

T. P. N. 21/125

T 11141

UNIVERSIDAD DE GRANADA
DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA



UNIVERSIDAD DE GRANADA
Facultad de Ciencias
Fecha 22-9-97
ENTRADA NUM. 2782

HIDROQUÍMICA E INTRUSIÓN MARINA EN
EL CAMPO DE DALÍAS (ALMERÍA)

TESIS DOCTORAL

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA
GRANADA
N.º Documento 13381866
N.º Copia C 153 53138

LUIS MOLINA SÁNCHEZ
1997



UNIVERSIDAD DE GRANADA



DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA

**HIDROQUÍMICA E INTRUSIÓN MARINA EN
EL CAMPO DE DALÍAS (ALMERÍA)**

LUIS MOLINA SÁNCHEZ

**TESIS DOCTORAL
1997**

**HIDROQUÍMICA E INTRUSIÓN MARINA EN
EL CAMPO DE DALÍAS (ALMERÍA)**

Tesis Doctoral que presenta el Licenciado Luis Molina Sánchez para obtener el
título de Doctor en Ciencias Geológicas por la Universidad de Granada

**DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA
UNIVERSIDAD DE GRANADA**

VºBº del Director



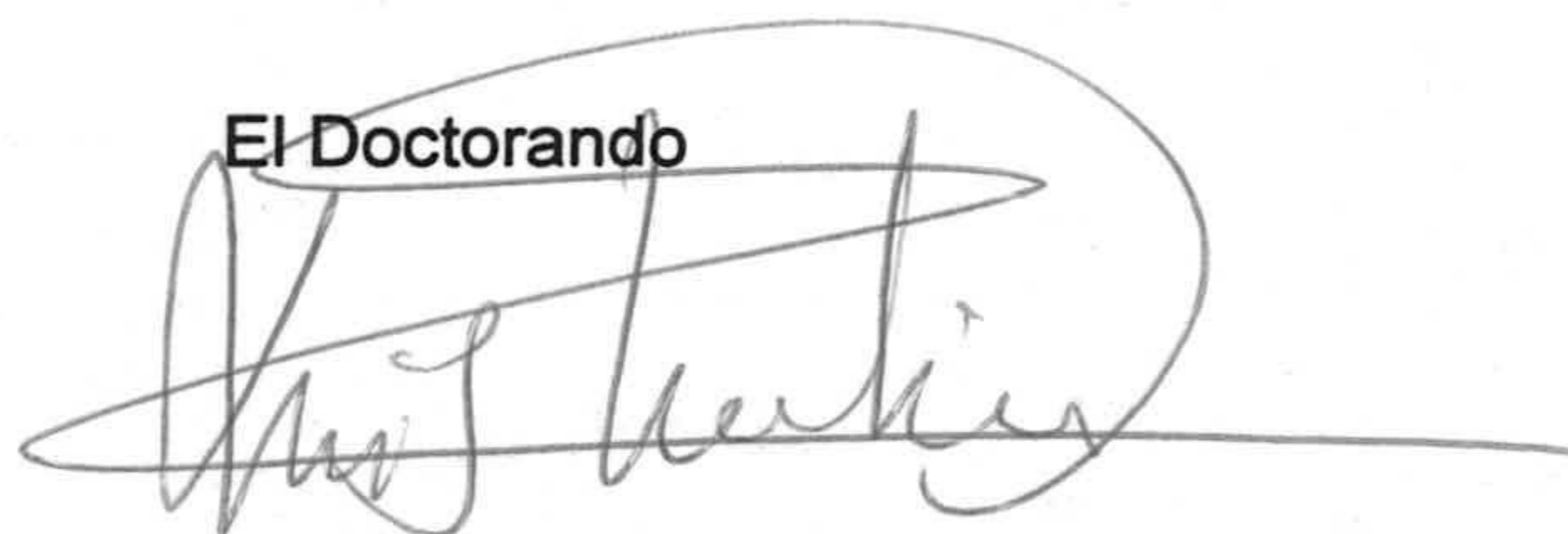
Dr. D. Antonio Pulido Bosh
Departamento de Geodinámica
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada

VºBº del Director



Dr. D. Fernando Navarrete López-Cozar
Departamento de Hidrogeología
y Química Analítica
Facultad de Ciencias Experimentales
Universidad de Almería

El Doctorando



Luis Molina Sánchez
Departamento de Hidrogeología
y Química Analítica
Facultad de Ciencias Experimentales
Universidad de Almería

*A mis padres
y a Lola*

AGRADECIMIENTOS

Expreso mi más sincero agradecimiento al Profesor Dr. Antonio Pulido Bosch director de esta Tesis de Licenciatura, por la permanente ayuda prestada y la orientación en las diversas técnicas a utilizar en hidrogeología, así como la corrección de este trabajo; y también por su labor como responsable y coordinador del proyecto de investigación convenido con el IAR.A., que posibilitó la financiación necesaria para la consecución de estos fines.

Al Dr. Fernando Navarrete López-Cózar codirector de esta Tesis de Licenciatura; Profesor del Departamento de Hidrogeología y Química Analítica de la Universidad de Almería, por sus consejos y críticas y por la ayuda moral que me ha prestado en todo momento, así como por las innumerables jornadas de campo compartidas; también por sus sugerencias durante la redacción de esta memoria.

Al Profesor del Departamento de Hidrogeología y Química Analítica, en la Universidad de Almería, Dr. José Luis Martínez Vidal, responsable de los análisis químicos en el citado proyecto, por sus continuas orientaciones y asistencia técnica en lo que respecta al conocimiento de la analítica de las aguas.

Al Profesor Dr. José María Calaforra Chordi y al Profesor Francisco Sánchez Martos, compañeros en el Departamento de Geología y Química Analítica de la Universidad de Almería, por el apoyo en todo momento durante la realización de la presente tesis.

A José Luis y María por la ayuda prestada en la edición de esta tesis y a Gádor y Manolo del Servicio de Informática de la Universidad de Almería por su inestimable colaboración.

A Antonio María Macías Caba, compañero de trabajo y de doctorado, con quien he compartido muchas jornadas en tareas de campo y de gabinete.

A los miembros del grupo de investigación Recursos Hídricos y Geología Ambiental de la Universidad de Granada. Al Dr. Manolo López Chiclano y a los Drs. Wenceslao Martín y Angela Vallejos.

A Francisco Poveda Barbero y a María del Mar Moreno, que de una u otra manera me han ayudado en la realización de esta memoria.

Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)

Al Departamento de Hidrogeología y Química Analítica en Almería, que me ha facilitado todos los medios disponibles en sus instalaciones de la Universidad de Almería.

Al Instituto para la Reforma y Desarrollo Agrario de la Junta de Andalucía, le doy las gracias por haberme permitido el uso de todos los datos analíticos para esta investigación especialmente al Dr. Ing. Carlos Alonso Cobos y demás miembros de la Delegación en Almería del citado organismo.

No quiero olvidar a las buenas gentes del Campo de Dalías, que en todo momento me han facilitado la recogida de muestras. En este sentido destaco a los relojeros de los sectores de riego del IARA, al personal de la finca experimental "Las Palmerillas" de la Caja Rural y a las muchas comunidades de regantes y otros propietarios de instalaciones de captación de aguas

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS	3
2. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO	3
2.1 ESTUDIOS PRELIMINARES	3
2.2 SELECCIÓN DE LA RED DE MUESTREO	4
2.3 MÉTODOS EMPLEADOS.....	4
2.3.1 MÉTODOS DE CAMPO	4
2.3.2 MÉTODOS DE LABORATORIO.....	6
2.3.3 TRATAMIENTO DE LOS DATOS	6
3. LOCALIZACIÓN Y LÍMITES	7
4. EL APROVECHAMIENTO AGRÍCOLA	8
4.1 EVOLUCIÓN DE LA SUPERFICIE CULTIVADA	9
4.2 TRANSFORMACIÓN EN REGADÍO	13
4.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS EXPLOTACIONES AGRARIAS	14
5. OTRAS ACTIVIDADES	15
5.1 TURISMO	15
5.2 GANADERÍA Y PESCA	15
5.3 INDUSTRIA	15
6. LA POBLACIÓN	16
EL MARCO GEOLOGICO	19
1. INTRODUCCIÓN	9
2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS	21
3. LITOESTRATIGRAFÍA	24
3.1 MATERIALES PREOROGÉNICOS	24
3.1.1 UNIDADES DEL MANTO DE GÁDOR	24
3.1.2 UNIDADES DEL MANTO DE FELIX	27
3.2 MATERIALES POSTOROGÉNICOS	28
3.2.1 MIOCENO SUPERIOR	28

3.2.2	PLIOCENO INFERIOR Y MEDIO	29
3.2.3	CUATERNARIO	30
3.2.3.1	Pleistoceno marino	30
3.2.3.2	Pleistoceno continental	32
3.2.3.3	Conos de deyección	32
3.2.4	OTROS DEPÓSITOS CUATERNARIOS	33
4.	TECTÓNICA	33
4.1	<i>TECTÓNICA ALPINA O PREALPINA</i>	33
4.2	<i>RASGOS TECTÓNICOS DEL MIOCENO TERMINAL</i>	36
5.	RASGOS GEOMORFOLÓGICOS	38
5.1	<i>ASPECTOS GENERALES</i>	38
5.2.	<i>PROCESOS ACTIVOS</i>	40
5.2.1	PROCESOS TORRENCIALES	40
5.2.2	PROCESOS LITORALES MARINOS	41
5.2.3	PROCESOS EÓLICOS	42
	HIDROGEOLOGÍA	43
1.	CONSIDERACIONES GENERALES	45
2.	ANTECEDENTES HIDROGEOLÓGICOS	45
3.	COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LOS MATERIALES..	49
3.1	<i>MATERIALES PREOROGÉNICOS</i>	49
3.2	<i>MATERIALES POSTOROGÉNICOS</i>	50
4.	DIVISION EN UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS	51
5.	UNIDAD DE BALERMA-LAS MARINAS	55
5.1	<i>CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E HIDRÁULICAS</i>	55
5.2	<i>EL REGIMEN DEL MANTO</i>	57
5.3	<i>CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS</i>	64
5.4	<i>FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO Y BALANCE</i>	72
6.	UNIDAD DE BALANEGRA	76
6.1	<i>CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E HIDRÁULICAS</i>	76

6.2 EL RÉGIMEN DEL MANTO	78
6.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS	84
6.4 FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO Y BALANCE	89
7. UNIDAD DE AGUADULCE	93
7.1 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E HIDRÁULICAS	93
7.2 EL RÉGIMEN DEL MANTO	94
7.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS	99
7.4 FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO Y BALANCE	103
8. RELACIÓN ENTRE LA UNIDADES ACUÍFERAS Y EVOLUCIÓN DE LAS EXTRACCIONES	106
TRAZADORES FÍSICOS	111
1. TRAZADORES FÍSICOS	113
1.1 TEMPERATURA Y CONDUCTIVIDAD	113
1.1.1 INTRODUCCION	113
1.2.1 TEMPERATURA MEDIA DEL ÁREA DE ESTUDIO	115
1.2 TRANSPORTE DE CALOR EN EL FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA	116
1.2.1 LEY DE FOURIER	116
1.2.2 TRANSPORTE CONVECTIVO	117
1.2.3 ECUACIONES DE TRANSPORTE DE ENERGÍA	118
1.2.4 ECUACIONES DE CONVECCIÓN	121
1.3 REGISTROS DE TEMPERATURA Y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA	123
1.3.1 ACUÍFERO DE AGUADULCE	123
1.3.1.1 Área de Aguadulce	124
1.3.1.2 Área de la Gangosa	130
1.3.1.3 Área de las Ramblas de Bernal y del Cañuelo	133
1.4 PERFILES VERTICALES	140
1.5 MAPAS DE ISOTERMAS	148

1.5.1 MAPA DE ISOTERMAS A -100 M.S.N.M	148
1.5.2 MAPA DE ISOTERMAS A -300 M.S.N.M	150
1.5.3 MAPA DE ISOTERMAS A -500 M.S.N.M	151
<i>1.6 HIPÓTESIS DE ALIMENTACIÓN Y CIRCULACIÓN HÍDRICAS</i>	152
<i>1.7 PERFILES DE CONDUCTIVIDAD</i>	153
2. TRAZADORES HIDROGEOQUÍMICOS	161
2.1 ASPECTOS GENERALES	162
2.2 ANTECEDENTES HIDROGEOQUÍMICOS	163
2.3 UNIDAD DE AGUADULCE	166
2.3.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS IONES	166
2.3.2 PROCESOS DE SALINIZACIÓN	169
2.3.2.1 Relaciones generales	169
2.3.2.2 El proceso de mezcla agua dulce - agua de mar	174
2.3.3 PROCESOS MODIFICADORES	183
2.3.4 APORTACIÓN DE LOS IONES MINORITARIOS COMO INDICADORES DE SALINIDAD	194
2.3.4.1 Litio	195
2.3.4.2 Estroncio	196
2.3.4.3 Boro	197
2.3.5 ANÁLISIS DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES	203
2.4 UNIDAD DE BALANEGRA	206
2.4.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS IONES	206
2.4.2 PROCESOS DE SALINIZACIÓN	208
2.4.2.1 Relaciones generales	208
2.4.2.2 El proceso de mezcla agua dulce - agua de mar	213
2.4.2.3 Procesos modificadores	218
2.4.3 APORTACIÓN DE LOS IONES MINORITARIOS	222
2.4.4 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES	226
2.5 UNIDAD DE BALERMA-LAS MARINAS	229
2.5.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS IONES	229

2.5.2 PROCESOS DE SALINIZACIÓN	231
2.5.2.1 El proceso de mezcla agua dulce-agua de mar	233
2.5.2.2 Procesos modificadores	236
2.5.3 APORTACION DE LOS IONES MINORITARIOS	242
2.5.4 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES	247
2.6 ESTUDIO DE LAS FACIES HIDROQUÍMICAS	250
2.6.1 ASPECTOS GENERALES	250
2.6.2 INTERCAMBIO IÓNICO E INTRUSIÓN MARINA.....	251
2.6.3 ANÁLISIS DE FACIES HIDROQUÍMICA (AFH)	256
2.6.3.1 Distribución espacial de las facies	259
2.6.3.2 Facies hidroquímicas en los perfiles verticales	263
2.7 APORTACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS	272
2.7.1 INTRODUCCIÓN	274
2.7.2 IDENTIFICACIÓN DE AGUAS DE MEZCLA	274
2.7.3 ISÓTOPOS DEL CARBONO	278
2.7.4 TRITIO	280
2.7.5 AZUFRE -34	281
2.7.6 OTROS ISÓTOPOS	282
2.8 FUNCIONAMIENTO GENERAL	283
2.8.1 RÉGIMEN NATURAL	283
2.8.2 RÉGIMEN INFLUENCIADO	284
RESUMEN Y CONCLUSIONES	289
BIBLIOGRAFÍA	299

Capítulo 1

INTRODUCCIÓN

1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

El interés por realizar el presente estudio se justifica por la importancia vital del abastecimiento hídrico en el poniente almeriense, más aún cuando está amenazada su continuidad, debido a la sobreexplotación de los acuíferos y al deterioro de calidad química del agua en diversos sectores del Campo, consecuencia, fundamentalmente, de la escasa planificación inicial y de la mala gestión del uso del agua.

Los objetivos generales planteados con esta investigación, Tesis Doctoral del firmante, han sido llegar a conocer mejor el funcionamiento hidrogeológico de las unidades acuíferas y el origen de la salinización de sus aguas. Para alcanzar estos objetivos y como la complejidad hidrogeológica del área es grande, he utilizado multitracedores, ya que uno solo no me permite abordar el problema con eficacia.

Además he perseguido otra serie de objetivos parciales, a saber:

- Definir las áreas de recarga y descarga del sistema para poner luz a la estructura de circulación subterránea y a las conexiones entre las diferentes unidades acuíferas, para lo que he utilizado la temperatura como trazador físico.
- Diferenciar las facies hidroquímicas existentes para deducir los procesos químicos que tienen lugar entre el agua y la roca y también el flujo subterráneo.
- Deducir el movimiento y el comportamiento de las aguas dentro del acuífero y sus orígenes, así como el tiempo de residencia de las mismas, a partir del estudio de isótopos ambientales.

El conjunto de todos estos objetivos me va a permitir conocer el funcionamiento del sistema acuífero y las causas y procesos que intervienen en la salinización en el Campo de Dalías.

2. METODOLOGÍA DEL ESTUDIO

2.1 ESTUDIOS PRELIMINARES

Como labor previa de gabinete, he llevado a cabo la recopilación y análisis de la bibliografía existente en el área y otros trabajos objetos de estudio; hice un

estudio detallado de todos los puntos acuíferos existentes en el área, con especial hincapié en las columnas litológicas procedentes del IRYDA e IARA, así como de algunos estudios del IGME proporcionados por la oficina de ENADIMSA en Almería.

Hice, igualmente una recopilación de numerosos datos de las Comunidades de Regantes, tales como "Sol y Arena" y "Tierras de Almería", así como de numerosos propietarios que aportaron información sobre profundidad de los sondeos y sobre las columnas de sondeos.

2.2 SELECCIÓN DE LA RED DE MUESTREO

En el Campo de Dalías, el Grupo de Investigación en el que estoy integrado, empezó a trabajar en el año 1986 y estableció una red de observación semestral de 257 puntos, de los cuales 98 captan la unidad Aguadulce, 108 la de Balerma-Las Marinas y 51 la de Balanegra; esta red se mantuvo hasta mayo de 1987. Posteriormente se decidió optimizar la red de observación; con el menor número posible de puntos compatible con la observación, para ello se utilizó el método de "validación cruzada" previo análisis del vaciograma teórico y mediante krigeage ordinario; la reducción fue aproximadamente del 50%, quedando un total de 126 puntos para todo el Campo, de los que 54 pertenecen la unidad de Aguadulce, 46 de Balerma-Las Marinas y 26 de Balanegra, además de 7 de control semanal y 26 mensual.

Esta red para muestreos semestrales se mantuvo semestralmente durante el período 1988-1991 y al cabo de un año, en el año 1992, se realizó el último. Hay que hacer constar que en el Campo de Dalías es muy difícil mantener una red durante tan largo período de tiempo, pues continuamente están sustituyendo unos sondeos por otros, se abandonan sondeos, o simplemente son destruidos por alguna obra pública (autovía) o privada.

2.3 MÉTODOS EMPLEADOS

2.3.1 MÉTODOS DE CAMPO

La primera labor de Campo que se hizo fue el reconocimiento físico del lugar y la localización de los puntos acuíferos, con la ayuda de los mapas topográficos publicados por el Servicio Geográfico del Ejército a escala 1:50.000. La localización de los puntos acuíferos en el terreno fue una labor compleja y difícil,

ya que los caminos entre los invernaderos imposibilitan tener una perspectiva adecuada del lugar exacto donde está situado el sondeo.

También llevé a cabo el reconocimiento geológico general del área de estudio y las características litológicas e hidrogeológicas de los materiales presentes, así como la identificación de los distintos acuíferos definidos en el Campo de Dalías.

Asimismo, procedí a levantar columnas estratigráficas en el terreno, concretamente entre el contacto del manto de Felix y el de Gádor y lo mismo en el tramo carbonatado de Gádor.

Realicé campañas de prospección geofísica eléctrica. Se ejecutaron un total de 18 sondeos Eléctricos Verticales (SEV), distribuidos en cuatro perfiles aproximadamente perpendiculares a la línea de costa y con apertura de alas paralela a la misma, dos perfiles en Aguadulce y dos perfiles en Balanegra, para hallar el contacto agua dulce-agua salada. Los sondeos fueron realizados con un equipo GEOTRON con pilas secas de 100 V como fuente de energía, adoptándose el dispositivo Schlumberger simétrico. La abertura de alas (AB) osciló ente 130 y 380 m.

Medí niveles piezométricos en campañas bimestrales con sondas hidronivel de la marca GEOTRON, previstos de cable graduado; utilicé sondas de 100, 300 y 500 m de longitud.

Medí pH, temperatura y conductividad de las aguas de los sondeos en funcionamiento, con un conductímetro/termómetro WTW modelo L-F 191 con célula LT-1T y 100 m de cable. El pH se midió con un pHmetro marca WTW con un microprocesador pH-MV-meter modelo E-50.

Realicé tres campañas de registros de conductividad y temperatura en algunos piezómetros y otros en sondeos abandonados; las dos primeras campañas se hicieron con una sonda INSTRAN y en 1996 con una sonda SEBA modelo K LLQ.

He tomado más de 1000 muestras de agua para su posterior análisis, durante los años 1988, 1989, 1990, 1991, y 1992, todas ellas en sondeos y en pozos. Durante ese período llevé el control mensual de la conductividad en 26 puntos de todo el Campo de Dalías. Las muestras fueron tomadas en botes de polietileno de doble tapón de 50 y 250 ml. Las muestras para iones minoritarios se acidificaban con

HNO₃ (pH <2) y una vez en el laboratorio se conservaron en frigorífico hasta el momento de ser analizadas.

Tomé muestras para determinaciones isotópicas durante tres campañas; estas determinaciones fueron realizadas por el Dr. Herlendi y colaboradores del Institute of Nuclear Research de Hungría.

2.3.2 MÉTODOS DE LABORATORIO

Han consistido fundamentalmente en la realización de análisis químicos de las muestras de Campo y sólo medida de conductividad en las muestras semanales, como control complementario.

El número de parámetros determinados, para todas las muestras, fue: conductividad a 25°C, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Na⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ y K⁺; para el muestreo de 1991 los constituyentes minoritarios Li⁺, Sr²⁺ y B. Los análisis fueron realizados en el Laboratorio del Departamento de Química Analítica, Sección Departamental de Almería de la Universidad de Granada que posteriormente pasó a ser el Departamento de Hidrogeología y Química Analítica de la Universidad de Almería. Los análisis de Li⁺, Sr²⁺ y B se hicieron con el ICP de la Sección de Geología de la Universidad de Granada.

2.3.3 TRATAMIENTO DE LOS DATOS

He aplicado métodos para detectar posibles errores analíticos y configurar las características más notables del comportamiento hidroquímico mediante diagramas, mapas, gráficos X-Y, ACP. Respecto al cálculo del error analítico, Appelo y Postma (1994) establecen que en el análisis químico pueden definirse dos tipos de errores:

- Errores de precisión* o errores estadísticos, que reflejan fluctuaciones al azar en el procedimiento analítico.
- Errores sistemáticos*, debidos a fallos en el procedimiento o a interferencias durante el análisis.

Para estimar el error que pueda tener un análisis completo de un agua, debe tenerse en cuenta que las aguas son eléctricamente neutras y, por consiguiente, la carga de cationes y aniones debe ser equivalente. El total de cargas positivas y negativas se obtiene sumando los miliequivalentes de cationes y aniones,

respectivamente. Esta es una de las formas para conocer el error de balance iónico, expresado normalmente como porcentaje:

$$\text{E.B.I. (\%)} = 100. [(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}) / (\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})]$$

Diferencias superiores al 2%, suelen ser inevitables, pero no deben ser superiores al 5% y, en cualquier caso, inferiores al del 10%. Un error superior a este rango sugiere un error analítico ó un ion no analizado. En estos casos debe repetirse el análisis (Lloyd y Heathcote, 1985; Appelo y Postma, 1994).

Custodio (1976) determina el error de balance del análisis con una expresión mucho más exigente:

$$\text{E.B.A. (\%)} = 200. [(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}) / (\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})]$$

En función de la conductividad establece una escala de errores admisibles. Así, para conductividades comprendidas entre 500 y 2000 μ/cm , los errores admitidos, oscilan entre 8 y 4% (equivalentes al 4%-2 %, del E.B.I.). Conductividades superiores a 2000 μ/cm , requieren una precisión del 4% (2% del E.B.I.).

3. LOCALIZACIÓN Y LÍMITES

El Campo de Dalías es una llanura litoral ubicada en el extremo suroriental de Andalucía, en la mitad suroccidental de la provincia de Almería, entre las cuencas vertientes de los ríos Adra y Andarax. Ocupa una superficie cercana a los 330 km^2 , con forma de semielipse y con una línea de costa de unos 50 km. El límite septentrional está constituido por las estribaciones de la Sierra de Gádor, mientras que los bordes restantes los ocupa el mar (figura 1).

El Campo de Dalías presenta un relieve relativamente suave, comprendido entre la cota 300 y el nivel del mar; registra una pendiente continuada hacia el mar, 0 a 2% rota por la existencia de algunos escarpes más o menos abruptos y por una serie de formas cerradas, algunas de gran envergadura, como es la existente en el entorno de Las Norias-Mojonera.

