Sci. Univ. Paris, 10: 1-237.

BOULIN, J.; BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DURAND DELGA, M.; MAGNE, Y.; MATHIS, V.; PEYRE, Y.; RIVIERE, M. y VERA, J.A. (1973). *Age Miocéne inférieur de la formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Malaga).* C. R. Ac. Sc. Paris, 276: 1245-1248.

BOUSQUET, J.C.; MONTENAT, C. y PHILIP, H. (1976). *La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas Orientales.* In: *Reunión sobre Geodinámica de la Cordillera Bética y el mar de Alborán.* Publ. Univ. Granada: 59-78.

BOUSSINESQ, J. (1904). *Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources.* Journ. math. pures et appl.,10: 5-78.

BOX, G.E.P. y JENKINS, G.M. (1976). *Time Series Analysis: Forecasting and control.* Holden day, San Francisco, 575 p.

BRAGA, J.C.; MARTIN ALGARRA, A. y RIVAS, P. (1984). *Hettangian and Sinemurian*

of Baños de Alhama de Granada. Reference section for the West-Mediterranean Hettangian (Betic Cordillera, Southern Spain). Geobios, 17, 3: 269-276.

BRIERE, G. (1982). *Introduction a l'analyse géostatistique sur clichés aériens de la fracturation des magasins aquifères en roches fissurées.* These Docteur 3ème Cycle U.S.T.L, Montpellier, 158 p.

BRIERE, G. y RAZACK, M. (1980). *Appication de la théorie des Variables Régionalisées à l'étude de la fracturation des magasins aquifères en roches fissurées.* C. R. Acad. Sci. París, série D, 291, 925-928.

BRIERE, G. y RAZACK, M. (1981). *Méthode informatique pour l'étude sur clichés aériens de la fracturation des magasins aquifères fissurés.* Rev. de Géol. Dyn. et Géogr. Phys., 23, 2: 131-142.

BURDON, D.J. (1965). *Hydrogeology of some karstic Areas of Greece.* Act. Coll. Dubrovnik. A.I.H.S. - U.N.E.S.C.O., 73: 308-317.

BURDON, D.J. y PAPAKIS, N. (1963). *Handbook of Karst Hydrogeology.* U.N. Special Fund, Institute for Geology and Subsurface Research, Athens.

BUSNARDO, R.; LINARES, A. y MOUTERDE, R. (1969). *Trias fossilifére à facies pélagique près de Alhama de Granada (Andalousie).* C. R. Ac. Sc. Paris, 268: 1354-1367.

BUSNARDO, R.; MOUTERDE, R. y LINARES, A. (1966). *Decouverte de l'Hettangien dans la coupe de Alhama de Granada (Andalousie).* C. R. Acad. Sc. Paris, 263: 1036-1039.

CALLE RODRIGUEZ, M. de la (1968). *Estudio mineralógico de los niveles arcillosos del polje de Zafarraya y de algunos afloramientos miocénicos y postmiocénicos de la depresión de Granada.* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 137 p.

CANO MEDINA, F. (1984). *Mapa y memoria explicativa de la hoja 1007 (Rute) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* I.G.M.E. (en preparación).

CARRASCO, F. (1986). *Contribución al conocimiento de la cuenca alta del río Guadalhorce: el medio físico. Hidrogeoquímica.* Tesis Doctoral. Univ. Granada, 435 p.

CASARES, J. (1978). *Investigaciones hidrogeológicas en los macizos kársticos de Parapanda y del Hacho de Loja (Provincia de Granada).* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 218 p.

CASARES, J. (1981). *Quimismo y evolución hidrogeoquímica de los acuíferos kársticos de Parapanda y del Hacho de Loja (provincia de Granada).* I Simp. Agua en Andalucía,

Granada, 1: 429-444.

CASARES, J.; FERNANDEZ RUBIO, R. y PULIDO BOSCH, A. (1979 a). *El manantial de Alomartes en régimen de agotamiento (provincia de Granada). Análisis de hidrogramas de surgencias Kársticas.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., amplona, 4: 19-36.

CASARES, J.; FERNANDEZ RUBIO, R. y PULIDO BOSCH, A. (1979 b). *Aspectos hidrogeológicos de dos macizos carbonatados del dominio Subbético interno.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Pamplona, 3: 147-165.

CASTANY, G. (1963). *Traité practique des eaux souterraines.* Ed. Dunod, Paris, 657 p.

CASTIELLA, J.; SOLE, N. y NIÑEROLA, S. (1983). *Parámetros hidráulicos, caudales de los pozos, explotabilidad de los acuíferos y coste del agua subterránea en los macizos calcáreos del oeste de Navarra.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Madrid, 9: 479-486.

CASTILLO, A. (1985). *Estudio hidroquímico del acuífero de la Vega de Granada.* Tesis Doctoral. Univ. Granada, 658 p.

CASTILLO, A. y BENAVENTE, J. (1988). *Consideraciones sobre la tendencia evolutiva de quimismos del río Genil (Sierra Nevada-Iznájar).* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 2: 363-366.

CASTILLO, A. y LOPEZ CHICANO, M. (1988). *Consideraciones acerca de las relaciones existentes entre las aguas superficiales y subterráneas en la cuenca del alto Genil. (Provincia de Granada).* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 2: 367-370.

CATALAN, J. (1981). *Química del agua.* CATALAN LAFUENTE, J. (Ed.), 423 p.

CHICA OLMO, M. (1981). *Aplicaciones de la Geoestadística a la Hidrogeología.* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 151 p.

CONFEDERACION HIDROGRAFICA DEL GUADALQUIVIR. (1980). *Plan Hidrológico. Cuenca del Guadalquivir. Avance.* C.H.G., 279 p.

COPPONEX, J.P. (1957). *Sobre un sistema de relevos de mantos en los Alpujárrides occidentales.* Not. y Com. del I.G.M.E., 47:

COPPONEX, J.P. (1959). *Observations géologiques sur les Alpujárrides occidentales.* Bol. I.G.M.E., 70: 79-208.

CORRIGNAN, P. y VERRIERE, M. (1985). *Etude hydrogéologique des systèmes aquifères thermominéraux de la zone Nord Pyreneenne entre l'Ariege et la Garonne. Exemples d'Ussat, d'Aulus et d'Audinac.* Thèse 3ème cycle. Univ. Paul Sabatier, 323 p.

COUTAGNE, A. (1954). *Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximun.* La Houille Blanche, : 360-369.

COUTAGNE, A. (1968). *Les variations de débit en période non influencée par les précipitations.* La Houille Blanche, : 416-436.

CRUZ SANJULIAN, J. (1976). *Sobre la temperatura límite del termalismo.* Tecniterrae, 12: 45-54.

CRUZ SANJULIAN, J.; GARCIA ROSSELL, L. y GRANDA, J.M. (1979). *Nuevos datos sobre las aguas termales de la provincia de Granada.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Pamplona, 5: 533-546.

CRUZ SANJULIAN, J. y GRANDA, J.M. (1979). *Temperatura de base de las aguas termales de la provincia de Granada.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Pamplona, 5: 547-568.

CUSTODIO, E. (1982). *Calidad del agua y protección de los acuíferos kársticos ante la contaminación.* Reunión Karst Larra 82: 292-327.

CUSTODIO, E. (1986). *Hidroquímica del Karst.* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 131-180.

CUSTODIO, E. y LLAMAS, M.R. (1983). *Hidrología Subterránea.* Ed. Omega, Barcelona, 2359 p.

CVIJIC, J. (1960). *La geógraphie des terrains calcaires.* Acad. Serbe Sci. et Arts, Beograd, 341, 212 p.

CVIJIC, J. (1893). *Das Karstphaenomen.* Geogr. Abh.: 215-319.

van DEDEM, G.W. (1935). *Der geologische bau der Sierra Tejeda.* Ass. Et. Géol. Medit Occid., 4, 7: 1-30.

DEGALLIER, R. (1969). *Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes.* B.R.G.M., 2: 7-57.

DELANNOY, J.J. (1987). *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía, Serranía de Grazalema y Sierra de las Nieves.* A.M.A. y Casa de Velazquez, 50 p.

DELGADO MOYA, S. (1973). *Estudio Hidrogeológico del Karst de Sierra Gorda (Granada).* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada: 99 p.

DELGADO MOYA, S. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1975). *Morfología Karstica de las Sierras de Loja y Alhama (Granada).* Cuad. Geogr., Univ. Granada, s.m. 1: 109-

119.

DELGADO MOYA, S.; HIDALGO, J.; FERNANDEZ RUBIO, R. y del VALLE, M. (1974). *Características hidrogeológicas del embalse subterráneo de Sierra Gorda (Prov. de Granada).* Doc. Inv. Hidrol., Barcelona, 16: 54-68.

DELGADO, F. (1970). *Estudio geológico de la Sierra de Gibalto y sectores adyacentes.* Tesis Licenciatura, Univ. Granada: 95 p.

DELGADO, F.; ESTEVEZ, A. y LOPEZ GARRIDO, A.C. (1984). *Evolución tectono-estratigráfica de la terminación occidental de la Depresión de Granada (sector Loja-Riofrío).* In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*: 68-70.

DELGADO, F. y SANZ de GALDEANO, C. (1981). *Estudio geológico de la Sierra de Gibalto y sectores próximos (prov. de Granada y Málaga).* Estudios geol., 37: 69-75.

DIAZ del OLMO, F. y DELANNOY, J.J. (1989). *El Karst en las Cordilleras Béticas. Subbético y zonas internas.* In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España.* Monografía 4, S.E.G., Madrid: 175-185.

DIAZ UCHA, E.L.; PADILLA, A. y PULIDO BOSCH, A. (1984). *Aplicación del Análisis de Sensibilidad a la interpretación automática de Sondeos Eléctricos Verticales.* I Congr. Español de Geología, 3: 319-331.

DIPUTACION DE MALAGA (1988). *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Málaga.* Serv. Arqu., Urb. y Orden. Territ., 151 p.

DIPUTACION PROVINCIAL DE GRANADA - I.T.G.E. (1990). *Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Granada.* Dip. Prov. Granada - I.T.G.E., 107 p.

DREYBRODT, W. (1988). *Processes in Karst Systems. Physics Chemistry, and Geology.* Springer Series in Physical Environment, 4: 288 p.

DROGUE, C. (1969). *Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens.* Thèse Doc. d'Etat, Univ. Montpellier, 462 p.

DROGUE, C. (1971). *De l'eau dans le calcaire.* Science Progrès Découverte, 3433: 39-46.

DROGUE, C. (1972). *Analyses statistiques des hydrogrammes de decrues des sources karstiques.* Jour. of Hydrol., 15: 49-68.

DROGUE, C. (1974). *Structure de certains aquifères karstiques, d'après les resultats de travaux de forages.* C. R. Acad. Sc. Paris, série D, 278: 2621-2624.

DROGUE, C. (1980). *Essai d'identification d'un type de structure de magasins caarbonatés, fissurés. Application à l'interprétation de certains aspects du fonctionnement hydrogéologique.* Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 11: 101-108.

DROGUE, C. (1982). *L'aquifère karstique: un domaine perméable original.* Le Courrier du C.N.R.S., 44: 18-23.

DROGUE, C. (1983). *Le milieu fissuré.* Hydrogéologie-Géologie de l'Ingénieur, 1: 17-23.

DROGUE, C. y GRILLOT, J.C. (1976). *Structure géologique et premières observations piézométriques á la limite du sous-systéme karstique de Terrieu (périmètre expérimental).* 2ème Coll. Hydrogéol. Pays Calcaire, Univ. Besançon, 3ème série, 25: 195-210.

DROGUE, C.; MAS, G.; GRILLOT, J.C.; LLORIA, C. y GUERIN, R. (1975). *Utilisation du filtrage optique pour l'étude de la fracturation des roches carbonatées en hydrogéologie.* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 2, 17, 1: 39-44.

DURAND DELGA, M. y FOUCAULT, A. (1967). *La Dorsale Bétique, nouvelle element paleogéographique et structural des Cordillères Bètiques au bord Sud de la Sierra Arana (prov. Grenade, Espagne).* Bull. Soc. Géol. France, 1-9: 723-728.

ELORZA, J.J. y GARCIA DUEÑAS, V. (1979). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1040 (Zafarraya) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000.* I.G.M.E.

ESTEVEZ, A.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; ALBERDI, M.T. y RUIZ BUSTOS, A. (1982 a). *Sur l'âge miopliocene des series detritiques de la terminaison occidental du bassin de Grenade (Espagne meridionale).* C.R. Ac. Sc. Paris, 294: 1187-1190.

ESTEVEZ, A.; RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; SANZ de GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1982 b). *Evidencia de una fase compresiva de edad tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas.* Estudios geol., 38: 55-60.

ESTEVEZ, A. y SANZ de GALDEANO, C. (1983). *Néotectonique du secteur central des Chaînes Bétiques.* Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam., 24: 23-34.

FERNANDEZ, M. y BANDA, E. (1988). *Aproximación a la anomalía geotérmica de La Garriga-Samalús (Vallés-Penedés).* Acta Geol. Hisp., 23, 1: 1-20.

FERNANDEZ RUBIO, R. (1975). *Identificación de hidrotermalismo y aplicación a la zona meridional de la provincia de Granada.* Tecniterrae, 7: 38-50.

FONTBOTE, J.M. y GARCIA DUEÑAS, V. (1968). *Essai de systématisation des unitès Subbétiques allocthones dans le tiers central des chaînes bétiques.* C.R. Ac. Sc. París, 266: 186-189.

FORD, D. y WILLIAMS, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology.* Unwin Hyman, London, 601 p.

FORKASIEWICZ, J. y PALOC, H. (1965). *Le régime de tarissement de la Foux de la Vis.* Act. Coll. Dubrovnik, A.I.H.S.- U.N.E.S.C.O., 1: 213-226.

FORKASIEWICZ, J. y PALOC, H. (1967). *Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude preliminare.* Chronique d'hydrogéologie, 10: 59-73.

FOURNIER, R.O. y TRUESDELL, A.M. (1970). *Chemical indicators of subsurface temperature applied to hot springs waters of Yellonstone National Park (Wyoming, U.S.A.).* Geothermics, Special Issue, 2: 529-535.

GALINDO, J. (1990). *Geometría y cinemática de las deformaciones neógenas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 374 p.

GALINDO, J. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1988 a). *Determinación de estados de esfuerzo a partir de fallas: aplicación al sector occidental de Sierra Nevada.* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 2: 145-148.

GALINDO, J. y GONZALEZ LODEIRO, F. (1988 b). *Faulting phase differentiation by means of computer search on a grid pattern.* Annales Tectonicae, 2, 2: 90-97.

GARAY, P. (1983). *Estudio geomorfológico del macizo karstico del Mondúver (Provincia de Valencia).* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 110 p.

GARAY, P. y MORELL, I. (1989). *Tasas de disolución en regiones kársticas españolas.* In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España.* Monografía 4, S.E.G., Madrid: 257-264.

GARAY, P.; OBARTI, F.J. y MORELL, I. (1988). *Dissolution-rates in Spanish Karst regions.* In: *Karst Hydrogeology and Karst Environments Protection.* I.A.H. 21 st Congress, Guilin, 1: 276-280.

GARCIA CABALLERO, (1972). *Algunas consideraciones acerca de las aguas minero-medicinales españolas y en particular referidas a Granada.* Tesis Doctoral, Univ. Granada,

GARCIA DUEÑAS, V. (1967). *Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona Subbética.* Not. y Com. I.G.M.E., 101-102: 73-100.

GARCIA DUEÑAS, V. (1969). *Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética).* Acta Geol. Hisp., 4, 1: 9-13.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979

a). *Dominios paleogeográficos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 359-365.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ de GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1980). *Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera.* Geol. Mignbouw, 59, 2: 155-168.

GARCIA HERNANDEZ, M.; LUPIANI, E. y VERA, J.A. (1988). *Discontinuidades estratigráficas en el jurásico de Sierra Gorda (Subbético Interno, provincia de Granada).* Acta Geol. Hisp.,

GARCIA HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979 b). *El Lías infracarixiense en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 367-374.

GARCIA HERNANDEZ, M.; RIVAS, P. y VERA, J.A. (1979 c). *El carixiense en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 375-382.

GATEAU, C.; HALFON, J. y PREVOSTEAU, J.M. (1976). *Caracterisation de champs de fractures par l'analyseur d'images.* Resumé 4° Reun. Sc. de la Terre, Paris, 186 p.

GAVRILOV, A.V. (1965). *On the problem of the influence of karst on the hydrological regime of rivers.* Act. Coll. Dubrovnik, A.I.H.S.-U.N.E.S.C.O., 73: 544-563.

GONZALEZ DONOSO, J.M. (1967). *Estudio geológico de la depresión de Granada.* Tesis Doctoral, Univ. Granada,

GONZALEZ DONOSO, J.M. (1968). *Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada.* Acta Geol. Hisp., 3, 3: 57-63.

GONZALEZ DONOSO, J.M. y VERA, J.A. (1969). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1025 (Loja) del Mapa Geológico de España a escala 1:50.000.* I.G.M.E.

GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; SEQUEIROS, L. y VERA, A. (1972). *Excursión al dominio Subbético interno: La unidad de Sierra Gorda.* Grupo Español del Mesozoico, 17 p.

GONZALEZ RIOS, M.J.; CALVO RODRIGUEZ, M.; TORICES, S.M. y DIAZ, M. (1983). *Cavidades del sector -Alhama de Granada- (Complejo de Sierra Gorda).* Spes, 3: 59-74.

GONZALEZ RIOS, M.J.; MARIN, J.C.; CALVO, J.A. y CALVO, M. (1982). *Cavidades del sector de Sierra Blanquilla (Sierra Gorda), Granada.* Spes, 2: 58-76.

GONZALO y TARIN, J. (1981). *Descripción geológica de la provincia de Granada.* Bol. Com. Mapa Geol. España, 8, 131 p.

GRANDA, J.M. (1978). *Estudio geoquímico de aguas termales de España meridional.* Tesis Doctoral, Univ. Bilbao, 263 p.

GRANDA, J.M.; MARTIN, A. y GARCIA ROSSELL, L. (1979 a). *Estudio geoquímico de aguas termales de España meridional. I. Macroconstituyentes.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Pamplona, 5: 589-611.

GRANDA, J.M.; MARTIN, A. y GARCIA ROSSELL, L. (1979 b). *Estudio geoquímico de aguas termales de España meridional. II. Microconstituyentes.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Pamplona, 5: 613-631.

GRILLOT, J.C. (1977). *A propos de méthodologies d'analyses quantitatives, a l'échelle régionale, de champs de fractures: premiers résultats d'une application.* Rev. Géol. Dynam. et Géogr. Phys., 19, 3: 219-234.

GRILLOT, J. (1979). *Structure des systèmes aquifères en milieu fissuré. Contribution méthodologique à cette connaissance.* Thèse Doct., U.S.T.L., Montpellier, 212 p.

GRILLOT, J.C. (1984). *Photo-interprétation à différentes échelles et relevés de terrain: exemples de corrélations structurales dans le Bassin Méditerranéen et sur le socle Ouest africain.* Geologische Rundschau, 73, 2: 787-808.

GRILLOT, J.C. y DROGUE, C. (1977). *Sur le rôle de la fracturation dans l'organisation de certains phénomènes karstiques souterrains.* Norois, 95 bis: 11-21.

GRILLOT, J.C. y GUERIN, R. (1975). *Tectonique, microtectonique et directions des écoulements souterrains: exemple de relations dans le bassin karstique du Haut-Vidourle (Gard, France).* Rev. Géol. Dynam. et Géogr. Phys., 17, 1: 45-60.

GUERIN, R. (1973). *Un exemple du rôle de la tectonique et de la microtectonique dans la géométrie des écoulements karstiques fossiles et actuels: le Bas-Vivarais calcaire.* Thèse 3ème Cycle, U.S.T.L., Montpellier, 104 p.

GUZMAN del PINO, J.L. (1987). *Estudio hidrogeológico del polje de Zafarraya y áreas adyacentes.* Informe técnico C.H.S.E., 115 p. (Inédito).

HERAS, R. (1976). *Hidrología y recursos hidraúlicos.* D.G.O.H., Centro de Estudios Hidrográficos, Madrid, 1588 p.

HIDALGO, J. (1974 a). *Estudio hidrogeológico del Polje de Zafarraya y zonas adyacentes (provincias de Granada y Málaga).* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 165 p.

HIDALGO, J. (1974 b). *Fluctuaciones del nivel piezométrico en el polje de Zafarraya (Provincia de Granada).* Doc. Inv. Hidrol., 16: 95-112.

HIDALGO, J.; ARANA, R.; DELGADO MOYA, S. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1972).

Estudio mineralógico de un yacimiento de manganeso en el término municipal de Periana (Málaga). Cuad. Geol., Univ. Granada, 3: 113-119.

HIDALGO, J.; DELGADO MOYA, S.; FERNANDEZ RUBIO, R. y ARANA, R. (1973). *Nódulos de manganeso en el Oxfordense de Sierra Gorda (Alhama, Granada).* Cuad. Geol., Univ. Granada, 4: 5-14.

HIDALGO, J. y FERNANDEZ RUBIO, R. (1974). *Vulnerabilidad a la polución de las aguas subterráneas en el polje de Zafarraya y zonas adyacentes (Granada y Málaga).* Bol. Geol. y Min., 85, 3: 300-307.

HOLST, T.B. (1982). *Regional jointing in the northern Michigan Basin.* Geology, 10: 273-277.

I.R.Y.D.A.-I.G.M.E. (1986). *Investigación de Recursos Hidráulicos en la zona Alhama-Temple (Granada).* Informe técnico: 156 p. (Inédito).

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.) (1981). *Investigación hidrogeológica en las cuencas del sur de España. (Sector Occidental).* Col. Informe. I.G.M.E., Madrid, 78 p.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.) (1983). *Investigación hidrogeológica de las cuencas del sur de España (Sector Occidental). Informe técnico nº9. Sistema acuífero nº 40-E. Mesozoico calizo-dolomítico de la Sierra Gorda.* P.I.A.S., I.G.M.E., 142 p.

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA (I.G.M.E.) (1985). *Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España. Informe de síntesis.* Ministerio de Industria y Energía., 281 p.

INSTITUTO DE PROMOCION Y DESARROLLO. (1981). *Magnitudes socio-económicas de la Provincia de Granada.* Exma. Diputación Provincial, Granada, 200 p.

JACOB, C.E. (1946). *Radial flow in a leaky artesian aquifer.* Trans. Am. Geophys. Union, 27: 198-205.

JACOBSON, R.L. y LANGMUIR, D. (1974). *Controls on the quality variations of some carbonate spring waters.* Jour. of Hydrology, 23: 247-265.

JASKOLLA, F. y VOLK, P. (1986). *Use of cave-maps for tectonic surveys.* International Journal of Speleolology, 15: 15-40.

JIMENEZ de CISNEROS, C. (1989). *Estudio Geoquímico de los sedimentos y cementos relacionados con el paleokarst mesozoico de Sierra Gorda (Subbético interno).* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 138 p.

KESSLER, H. (1965). *Water balance investigations in the Karstic regions of Hungary.* Act. Coll. Dubrovnik, A.I.H.S.-U.N.E.S.C.O., 1: 91-105.

KIRALY, L. (1968). *Eléments structuraux et alignement de phénomènes karstiques. (Région du goufre du Petit-Pré de Saint-Livres, Jura vaudois).* Bull. Soc. Neuchâteloise Sc. Nat., 91: 127-146.

KIRALY, L. (1969 a). *Statistical analysis of fractures (orientation and density).* Geologische Rundschau, 59: 125-151.

KIRALY, L. (1969 b). *Anisotropie et hétérogénéité de la perméabilité dans les calcaires fissurés.* Ecl. Geol. Helv., 62, 2: 613-619.

KIRALY, L. (1970). *L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'ecoulement.* Bull. Ver. Schweiz Petrol. Geol. u. Ing., 37, 91: 50-57.

KIRALY, L. (1975). *Rapport sur l'état actuel des connaissances dans le domaine des caractères physiques des roches karstiques.* In: BURGER, A. y DUBERTRET, L. (Eds). *Hydrogeology of Karstic Terrains*. I.A.H.: 53-57.

KIRALY, L. (1977). *La notion d'unité hydrogéologique. Essai de définition.* Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neûchatel, 2: 83-216.

KIRALY, L. (1979). *Remarques sur la simulation des failles et de reseau karstiques par elements finis dans les modèles d'ecoulement.* Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neûchatel, 3: 155-167.

KIRALY, L. y MULLER, I. (1979). *Hétérogénéité de la perméabilité et de l'alimentation dans le Karst: effet sur la variation du chimisme des sources karstiques.* Bull. Centre Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 3: 237-285.

KIRALY, L. y SIMEONI, C.P. (1971). *Structure géologique et orientation des cavités karstiques: la grotte de Chez le Brandt (Jura Neuchâtelois).* Bull. Soc. Neuch. Sci. Nat., 94: 91-97.

von KLEBERSHERG, R. (1928). *Beiträge zur Geologia der Sierren zwischen Granada und Málaga (Andalusien).* Zeitascher. d. deutsch. Geol. Ges., 80: 535-616.

LERNER, D.N.; ISSAR, A.S. y SIMMERS, I. (1990). *Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge.* International Contributions to hydrogeology, I.A.H., 8, 345 p.

LHENAFF, R. (1968). *Le Poljé de Zafarraya (Province de Grenade).* Mélanges de la Casa de Velazquez, 4: 5-25.

LHENAFF, R. (1977). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-*

occidentales (Espagne). Thèse Doct. d'Etat, Univ. de Lille III, 713 p.

LHENAFF, R. (1978). *Poljés et structures charriées: quelques exemples dans les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne).* Rev. Geogr. Alpine: 299-307.

LHENAFF, R. (1981). *Recherches géomorphlogiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne).* Thèse Univ. Lille III, Paris, 713 p.

LHENAFF, R. (1986 a). *Répartition des massifs karstiques et conditions générales d'évolution.* Karstologia, mémoires, 1: 5-24.

LHENAFF, R. (1986 b). *Les grands poljés des Cordillères Bétiques andalouses et leurs rapports avec l'organisation endokarstique.* Karstologia, mémoires, 1: 101-112.

LINARES, D. (1977). *Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 410 p.

LINARES, A. y VERA, J.A. (1966). *Precisiones estratigráficas sobre la serie de Sierra Gorda, Cordilleras Béticas (Provincia de Granada).* Estudios Geol., 22: 65-69.

LLOPIS, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología kárstica.* Ed. Blume, Madrid, 269 p.

LOPEZ ARROYO, A.; MARTIN, A. y MEZCUA, J. (1981). *El terremoto de Andalucía. Influencia en sus efectos de las condiciones del terreno y del tipo de construcción.* In: *Terremoto de Andalucía de 25 de Diciembre de 1884.* I.G.N., Madrid: 5-94.

LOPEZ CHICANO, M. (1989). *Geometría y estructura de un acuífero kárstico perimediterráneo: Sierra Gorda (Granada y Málaga).* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 77 p.

LOPEZ CHICANO, M. y FERNANDEZ, J. (1988). *Las facies del Trías medio y superior en la región de Alcaudete (Zona Subbética).* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 1: 103-106.

LOPEZ CHICANO, M. y PULIDO BOSCH, A. (1988). *Aproximación al conocimiento de las direcciones preferenciales de karstificación en el acuífero carbonático de Sierra Gorda (Granada).* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 2: 403-406.

LOPEZ CHICANO, M. y PULIDO BOSCH, A. (1989). *Compartimentación y descenso de niveles piezométricos en un sector del sistema de Sierra Gorda (Granada y Málaga).* In: *La sobreexplotación de acuíferos.* Temas Geológico-mineros, I.T.G.E., Almería, 10: 577-591.

LOPEZ CHICANO, M; CASTILLO MARTIN, A y PULIDO BOSCH, A. (1992). *Algunas consideraciones acerca de la evolución temporal del contenido de nitratos en un río con importante influencia kárstica: el río Frío (Granada).* Hidrogeol. y Recur.

Hidrául., Alicante, 16: 195-203.

LOPEZ GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1979). *Mapa de distribución de unidades en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas*. Publicaciones Univ. Granada.

LOPEZ GETA, J.A.; del VALLE, M. y TRENADO, L. (1981). *Adecuación de los recursos hídricos de las surgencias naturales de "Guaro" a la demanda de la zona.* I Simp. Agua en Andalucía, Granada, 2: 767-784.

LOPEZ LIMIA, B. (1987). *Geomorfología del Karst de Pinar Negro (Sierra de Segura - Jaén).* Lapiaz, Monografía II: 5-55.

LOUIS, C. (1968). *Etude des écoulements d'eau dans les roches fissurées et de leurs influences sur la stabilité des massifs rocheux.* E.D.F. Bull. direc. Et. et Rech., 3: 5-132.

LOUIS, C. (1974). *Introduction à l'hydraulique des roches.* Bull. B.R.G.M., 3, 4: 283-356.

LUPIANI, E. y SORIA, J. (1988 a). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1025 (Loja) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* I.G.M.E.

LUPIANI, E. y SORIA, J. (1988 b). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1008 (Montefrío) del Mapa Geoloógico Nacional a escala 1:50.000.* I.G.M.E.

MAGNE, J.; PEYRE, Y.; del VALLE, M. y VERA, J.A. (1969). *La serie estratigráfica del Gallo-Vilo (provincia de Málaga, España).* Acta Geol. Hisp., 4, 3: 67-71.

MAILLET, E. (1905). *Essai d'hydraulique souterraine et fluviale.* Ed. Hermann Paris, 218 p.

MANGIN, A. (1970 a). *Méthode d'analyse des courbes de décrue et tarissement dans les aquifères karstiques.* C. R. Ac. Sc. Paris, 270: 1295-1297.

MANGIN, A. (1970 b). *Contribution à l'étude des aquifères karstiques à partir de l'analyse des courbes de décrue et tarissement.* Ann. Spéléol., 25, 3: 581-610.

MANGIN, A. (1971). *Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique.* Ann. Spéléol., 26, 2: 283-329.

MANGIN, A. (1975). *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.* Thèse Doct. Univ. Dijon. Ann. Spéléol. (3 art.), 29, 3: 283-332; 29, 4: 495-601; 39, 1: 21-124.

MANGIN, A. (1978). *Le Karst, entité physique, abordé par l'étude du système karstique.* In: *Le Karst. Son originalité physique, son importance économique.* Coll. de Tarbes, A.G.S.O.: 21-37.

MANGIN, A. (1981 a). *Utilisation des analyses corrélatoire et spectrale dans l'approche des systèmes hydrologiques.* C. R. Acad. Sci. Paris, 293: 401-404.

MANGIN, A. (1981 b). *Apports des analyses corrélatoire et spectrale croiseés dans la connaissance des systèmes hydrologiques.* C. R. Acad. Sci. Paris, 293: 1011-1014.

MANGIN, A. (1982 a). *L'approche systémique du karst conséquences conceptuelles et méthodologiques.* Reunión Karst LARRA 82, Pamplona: 141-157.

MANGIN, A. (1982 b). *Misse en evidence de l'originalité et de la diversité des aquifères karstiques.* 3ème Coll. d'Hydrologie en Pays Calcaire, Neuchâtel: 159-172.

MANGIN, A. (1984 a). *Ecoulement en milieu karstique.* Annales des Mines, 5-6: 135-142.

MANGIN, A. (1984 b). *Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale.* Jour. of Hydrology, 67: 25-43.

MANGIN, A. (1985). *Progrès récents dans l'étude hydrogéologique des karst.* Stygologia, 1, 3: 239-257.

MANGIN, A. (1986). *Reflexion sur l'approche et la modelisation des aquifères karstiques.* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 11-30.

MANGIN, A. y PULIDO, A. (1983). *Aplicación de los análisis de correlación y espectral en el estudio de acuíferos kársticos.* Tecniterrae, 51: 53-65.

MARIN MALDONADO, J.C.; TORICES, S. y CALVO, M. (1983). *Cavidades del sector de Santa Lucía (Sierra Gorda).* Spes, 2: 77-87.

MARJOLET, G. y SALADO, J. (1975). *Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la Source du Lez (Hérault). Etude des écoulements d'eau dans les calcaires fissurés et karstifiés du site du futur captage des eaux de la Source du Lez.* Thèse 3ème cycle, Univ. Montpellier, 163 p.

MARTIN ALGARRA, A. (1987). *Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 1171 p.

MARTIN ALGARRA, A.; SORIA MINGORANCE, J. y VERA, J.A. (1989). *Paleokarst mesozoicos y terciarios en la Cordillera Bética.* In: DURAN, J.J. y LOPEZ MARTINEZ, J. (Eds.). *El Karst en España.* Monografía 4, S.E.G., Madrid: 299-308.

MARTIN MARTIN, J.M. (1979). *La dolomitización basal del Lías inferior Subbético.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 583-589.

MARTIN MARTIN, J.M. (1980). *Las dolomías de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 201 p.

MARTIN VIVALDI, J.; CABALLERO, M.A.; CALLE, M. y LHENAFF, R. (1971). *Estudio minerológico de los niveles arcillosos del polje de Zafarraya, Granada (España).* Estudios Geol., 27: 137-144.

MARTINEZ GIL, F.J.; PABLO, F. y SANCHEZ, J.A. (1986). *Estudio hidrogeoquímico de los acuíferos carbonatados del macizo de Guara (provincia de Huesca).* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 253-274.

MATHIS, V. (1974). *Etude géologique de l'extremité orientale de la Zone de Colmenar (Province de Málaga, Espagne).* Thèse 3ème cycle, Université de Besançon, 201 p.

MAUCCI, W. (1966). *La hipótesis de la erosión inversa como contribución al estudio de la espeleogénesis.* Centro de Estudios Hidrográficos, 51, 49 p.

MILANOVIC, P. (1976). *Water Regime in Deep Karst. Case Study of the Ombla Spring Drainage Area.* In: W.R.P. *Karst Hydrology and Water Resources.* U.S.-Yugoslavian Symp., Dubrovnik, 1: 165-186.

MILANOVIC, P. (1981). *Karst Hydrogeology.* W. R. P., 434 p.

MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS. DIRECCION GENERAL DE OBRAS HIDRAULICAS. (1969). *Embalse de Iznájar.* Confederación Hidrográfica del Guadalquivir. Informe, 27 p.

MISEREZ, J.J. (1973). *Géochimie des eaux du Karst Jurassien. Contribution physico-chimique a l'étude des altérations.* Thèse Doct. Sci. Nat. Univ. Neuchâtel, 313 p.

MISEREZ, J.J. (1975). *Variations chimiques de sources karstiques et bilan de l'altération. Exemple de l'Areuse et de la Noiraigue, Jura Neuchâtelois.* Ann. Spéléol., 30, 2: 241-254.

MOLINA CAMARA, J.M. (1987). *Análisis de facies del Mesozoico en el Subbético Externo (Provincia de Córdoba y Sur de Jaén).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 518 p.

MOLINA, E. (1979). *Oligoceno - Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 342 p.

MORENO, J.A. (1987). *Zafarraya. El Polje y su Cultura.* Iltrmo. Ayuntamiento de Zafarraya: 151 p.

MORENO CALVILLO, I. y CASTILLO MARTIN, A. (1982). *Síntesis hidrogeológica de Sierra Gorda (Granada).* Spes, 2: 41-57.

MORENO GARZON, L. (1972). *Zafarraya y Ventas de Zafarraya.* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 175 p.

MORENO GARZON, L. (1973). *Zafarraya y Ventas de Zafarraya. El polje y su repoblación.* Cuad. Geogr., Univ. Granada, 3: 77-116.

MOUTERDE, R. y LINARES, A. (1981). *Ammonites hettangiennes de Alhama de Granada (Andalousie).* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 267-270.

MUDRY, J. (1987). *Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés.* Thèse Doct. ès Sci. Nat. L'UFR des Sciences et Techniques de Franche Comte-Besançon, 311 p.

MUDRY, J.; KIRALY, L. y MULLER, I. (1979). *Analyse multivariée du chimisme de quelques sources karstiques du Jura Suisse et Franc-Comtois.* Bull. Centre d'Hydrogeologie, Univ. Neuchâtel, 3: 183-221.

NICOD, J. (1972). *Pays et paysages du Calcaire.* Presses Universitaires de France, Paris, 244 p.