Existen una serie de ramblas procedentes de la Sierra de Gádor. Las más importantes son las siguientes: Infantes, Balanegra, Almocete, Andrés Pérez, Águila, Maleza, Tartell, Carcauz, Cañuelo, Vícar, Las Hortichuelas, San Antonio, amen de otra serie de pequeñas barrancos distribuidos por todo el borde septentrional. La peculiaridad de estos cauces estriba en el hecho de desaparecer

su lecho antes de llegar al mar, sea por terminar en una cuenca endorreica, sea por desaparecer en los materiales permeables. Tan sólo en los extremo oriental y occidental, muy próximos al mar, estas alcanzan la playa. No obstante hay que señalar que el agua discurre por sus cauces solamente tras lluvias de gran intensidad. La construcción, en la falda de la Sierra de Gádor, de numerosos diques con lecho en terrenos permeables, ha supuesto una notable disminución del riesgo de avenidas catastróficas, al tiempo que una mayor recarga al acuífero del agua de escorrentía (Martín Rosales, 1997)

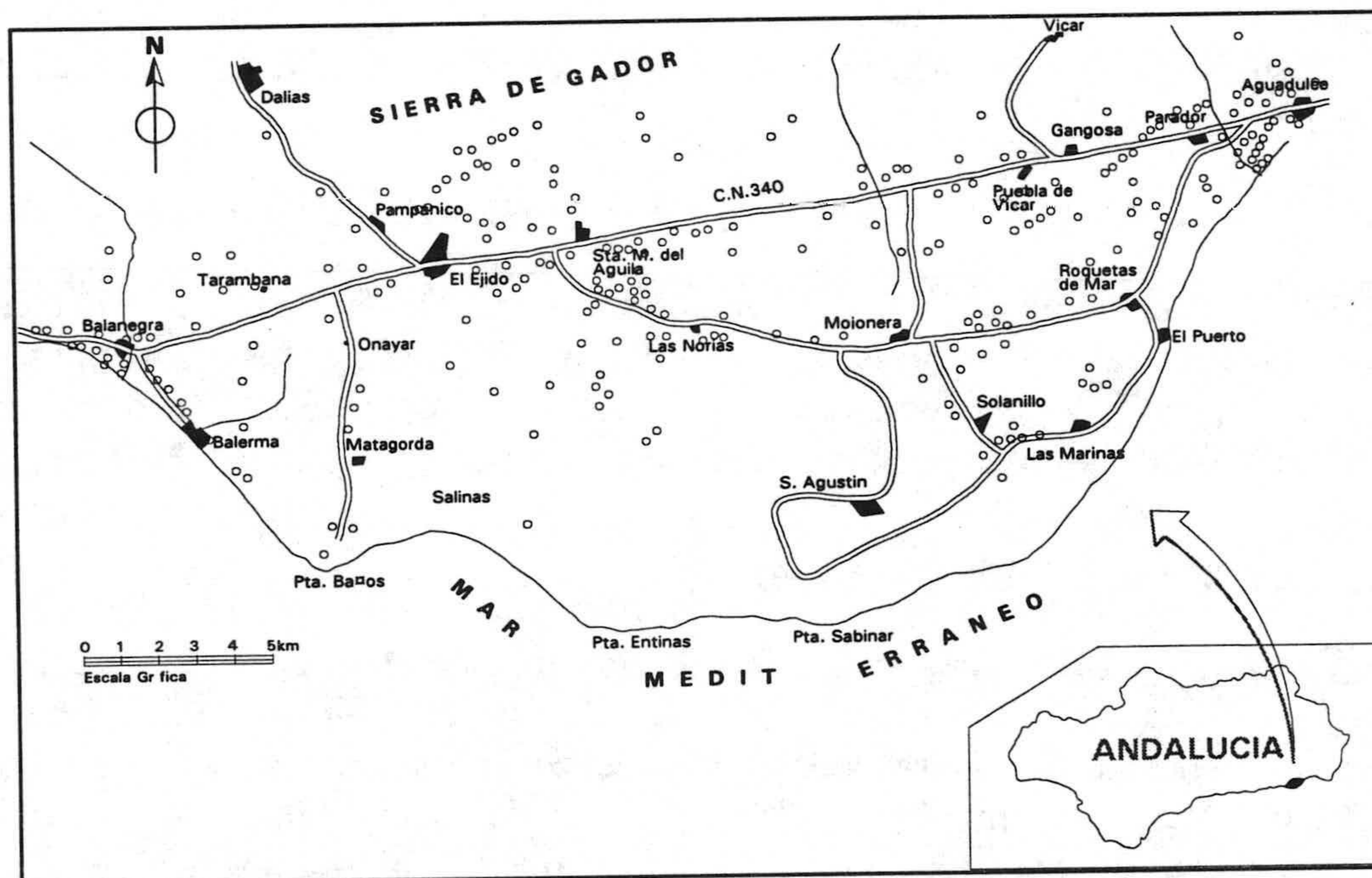


Figura 1.- Localización geográfica del area estudiada.

Es de destacar la fuerte densidad de carreteras locales, pistas, etc. que existen en el Campo de Dalías. El modelo tradicional de articulación ha estado basado en la N-340 (principal vía de comunicación estructurante del espacio comarcal, durante muchos años). Recientemente ha sido la Autovía del Mediterráneo, que conecta ininterrumpidamente con la red europea sirviendo de soporte de salida de la gran producción hortícola del Campo, el eje de esa estructura.

4. EL APROVECHAMIENTO AGRÍCOLA

La importancia del sector agrícola es básica en el ámbito de estudio. Todas las magnitudes económicas o demográficas se encuentran en mayor o menor medida

influenciadas por la dinámica impuesta en torno a la agricultura intensiva, de forma que las variables de tipo agrícola interceptan en algún momento a las demás, incidiendo en su caracterización. Esto es así en mayor o menor grado considerando diferentes escalas: a nivel provincial es destacable por la aportación directa de la agricultura al PIB que, alcanza más del 18%. Si se suma la aportación indirecta se eleva al 40%; a nivel Autonómico y Nacional la importancia del sector hortícola almeriense no es menor ya que la elevada especialización productiva en hortalizas representa el 42% de la andaluza y aproximadamente el 11% de la nacional.

4.1 EVOLUCIÓN DE LA SUPERFICIE CULTIVADA

En el año 1957 la superficie ocupada por regadío es la siguiente (figura 2).

Existía una estrecha franja ocupada por regadío se extiende desde Aguadulce hasta La Aldeilla pasando por Roquetas, Cortijos de Marín y Las Norias de Daza.

En Santa María del Águila, situada al Sur de esta franja, se cultivan especies forrajeras en parcelas de bajo rendimiento, que tenían que someterse a prolongados períodos de descanso entre cosecha. Este continúa siendo el escenario del pastoreo trashumante.

Otros regadíos se localizaban en las cañadas tradicionales en torno a El Ejido (Onayar, Cabriles), que se mantenían intensamente cultivadas por los aportes hídricos desde Fuente Nueva y por los pozos y norias que captaban agua. Sobre El Ejido, a ambos lados de la carretera del Pampanico, se extendía la superficie dedicada al parral "tradicional". Por el contrario, en Balanegra, Balerma y Guardias Viejas aparecen se comienzan los cultivos mediante la técnica del enarenado.

En la década de los 60, iniciadas las intervenciones del INC, se ensaya oficialmente el enarenado, y los primeros túneles hechos con plástico, que serán empleados para cubrir los cultivos en las primeras etapas del crecimiento para adelantar la cosecha; y la iniciativa privada protagoniza el cambio en la estructura productiva orientada al mercado exterior, con un fuerte protagonismo de los comerciantes levantinos.

Hacia 1960 aparecen en el Campo de Dalías los primeras túneles hechos con plástico, que serán empleados para cubrir los cultivos en las primeras etapas del crecimiento para adelantar las cosecha.

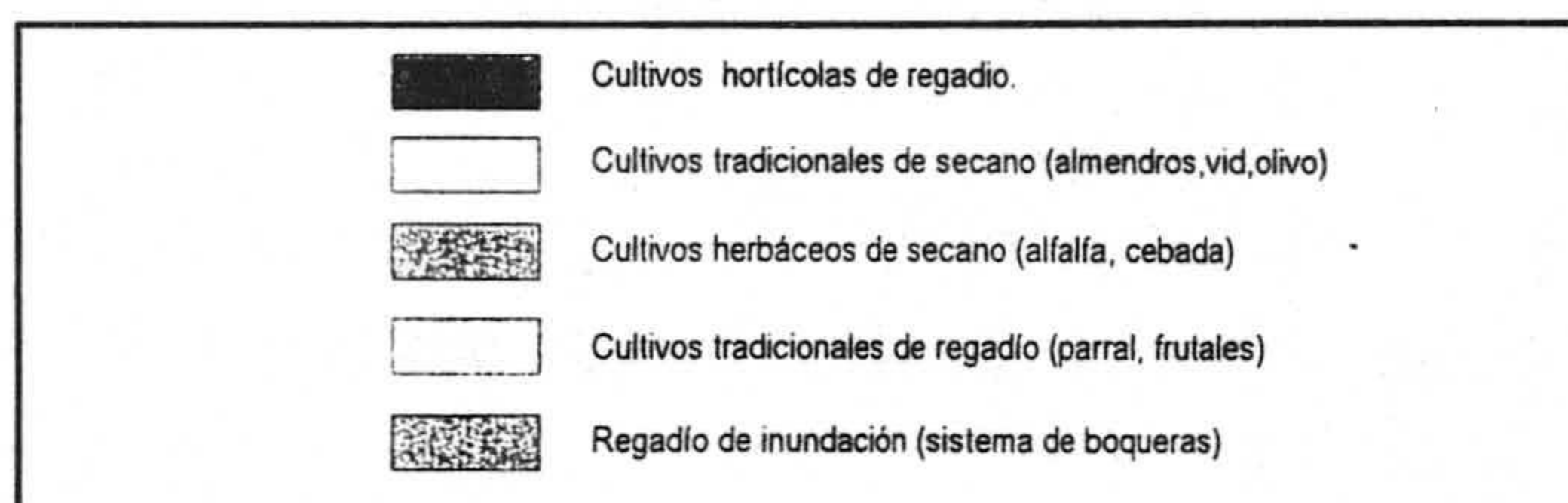
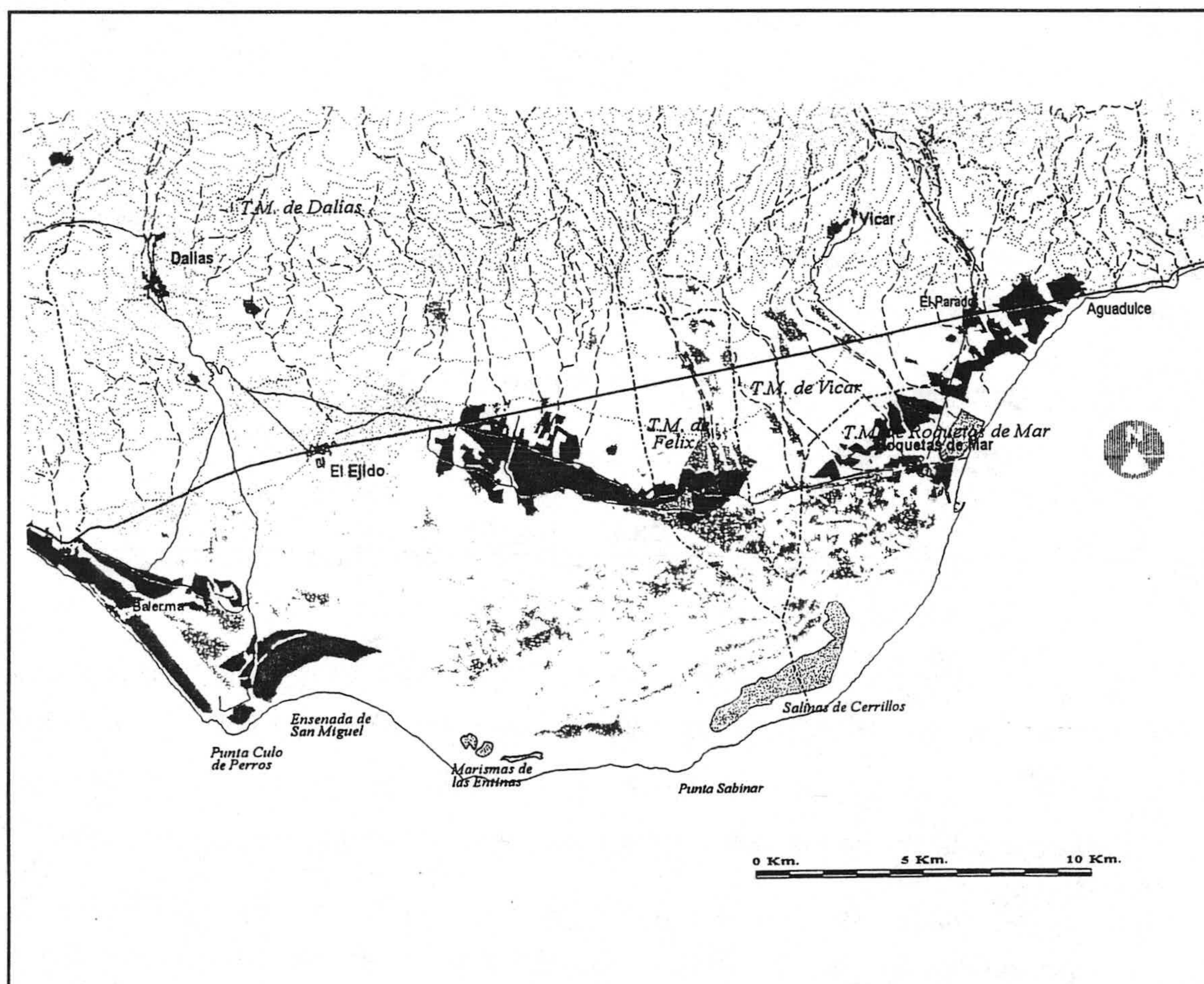


Figura 2.- Superficie ocupada por regadío en el año 1957.

En 1961 se instala el primer invernadero, cuando experimentalmente se construye uno de pequeñas dimensiones utilizando una estructura de palos y alambres similar a la de los parrales de los vecinos de Dalías y Berja. El invernadero tipo parral puede ser considerado más un abrigo que un invernadero, dado que se trata de una estructura que potencia las condiciones climáticas. En otros países de clima más frío el invernadero climatizado es la única posibilidad de producir hortalizas durante el invierno, de forma que el gasto en calefacción es considerable. Otro tipo de

invernadero como el insole (invernadero semienterrado de forma que queda a ras del suelo, en indicado para cultivo de plantas ornamentales) o tipo túnel, son más escasos debido a su elevado coste de construcción.

Los costes de construcción son muy variados; dependiendo del tipo de estructura, oscila entre 800 ptas/m² para el tipo parral, 2000 ptas/m² para los que emplean tubo galvanizado y 7000 ó 9000 ptas/m² para el tipo insole.

Durante los años 60, el incremento de la superficie de enarenado es constante; el invernadero se implanta discretamente en esta década apenas si cubre un centenar de hectáreas. Los años setenta son los que se conocen por el verdadero disparo de la superficie invernada en la provincia de Almería, pasando del centenar de hectáreas a más de 6.000, diez años más tarde.

En el año 1976, se han producido avances en todos los frentes; el abandono de los terrenos de la sierra dedicados a los frutales de secano ha producido la migración de los agricultores hacia el Campo. Esto conlleva el abandono masivo de las explotaciones. Las franjas cultivadas anteriormente se extienden y los cultivos anteriores, sobre todo el parral, en los alrededores de El Ejido han sido sustituidos por el cultivo bajo plástico.

El año 1976 es una fecha clave en las innovaciones técnicas aplicadas a la agricultura intensiva, pues es el momento en que aparece el riego por goteo, de indudables ventajas en cuanto a ahorro de agua. No obstante, esta técnica de riego tardaría en implantarse alcanzando su auge una década más tarde.

A pesar de que a partir de 1984 se suceden las disposiciones para frenar la expansión de los cultivos forzados y se interrumpen las líneas de crédito oficial, que unos años antes apoyaban al sector, la superficie regada continúa creciendo a un ritmo de 400-500 ha/año, superado incluso en 1988 con un crecimiento de 1000 ha. Esta aceleración que se achaca a la propagación del rumor entre los agricultores de una inminente paralización de toda nueva explotación. El crecimiento se mantendría en la próxima década, con un ritmo más moderado que se estima en 200-300 ha/año. En 1994 la superficie cultivada es de 17.885 ha. En los últimos tres años el crecimiento ha sido espectacular sobre todo en la superficie invernada que en la actualidad ronda las 19.000 ha. La superficie cultivada muestra una homogeneización en todo el área (figura 3).

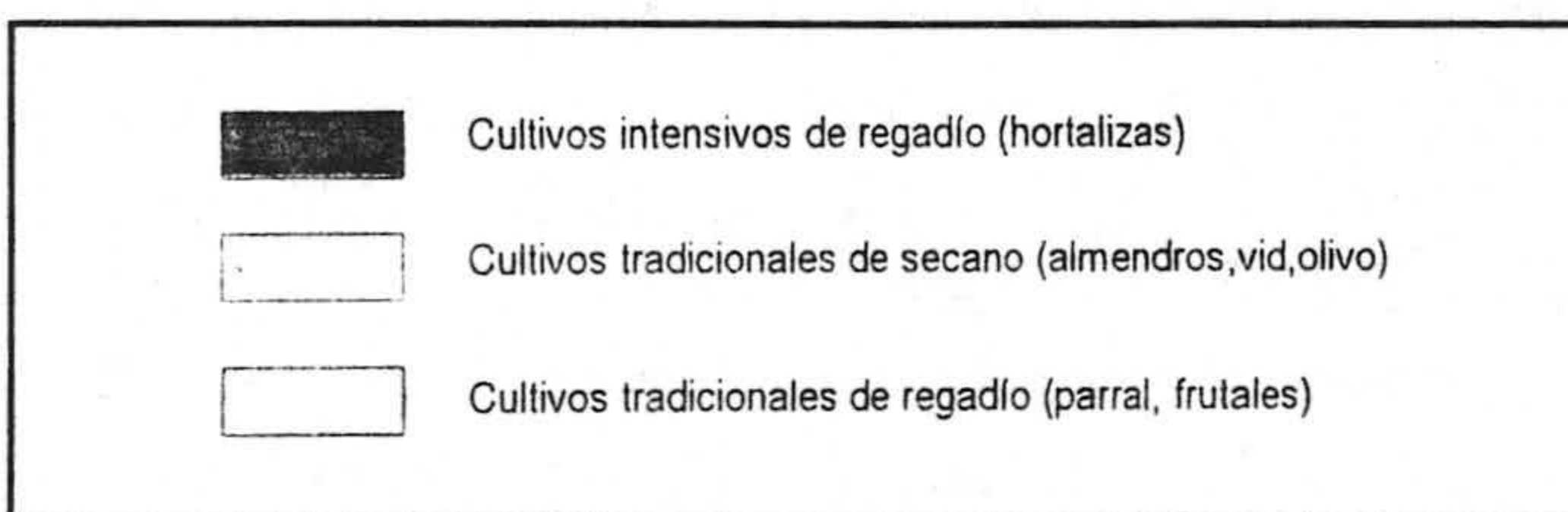
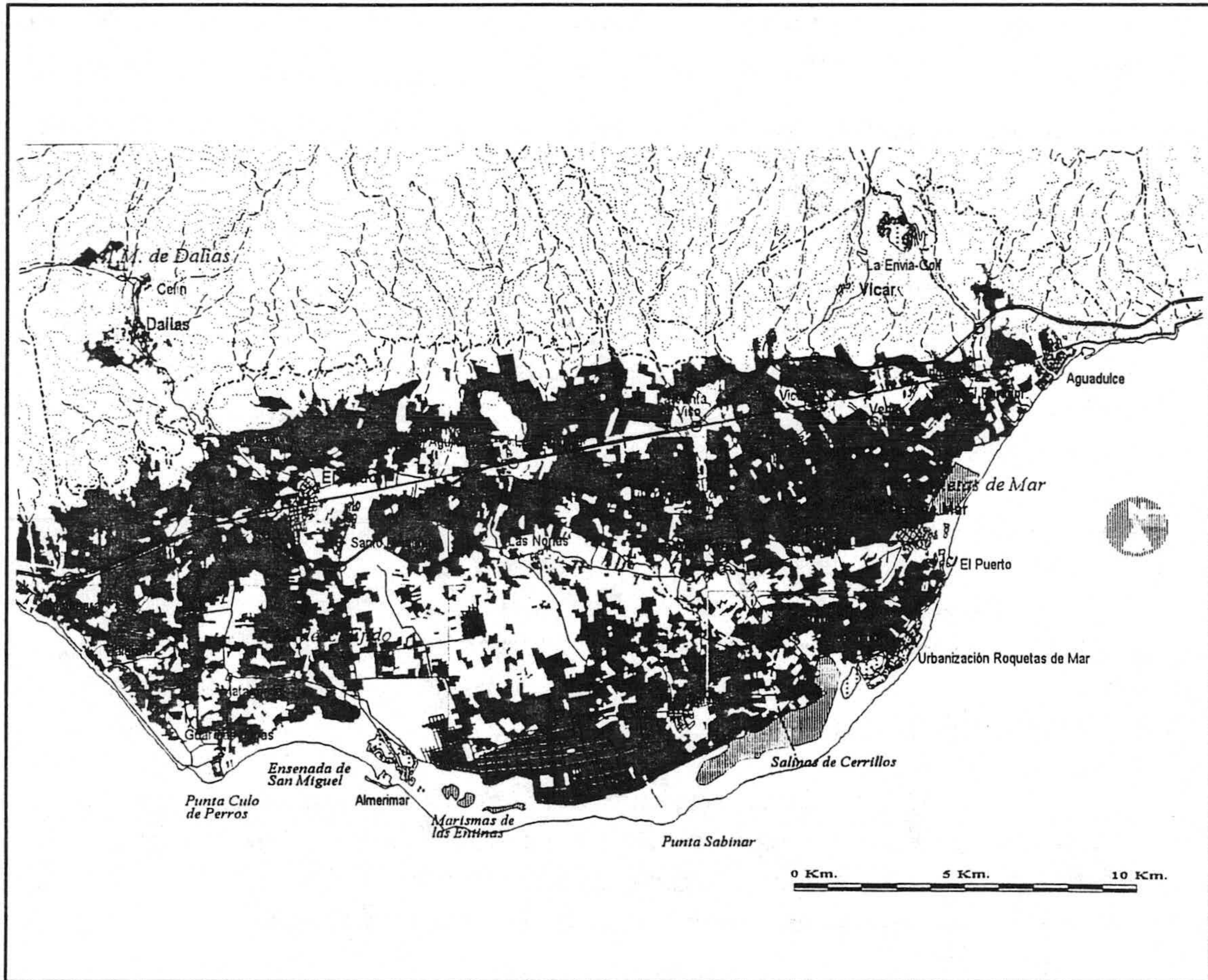


Figura 3.- Superficie ocupada por regadío en el año 1994.

Actualmente se han producido numerosas incorporaciones de avances técnicos entre los que

destacan las mejoras introducidas en el diseño de invernaderos, fertirriego, tratamientos sanitarios o substratos alternativos de la arena.

4.2 TRANSFORMACIÓN EN REGADÍO

Uno de los factores más importantes de la profunda transformación del Campo de Dalías, imprescindible para su consecución, fue la obtención del recurso agua en cantidad suficiente. Por Decreto de 24 de Junio de 1941 y en aplicación de la Ley de Bases para la Colonización de Grandes Zonas (26 de Diciembre de 1939) se declara de alto interés nacional la colonización del Campo de Dalías. En 1953 se proyecta el regadío de 1500 ha, que se amplían en más de 750 más en 1958; correspondientes al sector II, en ese mismo año, 2122 ha; sector III, en 1963/64, 2616 ha; sector IV, en 1969, con 3506 ha; y los sectores V y VI, entre 1970/73, con 7811 ha.

A ello se acompaña la construcción de nuevos poblados como La Mojonera, Las Noria, Las Marinas, Puebla de Vúcar, San Agustín, Solanillo y ampliación de Santa. María del Águila y de Balerma.