NIÑEROLA, S.; CASTIELLA, J. y NAVARRETE, P. (1987). *Calidad y contaminación del acuífero de Arteta y su relación con el funcionamiento del acuífero.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Palma de Mallorca, 12: 165-184.

OBARTI, F.J. (1987). *El análisis de sistemas aplicado a la hidrogeología kárstica.* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 230 p.

OBARTI, F.J.; GARAY, P. y MORELL, I. (1988). *An attempt to Karst classification in Spain based on System Analysis.* In: *Karst Hydrogeology and Karst Environments Protection.* I.A.H. 21 st Congress, Guilin, 1: 328-336.

OGG, J.G.; STEINER, M.B.; OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1984). *Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain.* Earth and Planetary Science Letters, 71: 147-162.

OLLERO, E. y GARCIA, J.L. (1983). *Estudio Hidrogeológico y Agronómico del Polje de Zafarraya.* Excma. Diputación Provincial de Granada, 196 p. (Inédito).

OLLERO, E. y GARCIA, J.L. (1984 a). *Características hidroquímicas del acuífero aluvial del polje de Zafarraya.* I Congr. Español de Geología, 4: 287-294.

OLLERO, E. y GARCIA, J.L. (1984 b). *Incidencias de las aportaciones del arroyo de la Madre en el balance hídrico del polje de Zafarraya.* I Congr. Español de Geología., 4: 295-305.

OLLERO, E. y GARCIA, J.L. (1984 c). *Morfología del sustrato y geometría del acuífero*

aluvial del polje de Zafarraya (Granada). I Congr. Español de Geología., 4: 307-315.

OLORIZ, F. (1978). *Kimmeridgiense-Tithónico inferior en el sector central de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética. Paleontología. Bioestratigrafía).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 758 p.

OLORIZ, F. (1979). *El Kimmeridgense en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 475-488.

OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1979). *El Thitónico en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 489-508.

OSETE, M.L.; FREEMAN, R. y VEGAS, R. (1988). *Investigaciones paleomagnéticas en la Zona Subbética.* Cuad. Geol. Ibérica, : 39-58.

PADILLA, A. (1984). *Aplicaciones del microordenador a la Hidrogeología.* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 81 p.

PADILLA, A. (1990). *Los Modelos matemáticos aplicados al análisis de los acuíferos kársticos.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 267 p.

PADILLA, A. y PULIDO BOSCH, A. (1985). *Programas para elaboración y tratamiento de datos climatológicos de interés en Hidrogeología.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 12: 187-200.

PADILLA, A. y PULIDO BOSCH, A. (1986). *El programa "EVADIA" para estimación automática de la lluvia útil a nivel diario.* II Simp. Agua en Andalucía, Granada, 2: 631-636.

PALOC, H. (1975). *Cartographie des eaux souterraines en terrains calcaires.* In: BURGER, A. y DUBERTRET, L. (Eds.). *Hydrogeology of Karstic Terrains*. I.A.H.: 137-148.

PARIZEK, R.R. (1976). *On the nature and significance of fracture traces and lineaments in carbonate and other terranes.* In: W.R.P. *Karst Hydrology and Water Resources.* U.S.-Yugoslavian Symp., Dubrovnik, 1: 47-108.

PASCUAL GARCIA, J. (1975). *Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur. "Demanda de agua".* V Jorn. Min. Met., Bilbao, 3: 209-245.

PERALES, J. (1881). *Monografía de las aguas minerales de Alhama de Granada.* Imp. de la Madre de Familia, Granada, 411 p.

PEYRE, Y. (1974). *Géologie d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques. Espagne).* Thèse Doct., Univ. Paris, 528 p.

PEZZI, M.C. (1975). *Algunas observaciones sobre sistemas morfoclimáticos y Karst en las*

Cordilleras Béticas. Cuad. Geogr., Univ. Granada, 1: 59-83.

PEZZI, M.C. (1977 a). *Morfología kárstica del sector central de la Cordillera Subbética.* Tesis Doctoral, Univ. Granada. Cuad. Geogr., Univ. Granada, s.m.-2, 289 p.

PEZZI, M.C. (1977 b). *Un Karst caractéristique de montagne moyenne méditerranéenne: Sierra Gorda (Grenade), Cordilleres Bétiques.* St. Trentini Sci. Nat., 54: 37-54.

PHILIP, H. (1987). *Plio-Quaternary evolution of the stress field in Mediterranean zones of subduction and collision.* Annales Geophysïcae, 5 B, 3: 301-320.

PINEDA VELASCO, A. (1984). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1024 (Archidona) del Mapa Geológico de Nacional a escala 1:50.000.* I.G.M.E. (in litt).

PIPER, A.M. (1944). *A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses.* Am. Geoph. Union Trans., 25: 914-923.

PRICE, N.J. (1966). *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock.* Pergamon Press, London, 176 p.

PULIDO BOSCH, A. (1977 a). *Contribución al conocimiento de la hidrogeología del Prebético Nororiental (provincias de Valencia y Alicante).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 410 p.

PULIDO BOSCH, A. (1977 b). *Bosquejo sobre la Hidrogeología kárstica en el Prebético Oriental.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 8-9: 123-134.

PULIDO BOSCH, A. (1980). *Datos hidrogeológicos sobre el borde Occidental de Sierra Nevada.* Fund. J. March., Serie Univ., 123, 51 p.

PULIDO BOSCH, A. (1983 b). *Los modelos matemáticos aplicados al estudio de acuíferos kársticos.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Madrid, 9: 13-23.

PULIDO BOSCH, A. (1986). *Reflexiones sobre la hidrogeología kárstica basadas en ejemplos de las Cordilleras Béticas.* Jornadas sobre el Karst en Euskadi, San Sebastián, 2: 31-50.

PULIDO BOSCH, A. (1987). *Aproximaciones metodológicas al estudio del funcionamiento hidrogeológico del Karst.* Geolis, 1: 18-23.

PULIDO BOSCH, A. (1988). *La surexploitation de certains aquifères karstiques d'Alicante (Est de l'Espagne).* Bull. Centre d'Hydrogéologie, Univ. Neuchâtel, 8: 49-60.

PULIDO BOSCH, A. y CASTILLO, E. (1985). *Quelques considérations sur la structure des aquifères carbonatés du Levant espagnol, d'après les données de captages d'eau.* Karstologie, 4: 38-44.

PULIDO BOSCH, A. y CERON GARCIA, J.C. (1991). *Variaciones hidrogeoquímicas de periodicidad anual en surgencias kársticas. Ejemplo del manantial de La Yedra (Málaga).* Rev. Soc. Geol. España, 4, 1-2, 51-59.

RAZACK, M. (1978 a). *Sur la contribution de methodes d'analyse numerique appliqués à l'étude d'un champ de fractures pour une meilleure connaissance de la structure des reservois fissurés.* C.R. Acad. Sc. Paris, série D, 286: 1577-1580.

RAZACK, M. (1978 b). *Contribution à l'étude de la structure des aquifères en roches fissurées: numérisation et analyse quantitative de la fracturation relevée sur clichés aériens.* Thése Doct. Ing., U.S.T.L., Montpellier, 124 p.

RAZACK, M. (1979). *Approche numerique et quantitative de l'étude sur clichés aériens de la fracturation des reservoirs en roches fissurées.* Rev. Inst. Fr. Petr., 34, 4: 547-574.

RAZACK, M. (1980). *Approche quantitative de l'effet d'échelle sur le relevé de la fracturation par photo-interprétation dans l'étude de la géométrie des reservoirs fissurés.* Mém. h. sér. Soc. Géol. France, 11: 81-90.

RAZACK, M. (1981). *Contribution à l'étude de la structure des aquifères en roches fissurées. Numérisation et analyse quantitative de la fracturation relevée sur clichés aériens.* Bull. B.R.G.M., 3, 3: 257-262.

RAZACK, M. (1984). *Application de méthodes numeriques et statistiques a l'identification des reservoirs fissurés carbonates en Hydrogéologie.* Thése Docteur d'Etat, U.S.T.L., Montpellier, 257 p.

RAZACK, M. (1986). *Approche probabiliste de l'étude en subsurface de la géométrie des réservoirs fissurés. Effet de l'échelle d'investigation.* Hydrogéologie, 2: 215-230.

RAZACK, M. y DESHONS, P. (1984). *Prévision par Krigeage de la fracturation des roches.* C. R. Acad. Sc. Paris, 299, série 2, 9: 573-576.

RAZACK, M.; DROGUE, C. y BAITELEM, M. (1988). *Impact of a urban area on the Hydrochemistry of a shallow Groundwater (alluvial reservoir). Town of Narbonne, France.* Int. Symp. Hidrological processes and water management in urban areas, Duirburg: 487-494.

RAZACK, M.; DROGUE, C.; ROMARIZ, C. y ALMEIDA, C. (1979). *Etude de l'effet de marée océanique sur un aquifère carbonate cotier (miocène de l'Algarve-Portugal).* Journ. of Hydrology, 45: 57-69.

RAZACK, M. y SALVAYRE, H. (1980). *Eléments en faveur d'une karstification anté-oligocène supérieur dans le Narbonnais.* Géol. Médit., 7, 2: 187-191.

RAZACK, M. y SINAN, M. (1990). *Incidence du mode de foration sur l'estimation de la Transmissivite a partir du débit spécifique.* Hidrogeología, 5: 1-10.

RENAULT, P. (1959). *Réseau de fentes et réseau de conduits en région karstique.* C. R. Som. Soc. Géol. France, 1: 16-17.

REPSOLA, H. (1989). *Well Logging in Groundwater Development.* International Contributions to Hydrogeology, I.A.H., 9, 145 P.

REYES, J.L. (1971). *Estudio Geológico de una zona de Alhama de Granada.* Tesis de Licenciatura, Univ. Granada, 85 p.

RIVAS, P.; SANZ de GALDEANO, C. y VERA, J.A. (1979). *Itinerarios Geológicos en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Itinerario: Granada-Jaén y Cabra-Loja.* Secret. de Publicaciones, Univ. Granada, 87 p.

RIVERA NAVARRO, S. (1975). *Estudio litoestratigráfico y sedimentológico del Complejo Colmenar-Periana en el sector de Periana-Alcaucín (Prov. de Málaga).* Tesis Licenciatura, Univ. Granada, 130 p.

RODIER, J. (1966). *L'analyse chimique et physico-chimique de l'eau.* Ed. Dunod, Paris, 412 p.

RODIER, J. (1978). *L'analyse de l'eau. Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer.* Ed. Dunod, Paris, 1059 p.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1982). *El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 224 p.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, J. (1983). *Caracterización y división en unidades del Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas.* X Cong. Nac. Sedim., Menorca, 5: 1-3.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; LOPEZ GARRIDO, A.C. y SANZ de GALDEANO, C. (1984 a). *La tectónica y la sedimentación durante el Mioceno medio de las Zonas Internas Béticas (Sector Central).* In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*: 77-79.

RODRIGUEZ FERNANDEZ, J.; ORTEGA, M.; RODRIGUEZ GORDILLO, J. y FENOLL, P. (1984 b). *Características estratigráficas y mineralógicas de las grandes unidades neógenas de la Depresión de Granada.* In: *El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas*: 59-60.

RUBIO, J.C. y del VALLE, M. (1987). *Actualización de balances en los acuíferos de las provincias de Granada y Jaén.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Palma de Mallorca, 11: 669-683.

RUGET, C. y SIGAL, J. (1969). *Notas sobre la presencia del género Duostomina (foraminíferos) en los estratos de edad triásica de Alhama de Granada, Espagne.* Rev. Esp. Micropal., 1, 2: 237-241.

SAHUQUILLO, A.; ESTRELLA, T. y ANDREU, A. (1987). *Análisis de hidrogramas de manantiales kársticos.* Hidrogeol. y Recur. Hidrául., Palma de Mallorca, 11: 317-330.

SANCHEZ CABALLERO, M.A.; FERNANDEZ, A. y CASTILLO, A. (1986). *Caracterización físico-química preliminar de las aguas superficiales de la cuenca del Alto Genil.* II Simp. Agua en Andalucía, Granada, 1: 511-521.

SANCHEZ NAVARRO, J.A.; MARTINEZ GIL, F.J. y de MIGUEL, J.L. (1988). *Análisis e interpretación de las curvas de recesión de caudales del río Alcanadre y su relación con los acuíferos carbonatados del macizo de Guara.* II Congreso Geológico de España, comunicaciones, 2: 433-436.

SANDER, N.J. (1967). *Classification of carbonate rocks of marine origin.* Bull. A.A.P.G., 51, 3: 325-336.

SANDOVAL, J. (1979). *El Bathonense en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 441-451.

SANDOVAL, J. (1983). *Bioestratigrafía y paleontología del Bajocense y Bathonense en las Cordilleras Béticas.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 613 p.

SANZ de GALDEANO, C. (1983). *Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas.* Estudios geol., 39: 157-165.

SANZ de GALDEANO, C. (1985). *La fracturación del borde Sur de la Depresión de Granada (Discusión acerca del escenario del terremoto del 25-12-1884).* Estudios geol., 41: 59-68.

SANZ de GALDEANO, C. (1990 a). *Geologic evolution of the Betic Cordilleras in the Western Mediterranean, Miocene to the present.* Tectonophysics, 172: 107-119.

SANZ de GALDEANO, C. (1990 b). *La prolongación hacia el Sur le las fosas y desgarres del Norte y Centro de Europa: una propuesta de interpretación.* Rev. Soc. Geol. España, 3, 1-2: 231-241.

SCANLON, B.R. y THRAILKILL, J. (1987). *Chemical similarities among physically distinct spring types in a karst terrain.* Jour. of Hydrology, 89: 259-279.

SCHOELLER, H. (1956). *Géochimie des eaux souterraines. Application aux eaux des gisements de pétrole.* TECHNIP, 213 p.

SCHOELLER, H. (1962). *Les eaux souterraines.* Ed. Masson. Paris, 642 p.

SCHOELLER, H. (1963). *Recherches sur l'acquisition de la composition chimique des eaux souterraines.* Imp. E. Drouillard, Bordeaux, 231 p.

SCHOELLER, H. (1965). *Hydrodynamique dans le Karst (écoulement et emmagasinement).* Act. Coll. Dubrovnik, A.I.H.S.-U.N.E.S.C.O., 73: 2-20.

SCHOELLER, H. (1967). *Hydrodynámique dans le Karst. (écoulement et emmagasinement).* Chronique d'Hydrogéologie, 10: 7-21.

SEQUEIROS, L. (1972 a). *Bioestratigrafía del Calloviense de Sierra Gorda (Cordilleras Béticas).* Cuad. Geol., Univ. Granada, 3: 95-104.

SEQUEIROS, L. (1972 b). *Bioestratigrafía del Oxfordiense en el borde NE de Sierra Gorda (Cordilleras Béticas).* Cuad. Geol., Univ. Granada, 3: 105-112.

SEQUEIROS, L. (1974). *Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética. Bioestratigrafía y Paleontología.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 635 p.

SEQUEIROS, L. (1979). *El Calloviense en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 453-462.

SEQUEIROS, L. y OLORIZ, F. (1979). *El Oxfordense en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 463-474.

SHUSTER, E.T. y WHITE, W.B. (1971). *Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: a possible mean for characterising carbonate aquifers.* Jour. of Hydrology, 14: 93-128.

SMART, C.C. (1983). *Hydrology of a glacierised alpine karst.* PhD Thesis, McMaster University.

SOKOLOV, D.S. (1965). *Hydrodynamic zoning of karst water.* Act. Coll., Dubrovnik, A.I.H.S.-U.N.E.S.C.O., 1: 204-207.

SORIA, J.M. y FERNANDEZ, J. (1988). *Evolución lacustre en la cuenca de Granada (Cordilleras Béticas).* II Congreso Geológico de España, Simposios: 501-508.

STAUB, R. (1926). *Gedanken zur Tektonik Spaniens.* Viert. d. Nat. Ges. Zürich, 71: 196-261.

STIFF, M.A. (1951). *The interpretation of chemical water analysis by means of patterns.* Jour. of Petrol. Tech., 3, 10: 15-17.

TAVERA, J.M. (1979). *El Tránsito Jurásico-Cretácico en la Zona Subbética.* Cuad. Geol., Univ. Granada, 10: 509-511.

TAVERA, J.M. (1984). *Los ammonites del Tithónico superior Berriasense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas).* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 381 p.

THOMAS, G.E. (1962). *Grouping of carbonate rocks into textural and porosity units for mapping purposes.* Symp. of carb. rocks, A.A.P.G.: 193-223.

THORNTHWAITE, C.W. (1948). *An approach toward a rational classification of climate.* Geologic. Rev., 38: 55-94.

TISON, G. (1960). *Courbe de tarissement, coefficient d'écoulement et perméabilité du bassin.* Mém. A.I.H.S., Helsinki: 229-243.

TORBAROV, K. (1976). *Estimation of Permeability and Effective Porosity in Karst on the Basis of Recession Curve Analysis.* In: W.R.P. *Karst Hydrology and Water Resources.* U.S.-Yugoslavian Symp., Dubrovnik, 1: 121-134.

TRIPET, J.P. (1969). *Une méthode d'approche de l'analyse du tarissement d'une source karstique. Etude preliminaire.* Mém. du B.R.G.M., Bordeaux, 76: 701-719.

TRIPET, J.P. (1972). *Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse (Jura neuchâtelois).* Thèse, Univ. Neuchâtel, 183 p.

TURC, L. (1955). *Le bilan d'eau des sols: relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement.* Ann. Agron., 5, 131: 491-495.

UIL, H. (1978). *Application du carottage thermique et de l'hydrochimie à l'étude des circulations d'eau souterraine en milieu karstique (région karstique Nord-Montpelliéraine).* Thèse Docteur-Ing., U.S.T.L., Montpellier, 110 p.

U.S. SALINITY LABORATORY STAFF. (1954). *Diagnosis and improvement of saline and alcali soils.* U.S. Dept. Agr., 60, 160 p.

UNIVERSIDAD DE GRANADA. (1990). *Caracterización física-química-biológica de las aguas del Alto Genil. Estudio integral de la calidad y contaminación de las aguas.* Memoria de proyecto Univ. Granada-DGOH, 278 p. (Inédito).

VERA, J.A. (1966 a). *La unidad de "Parapanda - Hacho de Loja". Su individualidad estratigráfica y tectónica en la Zona Subbética.* Act. Geol. Hisp., 1, 1: 3-6.

VERA, J.A. (1966 b). *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes.* Tesis Doctoral, Univ. Granada, 191 p.

VERA, J.A. (1969). *Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000.* I.G.M.E.

VERA, J.A. y GONZALEZ DONOSO, J.M. (1964). *Discordancia intravindoboniense en Montefrío (Zona Subbética, Provincia de Granada).* Not. y Com. I.G.M.E., 76: 19-32.

VERA, J.A.; MOLINA, J.M. y RUIZ ORTIZ, P.A. (1984). *Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico, Subbético Externo).* In: Libro homenaje a Luís Sánchez de la Torre, Publ. Geol., 20: 141-162.

VERA, J.A.; RUIZ ORTIZ, P.A.; GARCIA HERNANDEZ, M. y MOLINA, J.M. (1988). *Paleokarst and Related Pelagic Sediments in the Jurassic of the Subbetic Zone, Southern Spain.* In: JAMES, N.P. y CHOQUETTE, P.W. (Eds.). *Paleokarst*. Springer Verlag: 364-384.

VIDAL, F.; SANZ de GALDEANO, C. y de MIGUEL, F. (1984). *Neotectónica y sismicidad de la Depresión de Granada.* In: El borde mediterráneo español: evolución del orógeno bético y geodinámica de las depresiones neógenas: 71-72.

YEVJEVICH, V. (1972). *Probability and statistics in Hydrology.* W.R.P., Littleton, Colorado, 302 p.

ANEXOS

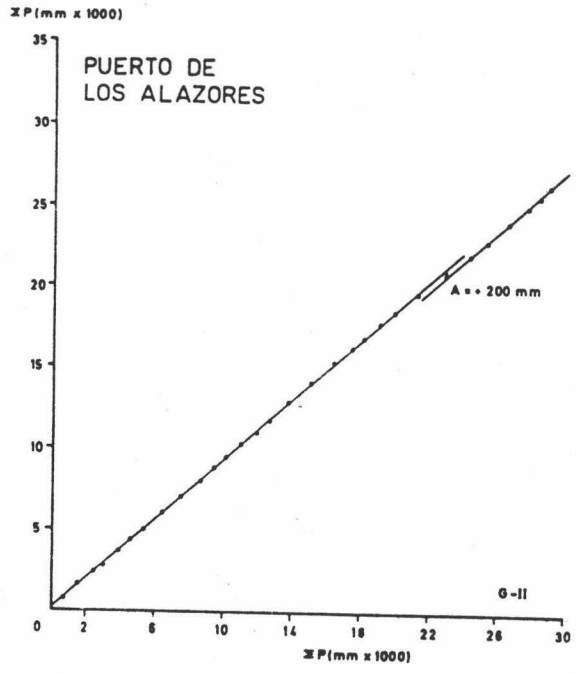
ANEXO 1

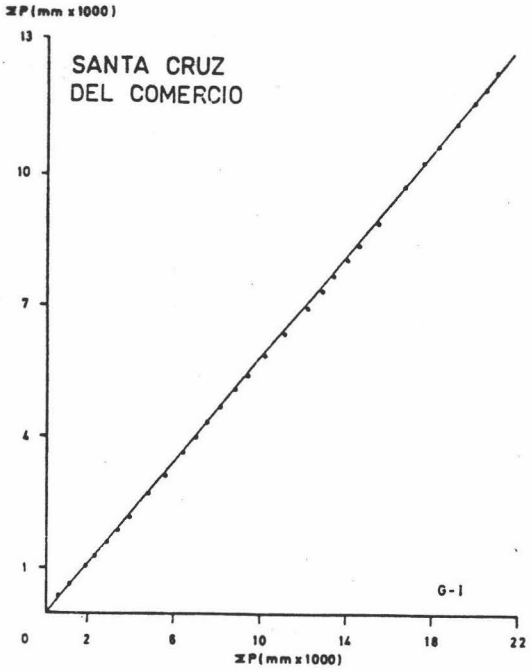
Corrección de los datos
pluviométricos por dobles masas

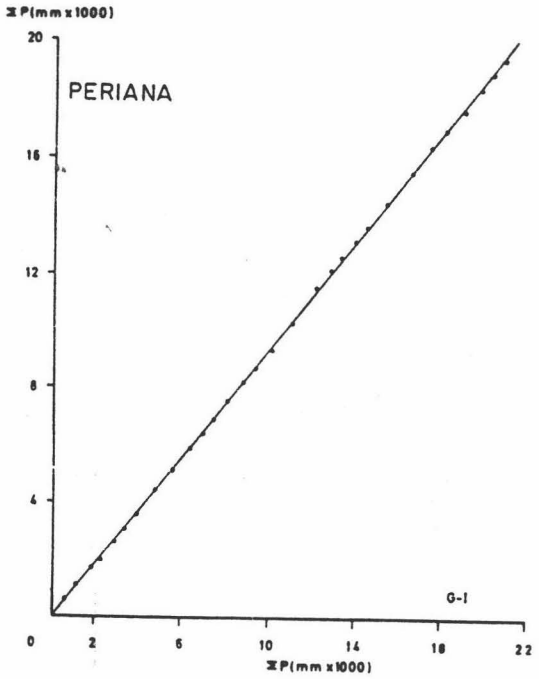
CORRECCION DE LOS DATOS PLUVIOMETRICOS POR DOBLES MASAS

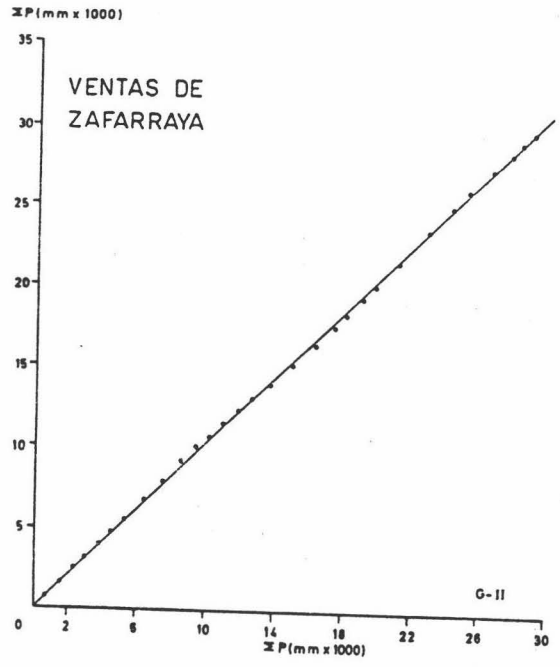
LEYENDA

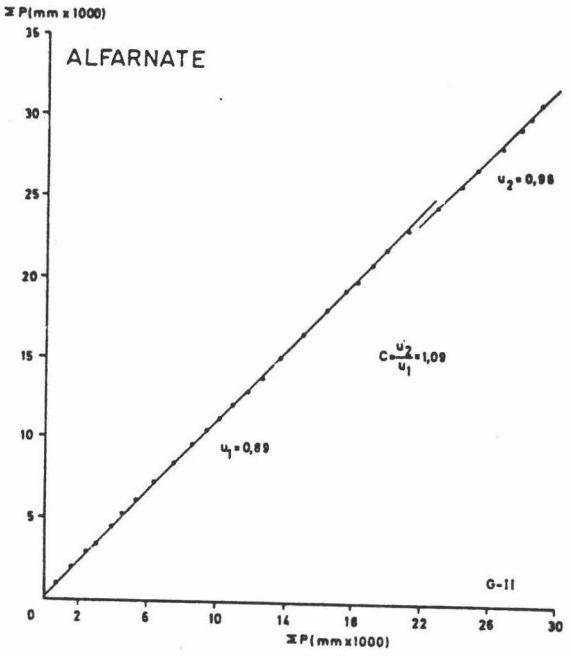
G-IóII	Estación tipo
u	pendiente de la recta
C	Coeficiente corrector de errores sistemáticos
A,B...	Errores accidentales
ΣP	Pluviometría anual acumulada

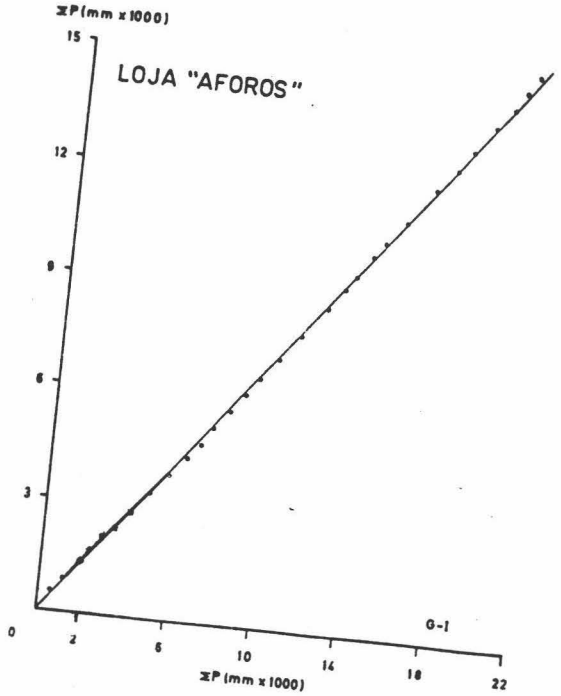


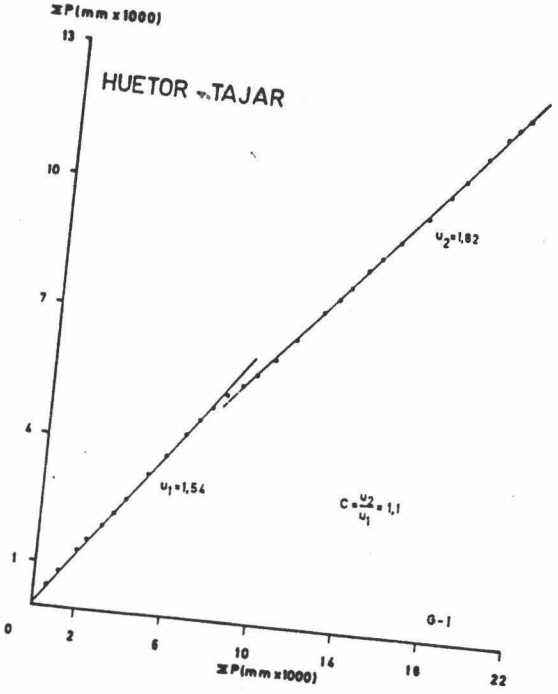

ΣP(mm x 1000)
SANTA CRUZ
DEL COMERCIO
G-I
ΣP(mm x 1000)

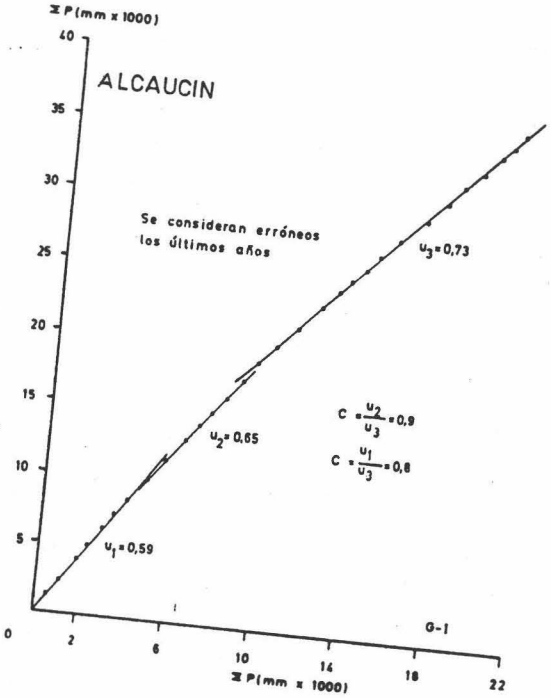

ΣP(mm x 1000)
PERIANA
G-I
ΣP(mm x 1000)

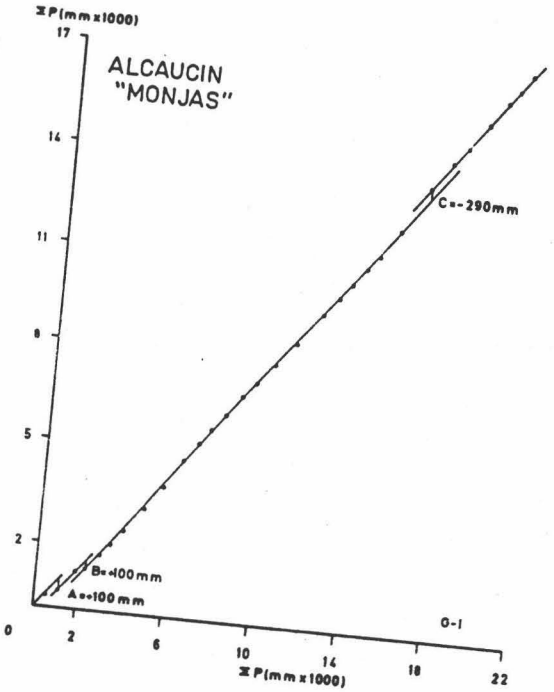

ΣP(mm x 1000)
VENTAS DE
ZAFARRAYA
G-II
ΣP(mm x 1000)

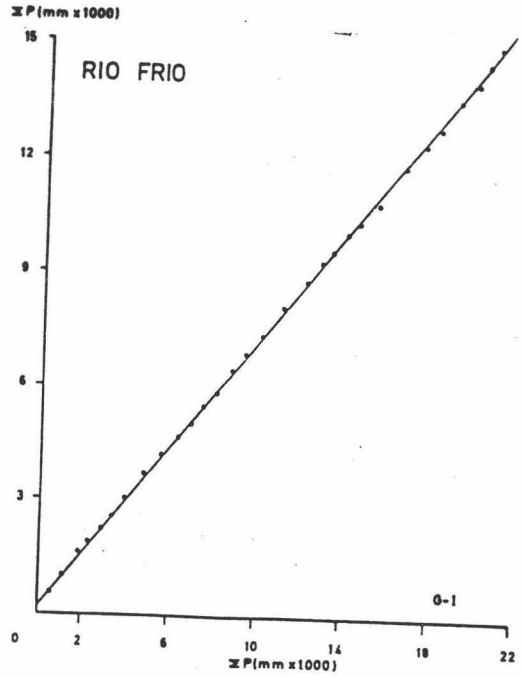

ΣP(mm x 1000)
ALFARNATE
u2 = 0,98
C = u'2/u1 = 1,09
u1 = 0,89
G-II
ΣP(mm x 1000)

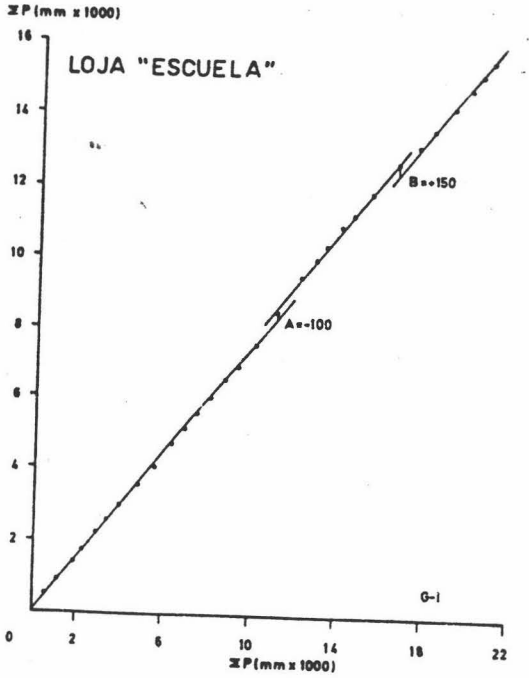

ΣP(mm x 1000)
LOJA "AFOROS"
G-1
ΣP (mm x 1000)

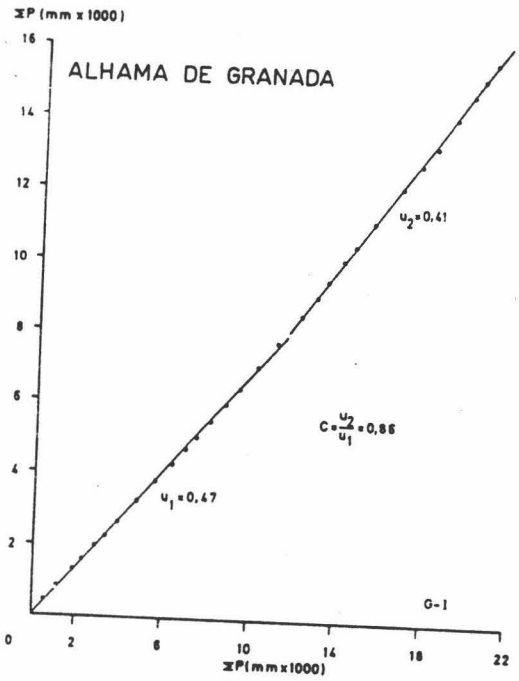

ΣP(mm x 1000)
HUETOR TAJAR
u_2=1,82
u_1=1,54
$C=\frac{u_2}{u_1}=1,1$
G-1
ΣP(mm x1000)

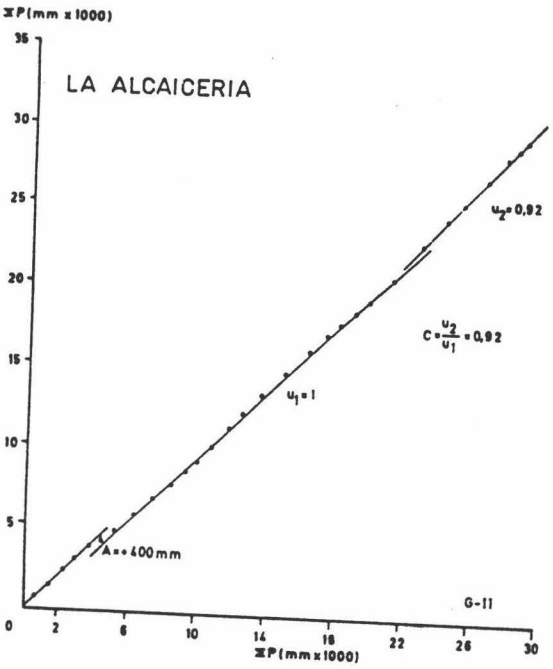

ΣP(mm x 1000)
ALCAUCIN
Se consideran erróneos los últimos años
u_3=0,73
u_2=0,65
u_1=0,59
$C=\frac{u_2}{u_3}=0,9$
$C=\frac{u_1}{u_3}=0,8$
G-1
ΣP(mm x 1000)


ΣP(mm x1000)
ALCAUCIN "MONJAS"
C=-290mm
B=-100mm
A=-100mm
G-1
ΣP(mm x1000)


ΣP (mm x 1000)
RIO FRIO
G-I
ΣP (mm x 1000)


ΣP (mm x 1000)
LOJA "ESCUELA"
B = 150
A = 100
G-I
ΣP (mm x 1000)


ΣP (mm x 1000)
ALHAMA DE GRANADA
u2 = 0,41
C = u2/u1 = 0,86
u1 = 0,47
G-I
ΣP (mm x 1000)


ΣP (mm x 1000)
LA ALCAICERIA
u2 = 0,92
C = u2/u1 = 0,92
u1 = 1
A = 400 mm
G-II
ΣP (mm x 1000)

ANEXO 2

Inventario de puntos de agua

INVENTARIO DE PUNTOS DE AGUA

La mayor parte de los puntos de agua ha sido seleccionada del inventario realizado por el ITGE, quien cedió los datos amablemente. Otra parte, más pequeña, corresponde a puntos inventariados por mí. No obstante, no he recogido todos los que existen en la región, sino aquellos que suministraban una información significativa, de acuerdo a los objetivos planteados.