En la primera mitad del presente siglo se conocía la existencia de aguas subterráneas, captadas por un cierto número de pozos manuales excavados fundamentalmente en el cinturón litoral. Estos pozos tuvieron una vida corta en su mayoría por el alto contenido en sales de las aguas del acuífero superficial explotado. Tan solo algún pozo aislado, con salinidad de sus aguas en el límite tolerable para el cultivo de alfalfa o cebada, tuvo más larga vida. La posterior captación de agua por el INC, sumada a la actuación de los particulares, dio lugar al inicio del proceso de colonización pensando en cultivos resistentes a la sal, como cebada, alfalfa y maíz; este sistema de cultivos que se inició en Aguadulce y Roquetas de Mar, fracasó porque no solo eran saladas las aguas, sino también los suelos.

En los primeros momentos la administración sólo tiende al aumento de la superficie cultivada y a la construcción de infraestructuras de canalización, pero la insuficiencia de los mismos obligará a otro tipo de planteamientos. En 1970 el Plan de aprovechamiento integral del río Grande de Adra para abastecimiento a Almería y los regadíos del Campo de Dalías contempla la construcción del embalse de Benínar (cuyas obras comenzarán en 1974). En 1980 se aprueba el proyecto de restauración hidrológico-forestal de la vertiente sur de la sierra de Gádor, para la defensa del Campo, que contempla la repoblación forestal y la construcción de diques.

Las investigaciones hidrogeológicas llevadas a cabo advierten de la progresiva bajada de niveles, la modificación de la calidad del agua y el abandono de

sondeos afectados por la intrusión marina. Sin embargo estas actuaciones no tendrán efecto hasta 1984; a partir de entonces se suceden las prórrogas de las normativas que obligan a la obtención de autorización administrativa para la implantación de nuevas zonas de riego o el alumbramiento y modificación de las captaciones de aguas subterráneas.

En 1986 se promulga el Real Decreto 2618/1986 de 24 de diciembre por el que se declara provisionalmente sobreexplotado el acuífero y se aprueban medidas referentes a acuíferos subterráneos al amparo de la Ley de Aguas. Este decreto obliga a la adopción de una serie de medidas restrictivas en cuanto a la ampliación de la superficie de regadío que, sin embargo, y a juzgar por los datos de la evolución de la superficie, no sólo no se cumplen sino que se produce un incremento notablemente superior a la media de los años anteriores.

Los estudios realizados en estos años vuelven a poner de manifiesto la grave situación en que se encuentran los acuíferos; intrusión bajada de niveles, pérdida de calidad. Ante la situación anterior, se aprecia un cambio en la estrategia de actuación con la declaración de la comarca del Poniente de interés general de la Comunidad Autónoma para las actuaciones de la reforma agraria, Decreto 96/1990 13 de marzo de la Junta de Andalucía. Esta declaración supone la elaboración de un plan de transformación en las que las obras relacionadas con la gestión del agua tienen un peso fundamental. En 1990 se promulga el Decreto mencionado anteriormente y se constituye la junta de usuarios, en 1992 se aprueba la primera fase, en 1996 la segunda fase.

4.3 CARACTERÍSTICAS DE LAS EXPLOTACIONES AGRARIAS

En el Campo de Dalías el predominio de las explotaciones con tierras de 0,1 a 5 ha. Suponen el 94% de la superficie total en explotación; hay que destacar la importancia del grupo con menos de 1 ha que supone el 45% de las explotaciones. Predomina la explotación de la unidad familiar que ha contribuido al auge de la agricultura intensiva. Las explotaciones de más de 5 ha son relativamente escasas y generalmente están ligadas a explotaciones comercializadoras.

La producción en el año 1994 en la provincia fue de 1.542.075 Tm, con un importe de 122.265 millones de pesetas.

5. OTRAS ACTIVIDADES

5.1 TURISMO

Existen dos núcleos con una importante especialización turística, que son la urbanización de Roquetas de Mar y Almerimar, así como un núcleo secundario en Aguadulce. Para medir la actividad turística en sentido estricto es de utilidad el concepto de índice turístico, variable de tipo mixto en que se ponen en relación las ofertas de alojamiento y servicios turísticos con el grado de especialización. Según este índice, destacan los primeros núcleos citados.

Las características generales del sector son una agrupación marcadamente litoral; en estas bases turísticas existe un protagonismo del alojamiento turístico y de los elementos de arrastre o de imagen (campo de golf, puerto deportivo) además de las actividades y servicios; está menos desarrollado el turismo profesional o de congresos, aunque en los últimos años la celebración de cursos de verano de la Universidad Complutense de Madrid en Aguadulce ha contribuido a dinamizar algo el sector.

5.2 GANADERÍA Y PESCA

En la provincia de Almería la participación de la ganadería en la producción final agraria suponía el 11,7% para 1994, porcentaje inferior a la media andaluza, que es en torno al 15%. En el Campo de Dalías se advierte un incremento de cabezas de ovino y caprino en los últimos años, debido posiblemente a la necesidad de abastecerse de estiércol para el abonado agrícola, aunque la producción es insuficiente para abastecer las necesidades del sector, teniendo que recurrir a la importación de otras provincias.

La pesca ocupa el tercer lugar por su contribución a la producción final del sector primario, que supone un 3,27% en 1994. Está representado este sector por el puerto de Roquetas de Mar. Se pescan moluscos, crustáceos y peces diversos, cuya captura fue en el año de 1994 de 217.280 kg con una producción de 140 millones de pesetas. Existen además barquillas dedicadas a la pesca de cerca del litoral en Balerna y Guardias Viejas.

5.3 INDUSTRIA

La debilidad es la principal característica de este sector, aunque se está produciendo un proceso incipiente de articulación industrial, motivado por los

requerimientos de la agricultura, es lo que se conoce normalmente por industria auxiliar. En el informe "Oportunidades de desarrollo Industrial en Almería vinculadas a la Industria bajo plástico", del Instituto de Fomento de Andalucía se señala la presencia de una veintena de empresas de tamaño mediano a pequeño que se dedican fundamentalmente a los subsectores de plásticos y envases de cartón.

En otros subsectores, una parte relevante de la demanda se satisface por empresas localizadas fuera de Almería, como en agroquímicas y semillas; en el arrea sólo hay almacenes de distribución.

6. LA POBLACIÓN

La población del Poniente ha experimentado en las últimas décadas un acusado crecimiento, que es indicador del ritmo de expansión y maduración de su estructura económica basada en los aprovechamientos agrícolas. Puede considerarse como uno de los ámbitos más dinámicos en cuanto a crecimiento de la provincia y de la Comunidad Autónoma se refiere.

Sobre el Campo existen una serie de poblaciones, muchas de las cuales han incrementado notablemente el número de habitantes, debido en gran medida al despegue económico que ha ocasionado la agricultura en el área. Los núcleos principales de población de Oeste a Este, son Balanegra, Balerma, El Ejido, Santa María del Águila, Las Norias, San Agustín, La Mojonera, Las Marinas, Puebla de VÍcar, Roquetas de Mar, El Parador y Aguadulce.

La población estival se incrementa notablemente en los ámbitos costeros y especialmente en Roquetas de Mar, Aguadulce y Almerimar, en las urbanizaciones anexas a dicha localidades.

En la figura 4 se aprecia cómo este crecimiento se dispara a partir de la década de los 60, diferenciándose una estabilidad con ligeras oscilaciones que había caracterizado el paro demográfico desde principios de siglo.

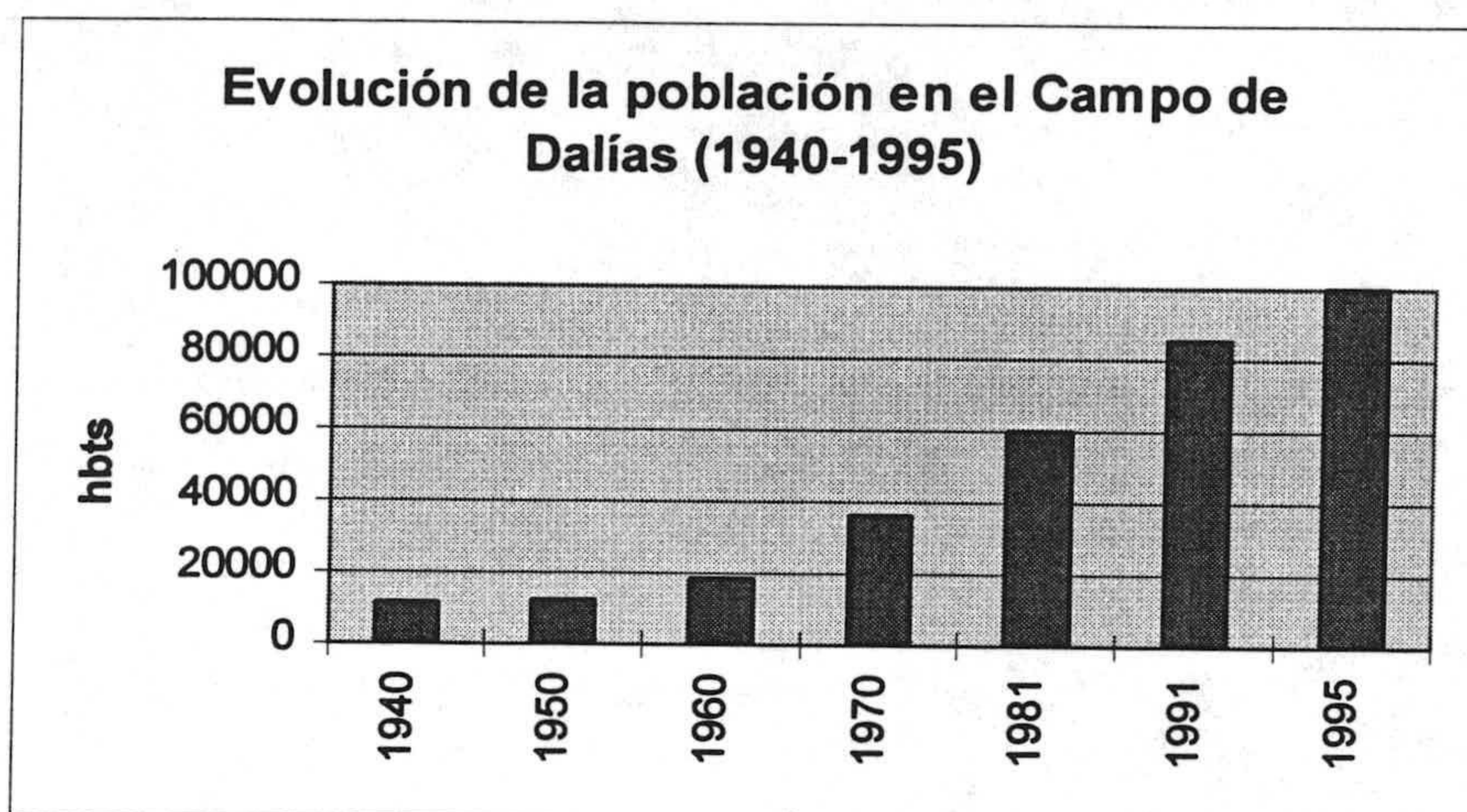


Figura 4. Evolución de la población en el Campo de Dalías (1940-1995)

Capítulo 2

EL MARCO GEOLÓGICO

1. INTRODUCCIÓN

Dentro del dominio de las Cordilleras Béticas, el área de estudio se encuentra en las Zonas Internas (o Bética s.s.). En la actualidad también se conoce como Dominio de Alborán y su evolución a lo largo del Neógeno viene marcada por la existencia de un cabalgamiento cortical, el cabalgamiento de Gibraltar (Balanyá y García Dueñas, 1986), donde la microplaca de Alborán (Andrieux et al., 1971) se superpone a los dos márgenes existentes, el Sudibérico y el Magrebí, al desplazarse de este a oeste. Estos acontecimientos están inmersos en la dinámica existente en el área donde los movimientos en dirección norte-sur de la placa ibérica y africana han de conjugarse con los que se derivan de la apertura del Atlántico y zonas de subducción en el Mediterráneo occidental.

El Dominio de Alborán o Bético en sentido estricto se encuentra integrado por tres o cuatro complejos, según los autores (Egeler y Simons, 1969), que serían: el Complejo Nevado-Filábride, el Complejo Alpujárride y el Complejo Maláguide, de más profundo a más superficial. El cuarto, que sólo la escuela holandesa reconoce, se denomina Ballabona-Cucharón.

En el área estudiada se encuentra tan sólo representado el denominado Complejo Alpujárride (Van Bemmelen, 1927; Egeler y Simons, 1969); está representado en el área por dos unidades diferentes: Gádor y Felix.

2. ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Durante el siglo pasado se hicieron una serie de investigaciones sobre los alpujárrides que afloran en Sierra de Gádor. Entre estos se pueden citar los trabajos de Lambert (1840), Amar (1840), Paillete (1841, 1842), Reinante (1843), Naranjo (1845), Maestre (1845, 1846 a, 1846 b), Cramer (1850), Alvarez de Linera (1851), Verneuil y Collomb (1853, 1857), Anjted (1857 a, 1857 b), Verneuil (1864), Botella (1879 a, 1879 b, 1879 c, 1882 a, 1882 b, 1882 c), Vilanova (1880 a, 1880 b) y Gonzalo y Tarin (1882 a, 1882 b). Se trata de estudios someros, en los que los autores asignan, con más o menos acierto, edades a los terrenos aflorantes y, en algunos casos, se analizan los minerales presentes. No todos ellos se restringen a este ámbito de estudio; Godoy (1917) hace un compendio resumen de la mayoría de ellos. Los estudios más antiguos consideran, de manera imprecisa, estos materiales como carboníferos, devónicos o silúricos. Verneuil (1864) en su mapa geológico de España les asigna edad "trias uncertain", tras reconocer con Collomb ciertos indicios fósiles. Vilanova (1880 a) y Botella

(1879 a, 1882 a) los atribuyen al pérmico. Mallada (1883) determina las especies fósiles encontradas por Gonzalo y Tarín (1882 a) con lo que definen las calizo-dolomías como triásicas.

Los estudios sistemáticos de estos materiales corresponden a sendas Tesis Doctorales: Jacquin (1970), de la Universidad de Nantes (Francia) y Orozco (1972), de la Universidad de Granada. En ellas se definen los materiales que integran el área y sus características petrológicas y estructurales; en una de ellas (Jacquin, 1970), además, se estudian los yacimientos relacionados con estos materiales alpujárrides. Ambos autores realizan también numerosas publicaciones previas a la edición de sus Tesis, en donde dieron a conocer algunos aspectos de sus investigaciones en curso.

Concretamente, Jacquin diferencia dos mantos alpujárrides en la Sierra de Gádor: el manto de Gádor, que considera diferente del de Lújar, y sobre el cual reposa; y el manto de Felix. Ambos tienen una base de metapelitas y una potente sucesión de calizas y dolomías; en el caso del manto de Felix, describe además intercalaciones de dolomías y yesos en los materiales basales. Por su parte, Orozco (1972), en la mitad occidental de la Sierra de Gádor, mantiene la terminología que Aldaya (1969) propone en su Tesis Doctoral, es decir los mantos de Lújar, Alcázar, Murtas...

Además de las Tesis citadas, ha habido otros trabajos de investigación llevados a cabo por autores alemanes tales como Schward y Ewert, todos ellos tenidos en cuenta por Aldaya et al. (1983) y Baena et al. (1983) al momento de realizar las hojas geológicas (1:50000) de Adra y Roquetas de Mar, respectivamente, y que cubren todo el borde septentrional del Campo de Dalías. En estos trabajos la nomenclatura está ya unificada, equiparándose el manto de Gádor al de Lújar y el de Felix al de Murtas.

Más recientemente, Sanz de Galdeano (1985) ha llevado a cabo nuevas observaciones en la parte oriental de la Sierra de Gádor, revelando la existencia de numerosas escamas con vergencia tanto al norte como al sur. Realiza, asimismo, una detallada cartografía en la que distingue los distintos tramos de la formación carbonatada de la unidad Lújar-Gádor y modifica la distribución espacial atribuida al Manto de Felix.

Balanyá et al. (1987), estudian la geometría de los mantos y su relación con el dominio de Alborán. Por su lado, Rodríguez Fernández y Martín Penela (1993), ponen en evidencia la estructura de la región y áreas limítrofes del Campo de

Dalías, especialmente el anticlinal, de dirección N70-80, que se extiende desde Guardias Viejas hasta Roquetas de Mar y continúa bajo el mar hacia el este.

Los estudios concernientes a los materiales más modernos que cubren el Campo de Dalías son también bastante abundantes. Tan sólo hay ligeras alusiones al sector en los trabajos de Naranjo (1845), Mallada (1883), Calderón (1891), Godoy (1917), y algo más profundamente en los estudios de Fallot y Gignoux (1922 a, 1922 b), Gignoux y Fallot (1926) y Sermet (1934). El propio Jacquín (1970) estudia detenidamente los depósitos tortonienses del borde meridional de la Sierra de Gádor, y Delgado (1974) los materiales miocenos.

Quizás las contribuciones más notables al conocimiento de los depósitos recientes sean las de Ovejero y Zazo (1969, 1971), Zazo et al. (1981, 1987), Fourniguet (1975 a, 1975 b, 1975 c, 1976 a, 1976 b, 1977 a, 1977 b), Baena et al. (1981), Goy et al. (1982, 1983 a, 1983 b, 1986 a, 1986 b, 1987), Hillaire-Marcel et al. (1986) y Dabrio y Zazo (1988), fundamentalmente para la mitad occidental del Campo, así como las memorias y cartografías de las hojas geológicas de Adra y Roquetas de Mar, ya citadas.

Fourniguet (1975 a), en su Tesis, estudia la Estratigrafía y Neotectónica de toda una franja litoral comprendida entre Nerja y las proximidades de Balanegra. En lo que al Campo de Dalías se refiere, estudia numerosos cortes de terrenos pliocenos y cuaternarios y describe diversos accidentes tectónicos que afectan al área, tanto fracturas como abombamientos de gran radio y basculamientos. Estos datos, junto con los de los demás sectores, le permiten esbozar una historia geológica en el contexto del Mediterráneo occidental. Publica también (Fourniguet, 1977 a) una completa síntesis sobre el Cuaternario marino y la neotectónica del Campo de Dalías.

Existen además otros estudios referidos al área, de énfasis paleontológico, de entre los que cabe destacar los de Méndez Cecilia (1971 a, 1971 b), Perconig (1976) y Addicott et al. (1979) relativos a las secuencias miocenas y pliocenas. Por su lado, Esterlich y Trilla (1980), hicieron un estudio de los rasgos geológicos ambientales del Campo de Dalías donde presentan un mapa litológico y otro de procesos actuantes. Análogo a este último es el que presentan Cendrero y Trilla (1983) como cartografía de unidades morfodinámicas en la costa de Almería.

3. LITOESTRATIGRAFÍA

Los trabajos citados en el apartado de antecedentes han servido de base para la elaboración de esta síntesis, así como la de los siguientes apartados de este capítulo; he procedido, además, al estudio detenido de las columnas de los sondeos que disponían de ella. Todo ello ha servido para elaborar el soporte litoestratigráfico del mapa hidrogeológico de la figura 5. Con el fin de sistematizar la exposición, voy a describir los diferentes materiales aflorantes según dos grandes grupos:

- materiales preorogénicos.
- materiales postorogénicos.

Figura 5.- Mapa geológico del Campo de Dalías.

Considero materiales postorogénicos a los depositados tras la fase de apilamiento de las unidades alpujárrides.

3.1 MATERIALES PREOROGÉNICOS

Se trata de las unidades alpujárrides. El área está caracterizada por la superposición de dos mantos de corrimiento, el Manto de Lújar (Gádor) y el Manto de Murtas (Felix). Este último, inicialmente, lo consideró Jacquin (1970) tectónicamente inferior al de Lújar.

3.1.1 UNIDADES DEL MANTO DE GÁDOR

De muro a techo se diferencian los siguientes elementos:

- Filitas y cuarcitas: sus afloramientos se ciñen a unas estrechas franjas en el borde noroccidental del campo. Se trata de filitas, con intercalaciones de cuarcitas, de colores azulados. Se les asigna una edad permowerfeniense (figura 6).
- Serie calizodolomítica: en ella se pueden distinguir 3 tramos, el tramo inferior compuesto de calcoesquistos con sericita y calizas margosas con algunas intercalaciones dolomíticas. Predominan colores amarillentos y parduzcos. Se les asigna una edad anisiense. El tramo medio está compuesto fundamentalmente por dolomías con algunas intercalaciones de calizas. La base de esta formación está constituida por secuencias

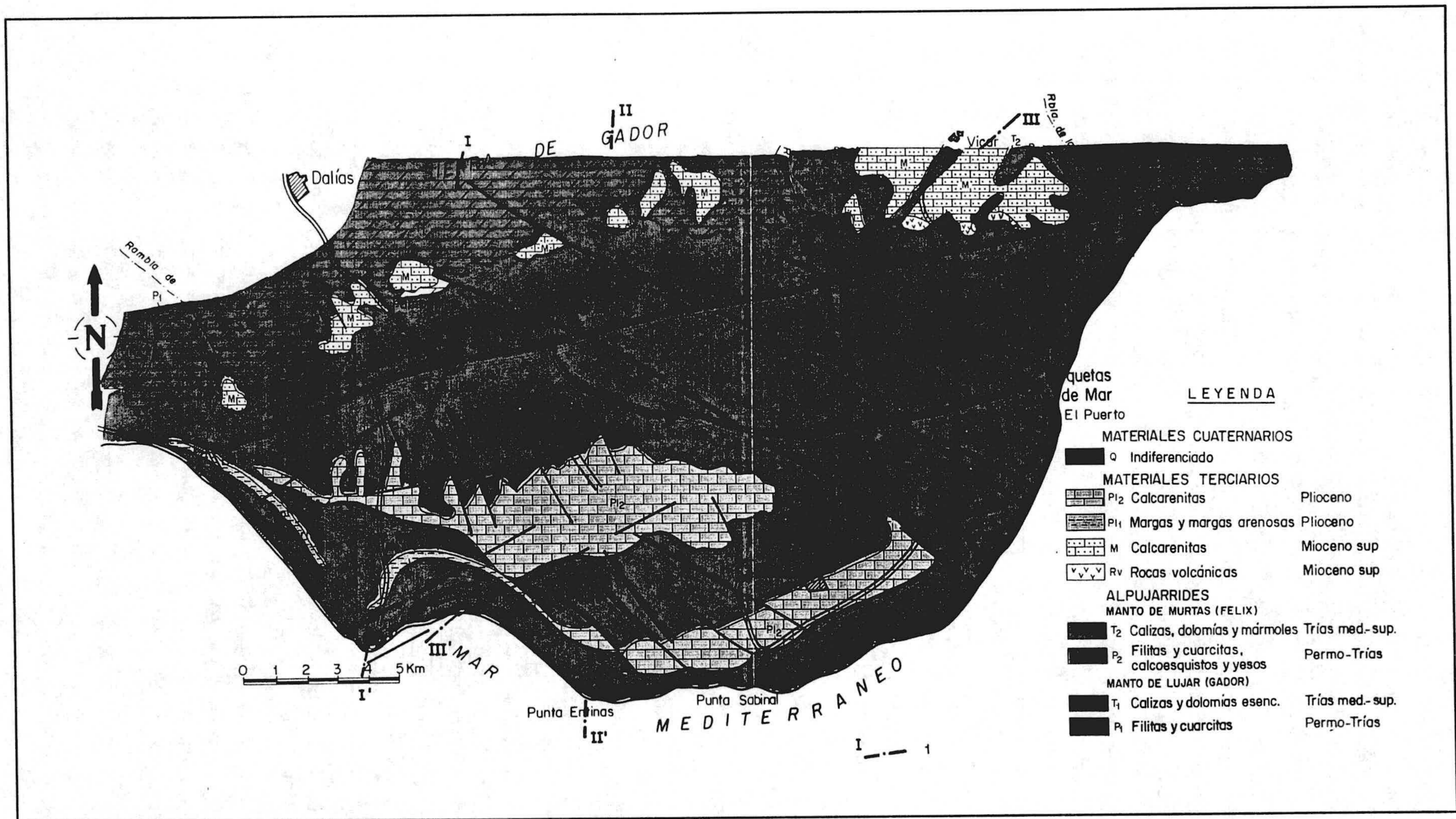


Figura 5.- Mapa geológico del Campo de Dalías.

dolomíticas de coloración gris claro en alternancia con dolomías más oscuras; la parte más clara es micrita y la más oscura esparita. Existen algunas intercalaciones calizo margosas que interrumpen las secuencias dolomíticas. La facies mineralizada es algo más caliza que la facies normal. La datación por fósiles, Ostrácodos y Conodontos, indica una edad Ladiniense-Carniense.