Las abreviaturas y claves empleadas en las tablas que siguen tienen el siguiente significado:

Nº: se refiere al número de orden en el inventario utilizado en este trabajo.

Nat.: se refiere a la naturaleza del punto, siendo M = manantial, S = sondeo o pozo perforado, P = pozo artesanal o excavado, G = galería de captación.

M.T.: se refiere al número de la hoja o mapa topográfico, a escala 1:50.000, sobre la que se sitúa el punto según la numeración del IGN.

Cota: altitud del punto en m s.n.m.

Prof.: se refiere a la profundidad de obra alcanzada en pozos excavados y sondeos.

For. Captadas: se refiere a los materiales atravesados en las captaciones o a las formaciones que entran en contacto en el punto de situación de un manantial. Para las formaciones se utilizan las mismas siglas que en el mapa hidrogeológico y en el texto.

Uso: se refiere al tipo de utilización que se hace del agua, siendo A = abastecimiento, R = regadío, G = ganadería, P = piscifactoría, I = industrial (incluido hidroeléctrico), B = balneoterapia, L = lúdico o recreativo, S/U = sin uso inmediato.

Q(l/s): indica el caudal medio de descarga de un manantial o el caudal extraído en captaciones durante las pruebas de bombeo.

N.E.: se refiere a la cota media del nivel piezométrico (m s.n.m.) en captaciones y surgencias.

INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO.

Nº	TOPONIMIA	NAT.	PROVIN.	CUEN.HIDROG.	TERM.MUNIC.	M.T.	COORDEN.UTM	COTA	NºITGE	PROF.	FOR.CAPTADAS	USO	Q(l/s)	N.E.	OBSERVACIONES
1	Plines	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6949144	502	18-41/5/7		J1,Pt,Qa	R,A,G	400	502	Grupo de manantiales
2	Genazal	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6951144	498	18-41/5/38		J1,Pt,Qa	R,P,I	360	498	Grupo de manantiales
3	Aguanueva	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6953145	515	18-41/5/6		J1,Pc	R	45	515	Dentro del grupo Genazal
4	Aguavieja	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6954145	517			J1,Pc	R,A	37	517	Dentro del grupo Genazal
5	Fuente Santa	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6958146	531		38	J1,Pc	A,I		512	Escaso caudal
6	Fuente Santa	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6959148	512	18-41/5/5		J1,Pc	R,A	25	512	Antiguo uso curativo
7	La Higuerilla	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6960158	475	18-41/5/8		Pc,Pt,Qa	R,A	6	475	
8	Puente Quebrada	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6965151	470			H1,Qa	R	2	470	Estacional
9	Fuente del Confin	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6970190	580	18-42/1/7		Qc,Pc	R	7	580	Nivel acuífero colgado
10	Puente Quebrada	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6965151	447	18-41/5/33		H1,Qa	S/U	40	447	Surge junto al río Genil
11	La Palma	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6988154	508	18-41/5/10		H1,Qc,Pc	A,R	20	508	Hacho de Loja
12	Frontil	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6996154	498	18-41/5/3		H1,Qc,Pc	R,A,P,G	370	498	Régimen ascendente. Hacho
13	Estación F.C. Loja	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6995151	502	18-41/5/2		H1,Pc,Qa	A,R	19	502	Hácho de Loja
14	Los Infiernos	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6999145	450			J1,Qt	S/U	37	450	Travertinos.Junto Genil
15	Borbollote	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6976143	470	18-41/5/36		J1,Qa	R,I	152	470	Ascendente.Lavadero públ.
16	25 Caños	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1008	30SUG6976143	475	18-41/5/35		J1,Qa	R,A	14	475	Fuente pública de Loja
17	La Encarnación	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6978141	495	18-42/1/9		J1	A	25	495	Cavidad.Red abastec. Loja
18	Galería la Rosadilla	G	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6983135	535	18-42/1/8		J1,C1	A	45	535	Galería-sondeo horizontal
19	El Caminillo	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6984136	520			J1,C1	A,G	1.5	520	Fuente pública de Loja
20	Terciado - Yola	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6991136	302	18-42/1/1		J1,Pc,Qa	R,A,L,I	95	302	Bombeo en surgencia
21	Porrinas	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6995131	510	18-42/1/10		J1,Pc,Qa	R,P	103	510	Captado piscifactoría
22	La Cadena	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6994128	525	18-42/1/11		J1,Pc,Qa	R	180	525	Ascendente.Falla N35E.
23	La Presa. Cadena alta	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6994127	532			J1	R	35	532	"Trop plein".2 surgencias
24	Manzanil - Pasaderas	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG6996125	528	18-42/1/12		J1,C1	R,A,G	143	528	Se ha llegado a secar
25	Cortijo San Pedro	P	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SVG6001116	548	18-42/1/3	5.5	Qa,C1	S/U		547	Pozo artesanal
26	Cortijo Alcaudique	P	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SVG6014118	541	18-42/1/4	3.3	Qa,C1	A		539	Pozo artesanal
27	Casería de la Quinta	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SVG6021127	490	18-42/1/5		Pc,Qa	A	0.1	490	Captado
28	Fuente Molina	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SVG6008101	638			J1,C1	R,A	8	638	Nivel acuífero colgado
29	Cortijo Galiano	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6031110	605	18-42/2/16		Mm,C1	R	0.7	605	
30	Cañada Fuentevaqueros	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6033098	648	18-42/2/18		J1,C1	G	0.3	648	Nivel acuífero colgado
31	Fuente Alta	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6050114	568	18-42/2/2		J1,Mc,Qt	A,G,R	3	568	"Trop plein". 5-10 puntos
32	Bañuelo	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6051116	545	18-42/2/4		J1,Qt,Qa,C1	R,A	36	545	Termomineral. Travertinos
33	Membrillo	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6053115	545	18-42/2/5		J1,Qt,Qa,C1	R,A	46	545	Surgencia termomineral
34	Aguas Potables. Salar	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6055111	545	18-42/2/3		J1,Mc,Qa,C1	A	7	545	Abastece a Salar
35	Hoyo del Malagueño	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6055109	540	18-42/2/11		Qc,Qa,C1	R,A	1	540	
36	La Noria	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6057102	548	18-42/2/12		Qc,Qa,C1	R,G	0.8	548	
37	Fuente del Piojo	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6058107	552	18-42/2/14		Qc,Qa,C1	R,G	0.02	552	
38	Cortijo del Cardador	P	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG6049070	896			C1				

INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO.

Nº	TOPONIMIA	NAT.	PROVIN.	CUEN.HIDROG.	TERM.MUNIC.	M.T.	COORDEN.UTM	COTA	NºITGE	PROF.	FOR.CAPTADAS	USO	Q(l/s)	N.E.	OBSERVACIONES
39	Cortijo Los Peñas	S	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG064096	572	18-42/2/25	320	Qa,C1	S/U			Sondeo negativo. IRYDA
40	Barrancos Bajos	M	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG070084	575			Qa,C1		0.1	575	
41	Barrancos Altos	S	Granada	Guadalquivir	Salar	1025	30SVG075073	602	18-42/2/22	20	Qa,C1	R,G			Caudal muy escaso
42	Cortijo del Algarbe	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVG075050	628	18-42/2/24	47.2	Qa,C1	R		624	Motor de explosión
43	Cortijo del Algarbe	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVG072049	635	18-42/6/7		Qa,C1	A	0.04	635	Abastece al cortijo
44	Cortijo Salcedo	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVG070035	650	18-42/6/18	180	Qa,J1	S/U	80	579	Sondeo del IRYDA
45	Fuente del Aguila	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVG099018	1033	18-42/7/11		Ml,Ma,Qc	R,G	2	1033	Se llega a secar
46	Fuente Reolit	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVG080015	1030	18-42/6/2		Ma,J1	A	0.2	1030	
47	Pilas Dedil	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVG056008	950	18-42/6/3		Mc,C1	R,A,G	2.5	950	Abastece a los cortijos
48	Pilas Dedil	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SUG058006	935		446	Mc,C1,J1	R	58	580	Caudal demandado=35 l/s
49	Cortijo Don Juan	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF043993	930		420	J1	S/U	0	581	Aforo negativo
50	Cortijo de la Ciudad	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF030988	955		420	J1,Qa	A,R,G		582	Niveles colgados a 587 m
51	Fuente del Ama	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF068982	927	18-42/6/6		Ma,Qa	R	2	927	Estacional
52	Los Tinados	P	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF064982	918	18-42/6/9	4-6	Ma,Qa	R,G		915	6 pozos con galerías
53	Venta Dona	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF055970	932		425	Qa,J1	R	80	582	Caudal demandado=40 l/s
54	Madricalvo	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF067962	955	18-42/6/19	200	J1,TL1	S/U			Sondeo negativo. IRYDA
55	Madricalvo	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF067962	955		459	J1,TL1	S/U	0	582	Aforo negativo
56	Cortijo Contreras	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF083974	937		430	Qa,J1	R,A	10	584	Caudal demandado=10 l/s
57	Cortijo Torresolana	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF111979	859	18-42/7/2		Mc	R,A	0.2	859	Abastece al cortijo
58	Barranco los Pilones	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF116978	815	18-42/7/17		Qa,Mc,R	S/U			Sondeo negativo, IRYDA
59	Huerta Rodero	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF129984	801	18-42/7/16		Mc,R	S/U	26	790	Artesiano, termal. IRYDA
60	Huerta Rodero	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF129983	790			Ma,Mc,R	R	2	790	Surgencia termomineral
61	Baños Nuevos Alhama	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF131980	790	18-42/7/8		R,Ma	B,A	2.5	790	Surgió en seísmo de 1884
62	Baños Viejos Alhama	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF127975	798	18-42/7/1		R,Ma,Qa	B,A	32	798	Balneario histórico
63	Chorrillo la Alegría	M	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1025	30SVF126975	801			Mc,Qc	A	0.09	801	Estacional
64	Cortijo Barbero	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF093912	1080	18-43/3/1		A1,A3,Qa	R	5	1080	
65	Nacimientos Parrilla	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF093898	1009	18-43/3/2		A1,A3,Qa	R	90	1009	Se llega a secar
66	Fuente Arrebola	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF096903	1022		85	Qa,A1	S/U	23	1016	Sondeo IRYDA
67	Fuente Arrebola	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF096903	1020	18-43/3/3		A1,A3	R	2	1020	
68	Fuentes del Robledal	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF105874	1140			A1	R	5	1140	
69	Fuentes del Robledal	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF104872	1150		250	A1	S/U	2	1058	Sondeo IRYDA
70	Casa Huerta de Navas	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF071882	1173		113	A1	S/U	5	1147	Sondeo IRYDA
71	Barranco de los Tejos	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF082881	1086	18-43/2/9		A1,Qp,A3	G,A	2	1086	Manantial captado
72	Fuente de la Zarza	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF082884	1075	18-43/2/24		A1,Qp,A3	R	8	1075	
73	La Alcaicería	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF083905	990	18-43/2/15		A1,Qa	A,R	7	990	Surge junto Arroyo Madre
74	Cortijo Revuelos	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF078913	990		180	Qp,J2,TL2	S/U	12	914	Sondeo del IRYDA
75	Cortijo Revuelos	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF074915	972	18-43/2/40	150	Qa,TL2	S/U	95	909	S-37 CASE. Sondeo IRYDA
76	Cortijo Revuelos	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF073921	985		180	Qa,J2	S/U		890	Sondeo del IRYDA

INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO.

Nº	TOPONIMIA	NAT.	PROVIN.	CUEN.HIDROG.	TERM.MUNIC.	M.T.	COORDEN.UTM	COTA	NºITGE	PROF.	FOR.CAPTADAS	USO	Q(l/s)	N.E.	OBSERVACIONES
77	Cortijo la Lata	S	Granada	Guadalquivir	Alhama de G.	1040	30SVF063940	990		150	Qa,TL2	S/U	0		Sondeo negativo. IRYDA
78	Km 45	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF063900	991	18-43/2/18	64	Qa,J2	R	3	928	Sondeo instalado
79	Valdeiglesias	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF053896	1018	18-43/2/32		Al,Ma	A,R	0.25	1018	Llega a secarse
80	Cortijo los Monteros	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF056898	980			Qa,J2	R		912	Sondeo instalado
81	Cortijo Castillo Luna	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF051899	961	18-43/2/20	122	Qa,TL2	R	4	899	Sondeo instalado
82	Cortijo Castillo Luna	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF051901	952			Qa,TL2	R,A		866	Sondeo instalado
83	Cortijo Vicario	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF048903	945			Qa,TL2	R		848	Sondeo instalado
84	Km 46	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF051904	951	18-43/2/16	64	Qa,J2	R	3	901	Sondeo instalado
85	P-1 Volaera	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF053904	950		202	Qa,J2	R	107	874	Sondeo instalado.P-1 CASE
86	Venta Pérez	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF051908	942	18-43/2/13	50	Qa,J2	R	3	899	Sondeo instalado
87	P-2 Volaera	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF052911	940		250	Qa,J2	R	35	870	Sondeo instalado.P-2 CASE
88	Venta Pérez	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF048908	942			Qa,J2	R		865	Sondeo instalado
89	Venta Pérez	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF049907	942			Qa,J2	R		863	Sondeo instalado
90	P-4 Volaera	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF044909	931			Qa,J2	S/U		851	Nº P-4 del CASE
91	P-3 Volaera	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF044911	931	18-43/2/94	190	Qa,J2	R	70	866	Sondeo instalado.P-3 CASE
92	Cortijo Juan Ros	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF034910	921			Qa,J2	S/U		820	Nº S-36b del CASE
93	Hum de los Crespo	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF035910	923		150	Qa,J2	A,R		820	Sondeo instalado
94	Cortijo Juan Ros	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF034910	921			Qa,J2	S/U		904	Nº S-36a del CASE
95	Hum de los Crespo	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF035911	930	18-43/2/6		J2	S/U			Nº 80 del SGOP. Cegado
96	El Castillejo	M	Granada	Sur	Alhama de G.	1040	30SVF030906	975	18-43/2/35		TL2,J2	A,R	1.1	975	
97	Arroyo Cantarranas	M	Málaga	Sur	Alcaucín	1040	30SVF020896	920	18-43/2/29		TL2,CCP	A	0.5	920	Nivel acuífero colgado
98	Arroyo Cantarranas	M	Málaga	Sur	Alcaucín	1040	30SVF018896	910	18-43/2/28		TL2,CCP	A	0.5	910	Nivel acuífero colgado
99	Cortijada del Espino	M	Málaga	Sur	Alcaucín	1040	30SVF009890	791	18-43/1/417		J2,Qz,CCP	A,R	5	791	Abastece a los cortijos
100	Cortijo los Morales	M	Málaga	Sur	Alcaucín	1040	30SVF000891	690	18-43/1/416		Sa,Qa	R,A,	0.2	690	Se seca en verano
101	Pilas de Algaida	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF019911	911	18-43/1/3	72	Qa,Ma	R		894	
102	Pilas de Algaida	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF023912	912	18-43/2/4	85	Qa,CCP	S/U	0		Sondeo negativo. Cegado
103	Pilas de Algaida	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF022911	915	18-43/2/5	90	Qa,J2	S/U	0		Sondeo negativo. Cegado
104	Pilas de Algaida	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF021911	915	18-43/2/7	65	Qa,J2	S/U			Sondeo abandonado
105	Pilas de Algaida	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF022901	935	18-43/2/10		TL2	A,R	3	935	Abastece Pilas de Algaida
106	Pilas de Algaida	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF023909	942	18-43/2/11		TL2,CCP	A,R	1	942	Dos fuentes captadas
107	Pilas de Algaida	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF020910	107	18-43/2/12		TL2,Qa	A,R	0.7	107	
108	El Rasillo	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF017918	910		134	Qa,Ma	S/U			Sondeo negativo
109	El Tabarro	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF013923	903	18-43/1/198	124	Qa,Ma,Mc	S/U			Nº 4-C del SGOP
110	Cortijo Corregidora	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF010910	905	18-43/1/409	93	Qa,J2,TL2	S/U			Nº 71 del SGOP
111	La Madre	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF001918	899		57	Qa,Ma	S/U			Nº 47 del SGOP
112	Centro del LLano	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF999925	889	18-43/1/430	138	Qa,Ma,Mc	S/U			Sondeo negativo
113	Casa de Antequera	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF992925	890	18-43/1/150	113	Qa,Ma,Mc	S/U		801	Nº 36 SGOP y S-34b CASE
114	Zafarraya	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF986926	891		155	Qa,J2	S/U		837	Nº 1-C del SGOP. Obturado

INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO.

Nº	TOPONIMIA	NAT.	PROVIN.	CUEN.HIDROG.	TERM.MUNIC.	M.T.	COORDEN.UTM	COTA	NºITGE	PROF.	FOR.CAPTADAS	USO	Q(l/s)	N.E.	OBSERVACIONES
115	Laguna del Consejo	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF994934	887			Qa,Ma,Mc	S/U		779	Nº S-33b del CASE
116	Cortijo Manrique	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF992932	888	18-43/1/61		Qa,Ma,Mc	S/U		825	Nº 16 del SGOP
117	Cortijo Manrique	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF993932	889	18-43/1/64	134	Qa,Ma,Mc	S/U		815	Nº 16-C del SGOP. Cegado
118	Cortijo la Millona	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SVF026923	919	18-43/2/37		Qa,TL2	S/U		771	Sin instalar
119	El Almendral	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SVF001942	897	18-43/1/10	130	J1	S/U		852	Obtu.,106 SGOP,S-32a CASE
120	El Almendral	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SVF002942	897	18-43/1/424		J1	S/U		704	Escaso Q. Nº S-32b CASE
121	Canteras El Almendral	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF994943	900	18-43/1/7	111	C1	S/U			Investigación.Nº 104 SGOP
122	Cortijo Nieto	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF986949	923	18-43/1/2	145	J1	S/U		842	Nº 103 del SGOP. Obturado
123	La Solana	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF979947	890	18-43/1/4	146	Qa,J1	S/U			Nº 63 del SGOP. Obturado
124	Majada de Coles	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF977950	954	18-43/1/3	172	J1	S/U			Nº 5-C del SGOP. Obturado
125	Cortijo la Chinala	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF974947	902	18-43/1/5	115	Qa,J1	S/U		845	Nº 62 del SGOP. Obturado
126	La Capellanía	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF983941	899		151	Qa,Ma,Mc,J1	S/U			Nº 3-C del SGOP. Cegado
127	Sumideros	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF975941	886	18-43/1/6	140	Qa,Ma,Mc,J1	S/U			Nº 6-C del SGOP. Cegado
128	Las Parideras	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1025	30SUF990972	1070	18-42/5/1		J1,C1	G	1.5	1070	Nivel acuífero colgado
129	Cuartel Guardia Civil	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF981931	895	18-43/1/80	122	J2	S/U		840	Nº 23 del SGOP. Obturado
130	Cortijo Luque	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF962943	918			Qa,J2,TL2	S/U		778	Sondeo CHSE
131	Sumidero del Calar	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF966926	896			Qa,J2,TL2	S/U		795	Sondeo CHSE
132	Cementerio Zafarraya	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF981927	897	18-43/1/425		J2	S/U		821	Sondeo CHSE. Obturado
133	Peregrinos	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF972922	885	18-43/1/199	94	Qa,C2,J2	S/U		883	Nº 7-C del SGOP
134	El Alcachofar	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF976920	887	18-43/1/228	131	Qa,Mc,C2,J2	S/U		885	Nº 8-C del SGOP
135	Cortijo del Corzo	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF986915	895	18-43/1/429	72	Qa,Ma,Mc	S/U			Nº 2-C del SGOP
136	Cortijo del Corzo	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF986916	894	18-43/1/433		Qa,Mc,C2	S/U			Sondeo negativo
137	Los Pilancones	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF988920	887	18-43/1/255	60	Qa.Ma.Mc	S/U			Nº 45 del SGOP
138	Casa del Cura	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF985913	913	18-43/1/432	26	Qa,C2	S/U			Sondeo negativo. Cegado
139	Casa del Cura	P	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF986912	920	18-43/1/369	12.3	Qa,C2	S/U			Pozo negativo
140	Cortijo de Ciriaco	P	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1040	30SUF987912	920	18-43/1/359	4.6	Qa	R,G		919	Abandonado
141	Colada de Zafarraya	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SUF998911	918		86	Qa,Mc,C2	S/U			Nº 86 del SGOP
142	Cementerio Ventas Za.	S	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1040	30SUF998910	907		23	Qa,Mc,C2	S/U		899	Nº 69 del SGOP
143	Cortijo las Puertas	M	Málaga	Sur	Alcaucín	1040	30SUF990897	922	18-43/1/408		J2,C2,Qc,Sa	G,R	1.5	922	
144	Aguadero	M	Málaga	Sur	Periana	1040	30SUF972896	912	18-43/1/426		J2,Sa	A,R,G	6	912	Captado. 2 surgencias
145	Cortijo Carrión	M	Málaga	Sur	Periana	1040	30SUF965903	923			J2,Sa	A,R,G	2	923	
146	Marchamona	M	Málaga	Sur	Periana	1040	30SUF954913	908			J2,C2			908	
147	Guaro-5 Inclinado	S	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF943914	720		168	Qc,J2	S/U		711	Incl.45º.A veces surgente
148	Guaro Este	M	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF943913	705	17-43/4/11		J2,CCP	A,R	6	705	Abastece a Periana
149	Guaro-2	S	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF942913	700	17-43/4/16	75	CCP	S/U			Sondeo negativo. IGME
150	Guaro Bajo	M	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF943913	703	17-43/4/10		J2,CCP	R,A	220	703	Abastece a Guaro
151	Guaro Alto	M	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF943918	710	17-43/4/5		J2,CCP	R,A,G	220	710	"Trop plein"
152	Guaro-6	S	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF944917	896	17-43/4/18	250	J2	R,A	104	715	Abastece a Periana. IGME

INVENTARIO DE PUNTOS ACUIFEROS DEL SISTEMA HIDROGEOLOGICO KARSTICO DE SIERRA GORDA Y SU ENTORNO.

Nº	TOPONIMIA	NAT.	PROVIN.	CUEN.HIDROG.	TERM.MUNIC.	M.T.	COORDEN.UTM	COTA	NºITGE	PROF.	FOR.CAPTADAS	USO	Q(l/s)	N.E.	OBSERVACIONES
153	Guaro-1	S	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF936916	785	17-43/4/15	215	CCP	S/U			Sondeo negativo. IGME
154	Guaro-3	S	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF933913	745	17-43/4/17	41	Qc,CCP	S/U			Sondeo investigación.IGME
155	La Laguna	M	Málaga	Sur	Periana	1039	30SUF935912	715	17-43/4/4		Qc,CCP	R,A	3	715	Captado parcialmente
156	Puerto del Sol	M	Málaga	Sur	Alfarnate	1039	30SUF915927	1077			Qc,Sa		0.01	1077	
157	Arroyo del Periconero	P	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1024	30SUF938964	1120	17-42/8/1	5	Qa	S/U		1118	10 pozos en uvala
158	Arroyo del Periconero	P	Granada	Zafarraya (Sur)	Zafarraya	1024	30SUF937964	1120	17-42/8/2	5	Qa	A		1118	10 pozos en uvala
159	Cortijo del Pilar	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG901006	1065	17-42/8/12		J2,CCP	A	2	1065	Nivel acuífero colgado
160	Galería del Charcón	G	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG898050	735	17-42/8/13		AC2	R,A	32	735	Gibalto.Manantial-galería
161	Caserío de Campos	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG896053	750	17-42/4/6		AC2,CCP	A,R,G	7	750	Gibalto
162	Caserío de Campos	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG895053	757	17-42/4/5		AC2,CCP	A,R,G	6	757	Gibalto
163	Fuente Camacho	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG892061	796	17-42/4/16		AC2			793	Gibalto
164	Arroyo de las Mozas	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG901060	725	17-42/4/11	120	J2	S/U			Cegado. Sondeo negativo
165	Arroyo de las Mozas	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG901058	725	17-42/4/12	120	J2	S/U			Cegado. Sondeo negativo
166	Cortijo de Mejías	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG921059	1096			J1		0.02	1096	
167	Cornilejo Bajo	P	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1025	30SUG981010	1315	18-42/5/3	4.1	Qa	A,G		1313	Nivel acuífero colgado
168	Fuente del Espino	M	Granada	Zafarraya (Sur)	Alhama de G.	1025	30SUG978025	1400	18-42/5/2		J1,C2,Qa	G	0.1	1400	Nivel acuífero colgado
169	Fuente Alta	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG961061	1442			Qc,J1,C1	G	0.6	1442	Nivel acuífero colgado
170	Fuente Baja	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG959066	1418			Qc,C1	G	1.1	1418	Nivel acuífero colgado
171	Cueva Horadada	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG961078	1500			J1,C1	G	0.1	1500	Nivel acuífero colgado
172	Tajo de Alcantar	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG952085	1330			J1,C1	G	0.8	1330	Nivel acuífero colgado
173	Barranco del Zumbeón	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG917075	695	17-42/4/10	120	Qa,J1	S/U			Cegado. Sondeo negativo
174	Cortijo de las Mozas	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG915083	652	17-42/4/9	171	Pc,Ta,J1	S/U			Cegado. Caudal exiguo
175	Cortijo del Arroyo	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG909084	635	17-72/4/8	30	Qa,Pc,Ta	S/U			Cegado. Sondeo negativo
176	Salinas Fuentecamacho	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG889081	718			Tk,Qt,CCP	S	2	718	
177	Cortijo la Viña	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG902096	615	17-42/4/15		Pc	R	4	615	
178	Venta del Rayo	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG922107	618		80	Ta,J1	S/U			Cegado. Sondeo negativo
179	Cortijo los Alamos	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG894116	687	17-42/4/13		Pc	R,A	6	687	
180	La Tajea	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG917110	530	17-42/4/4		J1,Ta	R,A	345	530	Grupo de surgencias
181	Riofrío	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG931121	515	17-42/4/3		J1,Pc,Qa	R,A,P,G	1095	515	Grupo de surgencias
182	Riofrío. "Trop plein"	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG931121	517	17-42/4/2		J1,Pc,Qa	R,P	56	517	"Trop plein".Falla N130E
183	Riofrío. Molino	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG931122	513			J1,Pc,Qa	R,P	45	513	Dentro del grupo Riofrío
184	Riofrío. La Trucha	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1024	30SUG932124	515	17-42/4/1		J1,Pc	R,A,P,G	52	515	Dentro del grupo Riofrío
185	Fuente de Cantagallo	M	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG952127	841			J1,TL1	G	0.1	841	Epikarst.Abrigo con gour
186	Colada de la Dehesa	S	Granada	Guadalquivir	Loja	1025	30SUG954137	608		200	Pc,J1	S/U	2		Cegado.Escaso caudal

ANEXO 3

Tablas de datos referente a las medidas de fracturas en campo

TABLA Ia

CLASE	E-1	E-2	E-4	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12	E-13	E-14	E-15	E-16	E-17	E-18	E-19	E-20	E-21	E-23	E-24	E-25	E-26	E-27	E-28	E-30	E-31	E-32	E-33	E-34	E-35	Nº	%
0-10	1	8	9	2	8	2	0	8	7	3	1	7	10	11	2	6	6	11	0	1	1	4	3	1	0	21	0	6	0	0	20	159	5.4
10-20	7	5	14	0	4	1	1	8	7	6	3	12	10	0	1	2	6	9	4	4	14	9	7	11	3	19	0	10	2	2	0	181	6.2
20-30	2	5	1	2	0	0	2	7	10	16	9	12	5	1	3	5	11	4	9	2	3	9	9	8	6	4	3	13	1	0	0	162	5.5
30-40	6	8	8	5	2	1	6	7	3	13	2	1	1	0	9	2	5	10	4	3	5	1	8	8	0	0	4	3	1	10	1	137	4.7
40-50	1	5	2	3	3	1	21	5	6	6	3	2	6	0	0	8	12	44	5	5	5	1	8	4	5	0	15	0	1	12	0	189	6.5
50-60	0	9	3	4	1	0	5	8	0	2	0	0	7	3	3	0	11	4	33	1	3	5	8	6	3	13	10	0	0	4	0	146	5.0
60-70	0	9	1	4	4	0	8	1	0	1	2	0	2	1	0	2	9	1	20	2	9	6	13	4	12	0	9	0	2	1	0	123	4.2
70-80	0	3	1	2	2	0	7	3	1	4	5	0	0	3	0	0	6	1	3	11	1	5	3	1	7	0	10	1	16	5	0	101	3.5
80-90	2	2	7	2	3	0	5	4	4	5	10	1	3	9	15	4	2	4	0	6	6	4	0	0	5	19	4	0	2	5	1	134	4.6
90-100	1	5	4	2	10	21	1	4	12	9	8	8	2	7	4	2	5	1	9	6	0	5	4	8	2	29	32	2	0	1	1	205	7.0
100-110	8	7	2	10	19	27	4	1	42	4	9	10	7	12	4	3	3	1	3	5	3	1	5	5	0	0	6	14	1	0	0	216	7.4
110-120	12	7	1	10	11	6	9	1	14	3	7	0	8	8	2	3	1	1	6	4	5	3	16	21	0	0	0	15	1	0	0	175	6.0
120-130	8	5	0	6	4	0	1	3	0	3	7	8	0	5	2	3	2	3	25	5	1	4	5	25	0	0	6	9	7	0	26	173	5.9
130-140	2	8	6	1	2	0	0	1	2	1	1	7	2	9	0	11	12	9	12	6	1	9	7	34	16	0	8	7	1	0	15	190	6.5
140-150	0	2	5	6	10	6	0	3	1	5	7	0	5	2	9	4	7	32	12	3	1	4	2	24	19	0	2	1	10	2	1	185	6.3
150-160	2	1	13	0	9	6	0	0	0	6	7	0	4	3	27	7	2	8	0	8	1	4	1	7	0	0	2	0	2	10	0	130	4.4
160-170	1	5	5	1	5	14	0	4	0	4	4	0	6	3	25	2	0	17	0	9	1	6	1	6	2	2	0	19	0	21	0	163	5.6
170-180	0	6	6	0	14	5	0	2	8	17	5	0	12	3	2	0	2	17	0	10	2	7	0	14	2	0	0	0	3	1	20	158	5.4
TOTAL	53	100	88	60	111	90	70	70	117	108	90	68	90	80	108	64	102	177	145	91	62	87	100	187	82	107	111	100	50	74	85	2927	100.0

TOTAL ACUIFERO
SIN POSTOROGENICOS

TABLA Ib

CLASE	E-1	E-2	E-4	E-6	E-7	E-8	E-9	E-10	E-11	E-12	E-13	E-14	E-15	E-16	E-17	E-18	E-19	E-20	E-21	E-23	E-24	E-25	E-26	E-27	E-28	E-30	E-31	E-32	E-33	E-34	E-35	MEDIA	SD	C.VAR	VAR
0-10	2	8	10	3	7	2	0	11	6	3	1	10	11	14	2	9	6	6	0	1	2	5	3	1	0	19	0	6	0	0	23	5.5	5.7	103	32.6
10-20	13	5	16	0	3	1	1	11	6	5	3	18	11	0	0	3	6	5	3	4	22	10	7	6	4	18	0	10	4	3	0	6.4	5.8	91	33.9
20-30	4	5	1	3	0	0	3	10	8	15	10	18	6	1	3	8	11	2	6	2	5	10	9	4	7	4	3	13	2	0	0	5.6	4.5	81	20.5
30-40	11	8	9	8	2	1	9	10	3	12	2	1	1	0	8	3	5	6	3	3	8	1	8	4	0	0	4	3	2	14	1	4.9	3.9	80	15.0
40-50	2	5	2	5	3	1	30	7	5	5	3	3	7	0	0	13	11	25	4	6	8	1	8	2	6	0	13	0	2	16	0	6.2	6.9	111	47.9
50-60	0	9	3	7	1	0	7	10	0	2	0	0	8	4	3	0	11	2	23	1	5	6	8	3	4	12	9	0	0	5	0	4.6	5.0	109	24.7
60-70	0	9	1	7	3	0	12	2	0	1	2	0	2	1	0	3	9	0	14	2	14	7	13	2	15	0	8	0	4	1	0	4.3	4.8	113	23.5
70-80	0	3	1	3	2	0	10	4	1	4	6	0	0	4	0	0	6	0	2	12	1	6	3	1	9	0	9	1	32	7	0	4.0	6.1	151	37.1
80-90	4	2	8	3	3	0	7	6	3	4	11	1	3	11	14	6	2	2	0	7	10	4	0	0	6	18	4	0	4	7	1	4.9	4.2	87	18.0
90-100	2	5	5	3	9	23	1	6	10	8	9	12	2	9	4	3	5	1	6	7	0	6	4	4	2	27	29	2	0	1	1	6.7	7.2	108	51.4
100-110	15	7	2	17	17	30	6	2	36	4	10	15	8	15	4	5	3	0	2	5	5	1	5	3	0	0	5	14	2	0	0	7.6	8.5	111	72.5
110-120	22	7	1	17	10	7	13	2	12	3	8	0	9	10	2	5	1	1	4	4	8	3	16	11	0	0	0	15	2	0	0	6.2	5.9	95	34.7
120-130	15	5	0	10	4	0	1	4	0	3	8	12	0	6	2	5	2	2	17	6	2	5	5	13	0	0	5	9	14	0	31	6.0	6.6	111	44.0
130-140	4	8	7	2	2	0	0	2	2	1	1	10	2	11	0	17	11	5	8	7	2	10	7	18	20	0	7	7	2	0	18	6.1	5.8	95	33.8
140-150	0	2	6	10	9	7	0	4	1	5	8	0	6	3	8	6	7	18	8	3	1	5	2	13	23	0	2	1	20	3	1	5.8	5.8	100	34.0
150-160	4	1	15	0	8	7	0	0	0	5	8	0	4	4	25	11	2	5	0	9	2	5	1	4	0	0	2	0	4	14	0	4.4	5.5	125	30.5
160-170	2	5	6	2	4	15	0	6	0	4	4	0	7	4	23	3	0	10	0	10	2	7	1	3	2	2	0	19	0	28	0	5.4	6.9	128	48.2
170-180	0	6	7	0	13	6	0	3	7	16	6	0	13	4	2	0	2	10	0	11	3	8	0	8	2	0	0	0	6	1	24	5.0	5.6	111	31.3