El tramo superior es una formación predominantemente caliza. En la parte inferior hay varios niveles dolomíticos lenticulares o fusiformes, que alcanzan


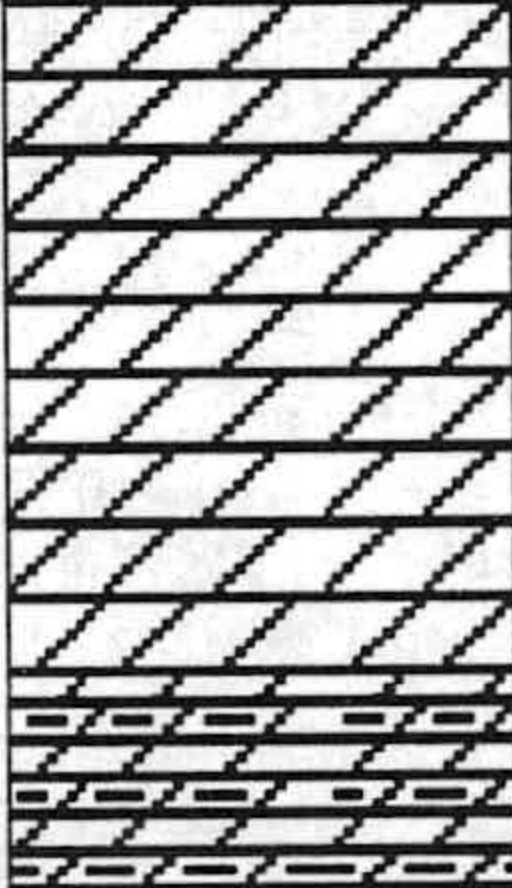

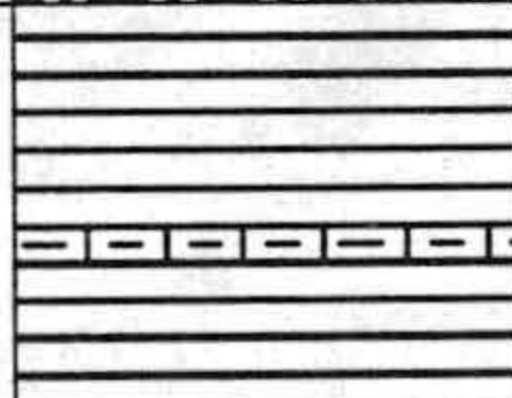
FORMACION	EDAD	SERIE	LITOLOGIAS	POTENCIA	OBSERVACIONES
Calcosquistos y calizas superiores	Carniense (TRÍAS SUPERIOR)		Calcosquistos, calizas margosas, calizas tableadas, margas rojizas, dolomías	200 a 500 m	Slumping y brechas sinsedimentarias Karstificación en calizas
Dolomías y calizas	Ladiniense (TRÍAS MEDIO-SUPERIOR)		Dolomías grises, dolomías oscuras con intercalaciones de calizas tableadas y calizas margosas	350 - 500 m	dolomías facies "franciscana" y mineralizaciones de galena y fluorita. Fenómenos de disolución y karstificación
Calcosquistos inferiores	Anisiense (TRÍAS INFERIOR-MEDIO)		Esquistos calcáreos con sercita, calizas tableadas, margas	100 - 200 m	Sólo afloran en el sector nororiental
Filitas y cuarcitas	PERMO-WERFENIENSE		Filitas, cuarcitas y calcosquistos	70 - 200 m	Grado de metamorfismo muy bajo; yeso primario.

Figura 6.- Esquema resumen de las principales características de la Unidad litológica de Gádor.

potencias considerables. La parte inferior está caracterizada por margocalizas tableadas amarillentas y por calizas grises en bancos gruesos. Existen niveles con Terebrátulas, Lamelibranquios y otros fósiles. La parte media presenta secuencias puramente calizas. Son calizas grises con Lamelibranquios, Gasterópodos y Algas

calcáreas y restos fósiles. Existen intercalaciones de margocalizas y de margas de color amarillento o rojizo. En la parte basal de este tramo hay en ocasiones pliegues de slumping y modificaciones de origen sedimentario. Hay intercalaciones esporádicas de filitas. La parte superior de este tramo no está representada en el estudio. La edad es Carniense. El conjunto alcanza una potencia de unos 1000 m y se le asigna una edad Trías medio-superior.

3.1.2 UNIDADES DEL MANTO DE FELIX

La base esta constituida por cuarcitas y filitas. Se trata fundamentalmente de filitas, esquistos arcillosos y cuarcitas de tonalidades rojizas, moradas y a veces verdosas. Existen algunas intercalaciones delgadas de calcoesquistos con sericita de color amarillento, pero no son abundantes (figura 3). La edad es permowenferiense.

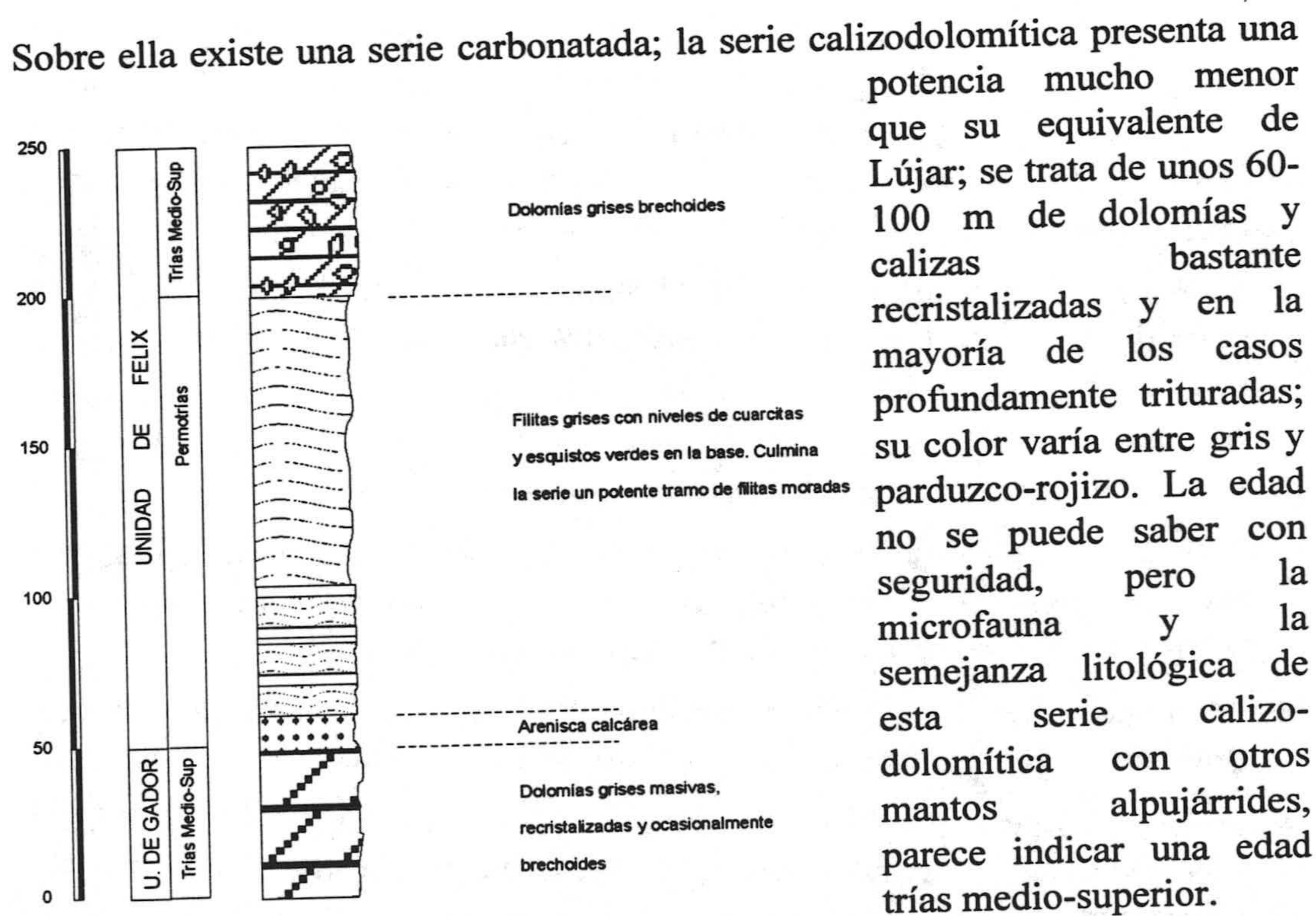


Figura 3.- Columna litológica representativa de la Unidad de Felix, correspondiente a la vertiente oriental de la rambla de Carcauz (simplificado de Pulido Bosch et al., 1987).

3.2 MATERIALES POSTOROGÉNICOS

3.2.1 MIOCENO SUPERIOR

Desde el Triásico hasta el Mioceno no hay pruebas de que se haya depositado ningún tipo de material.

Los materiales del Mioceno superior se sitúan encima de las dolomías, calizas y filitas de la Sierra de Gádor, en su borde meridional, cerca de o en contacto con los grandes conos aluviales. En algunos puntos reposa sobre conglomerado o rocas volcánicas (S y SE de Vícar). Al Sur de Vícar la serie reconocida por Baena et al. (1983), de muro a techo es la siguiente:

En la base, un aglomerado volcánico constituido casi exclusivamente por andesitas ortopiroxénicas.

- 10 m de conglomerado, cuyo cemento es una toba calcáreo-biogenética con fenocristales de andesita, plagioclasas y ortopiroxenos en mal estado, así como minerales de arcilla, abundante calcita y restos fósiles. Entre la macrofauna se encuentran Ostreas y Pectínidos. Los clastos son exclusivamente volcánicos, de andesitas ortopiroxénicas.
- 8 m de un conglomerado con clastos de andesita ortopiroxénica y dolomías alpujárrides; la matriz es calcárea, con restos de Ostreas y cuarzo.
- 5 m de un conglomerado constituido por clastos de calizas y dolomías alpujárrides y matriz calcarenítica con Ostreidos.
- 5 m de una caliza de tonos rosados, con algunos cantos de dolomía; se trata de una micrita. Está formada por abundantes restos orgánicos y microfósiles, con matriz carbonatada recristalizada parcialmente.
- 25 m de caliza amarilla, con algunos cantos alpujárrides. Se trata de dolomicrita con arena y limos, con abundante microfauna.
- 29 m de calizas rosadas y amarillentas. Se trata de biomicritas lavadas, con esparita y arenas, con gran cantidad de restos orgánicos y microfauna.
- 18 m de caliza rosada arenosa. Se trata de biomicrita con arena, a veces con la micrita recristalizada. Es una roca con abundantes restos orgánicos y escasos terrígenos, entre ellos cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas muy heterométricos y mal redondeados. El levigado

proporciona abundante microfauna con foraminíferos planctónicos y en parte bentónicos, que nos indican una edad Tortoniense (Perconing, 1976).

- 15 m de caliza amarillenta. Son biomicritas con arena y grava que contienen microfauna de edad Andaluciense.
- 7 m de calizas, a veces muy fosilíferas. Son micritas con fósiles y arena, los terrígenos son cuarzo y fragmentos de rocas.

La microfauna y la macrofauna datan todo el conjunto como Andaluciense; más al oeste, casi toda la serie de 60 a 70 m está representada por dolomicritas o biomicritas con cantos dolomíticos, en los que aparece una microfauna perteneciente al Tortoniense (Perconing, 1976). Parece ser que hacia esa parte no se depositaron materiales de edad Andaluciense, o al menos no han sido datados.

En los sondeos de investigación hidrogeológica realizados en el Campo de Dalías, a una profundidad de 550 a 900 m y debajo del Plioceno, se encuentran margas, yesos y conglomerados que contienen una microfauna del Andaluciense o del Andaluciense-Tortoniense. Parece ser que estas calizas depositadas en la Sierra pasan hacia el Sur a margas con yesos y conglomerados.

3.2.2 PLIOCENO INFERIOR Y MEDIO

Con posterioridad al hundimiento o elevación por fallas de una gran parte de las dolomías, se produce una transgresión rápida del mar plioceno, cuya costa se debió situar cerca de lo que hoy son los escarpes de la Sierra de Gádor y que está cubierta por los conos de deyección y derrubios cuaternarios. En la base, según datos de sondeos, parece depositarse un conglomerado poco potente que debió desarrollarse en la costa más estable cerca de las dolomías. Este conglomerado no llega a aflorar.

Encima de este conglomerado se deposita una reducida o potente serie margosa (hasta más de 700 m), correspondiente a un mar relativamente profundo; esta serie no aflora en el sector oriental, pero sí en otros lugares del Campo de Dalías. Como consecuencia de la regresión van apareciendo encima de estas margas, unas margas arenosas y arenas semiprofundas. Culmina la serie con unas calcarenitas, que llegan a alcanzar potencias de hasta 120 m y que son los que presentan actualmente ligero buzamiento al NE.

Dentro de las calcarenitas se pueden diferenciar las de facies infralitoral y las de facies profunda.

Las primeras suelen ser litarenitas con cemento carbonatado. Como minerales accesorios presentan micas y óxidos de hierro. Están formadas por micrita con fragmentos de rocas carbonatadas y metamórficas con cuarzo. Presentan microfauna (Lamelibranchios, Briozoos y Miliólidos) y numerosa macrofauna que definen el Plioceno.

La facies profunda corresponde a margas arenosas o arenas margosas; contienen una microfauna bentónica parecida a las calcarenitas, pero con algunos ejemplares de la fauna planctónica que permite datar la el área como Plioceno medio o parte alta del inferior (Perconing, 1976).

3.2.3 CUATERNARIO

Los depósitos cuaternarios en el sector son de origen continental y marino. Sus particulares características de depósito condicionan en su mayor parte la morfología actual de la zona. A continuación describo los principales materiales que representan esta edad.

3.2.3.1 Pleistoceno marino

Estos depósitos han sido investigados en el área por Ovejero y Zazo (1971) y sobre todo por Fourniguet (1975 a). Este último distingue cuatro episodios. El problema que presentan estos episodios es el de su datación dada la escasez de fósiles que presentan. Son los siguientes:

A) Siciliense

No existen datos paleontológicos que confirmen su datación. Se le atribuye esta edad por tratarse del tercer episodio claramente individualizado por encima del neotirreniense, datado éste con *Stronbus Bubonius*. Aunque está erosionado parcial o totalmente, allí donde se encuentra esta formado por:

- Conglomerado marino con cantos rodados y bolos de cuarzo, con cemento endurecido, de potencia 50-60 cm, discordante sobre las calcarenitas.
- A continuación, 1,20 m a 1,50 m de una serie arenosa o margoarenosa con litarenitas con cemento carbonatado. La proporción de terrígenos es

elevada, y está constituida por fragmentos de rocas metamórficas, acompañadas de cuarzo y escasos fragmentos de rocas carbonatadas, con algo de granate y óxidos de hierro y mica. Presenta restos fósiles del Plioceno subyacente.

- Continúa un conglomerado, casi idéntico al primero cuya potencia no excede, por lo general, de 1 m.
- Siguen unas arenas, al principio finas y después más gruesas, de carácter continental. Una costra de exudación cubre todo lo anterior.

B) Eotirreniense

Corresponde al segundo episodio cuaternario marino por encima del Neotirreniense. La fauna encontrada es pobre y no permite su datación, que se estima por su situación relativa. En el sector de estudio no está bien representado, pero en el escarpe de Matagorda la descripción de Fourniguet (1975 a) es la siguiente:

- En la base 80 cm a 1 m de conglomerados con gruesos cantos bien rodados (dolomías, micasquitos, cuarzo, etc.) envuelta en una matriz arenosa, grosera, de la misma naturaleza petrográfica que los cantos.
- Nivel de gravas homométricas de 80 cm con algunos cantos bien rodados. El cemento es calcáreo.
- Paso progresivo a una duna arenosa con granos bien calibrados con potencia 2 ó 3 m.
- Nivel poco potente, detrítico, de elementos angulosos, típicamente continental.
- Costra calcárea que recubre al conjunto.
- La cota a que se encuentra este episodio, también es variable. En la parte occidental es de 65-30 m y en la oriental 30-40 m.

C) Eutirreniense

La datación de este episodio se ha realizado también por su posición, por ser el primer episodio por encima del que posee *Strombus Bubonius* (Lamarck). La litología es casi semejante a la de los otros episodios, o sea conglomerados con cantos de todos los tamaños bien redondeados, con cemento arenoso. Se

presenta en el sector estudiado en una banda paralela a la costa, situada 10-20 m sobre el nivel del mar.

D) Neotirreniense

Este episodio es el más reciente, el mejor datado, y está representado prácticamente en toda la costa, aunque algunas veces esté recubierto por arenas o dunas más recientes. La litología es una repetición de los citados episodios anteriores, es decir, conglomerados y bolos de cuarzo en una matriz arenosa y cubierta por una costra calcárea. En algunos sitios suelen estar cubiertos por otros más recientes. Fourniguet (1975 a) lo describe en la bahía de Guardias Viejas, aunque también se encuentra al N de la Urbanización de Roquetas de Mar, con abundante macrofauna.

3.2.3.2 Pleistoceno continental

Se trata de unos depósitos continentales que aparecen posteriores al último episodio marino, al menos en su posición actual, pero no deja de ser una formación constituida en gran parte por materiales barridos de los anteriores.

Son limos rosas o rojos, muy finos, arcillosos, con poca fracción detrítica y con cuarzos redondeados que se localizan suavemente en los escarpes y en su mayor parte rellenando todas las depresiones topográficas, tanto de carácter más o menos kársticos, como de origen tectónico. Son arcillas de las áreas distales de los conos de deyección.

3.2.3.3 Conos de deyección

De oeste a este del área de estudio, al pie de la Sierra de Gádor, adquieren gran desarrollo los abanicos aluviales o conos de deyección, ocupando la mayor parte del sector estudiado, hasta las proximidades de Roquetas de Mar. La edad de estos aluviones es muy difícil de precisar. Debe tratarse de una serie depositada en el curso del Cuaternario. Son esencialmente post-sicilienses y parece que su depósito continúa actualmente.

Estos conos de deyección se han construido en climas torrenciales, allí donde el torrente desemboca en la extensa llanura costera. La corriente de los torrentes pierde velocidad al llegar al llano y es incapaz de transportar los materiales. La pendiente suele pasar del 5 %. Se observa cómo algunos de estos conos bien encostrados suelen estar afectados por fallas y posteriormente otros más recientes

fosilizan estas estructuras. Recubren y enmascaran todos los depósitos anteriores haciendo imposible el reconocimiento de la costa pliocena y siciliense. Llegan a alcanzar potencias de 150 m, según se ha podido reconocer en los sondeos mecánicos. Los materiales que los constituyen son muy detríticos, con gruesos bloques sin clasificar ni estratificar dentro de una matriz arenosa-arcillosa. La zona alta está encostrada, tanto más en los más antiguos.

3.2.4 OTROS DEPÓSITOS CUATERNARIOS

Existen depósitos relacionados con salinas, lagunas y marismas; se trata de depósitos limosos y fangosos que ocupan las zonas bajas, generalmente asiento de salinas.

Además, hay playas de acumulación, que se extienden paralelas a la estrecha franja de playa actual y no son más que un ensanche continuo por adición de sedimentos arenosos debido al aporte de los movimientos costeros en relación con los vientos dominantes, que en este caso son los de Poniente.

Por último merecen destacarse las dunas. Las hay relativamente estabilizadas, en cuyo caso no están muy desarrolladas y se encuentran total o parcialmente fijadas por la vegetación. En otros casos se trata de dunas vivas, más desarrolladas, originadas a partir de los materiales de la playa de acumulación, que cubren las terrazas marinas antiguas e incluso llegan a saltar los escarpes calcareníticos que delimitan esos episodios.

4. TECTÓNICA

4.1 TECTÓNICA ALPINA O PREALPINA

La complejidad tectónica del área es bastante grande, muy superior a lo que pudiera parecer a priori y va a tener una gran importancia en el funcionamiento hidrogeológico del Campo de Dalías. Con el fin de ilustrar la estructura del área hemos elaborado el mapa hidrogeológico (figura 5), y los cortes geológicos (figura 8) y los bloques diagramas de la figura 9.

En cuanto a las diferentes etapas tectónicas que han afectado al área, no se tienen evidencias, en los límites del área de estudio, de deformaciones intratriásicas; han sido, por el contrario, numerosas las fases que han dado lugar a otros tantos tipos de esquistosidades de diversa naturaleza. Sin lugar a dudas el paroxismo más importante, en lo que a consecuencias estructurales se refiere, es el

Hidrogeología e intrusión marina en el Camp de Dalías (Almería)

que dio lugar a la traslación de los mantos, Felix sobre Gádor, según una superficie que corta la estratificación de este último; ello es indicativo de la existencia de un relieve más o menos irregular previo a la traslación.