ANEXO 4

Tablas de datos referente a la fracturación sobre foto aérea

ORIENTACION FRECUENCIAS ABSOLUTAS

CLASE	1A	2A	2B	3A	3B	3C	4	5A	5B	6A	6B	6C	6D	7A	7B	8A	9A	9B	9C	9D	9E	10A	10B	10C
0-10	32	64	35	7	6	3	0	83	43	81	80	40	18	42	62	13	83	89	3	117	82	101	97	97
10-20	20	63	26	7	1	4	0	69	50	92	56	34	10	62	48	11	65	89	3	48	58	60	84	95
20-30	8	58	26	8	4	0	0	48	35	87	45	25	7	81	54	11	61	49	2	44	45	37	72	64
30-40	11	57	25	13	4	6	0	70	33	63	41	38	4	37	43	9	58	71	4	44	51	39	60	48
40-50	22	48	25	11	3	6	0	110	37	64	43	43	13	35	46	14	50	89	5	72	51	81	77	69
50-60	21	60	20	7	8	15	4	95	37	105	53	29	4	54	46	9	95	108	5	140	91	133	120	107
60-70	14	74	20	10	7	11	0	73	31	139	51	39	13	65	55	10	126	126	13	104	85	130	108	127
70-80	18	69	24	2	10	9	2	67	30	82	57	29	2	50	59	18	100	94	7	75	67	71	70	64
80-90	9	31	12	2	4	6	0	65	34	55	47	33	17	31	52	12	73	79	5	55	58	77	63	93
90-100	18	46	24	4	5	7	0	54	46	89	47	19	8	33	63	13	116	91	6	79	71	94	96	98
100-110	9	37	18	2	6	2	0	54	28	74	35	22	10	37	57	16	92	64	5	77	59	78	83	91
110-120	13	24	17	3	2	3	1	28	14	57	32	25	9	27	36	14	69	53	6	60	45	53	67	75
120-130	5	35	16	2	5	3	2	52	21	49	32	20	6	46	39	7	54	36	2	63	40	39	55	45
130-140	10	38	13	2	4	6	2	60	20	40	20	23	9	41	28	9	60	45	3	53	44	59	51	51
140-150	17	38	23	2	6	3	2	69	25	63	37	28	8	51	55	7	64	68	6	74	84	88	77	60
150-160	17	49	18	3	7	4	2	50	29	95	62	43	9	51	47	10	77	75	14	120	97	104	68	98
160-170	13	57	28	5	4	6	1	78	37	87	38	39	6	54	49	16	82	81	10	90	75	92	64	65
170-180	23	64	30	6	2	2	0	57	42	78	40	47	23	59	41	9	75	93	5	85	57	64	88	61
TOTAL	280	912	400	96	88	96	16	1176	592	1400	816	576	176	856	880	208	1400	1400	104	1400	1160	1400	1400	1400

10D	11A	11B	11C	12A	12B	12C	12D	13A	13B	13C	14A	14B	14C	14D	14E	15A	15B	15C	15D	16A	16B	16C	16D	17
59	97	40	54	28	12	7	2	92	75	10	48	102	95	39	12	70	78	17	33	36	8	19	14	6
49	71	46	37	41	28	1	3	77	58	12	71	79	72	36	9	75	93	10	42	20	8	27	9	14
39	54	42	46	28	23	4	0	46	47	9	25	65	44	30	9	75	75	3	22	14	16	27	13	7
26	49	35	35	22	16	3	3	45	62	9	22	59	57	21	11	53	77	12	20	9	8	19	8	6
38	86	62	49	23	12	2	1	48	48	10	25	106	78	44	9	82	105	6	39	30	6	32	26	14
39	115	52	51	28	19	5	2	97	56	9	57	88	55	26	11	124	70	10	44	30	5	28	15	5
60	141	64	60	25	25	6	9	95	52	18	62	62	52	14	10	139	57	6	31	34	5	18	6	11
48	83	65	53	27	20	3	1	47	36	21	36	63	42	22	3	68	56	7	22	24	8	13	3	11
38	78	61	45	35	16	8	2	47	26	10	26	55	40	22	8	58	45	4	14	15	5	10	9	5
41	89	66	45	37	31	2	2	62	23	8	36	59	56	21	7	72	57	5	25	25	10	17	9	7
53	74	55	36	49	13	8	6	26	27	9	43	45	43	25	3	65	52	7	19	16	8	13	6	5
39	54	72	35	36	23	2	2	40	36	16	49	59	46	19	12	38	54	8	32	22	6	24	15	5
31	42	70	26	35	13	4	4	71	53	12	46	93	57	27	7	60	73	12	13	29	3	33	16	3
15	47	50	25	24	17	3	1	78	74	16	46	90	54	21	7	56	81	13	32	17	9	22	20	10
36	55	59	41	27	24	10	5	103	73	18	73	88	68	54	9	99	103	16	69	52	13	47	27	4
42	126	86	35	37	28	9	3	72	59	19	53	69	81	39	6	114	115	9	49	26	7	31	24	11
53	81	49	43	31	29	8	7	53	46	17	42	95	66	35	12	64	117	17	29	29	4	32	11	11
46	58	34	44	27	11	3	3	61	69	17	56	123	42	33	7	88	92	14	25	28	7	28	25	9
752	1400	1008	760	560	360	88	56	1160	920	240	816	1400	1048	528	152	1400	1400	176	560	456	136	440	256	144

18A	18B	19A	19B	19C	19D	19E	20A	20B	20C	20D	21A	21B	21C	21D	22	Nº	%
103	10	6	34	65	33	5	60	1	20	6	18	52	55	2	0	2001	4.6
71	12	6	36	70	19	9	41	0	13	8	24	69	34	0	0	2455	5.8
81	11	9	40	57	23	11	39	6	26	4	23	63	22	10	0	2059	4.9
73	7	5	40	83	24	5	60	9	30	5	17	51	30	3	0	1950	4.6
79	12	1	51	81	25	5	43	10	25	6	16	75	51	1	0	2476	5.8
89	10	2	47	44	15	11	47	2	17	2	19	83	57	4	0	2856	6.7
66	14	1	52	45	23	1	51	3	28	12	20	58	41	5	1	2914	6.9
61	4	5	32	43	35	12	49	3	19	8	20	65	30	4	1	2249	5.3
48	9	4	41	32	30	3	47	2	21	8	23	38	30	3	1	1935	4.6
43	6	7	32	25	35	9	52	6	32	16	25	47	27	5	1	2307	5.4
45	4	9	23	20	36	13	36	5	43	13	19	55	25	5	0	2013	4.8
57	7	6	24	38	29	16	43	4	27	12	10	87	32	3	0	1872	4.4
62	14	6	30	39	42	11	42	7	12	11	18	61	26	3	1	1892	4.5
75	18	11	27	52	20	16	49	3	30	11	12	72	42	6	0	1963	4.6
97	16	7	28	62	27	14	68	5	33	11	33	91	56	3	0	2679	6.3
83	14	8	44	60	27	16	70	7	34	19	28	90	58	7	0	2859	6.8
73	15	13	76	56	25	10	64	4	25	26	41	83	36	5	1	2605	6.2
66	9	6	47	64	28	9	51	3	21	14	18	84	41	3	2	2467	5.8
1272	192	112	704	936	496	176	912	80	456	192	384	1224	688	72	8	42352	100

ORIENTACION LONGITUDES ACUMULADAS ABSOLUTAS

CLASE	1A	2A	2B	3A	3B	3C	4	5A	5B	6A	6B	6C	6D	7A	7B	8A	9A	9B	9C	9D	9E	10A	10B	10C
0-10	83.204	127.65	69.848	14.307	31.679	7.4248	0	134.49	90.487	153.49	159.63	71.125	32.412	59.936	108.44	37.493	159.89	116.18	2.8498	133.92	110.74	117.51	156.2	157.62
10-20	32.87	139.31	52.191	14.701	4.031	13.656	0	139.7	93.124	162.35	109.62	57.697	18.16	116.28	79.445	15.933	84.801	124.4	4.3907	51.803	67.112	67.626	135.25	154.36
20-30	12.96	117.61	59.449	19.351	7.3103	0	0	72.512	61.451	150.48	94.773	51.687	16.971	146.87	104.67	13.432	73.325	65.518	2.9658	47.104	52.469	34.462	122.18	88.655
30-40	21.274	122.51	42.498	29.396	9.9956	13.58	0	109.51	56.222	91.917	75.05	76.314	6.591	68.342	94.794	18.823	68.025	92.235	4.284	60.713	50.925	41.568	82.581	57.152
40-50	38.925	136.4	48.74	17.346	6.2446	12.098	0	151.49	71.149	102.33	81.056	89.764	27.978	80.17	87.131	18.062	51.144	125.32	4.1932	90.224	58.266	85.448	102.02	95.871
50-60	29.1	163.59	35.041	11.934	18.743	36.532	5.6157	134.77	63.715	167.45	95.363	58.288	9.8712	104.47	90.862	18.38	128.21	151.72	5.7765	171.26	113.35	155.24	182.63	181.85
60-70	63.826	168.42	36.231	16.046	18.898	25.086	0	95.735	68.266	244.02	89.562	81.419	22.618	111.51	111.42	17.684	141.05	157.71	19.546	124.07	118.03	173.45	153.23	208.27
70-80	27.241	147.33	52.956	3.1604	25.314	18.929	2.2712	113.44	66.618	130.82	101.84	52.942	2.6333	120.22	132.33	30.595	119.66	152.64	23.884	107.65	87.551	106.28	97.776	110.85
80-90	11.932	74.762	18.283	6.3641	6.0921	22.49	0	147.15	65.184	96.212	100.07	74.77	45.972	51.832	119.32	20.086	109.74	119.99	12.484	88.611	78.747	112.78	117.81	159.55
90-100	22.154	113.92	45.276	6.1189	11.218	21.092	0	78.468	99.867	158.89	74.997	38.84	17.912	64.645	132.92	34.087	164.32	133.83	12.043	100.9	99.382	135.29	198.58	188.06
100-110	13.919	83.817	33.272	3.1617	9.9381	8.0039	0	96.176	48.793	137.65	66.742	35.67	21.208	64.531	132.24	37.535	139.19	91.516	9.0071	103.57	73.683	97.449	138.06	154.35
110-120	18.352	53.784	24.448	5.7815	6.6052	8.6761	0.97433	43.373	29.578	99.328	53.119	47.2	18.213	50.314	75.266	19.426	110.1	80.123	7.8399	76.531	51.888	57.611	98.384	123.69
120-130	10.845	85.317	42.061	3.6135	11.522	9.0885	2.2151	69.969	31.754	86.151	44.588	38.484	10.688	72.897	87.687	20.615	74.981	42.19	5.5473	68.006	43.097	42.611	78.691	63.812
130-140	15.588	75.906	27.318	4.4436	7.8879	9.9655	4.3507	104.22	28.051	57.667	30.689	39.37	13.05	65.48	60.309	17.473	84.224	69.37	2.9204	59.982	49.278	49.779	65.39	80.272
140-150	27.235	74.522	39.467	2.4026	14.764	6.769	2.0321	97.681	40.989	89.029	52.407	60.998	12.196	77.532	103.19	8.9476	114.09	97.808	10.363	87.906	95.908	81.377	98.182	105.45
150-160	28.506	83.928	32.476	7.1995	7.1657	5.7598	1.291	67.569	48.111	129.67	101.61	94.47	13.695	72.611	94.447	16.471	123.19	119.01	19.454	141.25	100.15	104.66	107.52	165.68
160-170	21.636	110.43	53.405	9.125	5.5873	13.865	2.9834	104.97	64.636	135.2	66.328	80.057	12.74	93.248	78.756	32.174	178.61	114.01	13.02	107	90.206	109.26	102.16	97.782
170-180	47.351	169.22	47.703	16.007	4.5135	8.9061	0	94.998	77.032	118.94	66.77	91.878	44.327	107.91	112.58	11.888	148.84	123.34	7.9934	134.77	64.258	89.442	136.47	101.77
TOTAL	526.918	2048.436	760.683	192.6388	217.6693	241.9217	21.73253	1856.221	1105.047	2311.394	1464.214	1140.973	347.2355	1528.798	1805.807	389.1046	2073.39	1976.91	168.5621	1755.27	1405.04	1661.843	2173.114	2295.044

100	11A	11B	11C	12A	12B	12C	12D	13A	13B	13C	14A	14B	14C	14D	14E	15A	15B	15C	15D	16A	16B	16C	16D	17
83.084	179.02	70.235	84.691	54.386	24.171	9.32	2.0076	168.15	156.19	15.716	79.97	194.56	196.24	71.589	13.459	134.3	144.7	34.908	65.098	133.6	11.235	71.294	72.655	9.3006
72.644	118.92	65.801	61.921	60.718	47.629	0.86549	2.8782	130.53	98.566	19.774	109.52	142.83	128.09	59.099	16.953	129.52	178.75	13.078	76.748	32.838	12.052	46.192	15.183	18.61
59.295	89.107	56.249	74.138	45.294	38.044	5.0743	0	64.717	71.177	11.978	37.233	107.19	87.446	39.589	8.6209	139.64	112.73	6.0474	32.088	19.403	22.27	38.913	12.357	9.8066
29.495	71.997	42.372	57.418	27.777	28.011	2.3893	2.2589	98.613	129.79	13.973	27.663	94.918	85.411	25.894	21.967	80.966	118.52	16.79	31.247	11.451	9.636	34.138	11.617	6.2393
63.544	137.92	85.64	78.232	33.709	13.112	1.7443	1.746	62.553	70.619	10.28	41.309	157.48	108.83	50.522	11.949	150.64	167.77	7.1613	63.785	46.455	11.451	45.906	30.373	14.298
65.794	207.28	87.249	69.023	39.672	24.778	4.9084	1.7241	139.13	86.348	11.572	86.347	136.04	69.938	34.736	18.116	213.81	105.4	13.831	63.798	46.696	6.1953	50.357	17.787	16.588
95.906	295.44	104.79	101.43	45.926	54.306	6.9639	14.012	128.45	75.2	21.624	91.301	88.27	124.83	17.453	17.183	234.81	86.833	9.2932	56.893	44.716	8.4234	22.638	7.1951	21.407
72.875	224.12	110.74	94.082	41.294	33.349	3.0798	1.2982	78.6	63.428	32.547	46.724	100.04	59.81	35.987	8.3004	121.93	89.521	5.5345	33.459	42.998	11.195	16.498	49.779	12.76
64.472	172.54	109.28	77.582	68.545	25.399	8.7511	1.927	76.923	60.751	20.082	50.933	123.03	61.194	34.213	18.464	120.33	67.632	5.3391	27.449	36.188	8.0291	17.848	26.166	4.9416
94.649	182.92	136.01	91.115	84.221	117.18	3.9205	3.8397	107.41	41.328	11.243	74.291	116.92	85.036	30.545	9.6441	145.36	103.24	4.8189	45.125	59.724	14.076	38.618	84.739	10.227
90.707	174.35	120.46	76.426	95.573	20.911	8.0065	14.613	35.948	48.232	19.258	68.021	92.062	68.228	47.899	5.7787	137.5	86.942	10.111	32.335	33.125	11.692	22.004	10.012	7.5366
55.33	107.58	156.67	73.725	83.359	42.609	4.5933	4.0089	63.489	71.18	25.03	92.527	118.69	62.641	31.754	27.48	67.671	83.063	10.145	58.273	31.718	9.2541	58.63	47.132	9.3073
45.205	74.901	134.73	41.156	73.886	16.478	9.5759	6.2312	132.89	105.64	21.841	121.51	174.51	90.513	54.773	12	114.2	118.59	18.593	30.853	52.867	5.7002	63.045	21.143	2.9366
26.35	82.945	81.463	46.321	45.063	24.354	3.0369	1.1837	165.82	145.12	24.189	81.788	192.85	106.38	39.301	8.9121	104.57	127.55	19.808	56.131	26.272	18.226	38.166	27.382	9.4678
49.399	93.445	102.07	58.998	38.21	43.019	18.54	5.9251	195.61	147.76	32.867	126.64	169.78	128.62	100.26	17.06	204.03	160.17	22.88	118.81	87.804	28.092	85.349	37.334	3.0104
54.561	231.19	137.26	52.328	77.95	34.908	17.544	2.7962	132.13	105.53	33.54	96.237	123.39	151.3	82.588	12.909	209.22	189.29	18.218	95.499	53.441	6.7427	52.092	45.42	14.581
80.55	163.84	82.321	60.14	63.746	44.275	9.4453	9.4138	79.225	98.983	24.455	86.382	224.75	129.96	64.221	19.144	139.25	207.62	28.308	73.87	61.47	5.1852	57.752	13.944	11.917
69.897	111.14	58.162	87.625	35.198	18.121	2.9054	2.8875	114.04	134.07	24.648	111.92	244.44	88.803	57.443	13.117	182.83	175.44	22.114	53.766	55.749	12.63	50.432	106.86	11.449
1173.759	2718.655	1741.502	1284.351	1036.527	650.854	120.6643	78.9511	1974.228	1729.912	374.617	1450.316	2601.77	1833.37	877.966	261.0572	2630.577	2323.761	266.9784	1015.227	876.535	212.085	809.872	637.0781	194.3838

18A	18B	19A	19B	19C	19D	19E	20A	20B	20C	20D	21A	21B	21C	21D	22	TOTAL	%
144.57	13.563	4.8183	71.301	78.812	70.255	7.1459	77.2	1.368	20.21	23.611	19.42	68.371	73.891	0.02088	0	4892.273	7.0
93.083	17.954	3.7904	49.308	84.806	40.376	12.37	53.946	0	11.69	14.393	29.244	104.72	45.417	0	0	3961.817	5.7
92.937	13.886	10.072	55.044	66.1	31.176	15.354	49.031	5.7773	29.586	8.7052	27.163	97.986	23.977	10.824	0	3144.256	4.5
91.056	8.5378	4.5865	58.275	99.744	27.803	7.2157	100.67	7.6953	29.333	5.5316	20.134	67.824	39.69	2.3563	0	2945.823	4.2
100.15	13.399	0.67469	57.385	86.483	32.561	4.2663	62.692	11.133	32.365	8.3466	19.145	92.738	70.345	0.00276	0	3641.524	5.2
123.31	10.728	1.6105	53.725	58.46	21.951	10.469	72.923	1.254	20.493	2.33	20.421	108.88	77.673	2.7886	0	4237.899	6.2
98.747	27.199	1.1521	63.286	51.999	44.789	1.3185	76.368	2.3662	33.383	14.556	22.967	69.345	65.207	3.6463	0.23043	4618.294	6.6
75.987	5.9636	6.1972	43.625	54.691	69.657	20.419	80.925	3.7172	25.546	11.188	23.995	85.895	38.741	5.4779	0.2846	3807.611	5.5
71.774	19.461	3.1922	70.263	54.966	64.242	4.6552	94.166	2.3073	45.299	14.128	26.118	52.862	43.577	2.687	0.39834	3518.616	5.0
66.733	7.4899	7.2074	48.612	44.485	57.194	12.748	95.338	10.019	57.229	26.004	32.367	63.339	42.771	3.8498	0.216	4227.012	6.1
73.507	7.1387	8.8839	34.988	29.618	70.732	24.076	71.495	9.183	62.546	17.032	27.682	91.492	38.741	4.7105	0	3509.031	5.0
101.81	9.906	5.9498	44.47	57.965	46.868	22.677	81.482	5.9697	36.658	16.68	12.594	138.77	50.402	2.5821	0	3191.248	4.6
86.641	26.195	6.6272	53.257	62.99	80.867	19.776	67.959	7.7514	14.47	11.88	22.61	81.894	36.73	2.8946	0.29957	3173.140	4.6
112.29	29.499	12.032	39.74	84.69	40.343	19.654	74.304	2.8416	28.539	12.202	14.123	96.111	63.452	4.076	0	3179.530	4.6
137.88	29.568	7.2067	38.98	96.354	41.569	23.679	99.786	9.3054	36.387	11.89	51.842	128.47	79.354	2.3128	0	4271.511	6.1
113.56	22.003	7.0815	61.03	88.935	41.503	17.725	89.21	6.4626	42.081	25.139	36.442	134.6	82.978	5.9479	0	4491.266	6.4
115.35	21.174	16.927	119.6	93.874	41.908	14.906	99.168	6.7278	25.81	31.896	64.757	123.13	52.201	3.1872	0.51197	4368.443	6.3
95.525	18.559	8.4093	85.653	103.78	40.398	10.73	102.94	2.5266	22.047	13.495	23.291	131.83	60.321	3.3447	0.93793	4416.401	6.3
1794.91	302.228	116.4186	1048.736	1298.752	864.192	249.1786	1449.805	96.4054	573.872	269.4274	494.315	1738.877	987.67	62.51734	3.17884	69695.64	100.0

LONGITUDES FRECUENCIAS ABSOLUTAS

CLASE	1A	2A	2B	3A	3B	3C	4	5A	5B	6A	6B	6C	6D	7A	7B	8A	9A	9B	9C	9D	9E	10A	10B	10C
0-0.5	7	7	7	7	1	2	1	22	13	46	23	25	2	29	13	10	50	38	2	71	75	87	38	38
0.5-1.0	52	95	53	8	9	10	5	321	83	285	151	62	15	167	110	44	526	486	33	598	545	655	390	296
1.0-1.5	71	210	117	21	16	18	7	413	177	489	252	147	58	257	268	57	398	465	28	415	281	381	461	492
1.5-2.0	76	196	88	18	20	17	0	184	135	262	151	132	44	172	190	35	194	199	17	142	123	139	235	258
2.0-2.5	38	147	56	14	13	14	0	107	75	126	89	77	19	98	97	24	102	77	11	80	64	64	114	134
2.5-3.0	11	82	32	12	7	10	3	47	40	66	55	58	16	39	62	9	36	56	3	40	24	26	65	70
3.0-3.5	13	57	20	8	8	4	0	34	29	46	29	20	6	26	47	10	25	29	4	20	20	17	27	34
3.5-4.0	6	34	10	3	1	3	0	14	14	31	22	15	4	20	25	6	17	14	1	11	12	3	20	26
4.0-4.5	0	21	4	1	2	4	0	8	4	16	12	14	3	11	14	2	19	11	2	10	7	11	13	21
4.5-5.0	1	20	1	1	4	1	0	10	5	6	10	6	4	10	20	3	11	7	1	7	2	5	10	10
5.0-5.5	2	7	3	2	1	6	0	4	5	7	7	7	0	3	10	2	6	7	0	0	2	5	5	4
5.5-6.0	0	11	2	1	1	2	0	5	2	6	3	2	2	12	6	1	2	2	0	2	1	4	9	2
6.0-6.5	1	7	3	0	1	3	0	0	2	2	8	3	1	3	2	1	1	3	0	0	1	0	2	3
6.5-7.0	0	5	0	0	1	2	0	1	3	5	1	2	1	2	8	0	3	3	0	1	0	0	3	4
7.0-7.5	0	5	0	0	1	0	0	0	2	1	0	2	0	2	2	1	2	0	1	0	1	0	4	2
7.5-8.0	0	3	1	0	1	0	0	1	1	1	1	1	0	0	2	0	1	1	0	1	0	1	1	2
8.0-8.5	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	2	0	1	0	0	1	1	1	0	0	0
8.5-9.0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	2	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
9.0-9.5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0
9.5-10.0	2	4	1	0	1	0	0	4	2	2	2	0	0	3	2	1	6	2	0	1	1	2	3	4
TOTAL	280	912	400	96	88	96	16	1176	592	1400	816	576	176	856	880	208	1400	1400	104	1400	1160	1400	1400	1400

10D	11A	11B	11C	12A	12B	12C	12D	13A	13B	13C	14A	14B	14C	14D	14E	15A	15B	15C	15D	16A	16B	16C	16D	17
14	27	16	23	10	6	3	4	24	8	12	25	12	11	10	5	27	32	5	3	21	2	6	24	8
193	166	149	127	104	73	30	12	203	116	50	116	191	196	93	23	156	255	39	30	68	37	59	50	52
252	424	343	250	175	115	31	20	420	307	74	252	456	350	191	48	392	495	64	207	145	40	158	83	42
144	324	238	155	116	77	10	9	235	217	49	202	336	242	111	34	306	300	35	127	98	28	88	47	22
70	185	119	91	63	35	5	7	114	108	22	87	159	105	49	17	191	123	17	80	53	14	53	20	9
27	94	60	46	33	26	3	2	64	63	18	60	86	50	33	9	95	86	9	34	22	7	31	13	4
19	56	28	31	11	11	3	1	38	35	7	20	55	31	13	7	52	43	1	22	13	3	19	3	4
9	26	18	11	15	5	0	0	24	19	4	24	34	25	8	5	37	25	3	11	13	3	10	1	0
9	31	12	11	6	2	0	0	16	13	3	5	24	9	7	0	17	17	0	6	5	1	7	3	1
6	20	6	5	4	2	0	1	7	10	0	8	10	7	8	1	15	4	1	2	4	0	1	2	1
1	11	8	4	3	1	1	0	4	8	0	2	6	8	3	1	9	5	2	2	2	0	0	0	0
0	11	3	2	5	2	0	0	3	7	1	3	10	4	1	1	8	4	0	3	3	0	4	0	0
2	6	3	2	3	0	0	0	3	0	0	4	8	2	0	0	6	2	0	1	3	0	2	0	0
2	6	0	1	1	1	0	0	0	3	0	3	4	3	0	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0
2	4	4	0	2	1	0	0	0	1	0	1	2	2	0	1	2	2	0	1	0	1	0	0	0
0	2	0	0	1	0	0	0	0	1	0	2	3	0	0	0	1	2	0	1	1	0	1	1	0
1	3	0	0	3	0	0	0	0	1	0	1	0	2	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0
0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
0	1	0	0	2	0	0	0	1	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
1	3	1	0	2	3	0	0	4	2	0	0	3	1	1	0	1	2	0	2	4	0	1	9	1
752	1400	1008	760	560	360	88	56	1160	920	240	816	1400	1048	528	152	1400	1400	176	560	456	136	440	256	144

18A	18B	19A	19B	19C	19D	19E	20A	20B	20C	20D	21A	21B	21C	21D	22	TOTAL	%
24	7	13	23	20	9	1	23	6	21	7	10	39	21	14	5	1195	2.8
389	43	46	213	304	83	50	220	37	195	60	135	349	189	33	3	9964	23.5
459	60	35	224	334	147	67	314	20	143	68	136	425	237	20	0	13522	31.9
218	43	14	119	141	118	31	173	5	55	39	60	210	127	3	0	8013	18.9
87	16	2	43	64	64	12	79	3	19	9	22	85	65	0	0	4006	9.5
45	9	2	34	31	33	8	35	8	6	3	11	61	25	1	0	2156	5.1
15	7	0	18	13	17	3	26	0	4	2	4	26	11	0	0	1207	2.8
10	2	0	13	11	8	3	10	0	3	1	4	11	4	1	0	723	1.7
6	2	0	7	4	5	1	8	0	1	0	1	7	4	0	0	461	1.1
6	1	0	4	6	6	0	9	1	3	0	0	6	1	0	0	323	0.8
4	0	0	3	3	2	0	8	0	0	1	0	2	2	0	0	201	0.5
5	0	0	0	4	0	0	1	0	2	0	0	1	0	0	0	166	0.4
1	1	0	2	1	1	0	1	0	2	0	0	1	0	0	0	104	0.2
1	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	1	0	0	0	79	0.2
1	0	0	0	0	1	0	2	0	0	0	1	0	0	0	0	57	0.1
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	35	0.1
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0.1
1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12	0.0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	13	0.0
0	0	0	1	0	1	0	2	0	2	1	0	0	1	0	0	92	0.2
1272	192	112	704	936	496	176	912	80	456	192	384	1224	688	72	8	42352	100.0

LONGITUDES FRECUENCIAS ABSOLUTAS TEORICAS

CLASE	1A	2A	2B	3A	3B	3C	4	5A	5B	6A	6B	6C	6D	7A	7B	8A	9A	9B	9C	9D	9E	10A	10B	10C
0-0.5	2	1	1	2	0	0	0	11	3	18	9	7	0	14	4	6	44	25	2	52	65	71	22	14
0.5-1.0	66	119	75	20	11	13	6	350	121	381	194	118	27	215	158	53	484	489	30	567	479	596	424	380
1.0-1.5	77	200	103	20	17	18	4	347	154	380	208	132	45	216	214	47	377	409	28	383	299	367	392	391
1.5-2.0	55	183	81	15	15	16	2	216	117	253	149	102	38	151	173	33	217	230	18	192	146	174	245	259
2.0-2.5	33	136	54	11	12	12	1	118	76	151	95	71	26	96	119	22	117	118	10	91	70	80	138	152
2.5-3.0	20	93	33	7	9	9	0	63	47	88	59	47	16	59	77	14	63	59	6	43	34	37	74	86
3.0-3.5	11	62	20	5	6	7	0	33	29	51	36	31	10	37	49	9	34	30	3	21	17	18	42	49
3.5-4.0	7	41	12	3	4	5	0	18	17	30	23	21	6	23	31	6	19	16	2	11	9	9	24	28
4.0-4.5	4	27	7	2	3	3	0	10	11	18	14	14	3	15	20	4	11	8	1	6	5	4	14	16
4.5-5.0	2	18	5	2	2	3	0	5	7	11	9	9	2	9	13	3	6	5	1	3	2	2	8	10
5.0-5.5	1	12	3	1	1	2	0	3	4	7	6	6	1	6	8	2	4	2	0	2	1	1	5	6
5.5-6.0	1	8	2	1	1	1	0	2	3	4	4	4	1	4	6	1	2	1	0	0	0	0	3	4
6.0-6.5	0	5	1	1	1	1	0	1	2	3	2	3	0	3	4	1	1	0	0	0	0	0	2	2
6.5-7.0	0	4	1	0	0	1	0	0	1	2	2	2	0	2	2	1	1	0	0	0	0	0	1	1
7.0-7.5	0	2	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1
7.5-8.0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8.0-8.5	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
8.5-9.0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9.0-9.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
9.5-10.0	0	0	0	6	0	5	3	0	0	0	0	6	0	4	0	6	20	8	3	29	33	41	4	0

10D	11A	11B	11C	12A	12B	12C	12D	13A	13B	13C	14A	14B	14C	14D	14E	15A	15B	15C	15D	16A	16B	16C	16D	17
6	6	2	6	5	2	1	2	6	1	4	6	3	3	2	1	3	8	1	0	0	1	1	19	6
216	262	214	186	127	87	31	18	283	164	70	186	257	237	128	36	252	352	52	88	113	38	87	73	53
223	352	293	209	143	101	26	15	334	254	64	216	305	308	155	40	371	404	54	166	111	41	124	54	38
141	279	214	146	105	70	14	9	231	201	41	157	302	219	107	29	296	276	33	134	79	26	94	35	21
78	188	129	89	67	42	7	5	137	129	24	99	193	129	62	18	194	162	18	82	51	14	58	22	11
42	119	73	52	42	24	3	3	77	76	14	60	115	72	35	11	119	90	9	45	32	7	34	14	6
22	74	40	30	26	14	2	1	43	44	8	36	66	40	19	6	71	50	5	24	20	4	19	9	3
12	46	22	18	16	8	1	1	24	25	5	22	38	22	10	4	42	28	2	12	13	2	11	6	2
6	29	13	10	10	5	0	0	14	14	3	13	22	12	6	2	25	16	1	7	8	1	6	4	1
4	18	7	6	6	3	0	0	8	8	2	8	13	7	3	1	15	9	1	3	5	0	3	3	0
2	12	4	4	4	2	0	0	5	5	1	5	8	4	2	1	9	5	0	2	4	0	2	2	0
1	8	2	2	3	1	0	0	3	3	0	3	5	2	1	0	6	3	0	1	2	0	1	1	0
1	5	1	1	2	0	0	0	2	2	0	2	3	1	0	0	4	2	0	0	2	0	1	1	0
0	3	1	1	1	0	0	0	1	1	0	1	2	1	0	0	2	1	0	0	1	0	0	1	0
0	2	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	0	12	3

18A	18B	19A	19B	19C	19D	19E	20A	20B	20C	20D	21A	21B	21C	21D	22
9	2	9	13	9	2	0	9	5	16	3	3	15	7	13	6
428	55	51	228	325	108	53	262	32	187	70	148	407	226	31	2
407	53	27	199	294	140	63	262	20	126	58	124	368	211	13	0
227	34	11	119	162	102	35	167	10	62	31	62	212	122	5	0
110	20	5	65	78	63	16	94	5	29	15	27	109	62	2	0
52	11	2	35	37	36	7	52	2	13	7	12	55	31	1	0
24	6	1	19	18	20	3	28	1	6	3	5	28	15	0	0
12	3	0	10	9	12	1	16	0	3	2	2	14	8	0	0
6	2	0	6	4	7	0	9	0	1	1	1	7	4	0	0
3	1	0	3	2	4	0	5	0	1	0	0	4	2	0	0
1	1	0	2	1	2	0	3	0	0	0	0	2	1	0	0
0	0	0	1	0	1	0	2	0	0	0	0	1	0	0	0
0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
0	0	6	3	0	0	0	0	5	12	2	0	0	0	7	0

SECTOR UNIDAD DE SIERRA GORDA

ORIENTACION NUMERO DE FRACTURAS

CLASE	Nº	%
0-10	2014	6.7
10-20	1772	5.9
20-30	1425	4.8
30-40	1296	4.3
40-50	1772	5.9
50-60	2108	7.0
60-70	2167	7.2
70-80	1618	5.4
80-90	1404	4.7
90-100	1695	5.7
100-110	1475	4.9
110-120	1280	4.3
120-130	1280	4.3
130-140	1253	4.2
140-150	1803	6.0
150-160	2016	6.7
160-170	1796	6.0
170-180	1730	5.8
TOTAL	29904	100.0

ORIENTACION LONGITUDES ACUMULADAS

CLASE	Ha	%
0-10	3622.412	7.1
10-20	2972.187	5.8
20-30	2325.418	4.6
30-40	2010.449	4.0
40-50	2777.053	5.5
50-60	3316.179	6.5
60-70	3619.023	7.1
70-80	2904.017	5.7
80-90	2623.105	5.2
90-100	3276.293	6.4
100-110	2633.370	5.2
110-120	2218.124	4.4
120-130	2185.236	4.3
130-140	2048.599	4.0
140-150	2866.270	5.6
150-160	3212.100	6.3
160-170	3060.761	6.0
170-180	3189.006	6.3
TOTAL	50859.61	100.0

GRUPO DE FICHEROS UNIDAD DE SIERRA GORDA : 1A, 2A, 2B, 3A, 3B, 3C,
4, 5A, 5B, 6A, 6B, 6C, 6D, 7A, 7B, 8A, 9B, 9C, 9D, 9E,
10A, 10B, 10C, 10D, 11A, 11B, 11C, 12A, 12B, 12C, 12D,
14A, 14B, 14C, 15A, 15B, 15C, 15D, 16A, 16B, 16C, 16D

SECTOR UNIDAD DE ZAFARRAYA

ORIENTACION NUMERO DE FRACTURAS

CLASE	Nº	%
0-10	781	6.3
10-20	669	5.4
20-30	627	5.1
30-40	648	5.3
40-50	690	5.6
50-60	743	6.0
60-70	736	6.0
70-80	620	5.0
80-90	526	4.3
90-100	605	4.9
100-110	533	4.3
110-120	587	4.8
120-130	609	4.9
130-140	700	5.7
140-150	872	7.1
150-160	832	6.8
160-170	798	6.5
170-180	728	5.9
TOTAL	12304	100.0

ORIENTACION LONGITUDES ACUMULADAS

CLASE	Hm	%
0-10	1260.561	6.8
10-20	971.0204	5.2
20-30	809.0254	4.3
30-40	929.1342	5.0
40-50	850.1733	4.6
50-60	1005.132	5.4
60-70	977.8135	5.2
70-80	890.8339	4.8
80-90	890.5690	4.8
90-100	940.4922	5.0
100-110	868.1248	4.7
110-120	963.8166	5.2
120-130	984.9667	5.3
130-140	1121.462	6.0
140-150	1402.230	7.5
150-160	1264.585	6.8
160-170	1295.765	7.0
170-180	1215.945	6.5
TOTAL	18641.65	100.0

GRUPO DE FICHEROS UNIDAD DE ZAFARRAYA: 9A, 13A, 13B, 13C, 14D, 14E,
18A, 18B, 19A, 19B, 19C, 19D, 19E, 20A, 20B, 20C, 20D,
21A, 21B, 21C, 21D, 22