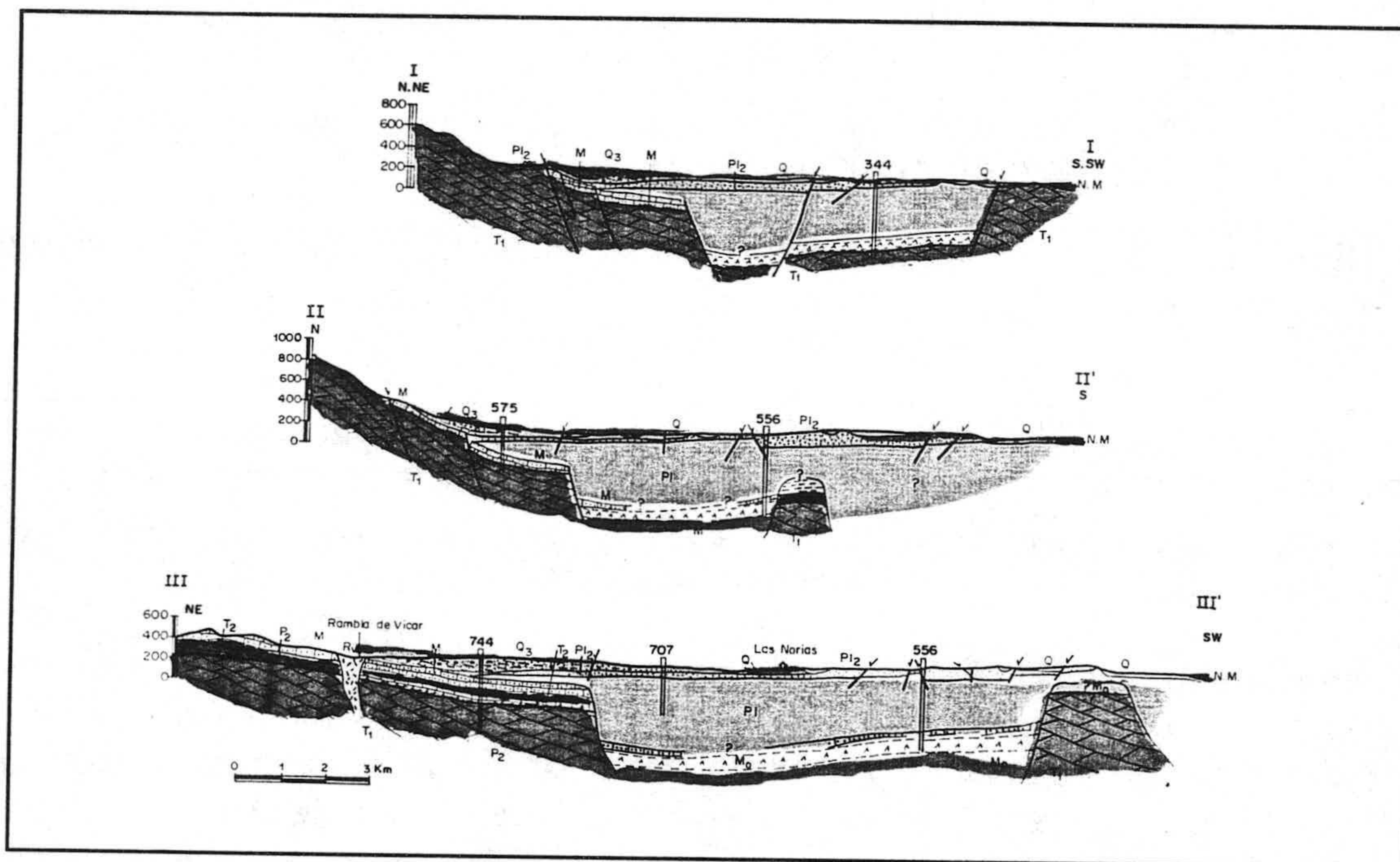
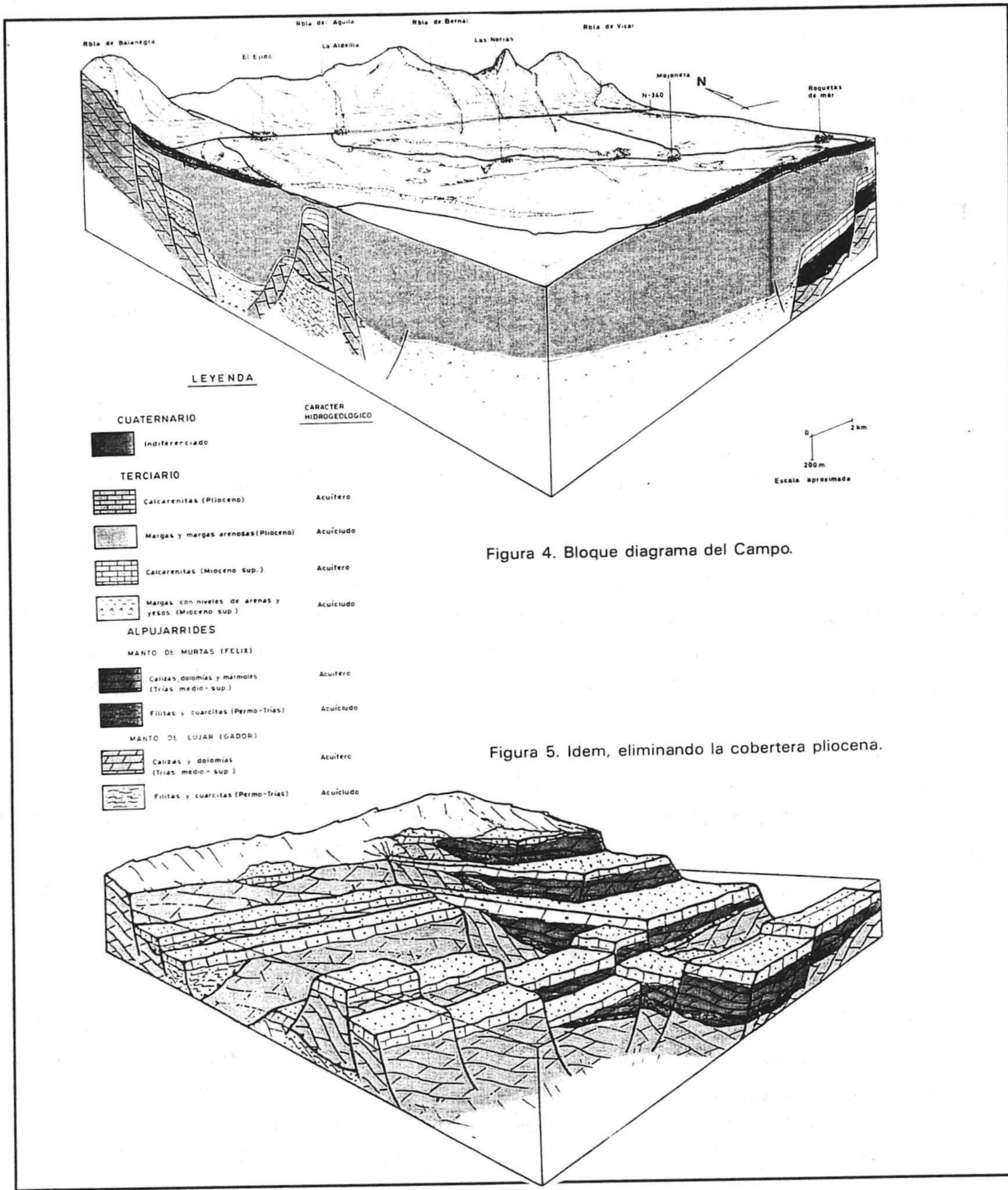


Figura 8.- Cortes hidrogeológicos esquemáticos del Campo de Dalías (leyenda idem figura 5).



4.2 RASGOS TECTÓNICOS DEL MIOCENO TERMINAL

Los rasgos tectónicos relacionados con el Mioceno superior y sedimentos más recientes están claramente definidos. Las estructuras son principalmente pliegues y fallas. El pliegue más importante tiene una dirección aproximada N70-80 atraviesa la parte sur del Campo de Dalías, desde Guardias Viejas hasta el sur de Roquetas, continuando hacia el interior del mar unos cuantos kilómetros (Rodríguez y Martín, 1993). Es un anticlinal simétrico que afecta al basamento Alpujárride, cuyos flancos están cubiertos discordantemente por materiales pliocenos no plegados. Al oeste los flancos están afectados por fallas N70-90, con gran salto vertical. El espesor de los sedimentos de este anticlinal es bastante pequeño y delimita dos importantes depresiones al norte y al sur respectivamente, rellenas de materiales pliocenos. Puede observarse un sinclinal pequeño de dirección subparalela al anticlinal al sureste de Roquetas (op. cit.).

Las otras estructuras importantes en la región son las fallas de diferente dirección, que describo a continuación. He elegido la clasificación de acuerdo con su orientación.

Familia N45-50.- Se conoce como la zona de fallas de la Serrata-Carboneras; es una compleja zona de fallas con desplazamientos sinistrosos de varios kilómetros de ancho. Estas fallas afectan claramente al basamento, se bifurcan en su parte superior y en perfiles transversales presentan desplazamientos normales e inversos.

Continúan su actividad hasta el presente y se pueden ver sus efectos sobre la morfología marina, controlando el actual cañón de Almería (Baena et al., 1982) y son frecuentes los epicentros localizados en esta zona de fractura. Esta zona de fallas ha propiciado el aumento de subsidencia de las áreas subparalelas y por los materiales afectados, se deduce que la actividad se desarrolló a lo largo del Mioceno y Plio-Pleistoceno y puede que actualmente continúe su actividad.

Familia N120.- Estas fallas están bien representadas en el Campo de Dalías y continúan mar adentro. Son fallas normales con el bloque noreste frecuentemente hundido. La falla más representativa es la que se conoce como "la falla de la loma del viento" y otra paralela a ella, que se extiende desde la Sierra de Gádor hasta el mar.

Dos sondeos hechos en las inmediaciones de la falla de loma del viento muestra que el nivel de yesos Messinienses tiene ahí una potencia de 200 m. La

potencia en la parte sureste es considerablemente mayor, aunque su medida es dificultosa. Estas fallas afectan al basamento Alpujárrides y al pie de la Sierra de Gádor, al Messiniense observado en los sondeos citados, al Plioceno, a los abanicos aluviales y al pleistoceno marino. Otras fallas del mismo sistema, al sur del anticlinal del Campo de Dalías, tienen un gran salto vertical y movimiento dextrorso, desplazando los ejes de los potentes materiales Pliocenos.

Estas características indican una actividad en el pleistoceno, coherente con el movimiento siniestro de la falla Serrata-Carboneras, con lo cual las fallas N120 podrían tener un comportamiento como si fuera un sistema conjugado.

Familia N140-160.- Estas fallas están representadas en la parte Oeste del Campo, donde controlan la morfología de la costa en el sector de Guardias Viejas. Son fallas normales con salto de 5 a 15 m, afectando a materiales pliocenos, a los abanicos aluviales y al pleistoceno marino (Baena y Ewert, 1983; Goy y Zazo, 1986) y limitando los pequeños graben, cortan a los materiales pliocenos y al eje del anticlinal del basamento del Campo de Dalías.

Familia N10-20.- Son fallas normales con salto de plano vertical de 10 a 30 m. Están localizadas en el sector oeste del Campo de Dalías y afectan a los materiales cuaternarios, particularmente a los limos rojos en la zona distal de los abanicos aluviales donde forman pequeños graben similares a los formados por las fallas N140-160.

Familia N70-90.- Este grupo está formado por un juego fallas que, aunque su dirección es similar, tienen carácter y significado diferente. Lo más importante es que delimitan Sierra de Gádor hacia el sur, lo cual afecta a todos los materiales desde el basamento hasta los abanicos aluviales del Plistoceno. La diferencia en altura (alrededor de 1500 m) entre las calcarenitas Tortonienses en la Sierra de Gádor y las calcarenitas encontradas en los sondeos en el bloque hundido podría a gran escala ser el resultado del movimiento de esta falla, aunque la pendiente original de la plataforma Tortoniense y el levantamiento uniforme del antiforme de la Sierra de Gádor debe también haber tomado parte.

Este salto parece haber sido causado durante más de un periodo de actividad en el límite Tortoniente-Messiniense y durante el Plioceno (Montenat, 1975) y Pleistoceno. Paralelamente a esta falla, otro juego de fallas cortan a los flancos del anticlinal del Campo de Dalías creando una morfología de horst. Estas fallas son normales cortando al Plioceno, a los materiales del Mioceno superior y el basamento. Son claramente activas durante el Plioceno y deben haber contribuido

a la subsidencia y al relleno localizado en el otro lado del anticlinal. Otra falla normal con planos muy verticales y pequeños, afecta claramente la parte superior del plioceno y rellena las depresiones. Estas fallas están también cerca de la línea de costa de dirección N90, hundien el bloque norte y tiene un salto de plano vertical de casi 1000 m.

5. RASGOS GEOMORFOLÓGICOS

5.1 ASPECTOS GENERALES

Dentro del área de estudio se pueden diferenciar al menos seis dominios morfológicos bien marcados que, de mayor a menor altitud serían (Pulido Bosch, 1997):

- Relieves suaves de la Sierra de Gádor.
- Vertiente comprendida entre la franja altitudinal anterior y los abanicos aluviales.
- Área de grandes abanicos aluviales.
- Sector central del Campo y sus cuencas endorreicas anejas.
- Zonas húmedas y llanura supralitoral.
- Franja dunar y playas actuales.

El primer dominio presenta una topografía relativamente suave, con algunas formas kársticas parcialmente capturadas por la erosión remontante, en gran medida reflejo de un levantamiento posiblemente brusco y diferencial de los materiales que comienzan a ser desmantelados como consecuencia de la marcada erosión remontante; estos rellanos se encuentran a cotas muy variables, aunque de forma general su altitud decrece hacia el Este. Se trata de la cabecera de la mayoría de las ramblas y barrancos que surgen de la Sierra de Gádor.

El dominio inmediatamente inferior corresponde a los canales de desagüe de los torrentes, que se encajan espectacularmente en la masa carbonática o calcoesquistosa. El encajamiento de estos barrancos llega a superar en algunos casos los 500 m, lo cual da una idea de la notable energía puesta en juego tras el levantamiento del macizo.

Los abanicos aluviales corresponden a grandes conos de deyección en los que se han ido acumulando los materiales meteorizados, erosionados, desprendidos y

arrastrados en esos procesos de erosión remontante; en las zonas apicales son visibles bloques de varios metros cúbicos de volumen y desigual redondeamiento, disminuyendo su tamaño a medida que nos alejamos de la Sierra; la elevada permeabilidad media de los materiales favorece el deslastre de la corriente de agua, por infiltración, disminuyendo igualmente la potencia de arrastre, por lo que tienen que ir desprendiéndose de parte de la carga transportada -normalmente la de mayor tamaño- por lo que el propio lecho aumenta su cota con los nuevos materiales depositados. Una próxima crecida tiene, pues, facilidad para desplazarse hacia un nuevo lecho de menor cota, generando así la típica forma de abanico.

Así pues, resulta curioso ver que la mayor parte de los lechos de las ramblas actuales discurren por el sector más abombado del abanico, favorecido en gran medida por el hecho de que el propio abanico ha sido objeto de sobreexcavación, tanto más acusada cuanto más cerca se esté del vértice. En este sentido llama la atención la existencia de campos de almendros que han sido sobreexcavados, lo que indicaría que estos procesos son actuales, aunque sería necesario determinar la influencia que las actividades extractivas han tenido en todo ello (op. cit.).

Otro aspecto relevante es la existencia de tramos fuertemente encostrados, visibles en los lechos sobreexcavados, que en algunos casos superan los 10 m de espesor. El desarrollo de estas costras es desigual de unas ramblas a otras, así como la anchura del techo sobreexcavado en ellas; suele ser tanto mayor cuanto más predominen los materiales metapelíticos en la cuenca receptora y cuanto mayor es la superficie de la cuenca vertiente.

Hacia las partes más distales de los abanicos se depositan materiales rojizos finos; la existencia de una serie de fracturas, que afectan a los terrenos pliocenos y pleistocenos, ha dado lugar a varias cuencas endorreicas en la parte central de lo que se podría denominar una plataforma litoral emergida. Si se analiza la red de drenaje que surca El Campo en su discurrir desde las estribaciones de la Sierra de Gádor se puede constatar cómo de las 55 cuencas, tan sólo las dos de cada extremo presentan un cauce relativamente bien definido hasta su desembocadura en el mar; el resto termina por perder su traza antes del mar, siendo especialmente marcado el área de El Ejido-Las Norias-La Mojonera. Además de este gran área, existen otras pequeñas áreas endorreicas que jalonan las calcarenitas pliocuaternarias.

Los sucesivos descensos del nivel del mar durante el Holoceno unido a la neotectónica, han generado un escarpe litoral muy marcado en las calcarenitas

pliocenas, especialmente visible entre el oeste de Roquetas de Mar y Balerna, llegando a superar los 30 m de desnivel en la urbanización Almerimar. Entre ese escarpe y la franja dunar existe una llanura eventualmente deprimida, aprovechada desde la época romana o anterior para la explotación de salinas de entre las que merecen destacarse por su gran extensión las de Cerrillos -con unos 4 km² de superficie- y la de San Rafael, que se aproxima a un km² de superficie. Otros humedales son los denominados Marismas de las Entinas y las de Guardias Viejas.

Finalmente, y separando el área deprimida del mar, se sitúa un cordón litoral de dunas cuyas cotas dominantes son el Sabinar (8 m) y Cerrillos (7 m s.n.m.). Las playas actuales completan el corte longitudinal Sierra de Gádor-mar.

5.2 PROCESOS ACTIVOS

Esterlich y Trilla (1980) estudian los agentes dinámicos externos, agua y aire, cuyos procesos, que describo a continuación, se hacen notar en la zona, independientemente del ritmo temporal de su actuación.

5.2.1 PROCESOS TORRENCIALES

En un clima semiárido como el del área, con una temperatura media anual de 18,5 °C y una pluviometría media anual de 250 mm, los episodios lluviosos presentan muy frecuentemente una intensidad elevada, a la vez que afectan a áreas muy localizadas dentro del área de estudio; producen avances torrenciales hacia el sector estudiado, desde las estribaciones de la Sierra de Gádor. La falta generalizada de vegetación junto a estas intensidades localizadas, dan lugar a fuertes escorrentías, propiciadas a la vez por la pendiente de las laderas de las cuencas de recepción, que se mantienen alrededor del 40 % y la del fondo del valle o torrente colector, que es del orden del 7 % (Estelrich et al., 1980).

Todo ello motiva que por el vértice de los conos de deyección descarguen de tanto en cuanto avenidas momentáneas o de reducida duración, normalmente inferior a una hora, con enorme potencial de arrastre de carga sólida, que llegan a transportar bloques de volumen superior al metro cúbico, como se ha podido comprobar en algunos de los cauces de los conos que han funcionado recientemente. En conjunto vierten hacia el área de estudio unas 55 cuencas procedentes del Norte, cada una con su cono de deyección. Ocupan la mayor parte del área y varía el tamaño de cada una de ellas. El comportamiento dinámico de los conos de deyección es de dos tipos, en función de la extensión de la cuenca.

Los más pequeños presentan actualmente, a partir del vértice, un canal de desagüe encajado en el cono. En la actualidad las avenidas desaguan por este canal, perdiendo caudal a lo largo de su recorrido y sin que el agua se disemine por la superficie del cono; el transporte de material sólido se hace únicamente por el canal encajado. En estos casos, los conos de estas cuencas presentan en superficie una costra calcárea que mantiene unidos sus cantos, y que así permanecen estabilizados en su conjunto.

Los que alcanzan o sobrepasan 26 km² de superficie de cuenca receptora, pocas en general, a la salida del vértice vierten actualmente sus aguas en cauces anastomosados típicos y arrastran y depositan cargas sólidas en su superficie; esto ocurre de forma esporádica y en función de intensos episodios lluviosos. Los materiales aflorantes en la superficie de estos conos activos no presentan costra, que, se supone, se encuentra en profundidad y recubierta por aportes posteriores.

5.2.2 PROCESOS LITORALES MARINOS

Paralelamente a la línea de costa se extiende una franja de materiales depositados probablemente desde el Flandriense hasta la actualidad, constituidos fundamentalmente por depósitos de playa retrabajados por el viento. Como consecuencia de estos depósitos, se ha ido ganando terreno al mar. En este avance han quedado unas marismas extendidas paralelamente a la línea de costa, todavía no colmatadas, pero cuya extensión está en retroceso; en parte debido al avance de dunas y en parte a la colonización vegetal y su retención de finos, además de la acción antrópica. Estas marismas presentan un fondo muy plano con limos arcillosos y se extienden con una superficie de agua variable en los distintos años; su profundidad alcanza algunos decímetros. Sus aguas son muy salobres y el suelo resultante, conforme la marisma se va desecando y colmatando, presenta un alto contenido en yeso y sal común y drena muy mal.

El conjunto de la línea de costa parece que sigue avanzando y ganando terreno al mar, pero no de forma uniforme en toda la costa, pues en la playa de Aguadulce se producen retrocesos. Es muy probable que todo ello esté en relación con la corriente marina que corre el Golfo de Almería en sentido opuesto a las agujas del reloj y potenciado por la construcción de nuevos puertos y diques.

5.2.3 PROCESOS ÉOLICOS

Los procesos eólicos activos motivan la presencia de abundantes cordones de dunas litorales, sobre todo en la parte sur, desde el área de las Salinas de Cerrillo hasta la de Guardias Viejas y a lo largo del litoral de poniente, en los alrededores de Balerma. Por estos procesos, las arenas se desplazan hacia el interior formando esos cordones litorales de dunas de distintos tipos, que es frecuente que tengan la misma granulometría que la playa, debido a la eficacia del viento, que a veces alimenta de fracción fina a las marismas colindantes y puede darse ese transporte más al interior; como es el caso de las acumulaciones de arena en la margen derecha de la Rambla del Loco, a 3 km de la costa; o las arenas remontantes en el Alto de Entinas a 1 km del litoral, donde las arenas ascienden por encima de la cota de los 60 m.

Capítulo 3

HIDROGEOLOGÍA

1. CONSIDERACIONES GENERALES

En este capítulo los datos referentes a las características hidrogeológicas, muchos de ellos, anteriores a 1986 han sido tomados del ITGE, así como la evolución piezométrica de los piezómetros, igualmente los balances y la evolución de los bombeos de las unidades acuíferas. La división de las unidades hidrogeológicas fue establecida por Pulido Bosch et al. (1988); que difiere de la establecida por el ITGE. Nuestro trabajo en el área, a partir de 1986 ha sido fundamentalmente de evolución hidroquímica y medidas de niveles piezométricos en los muestreos realizados. Me voy a referir a las características físico-químicas de las unidades en el periodo 1988 a 1990; las características anteriores se encuentran en la Tesis Doctoral de Navarrete (1992).

2. ANTECEDENTES HIDROGEOLÓGICOS

El primer autor que escribe sobre la hidrogeología del Campo de Dalías es Meseguer (1953); hace una somera descripción de las características hidrogeológicas, entonces conocidas del Campo de Dalías y describe las galerías y manantiales existentes cerca de Dalías y Felix así como el número de pozos existentes en el Campo y los caudales que tienen.

Aunque la transformación económica del Campo de Dalías se encuentra estrechamente relacionada con la captación de sus aguas subterráneas, no se llevaron a cabo estudios hidrogeológicos en una primera etapa. La mayor parte de los sondeos fueron marcados sin mediar estudio hidrogeológico previo, a menudo atendiendo a criterios ajenos al óptimo hidrogeológico. A esta primera etapa corresponde toda la transformación iniciada por el INC, posterior IRYDA. El Instituto Geológico y Minero de España (IGME) elaboró las "supuestas" columnas litológicas de los 102 sondeos realizados, tras la recopilación de los datos existentes (IRYDA-IGME, 1979); desde 1971, y siempre con la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras S.A. (ENADIMSA) como empresa consultora, hasta hoy ha llevado a cabo una densa labor en el ámbito que nos ocupa; no obstante, los trabajos realizados han permanecido inéditos en su gran mayoría, aunque algunos han sido objeto de ediciones restringidas o bien se han publicado síntesis o aspectos concretos.

En 1971 el IGME, con la colaboración del IRYDA, comenzó a establecer la infraestructura hidrogeológica de base, no sólo del Campo, sino de toda la provincia de Almería. Esta primera etapa, enmarcada en el Programa Nacional de

Investigación de Aguas Subterráneas, (PIAS) se extiende hasta 1975 y los resultados obtenidos se recogen en una publicación de difusión restringida, (IGME-IRYDA, 1977 a-f), que consta de 11 volúmenes; la memoria resumen (IGME-IRYDA, 1977 f) e Informes Técnicos (I a X), referentes los cuatro primeros a generalidades del ámbito almeriense de la cuenca Sur (IGME-IRYDA, 1977 a, b, c, d) y los seis restantes al estudio específico de distintas cuencas. El informe técnico V se ocupa del Campo de Dalías (IGME-IRYDA, 1977 e).

Durante esta primera etapa se realiza una densa labor tendente a establecer la infraestructura hidrogeológica, dado que el desconocimiento existente sobre la hidrogeología del área era total. Entre otras labores realizaron una cartografía hidrogeológica escala 1:50000, inventario de puntos acuíferos, sondeos eléctricos verticales (151 de 1100 m de abertura de alas, 30 de 5000 m y tres calicatas eléctricas), diagrfías en 34 sondeos, pruebas de bombeo, análisis químicos, nivelación de precisión, medidas periódicas de nivel piezométrico, etc.

Ferrando et al. (1975) describen la hidrogeología del área y diferencian dos acuíferos principales en el Campo de Dalías, dando sus relaciones, características y posibilidades y concluyen en que "el balance del Campo parece negativo con la demanda actual y que se duplicará con el ritmo actual de explotación", todo ello como avance del anterior estudio.

Desde 1975 hasta 1979 la labor del IGME se ciñó al control rutinario de niveles piezométricos y a algunos muestreos hidrogeoquímicos; estos trabajos se enmarcaron en el Programa Nacional de Estudios para la Gestión y Conservación de los Acuíferos. No obstante, realizó un estudio de la posibilidad de empleo de los excedentes hídricos de la cuenca del río Adra en la recarga artificial del Campo, y otro en 1980 tendente a determinar el riesgo de intrusión marina en el Campo, y de forma muy especial en los extremos oriental y occidental. La iniciativa de este estudio surge como consecuencia de las observaciones piezométricas en el sector, que ponían de manifiesto la existencia de descensos continuados de los niveles.

Algunos miembros del equipo realizador (ENADIMSA), hicieron públicos aspectos del citado proyecto. Así, Ruiz Tagle (1980) hace una división hidrogeológica de la zona en tres sectores (NW, NE y Central) y describe cada una de ellas y su balance. Thauvin (1980, 1981) publicó un estudio hidrogeológico de los tres acuíferos en que se divide el Campo, en los cuales se están produciendo importantes extracciones por bombeo en los sectores NW, NE y corren un grave problema de intrusión marina.

El IGME, en el año 1982, hace una actualización de los conocimientos sobre el área en el "Estudio Hidrogeológico del Campo de Dalías (Almería)"; los resultados de este estudio se recogen en 13 tomos de los que siete sintetizan el estado actual de los conocimientos y los seis restantes son anexos. Thauvin (Thauvin y González, 1983) hace un resumen de los acuíferos principales del Campo, referente a los materiales que lo forman, límites, transmisividad, esquema de flujo y balance; posteriormente (Thauvin, 1986) llevó a cabo un modelo matemático de simulación, en colaboración con la Escuela de Minas de París, el cual fue objeto de su Tesis Doctoral.

Por otra parte, López Vera y De Miguel (1983) hacen investigaciones en geoquímica isotópica con O^{18} , Deuterio, C^{13} , Tritio y C^{14} , en muestras de agua procedentes de la Sierra de Gádor y del Campo; los resultados obtenidos proporcionan información sobre la dinámica de las aguas y sobre la geodinámica. López Vera y Araguás (1986) realizan investigaciones encaminadas a determinar, por un lado, las condiciones climáticas en el momento de la infiltración, y por otro, a conocer la dinámica deducida a partir de los isótopos ambientales.

El IGME ha continuado el seguimiento de la evolución de parámetros hidrogeológicos. Tenemos constancia de ello por los trabajos de Domínguez et al. (1986, 1987, 1988) y de González (1988), en los que se refieren a la intrusión marina que se está produciendo en los extremos occidental y oriental como consecuencia de los bombeos; asimismo, hacen una actualización de los conocimientos hidrogeológicos del Campo y dedican un apartado a la calidad de las aguas.

Arenas et al. (1988) han centrado su trabajo en el estudio del comportamiento hidrogeológico de los numerosos diques construidos en la vertiente Sur de la Sierra de Gádor a fin de evaluar las aportaciones retenidas y su influencia en el aumento de los recursos hídricos disponibles para el Campo de Dalías. Por su lado, Domínguez de la Rasilla et al. (1988), hacen una evaluación de las técnicas geofísicas en el seguimiento de intrusión marina; efectuaron las medidas, con diferentes métodos, en un sondeo de Aguadulce.

Posteriormente, el ITGE (1989) hace una síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías y la propuesta de nuevas actuaciones de investigación y gestión. Posteriormente el ITGE-JUNTA DE ANDALUCÍA (1991), estudian el control de explotación del Campo de Dalías durante el periodo 1986-1987.

Alonso (1989) expone la necesidad inmediata de incorporar soluciones al Campo de Dalías, a corto y medio plazo, de redactar un plan de ordenación, y que necesita que se cree una Comunidad de Usuarios, de un Consejo del Agua y una Junta de Gobierno del Organismo de Cuenca que controle el volumen de las extracciones e inicie la recuperación de los acuíferos, hasta llegar a la estabilización.

Por un lado, Bengoechea et al. (1991) hacen un estudio de las pérdidas de agua por evaporación en la red de distribución de canales y acequias, balsas y parcelas, y llegan a la conclusión de que las pérdidas totales en el Campo de Dalías son de 18.9 hm³ equivalente al 21.3 % del consumo total del Campo.

Domínguez et al. (1991) deducen la complejidad de la estructura y funcionamiento hidrogeológico del sector NE, comprobando la existencia de dos o más acuíferos superpuestos con carga hidráulica diferente; además, estudian la hidroquímica y la intrusión marina. La JUNTA DE ANDALUCÍA (1993) hace un estudio de un plan de transformación de la Comarca del Poniente de la provincia de Almería, referente al medio socioeconómico, recursos hídricos y su aprovechamiento, situación medioambiental y deducen una serie de necesidades y hacen algunas propuestas de actuación.

El ITGE (1995) estudia la situación de los acuíferos del Campo de Dalías en relación con la declaración de sobreexplotación. Paralelamente, Domínguez et al. (1995, 1996) hacen una síntesis de la situación de los acuíferos del Campo de Dalías en relación con su declaración de explotación y el cambio de la distribución de flujos que se produce como consecuencia de ella.

La Universidad de Granada inició las investigaciones en el área en 1984, potenciada posteriormente mediante el convenio firmado con el IARA, para caracterizar desde el punto de vista hidrogeoquímico, todo el Campo de Dalías, y para realizar un estudio hidrogeológico más concreto del sector central del Campo (Pulido Bosch, 1988c). Los resultados obtenidos han dado lugar a una Tesis Doctoral (Navarrete, 1992) y dos Tesis de Licenciatura (Macías, 1988 y Molina, 1989), así como una cantidad bastante apreciable de artículos (Pulido Bosch *et al.*, 1988a, 1988b, 1988d, 1989b, 1989c, 1990, 1992 y 1994). El Servicio de Publicaciones del IARA editó los resultados obtenidos en el proyecto "Caracterización hidrogeoquímica del Campo de Dalías" (Pulido Bosch *et al.*, 1989), y fue presentado oficialmente con motivo del Congreso Nacional "La Sobreexplotación de los Acuíferos" que tuvo lugar en Almería ese mismo año.

En 1990 la Universidad de Granada firmó un nuevo convenio de colaboración con el IARA denominado "Seguimiento y densificación de los diques de retención del borde meridional de la Sierra de Gádor y el análisis de su influencia sobre el medio", en el marco del cual dio lugar a la Tesis Doctoral (Martín Rosales, 1997), y algunos de cuyos resultados han sido parcialmente publicados en diversos congresos, simposios y revistas nacionales (Pulido Bosch et al., 1993a, 1993b y 1994b).

3. COMPORTAMIENTO HIDROGEOLÓGICO DE LOS MATERIALES

De todos los materiales descritos en el apartado relativo a Litoestratigrafía, unos tienen comportamiento acuífero, otros acuitado y otros acuícludo. Con el fin de mantener la misma sistemática que en el apartado citado, voy a seguir el mismo esquema descriptivo, es decir, diferenciar los terrenos aflorantes en dos grandes grupos: materiales preorogénicos y materiales postorogénicos (figura 10).

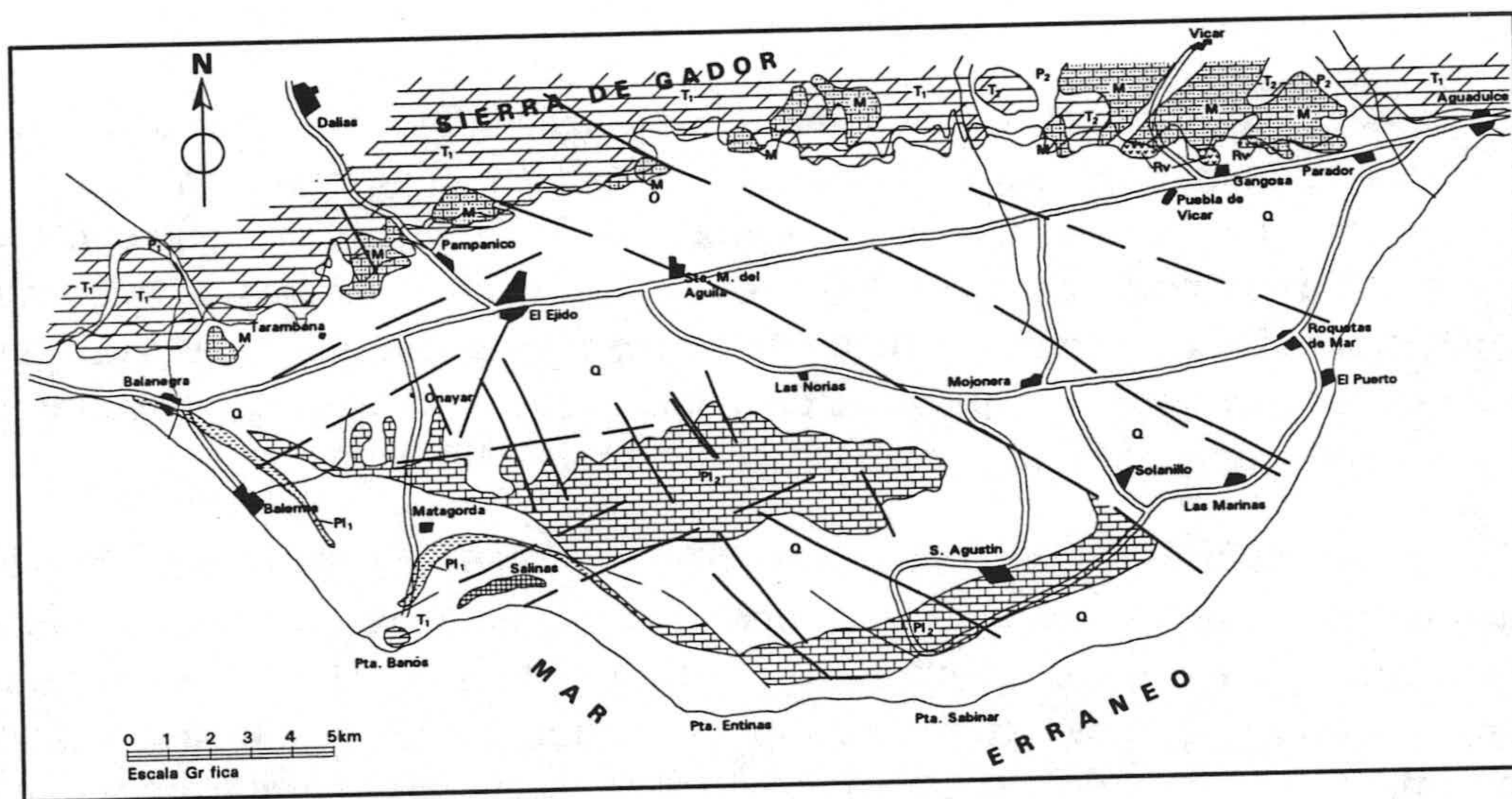


Figura 10.- Esquema hidrológico del Campo de Dalías

3.1 .MATERIALES PREOROGÉNICOS

Dentro de las unidades del manto de Gádor, las filitas y cuarcitas basales, así como el tramo de calcoesquistos y calizas margosas de la base de la serie carbonática, tendrían comportamiento acuícludo, aunque los tramos cuarcíticos, cuando están fracturados y alcanzan suficiente desarrollo, son susceptibles de

almacenar y transmitir pequeñas cantidades de agua. La serie carbonática del manto de Gádor -calizas y dolomías- tiene comportamiento acuífero por fisuración y karstificación.

Las unidades del manto de Felix tienen una constitución similar a las del manto de Gádor, es decir, un tramo basal constituido por filitas, esquistos arcillosos y cuarcitas, con intercalaciones de calcoesquistos, de comportamiento acuicludo, salvo la excepción reseñada con anterioridad de los niveles cuarcíticos; y un tramo carbonático, de comportamiento acuífero, con elevada permeabilidad, aunque el espesor es en este caso mucho menor que en el de Gádor.

3.2 MATERIALES POSTOROGÉNICOS

De más antiguo a más moderno, se tienen las margas con yesos y conglomerados, que no afloran, pero que han sido reconocidos en algunos sondeos profundos; las facies más distales -de mayor contenido en fracción arcillosa- pueden considerarse como de comportamiento acuicludo, pasando hacia acuitardo y acuífero pobre hacia el borde de la cuenca.

Los depósitos de esta misma edad -Tortonense-Andalucense- que afloran son las genéricamente denominadas calcarenitas; tienen comportamiento acuífero, por porosidad intergranular, fisuración y procesos de karstificación, que contribuyen a incrementar su permeabilidad. En relación con estos depósitos se encuentran los conglomerados de cantos de rocas volcánicas y las propias rocas volcánicas; en general y de acuerdo con los datos de sondeos que atraviesan dichos materiales, se comportan como acuífero pobre (Ollero y García, 1981).

En lo relativo a los materiales pliocenos, el conglomerado basal -cuya geometría se desconoce- tendría comportamiento acuífero, mientras que la potente serie margosa marina se comporta como acuicludo. Las calcarenitas que culminan la serie pliocena tienen comportamiento acuífero; dado que lo que existe es un cambio progresivo de facies en la vertical desde las margas grises hasta las calcarenitas, pasando por diversas proporciones en la mezcla arenas margas, se producirá también toda una transición en lo que respecta a la permeabilidad, desde la propia de acuicludo hasta la de acuífero.

Los materiales cuaternarios presentan gran cantidad de facies y litologías de desarrollo lateral y vertical muy variable, por lo que la descripción exhaustiva del comportamiento hidrogeológico de cada una de ellas queda fuera de lugar; hay, por tanto, que hacer un énfasis especial en aquellas formaciones que adquieren

más desarrollo y que contribuyen a la geometría del Campo en áreas relativamente amplias. En este sentido, destaco en primer lugar las gravas con arenas y otros elementos más finos -localmente encostrados- que constituyen los grandes conos de deyección que cubren la falda de Sierra de Gádor; tienen comportamiento acuífero, altamente permeable, con porosidad intergranular.

Los materiales correspondientes a los episodios marinos cuaternarios, debido a su escaso desarrollo, no tienen gran interés hidrogeológico; su comportamiento es variable entre acuífero pobre y acuitardo, dependiendo de la proporción de elementos finos. Dentro de los depósitos continentales merecen destacarse los limos rojos, cuyos afloramientos cubren amplias áreas, que se comportan como acuitardo. Los depósitos limosos, en relación con las salinas, tendrían comportamiento entre acuitardo y acuicludo, mientras que las dunas y los depósitos de playas se comportan como acuífero, aunque no adquieren desarrollo considerable.

4. DIVISIÓN EN UNIDADES HIDROGEOLÓGICAS

El IGME, en su informe de 1982 (IGME, 1982), distingue en el Campo de Dalías tres "acuíferos": el Acuífero Inferior Occidental (o "Vicar-Dolomía") constituido por las dolomías de la Unidad de Gádor y por las calcarenitas miocenas; el Acuífero Superior Central (o plioceno) constituido por las calcarenitas pliocenas; y el Sistema acuífero del Sector NE, al que le asignan un comportamiento de sistema multicapa de dos acuíferos: uno inferior, constituido por las dolomías de Gádor y otro superior constituido por las formaciones terciarias y cuaternarias y, en su caso, por retazos dolomíticos infrayacentes del manto de Felix.

Posteriormente el el citado organismo (ITGE, 1989) considera el Campo de Dalías como el dominio de los acuíferos en la zona de llanura y el flanco meridional de la Sierra de Gádor vertiente a la misma. Este organismo hace un resumen de las características principales de los acuíferos más importantes de este dominio y distingue los acuíferos del Sector Centro Noroeste del Campo y los acuíferos del Sector Noreste. Los acuíferos del sector Centro Noroeste están formados por el Acuífero Superior Central (ASC) y el Acuífero Inferior Occidental (AIO).

El Acuífero Superior Central (ASC) ocupa el área centro-sur del Campo y está constituido por las calcarenitas, arenas pliocenas (de potencia de 100-150 m) y localmente por depósitos cuaternarios en la orla litoral.

El AIO está constituido por las dolomías y calizas de la Unidad de Gádor y su prolongación bajo el Campo a profundidades crecientes. Cuando no existen filitas triásicas superpuestas a este tramo carbonatado, a techo pueden encontrarse las calcarenitas miocenas. En la parte occidental de este acuífero existe la Escama de Balsa Nueva (AEBN) formada por restos de materiales permotriásicos, dolomías y en la parte norte por calcarenitas, conglomerados y arenas del Mioceno y Plioceno, que hacia el Sur, cuando el tramo plioceno se diferencia como acuífero independiente por la aparición de las margas pliocenas, forma parte del ASC y queda integrado únicamente por la materiales miocenos situados entre las filitas de la escama y los margas miocenas.

En algunos casos las filitas, probablemente del manto de Felix, que esporádicamente aparecen sobre las dolomías de Gádor en el borde de la Sierra o en el centro de la cuenca, dan lugar al Acuífero Intermedio Central (AIcC.)

El acuífero del Horst de Guardias Viejas (AHGV) tiene carácter confinado bajo las margas pliocenas y está constituido por calizas arrecifales y conglomerados del Mioceno y, posiblemente, por dolomías pertenecientes al manto de Felix o a una escama de Gádor; los materiales dolomíticos no son continuos sino que aparecen discontinuos constituyendo isleos.

En el sector Noreste se describen tres acuíferos: el acuífero inferior Noreste (AIN), que incluye el flanco meridional dolomítico de la Sierra (manto de Gádor) y su prolongación hacia el sur bajo el llano del Campo de Dalías; localmente puede llevar a techo un tramo calcarenítico ó arrecifal y conglomerados que pueden incluir materiales volcánicos miocenos. El acuífero intermedio Noreste (AIcN) constituido por el tramo dolomítico discontinuo de Felix y una cobertera miocena muy heterogénea (volcanitas, conglomerados, calcarenitas) y a su vez por materiales detríticos del plioceno y/o cuaternario; sólo existe en el ámbito de la llanura y dentro de ésta cuando está separado del inferior por las metapelitas de Felix. El acuífero superior (ASN), estudiado hasta ahora juntamente con el anterior por falta de datos para su individualización, está constituido por los materiales detríticos pliocenos y por los cuaternarios que se encuentran sobre las margas pliocenas. Dependiendo de la presencia o ausencia del AIcN, unas veces se halla en conexión hidráulica lateral con él y otras con el AIN.

El ITGE (1995) actualmente considera al conjunto de acuíferos del Campo de Dalías como el Subsistema "Sur de Sierra de Gádor-Campo de Dalías", constituido por un conjunto de acuíferos o subacuíferos interrelacionados entre sí y con una distribución espacial que incluye hasta la superposición de tres de ellos en extensas áreas del Campo. Aunque relacionados entre sí, en este subsistema han diferenciado dos acuíferos inferiores: el Inferior Occidental (AIO) y el Inferior Noreste (AIN), ambos constituidos por la potente serie calizo-dolomítica del manto de Gádor; ocupan la vertiente sur de la Sierra de Gádor y se extiende hacia el Campo. Están confinados por la serie margosa pliocena. Estos dos acuíferos son los más importantes del área.

Sobre la potente serie margosa pliocena se depositaron calcarenitas, arenas y conglomerados que constituyen un acuífero libre, limitado por el mar en los bordes oriental, meridional y occidental, que se pierde hacia el norte por el acuñamiento de la margas pliocenas; esto da lugar a que se diferencien dos acuíferos el Superior Central (ASC) y el Superior Noreste (ASN). Estos acuíferos pliocenos son menos importantes que los inferiores, y el rendimiento de las obras que los captan es mucho menor.

En las áreas donde existe sobre el manto de Gádor el material impermeable del manto de Felix, un depósito de margas miocenas o ambos a la vez y separados de los acuíferos por las margas pliocenas (cuando existen), se diferencia en el Campo un tercer grupo de acuíferos que son : Intermedio Noreste (AIItN), Intermedio Central (AIItC) y la Escama de Balsa Nueva (AEBN); estos tienen poca importancia respecto a los anteriores, aunque merecen destacarse por el papel que pueden jugar en el funcionamiento hidrogeológico del sistema. No se dispone de la información necesaria que permita diseñar la estructura detallada de estos últimos acuíferos, así como su funcionamiento; tan sólo puntualmente se conoce la presencia o ausencia en profundidad de los materiales impermeables, sin que se pueda establecer su continuidad lateral; se tiene un conocimiento aceptable de la Escama de Balsa Nueva y en parte del Acuífero Intermedio Noreste, y sólo muy parcial del Acuífero Intermedio Central. Tampoco se pueden sacar conclusiones sobre la geometría de esos tres acuíferos, ni de su conexión con los acuíferos inferiores.

Por nuestra parte, tras analizar toda la información disponible, tanto geológica (columnas de sondeos, cartografías del área, series levantadas por diversos autores, etc.) como hidrogeológica (isopiezas, fluctuaciones piezométricas, parámetros hidráulicos, etc.) hemos diferenciado tres unidades hidrogeológicas que coinciden sensiblemente con las establecidas por el IGME, aunque hemos

preferido emplear nombres locales para su denominación, ante lo farragoso de las terminologías sucesivas propuestas por el organismo citado. Estas unidades (figura 11) son:

- Unidad de Balerma-Las Marinas, que ocupa la mayor parte del área estudiada, desde Balerma hasta Las Marinas. Está esencialmente integrada por las calcarenitas pliocenas y los tramos basales de transición, localmente puede haber depósitos cuaternarios. Coincide con el nombrado Acuífero Superior Central (ASC).
- Unidad de Balanegra, que ocupa los alrededores de la localidad que justifica su nombre. Está constituida esencialmente por los materiales carbonatados de Gádor, aunque afloran tramos metapelíticos basales, en la denominada Escama de Balsa Nueva y en la parte central del campo confinada, formando una escama dentro de los materiales de Gádor. Localmente incluye terrenos miocenos y pliocenos. Esta unidad coincide sensiblemente con el Acuífero Inferior Occidental (AIO), con el Acuífero de la Escama de Balsa Nueva (AEBN) y con el Acuífero Intermedio Central (AIc).
- Unidad de Aguadulce, ubicada en el extremo oriental del Campo; está integrada por dolomías alpujárrides de los mantos aflorantes en el área, calcarenitas y rocas volcánicas miocenas, calcarenitas con episodios de margas arenosas del plioceno, y materiales cuaternarios. Coincide sensiblemente con los Acuíferos del Sector Noreste en la terminología del ITGE (1995).

A continuación paso revista a los principales aspectos hidrogeológicos de cada uno de los acuíferos reseñados. Previamente quiero precisar que mis investigaciones en el área han tenido un enfoque esencialmente hidrogeoquímico y, por tanto, los otros aspectos, aunque han sido objeto de atención, no han sido considerados con igual profundidad. Consecuentemente, mucho de lo aquí reseñado procede de los estudios ya existentes, muy especialmente los llevados a cabo por el IGME.

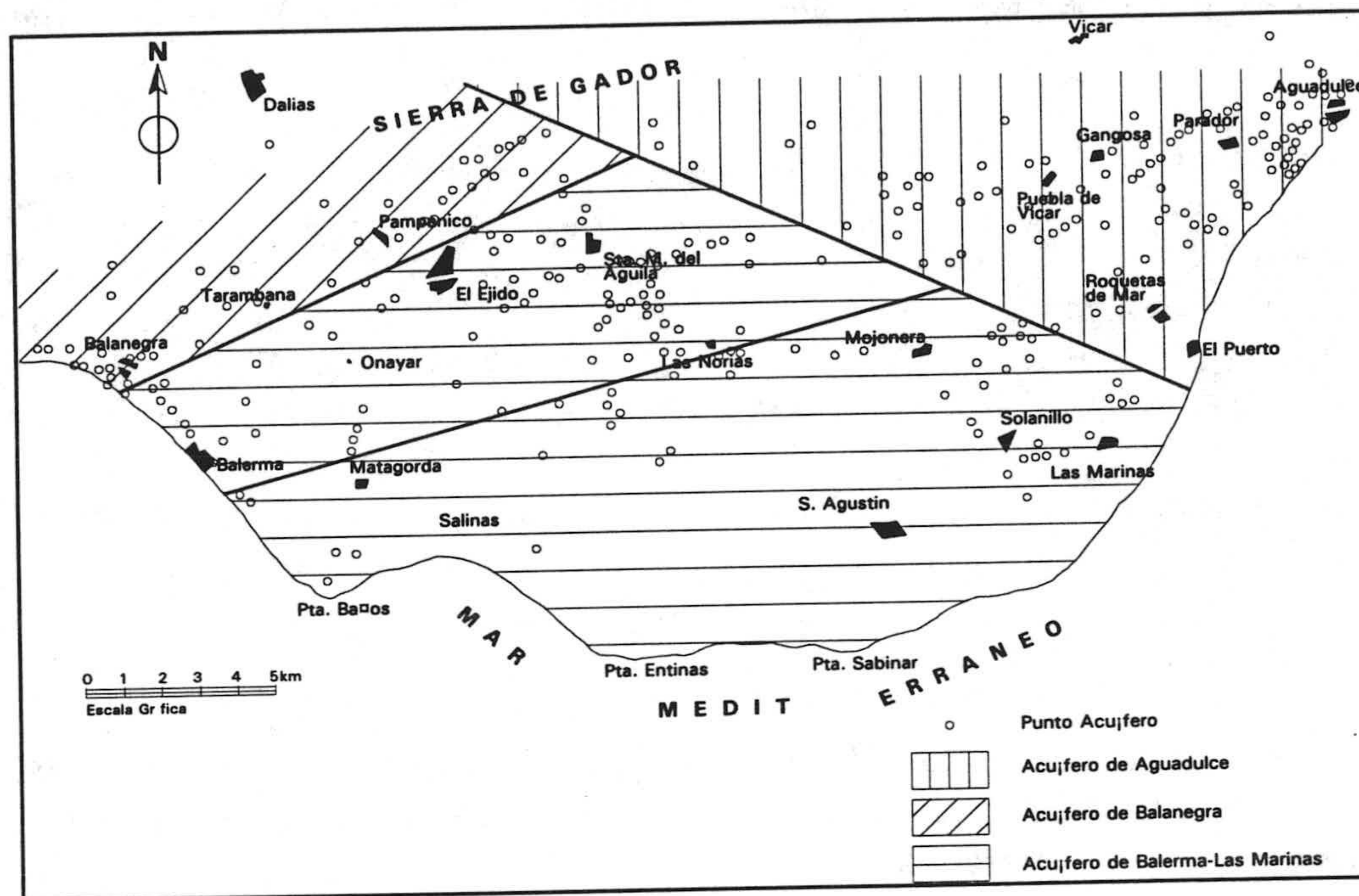


Figura 11.- Situación y límites de las unidades hidrogeológicas del Campo de Dalias.

5. UNIDAD DE BALERMA-LAS MARINAS

5.1 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E HIDRÁULICAS

Esta unidad es la que ocupa mayor extensión en todo el Campo, unos 225 km² de superficie. Se extiende a todo lo largo de la llanura litoral; queda fuera sólo el borde nororiental y la franja de los piedemonte. Sobre esta unidad se sitúa la mayor parte de la actividad agrícola.

Como ya he indicado, el material acuífero está esencialmente integrado por 100-150 m de calcarenitas pliocenas, aunque existen depósitos cuaternarios sobre estos materiales, también de comportamiento acuífero. El espesor de estos materiales pliocenos decrece, en general, de norte a sur, al tiempo que aumenta la proporción en elementos terrígenos. El sustrato impermeable del acuífero está integrado por las margas grises pliocenas cuyo espesor llega a alcanzar 1000 m; dado que existe un paso gradual desde las calcarenitas a las margas, con margas

arenosas de transición entre ambos, el salto de permeabilidad es igualmente progresivo.

Debido a las deformaciones recientes que afectan a los materiales acuíferos, la geometría de detalle de la unidad puede complicarse sensiblemente, dando lugar a sectores "colgados" al encontrarse las margas por encima del nivel piezométrico, o bien, individualizar grandes áreas; tal es el caso del triángulo noreste, incluido dentro de otra unidad acuífera, y cuyo límite se hace coincidir generalmente con una línea de fractura de dirección WNW, cuyo labio hundido sería el nororiental.

En lo concerniente a los límites del acuífero y su naturaleza, todo el borde meridional está constituido por el mar y, por tanto, se trataría de un límite a potencial constante; no obstante, en ningún punto las calcarenitas se ponen en contacto con el mar, sino que son las margas arenosas o los sedimentos cuaternarios los que ocupan la franja costera; este hecho tiene gran importancia hidrogeológica como tendré ocasión de desarrollar más adelante. En realidad, el borde meridional del acuífero se encuentra a una cierta distancia del litoral y está constituido por las margas arenosas, siendo por tanto un límite semipermeable.

El límite nororiental como ya cité, coincide sensiblemente con una fractura a lo largo de la cual, y a ambos lados, se observan saltos piezométricos; dado que el potencial es mayor en el acuífero que en el sector noreste, se trata de un borde permeable, de descarga. Los bordes restantes se han hecho coincidir con la laminación de las margas grises, aunque su trazado es coincidente con fracturas; se trata, por tanto, de un borde en donde las calcarenitas pliocenas se ponen en contacto con los materiales impermeables infrayacentes -calcarenitas miocenas y/o dolomías y calizas alpujárrides-; en las condiciones hidrodinámicas actuales, este borde es permeable, de descarga, debido a que los potenciales en los materiales acuíferos con los que contacta están más bajos que en las calcarenitas pliocenas. En régimen natural muy posiblemente sucedía lo contrario, es decir habría una alimentación a partir de la Sierra de Gádor, con flujo en sentido nortesur.

En lo relativo a los parámetros hidráulicos, los informes existentes citan la realización de un total de 22 pruebas de bombeo en este acuífero de las que tres resultan ininterpretables. Al no disponer de piezómetros, el único parámetro que determinan es la transmisividad. De estos datos se deduce que la transmisividad presenta valores muy variables, desde típicos de acuífero pobre hasta buen acuífero.

En Onáyar obtienen valores comprendidos entre 120 y 240 m²/día; en Balanegra los valores son de 250 m²/día. Entre El Ejido y Tarambana calculan en una prueba de bombeo un valor de la transmisividad de 190 m²/día. Los valores más elevados se obtienen al sur de Santa María, donde se midieron entre 1000-1800 m²/día en tres pruebas realizadas; al NW se obtienen entre 335-360 m²/día; entre 440-1200 al Norte y entre 200-800 m²/día al Este.

Lógicamente tanta dispersión en los valores obtenidos en las diferentes pruebas es reflejo de la heterogeneidad litológica, de manera que cuando dominan tramos arenosos-margosos, se obtienen los valores más bajos, mientras que los valores más elevados corresponden a los tramos calcareníticos con mayor espesor saturado.

5.2 EL RÉGIMEN DEL MANTO

Son varios los mapas de curvas isopiezas realizados de este acuífero, así como numerosos los puntos de control de la evolución piezométrica, recogidos en los informes y estudios existentes sobre el área y entre los que merecen destacarse el informe del IGME de 1982 y la Tesis de Estado de Thauvin (1986). Por mi parte, aprovechando los muestreos, he llevado a cabo medidas piezométricas en todos aquellos puntos acuíferos susceptibles de ser medidos, con la precaución de tratar de conseguir siempre niveles estáticos. Además, he recopilado una serie de datos procedentes de las investigaciones del IGME correspondientes a Febrero de 1984; todos estos datos me han permitido elaborar los correspondientes mapas que describo a continuación.

En primer lugar voy a pasar revista a los mapas generales de isopiezas existentes, de más antiguos a más modernos y posteriormente comentaré las evoluciones piezométricas observadas por otros organismos públicos. Uno de los primeros mapas efectuados en el área corresponde a las observaciones piezométricas llevadas a cabo durante Febrero de 1981, el cual se encuentra recogido en el informe de 1982 del IGME. En la figura 12 se recoge dicho mapa esquematizado. En el mismo puede observarse cómo en la mayor parte del acuífero la superficie piezométrica se encuentra a más de 5 m s.n.m. Los valores más elevados se registran al oeste de Matagorda, con cotas superiores a 40 m, en las proximidades de El Ejido (30 m) y entre Las Norias y Mojonera, con un umbral de más de 20 m s.n.m.

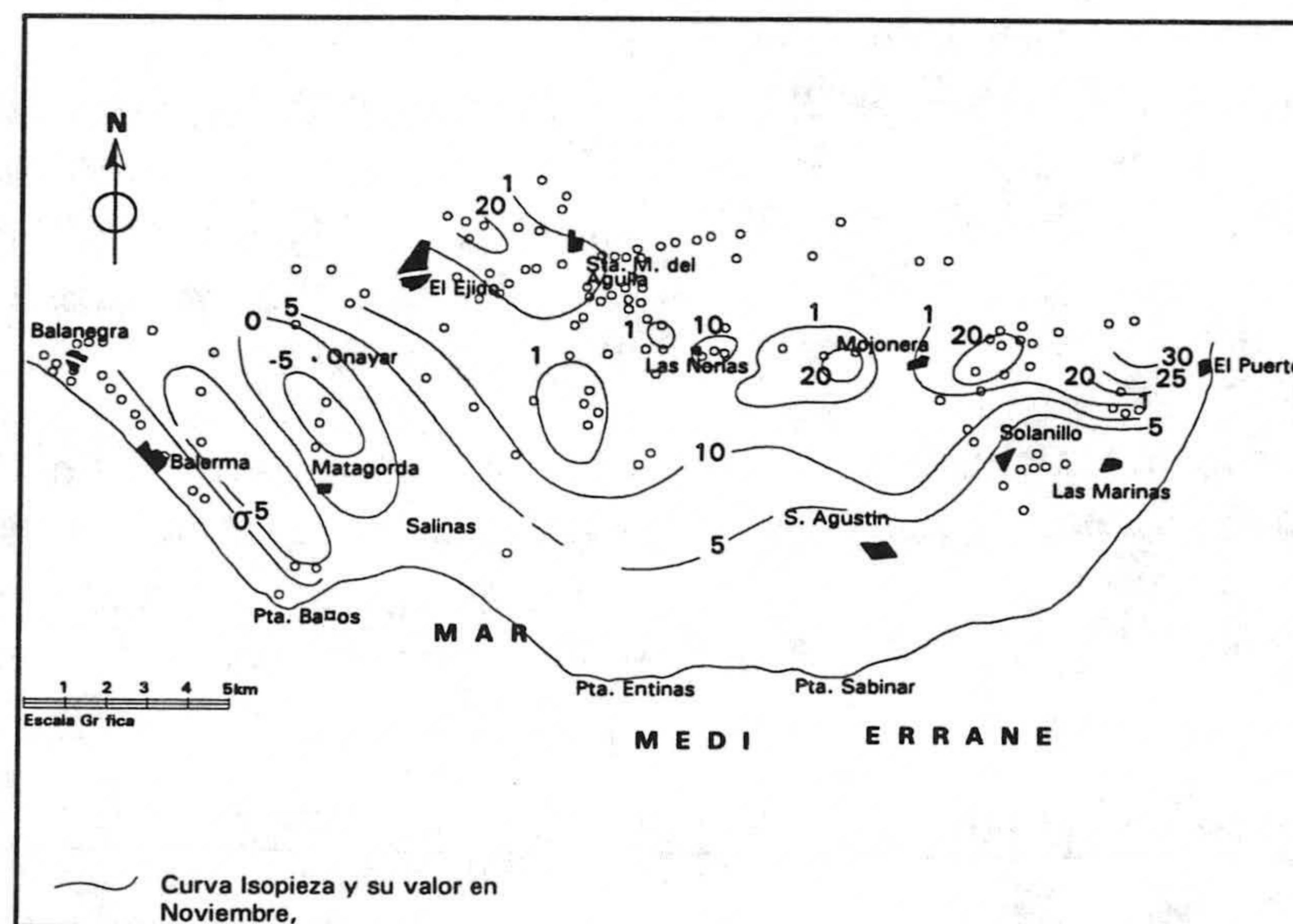


Figura 12.- Superficie piezométrica de la unidad de Balerma-Las Marinas (Noviembre de 1986 y Septiembre de 1988).

Mientras que en la mitad oriental el trazado de las curvas resulta bastante tranquilo, en la mitad occidental se observan muchas peculiaridades; en efecto, junto a los valores máximos ya reseñadas de Matagorda y El Ejido se tiene un gran conoide en Onáyar, de elevado gradiente y con valores mínimos de más de 20 metros por debajo del nivel del mar. Este conoide se debe a la existencia de una concentración relativamente importante de las extracciones en un sector de escasa permeabilidad, que a su vez está rodeado de fracturas que levantan el sustrato margoso y que no favorece la expansión en la horizontal del conoide. En este embudo se alcanzan gradientes superiores al 4 %, los cuales contrastan notablemente con los registrados en la mitad oriental, que son del 1 % o inferiores. La mayor separación de las curvas en todo el sector central es indicativo de la existencia de una mayor transmisividad en ese área, de igual manera que el aumento de los gradientes hacia el borde meridional apunta hacia una disminución del valor de dicho parámetro en el mismo sentido.

Por mi parte, y sobre la base del registro llevado a cabo por el IGME en Febrero de 1984, dado que el número de medidas es bastante escaso, la constatación que se puede hacer es la disminución del conoide en Onáyar, que sigue registrando un vértice bajo el nivel del mar, y se mantiene el umbral de La Mojonera-El Ejido con valores de 20-30 m s.n.m.

En la figura 13, correspondiente a las medidas de nivel efectuadas durante el muestreo llevado a cabo en Noviembre de 1986, se muestran las curvas isopiezas obtenidas, ahora con muchos más datos. Esta vez se detecta, aunque mucho más amortiguado que en 1981, el conoide de Onáyar con valores de más de 5 m por debajo del nivel del mar. Entre ese conoide y el mar se observa la existencia de un umbral piezométrico a cota superior a 5 m s.n.m. Los gradientes que se miden en este conoide son del orden de 0.6 % en la dirección NE-SW y sensiblemente inferiores en la dirección ortogonal. Los valores máximos están comprendidos entre a 20 y 30 m y corresponden a un sector al NE de El Ejido, a otro en la Mojonera y, por último, a un punto al NNE de Las Marinas. Los gradientes al Norte de la Aldeilla varían entre algo más del 2 % y van disminuyendo hacia el Oeste y el mar hasta 0.2 %; lo mismo sucede en el extremo occidental.

En el mapa de la superficie piezométrica correspondiente a septiembre de 1988 (figura 13) se observa que los valores máximos (40 m) se sitúan al norte de la Aldeilla; hacia el oeste hay una pequeña depresión y vuelven a subir en la Mojonera, para disminuir a cero metros en la costa. En el área de Onáyar se mantiene el conoide de -5 m s.n.m.

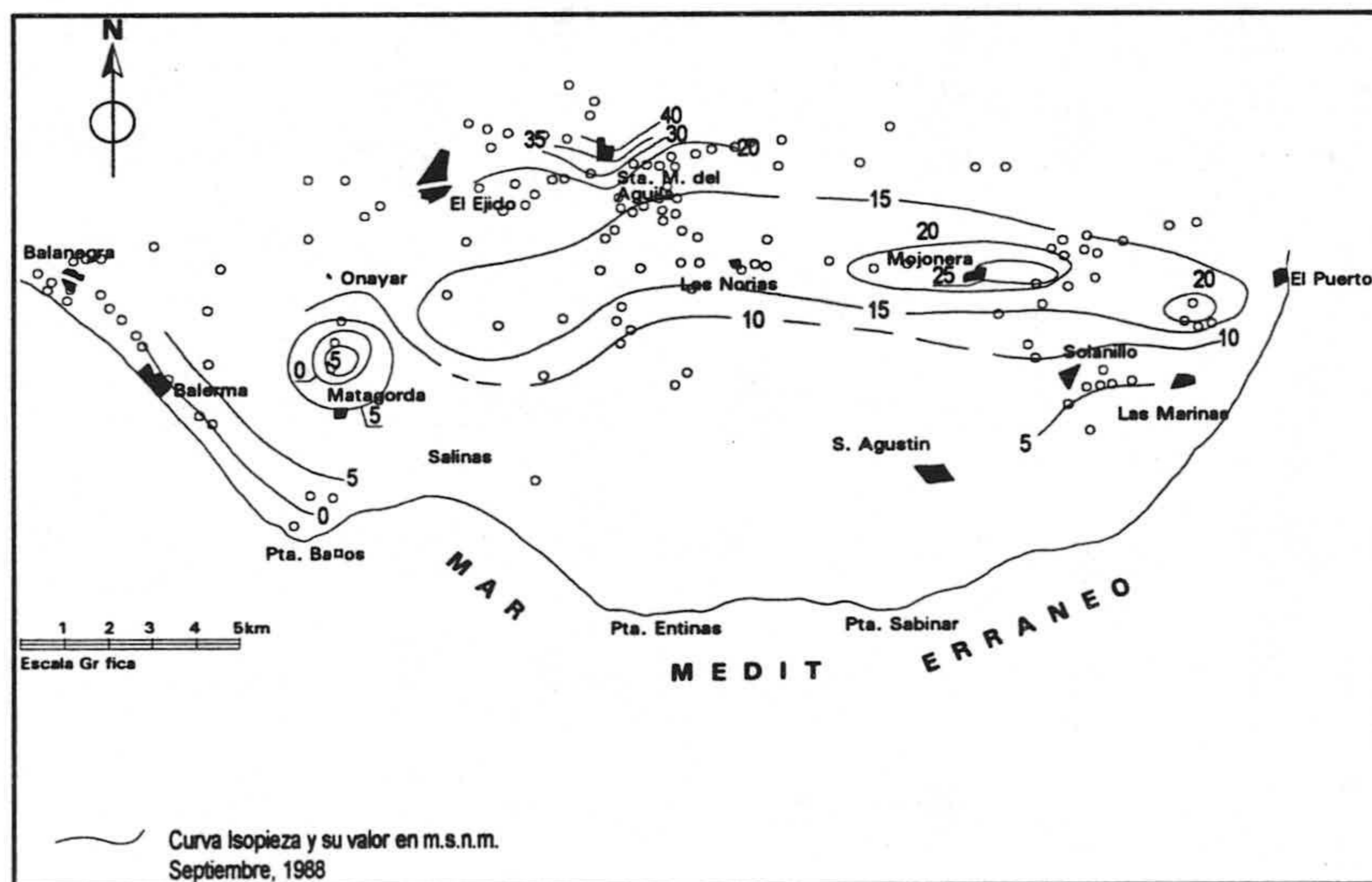
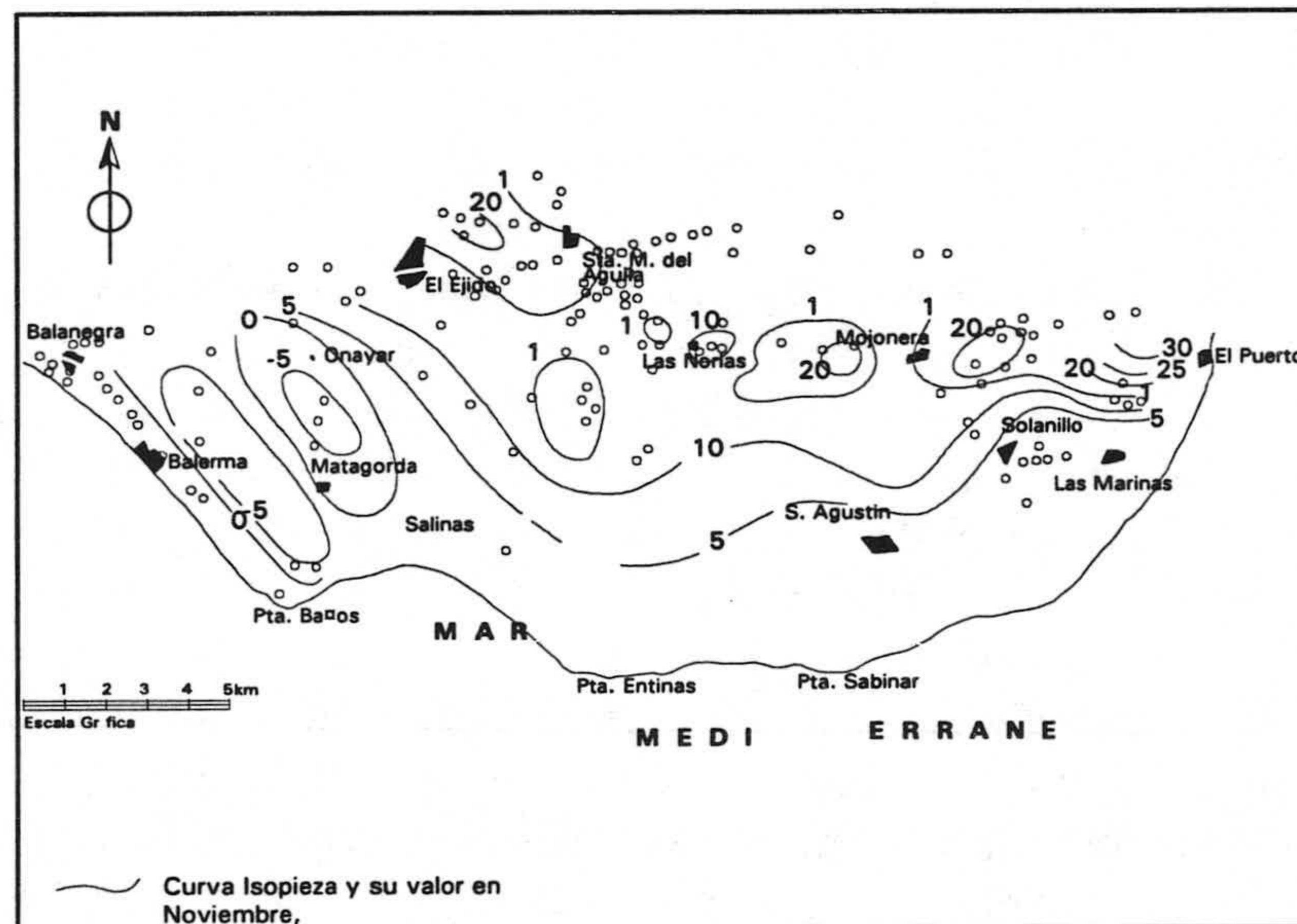


Figura 13.- Superficie piezométrica de la unidad de Balerma-Las Marinas ,(Noviembre de 1986 y Septiembre de 1988).

Durante el año 1989 la piezometría sufre pequeñas variaciones respecto al año anterior. En febrero y enero de los años 1990 y 1991 (figura 14) respectivamente destaca la disminución del conoide de Onáyar a -1 a -2 m s.n.m.; en septiembre de 1991 hay una recuperación de niveles en Onáyar hasta 5 m sobre el nivel del mar, como consecuencia del abandono de los bombeos, posiblemente unido al efecto del regadío con aguas procedentes de otros sectores del Campo, de mejor calidad. También, en todos los casos se detecta la presencia de un domo piezométrico centrado en la Mojonera, con una cota variable entre 20 y 25 m s.n.m. Las franjas situadas en la costa al oeste de Roquetas y NE de Balanegra, presentan disposiciones similares en los tres periodos.

La existencia de varios pozos-testigo controlados con periodicidad variable por el IGME desde finales del año hidrológico 1972/73, permite hacer una serie de consideraciones sobre la evolución piezométrica en este acuífero desde el año indicado hasta 1981/82. Como aspecto más llamativo, resultante de la observación en la mayor parte de los piezómetros, se tiene el hecho de asistir a una subida más o menos continuada de los niveles, o a una estabilización de los mismos, en la mayor parte del acuífero. El máximo de esta subida se registra en las cercanías del El Ejido (de 2 a 6 m en el periodo citado), mientras que en las áreas restantes no se superan los dos metros en idéntico periodo.

Por el contrario, en todo el sector central del Campo existen piezómetros que registran descensos, de hasta dos metros y otros en donde no se registra prácticamente variación. Los descensos máximos corresponden al sector de Onáyar, en el conoide ya referido, en donde entre 1974 y 1981 se llegan a medir 15 m de depresión; no obstante, ya en 1980 se manifiesta una tendencia a la estabilización, en los años siguientes sigue recuperándose lentamente, hasta que en el año 1991 está 5 m por encima del nivel del mar.

Los sectores que registran descenso del nivel están en relación con extracciones cercanas; por el contrario, las subidas continuadas, están en relación con el abandono de los bombeos en esas áreas. Además en ciertos casos se puede invocar a otros procesos; concretamente en las proximidades de El Ejido y La Mojonera se piensa que las subidas están en relación con las aguas de abastecimiento urbano, las cuales proceden de bombeos en otros acuíferos y buena parte se infiltran.

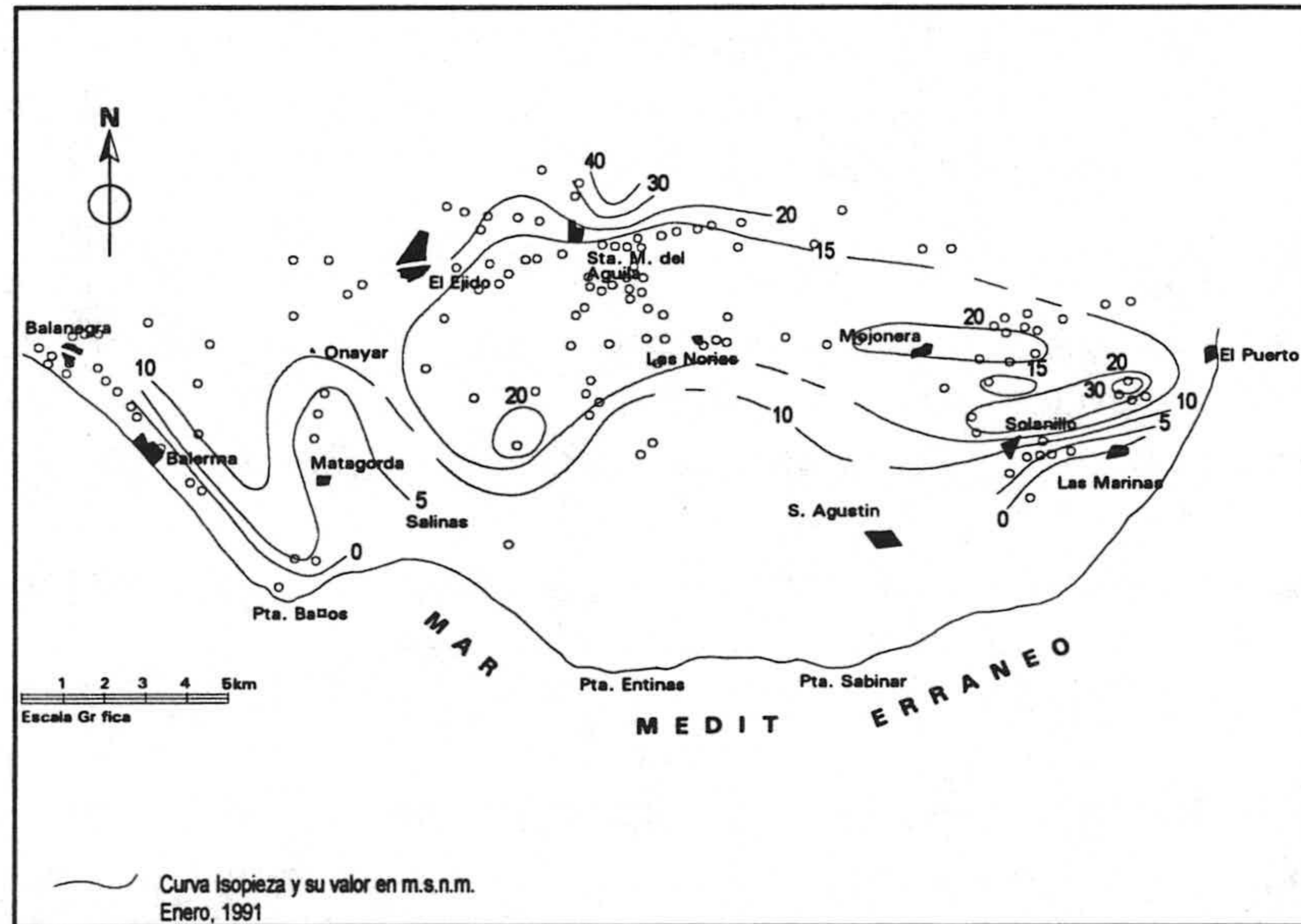
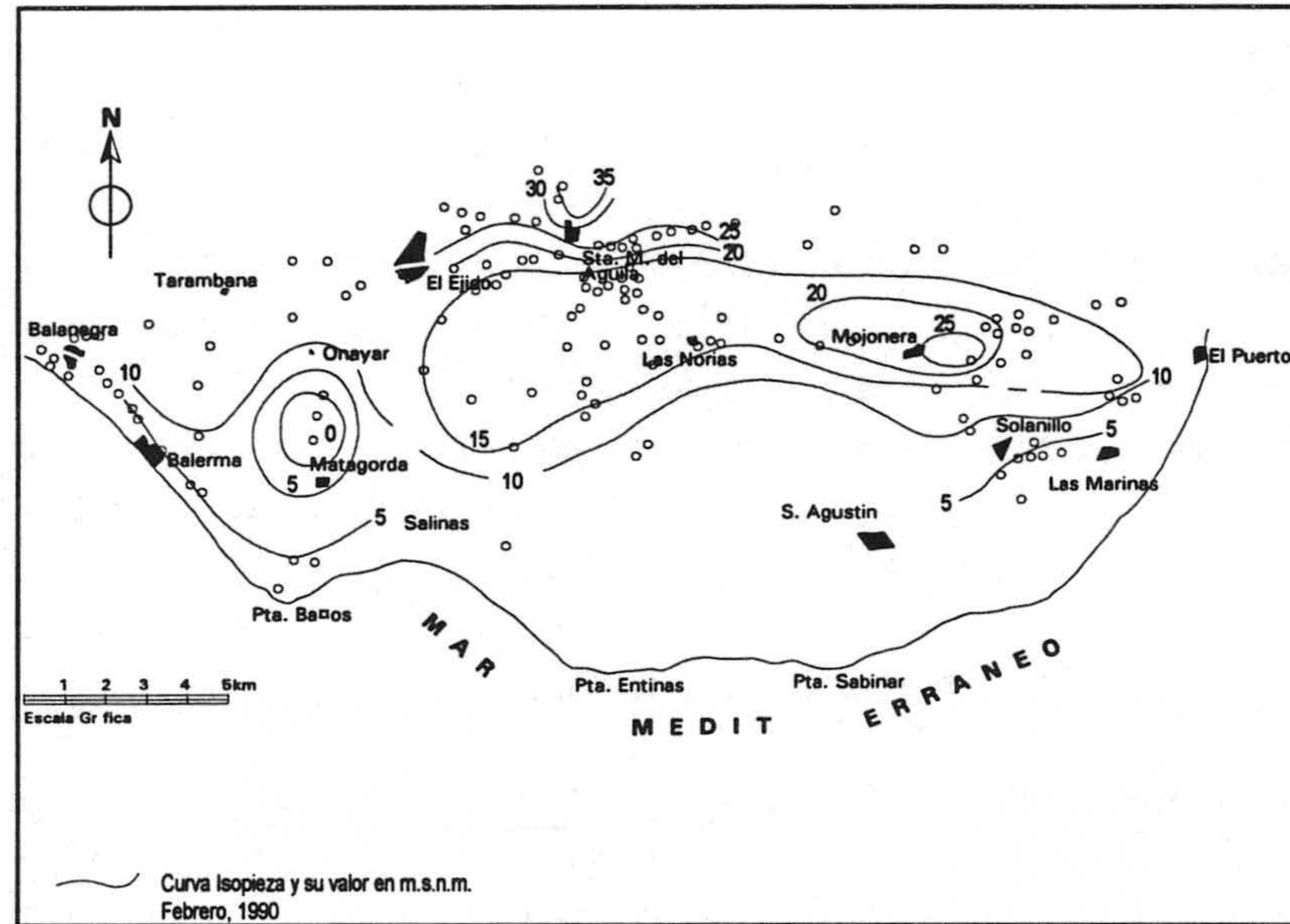


Figura 14.- Superficie piezométrica de la unidad de Balerma-Las Marinas ,(Febrero de 1990 y Enero de 1991).

Otro proceso que tiene su influencia en todo este acuífero, aunque de manera más acusada en determinados sectores (área de los Alacranes, por ejemplo), es la contribución del agua que se infiltra en el acuífero procedente de la aplicada en regadío, cuando su procedencia es de otro acuífero, lo cual sucede en amplias áreas.

En los trabajos recientes llevados a cabo por el ITGE (1995), se pone de manifiesto que esta unidad ha visto aumentar su recarga por retornos de regadío y por recarga de aguas residuales urbanas; no obstante, en el gráfico representativo de la evolución piezométrica colocan dos piezómetros, uno de ellos 783 presenta una subida continuada de 9 m hasta 1995, mientras que el otro 435 muestra un descenso de cerca de 11 m, en idéntico periodo (figura 15).

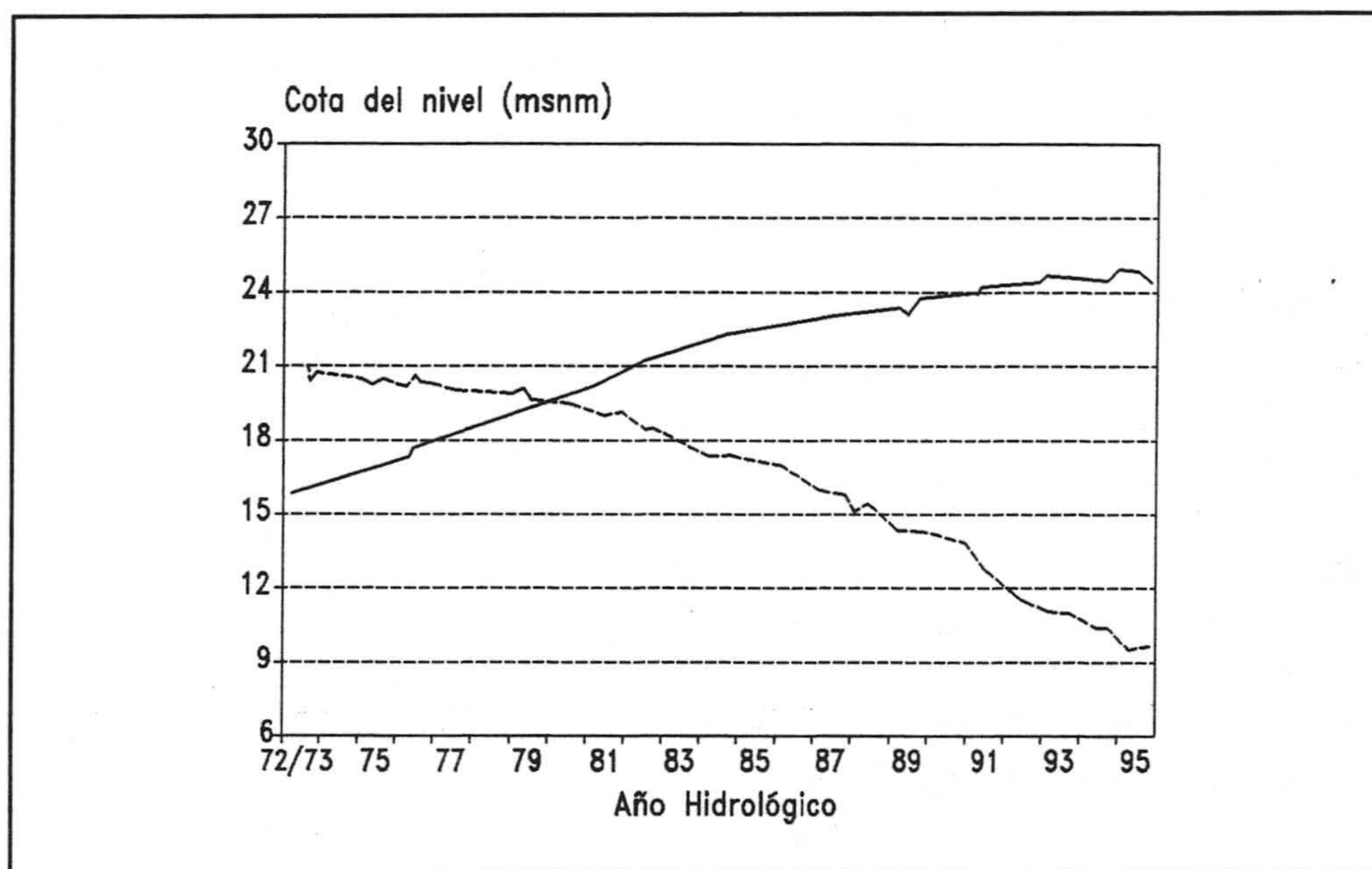


Figura 15.- evolución del nivel piezométrico de los puntos acuíferos 783 y 435 de la Unidad Balerna-Las Marinas.

5.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS

Me voy a referir a las características medias del acuífero para el periodo 1988-1990, en el cual se hicieron 6 muestras semestrales; cada muestreo incluye unas 45 muestras. La temperatura de las aguas de esta unidad tiene un valor medio de 21.5 °C, con valores extremos de 18.5 y 24.5. Para la conductividad eléctrica de las aguas el valor medio es 3100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, con un valor mínimo de 935 y un máximo de aproximadamente 7300 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

En las aguas de esta unidad, el sodio es el catión dominante, con un valor medio de 425 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, y valores extremos comprendidos entre 65 y 1054 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; le sigue en importancia el calcio con una media de 114 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, y valores extremos comprendidos entre 24 y 236 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; el tercer lugar lo ocupa el magnesio que tiene un valor medio de 98 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; el potasio es el menos abundante de los cationes con una media de 17.8 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En cuanto a los aniones, la mayor concentración la registra el cloruro con un valor medio de 762 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, y los valores mínimos y máximos están comprendidos entre 119 y 2120 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; le sigue en importancia el bicarbonato, con un valor medio de 358 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; el tercer lugar lo ocupa el sulfato, con una media de 165.9 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; el último lugar lo ocupa el nitrato, con una media de 75 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. De acuerdo con esto, la facies dominante en esta unidad es la clorurada sódica.

En mayo de 1988 (figura 16), los valores más bajos medidos del contenido en cloruros se situaban al N de Balerma. Hacia el S se produce un crecimiento, sobre todo en el sector costero de Balerma-Punta de Baños donde se miden valores superiores a 750 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Al N de El Ejido se miden valores inferiores a 250 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ y se produce un crecimiento hacia el SE. Entre Santa. María del Águila y La Mojonera se miden valores superiores a 1000 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ y al Este de La Mojonera los contenidos son superiores a 1500 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Hacia el S se produce un descenso y vuelven a subir hasta 1500 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; posteriormente descienden hacia la costa por debajo de 1000 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En noviembre del mismo año la distribución de valores es similar, sólo que no se midieron valores inferiores a 100 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. De manera análoga resulta la distribución de valores en mayo y octubre de 1990 (figura 17).

En la figura 18, correspondiente a mayo de 1988, se observa que los valores de sulfato inferiores a 100 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ se localizan al N de Balanegra-El Ejido, y crecen al SE y SW; en el entorno de Punta de Baños se superan los 400 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; se alcanzan valores superiores a 300 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ entre Santa María de Águila y La Mojonera, y en un umbral junto a Solanillo. En noviembre se miden valores más altos, sobre todo al S

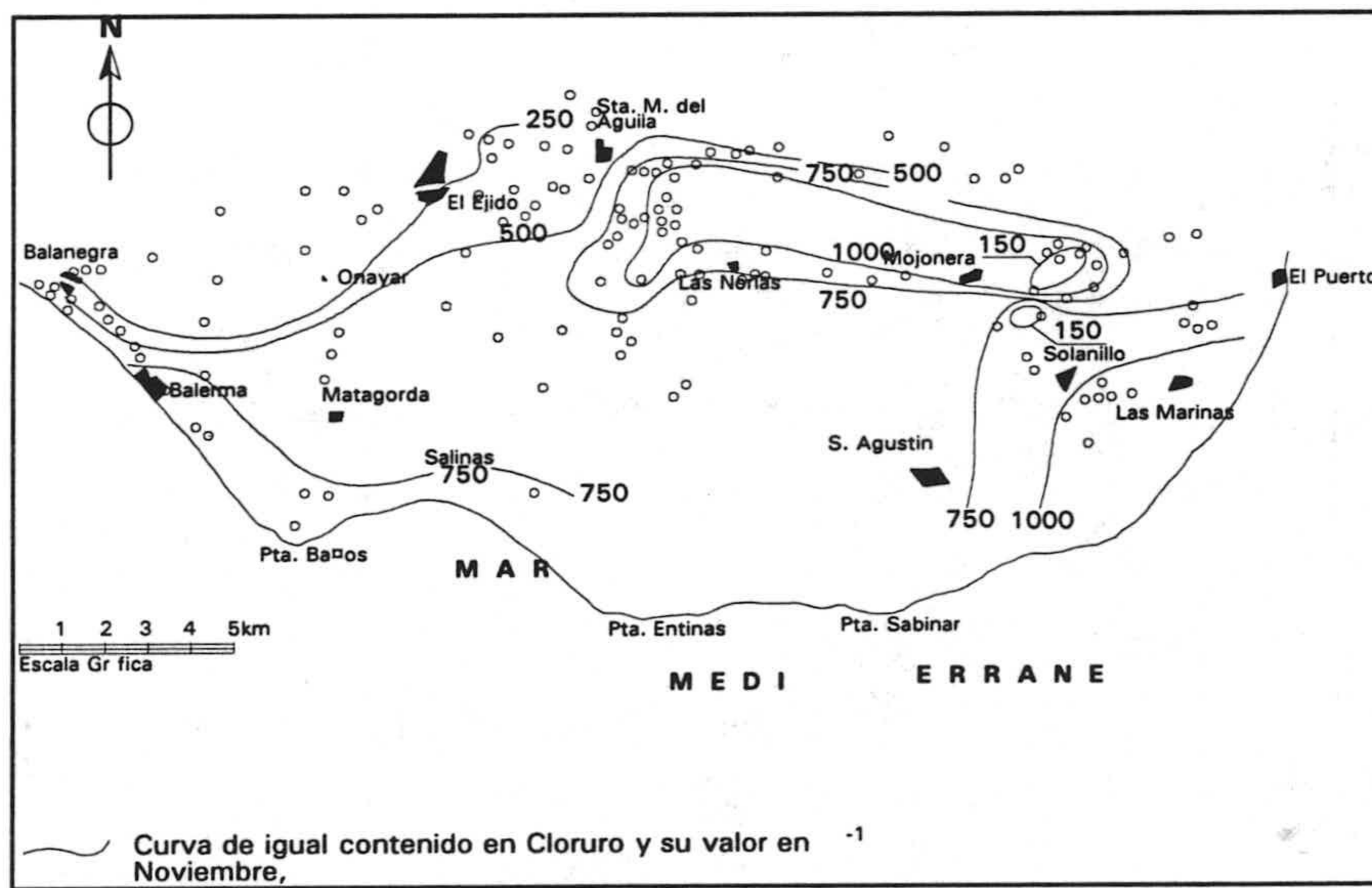
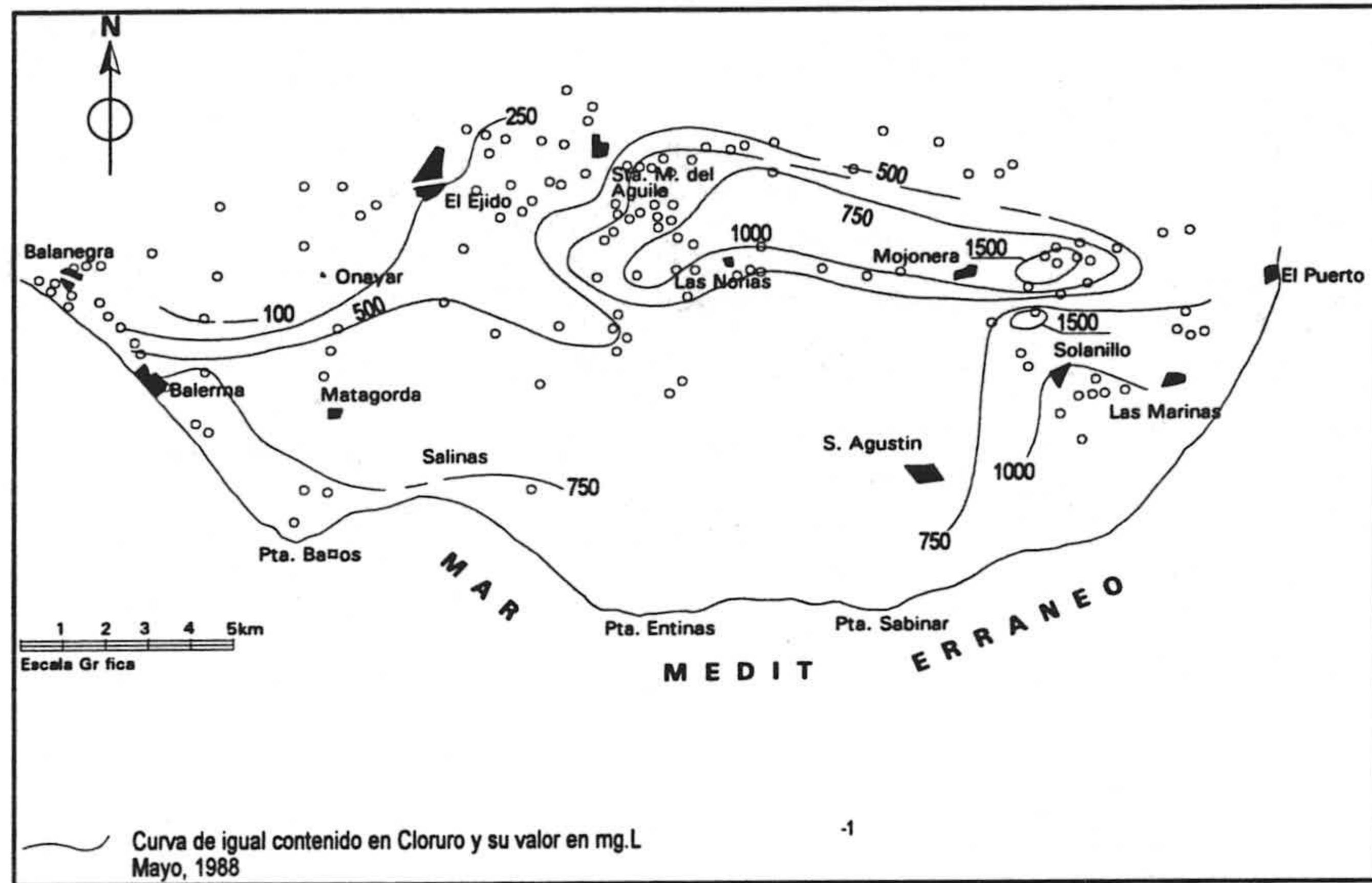


Figura 16.- Contenido en ion cloruro de la unidad de Balerna-Las Marinas, (Mayo y Noviembre de 1988).

Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)

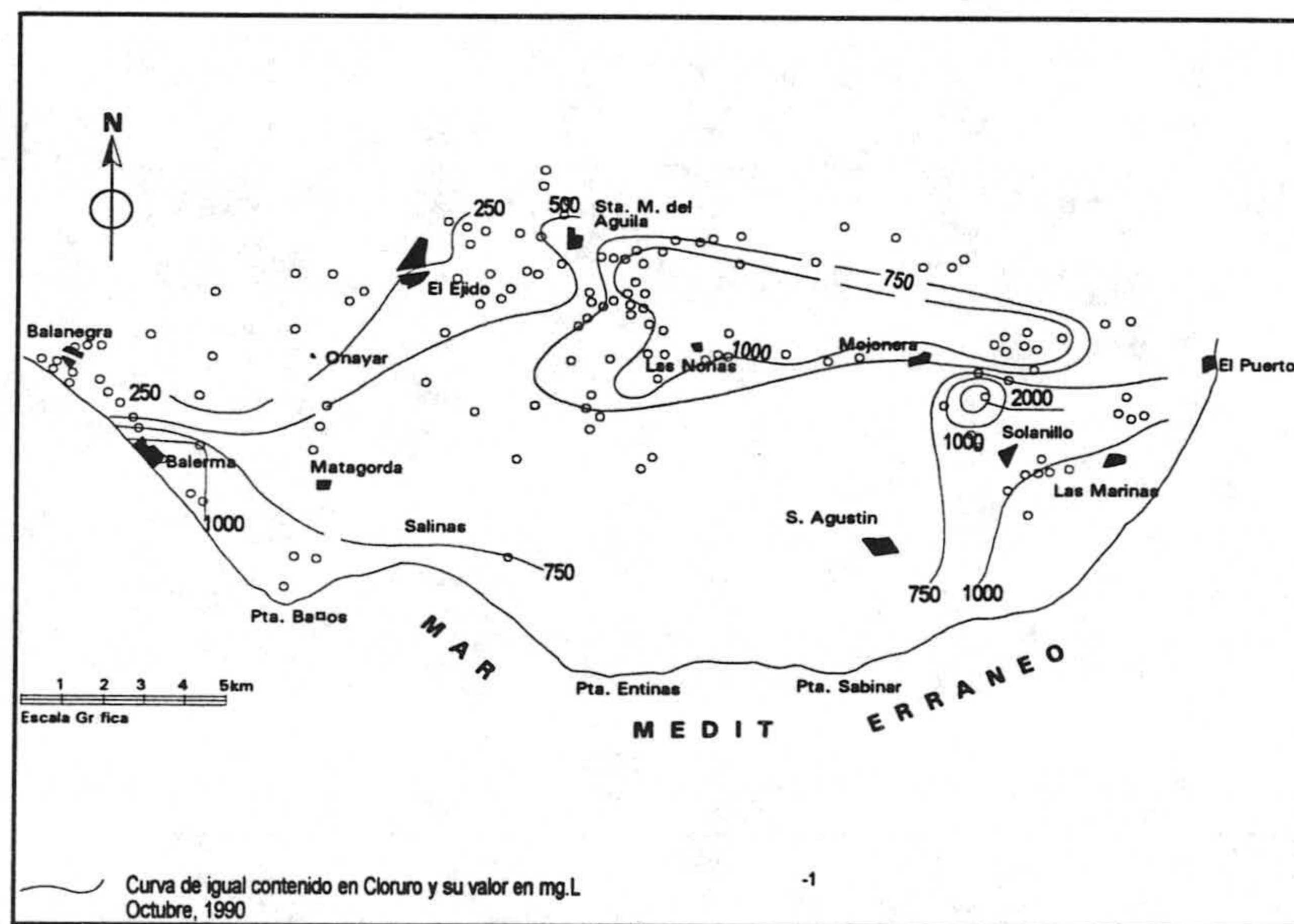
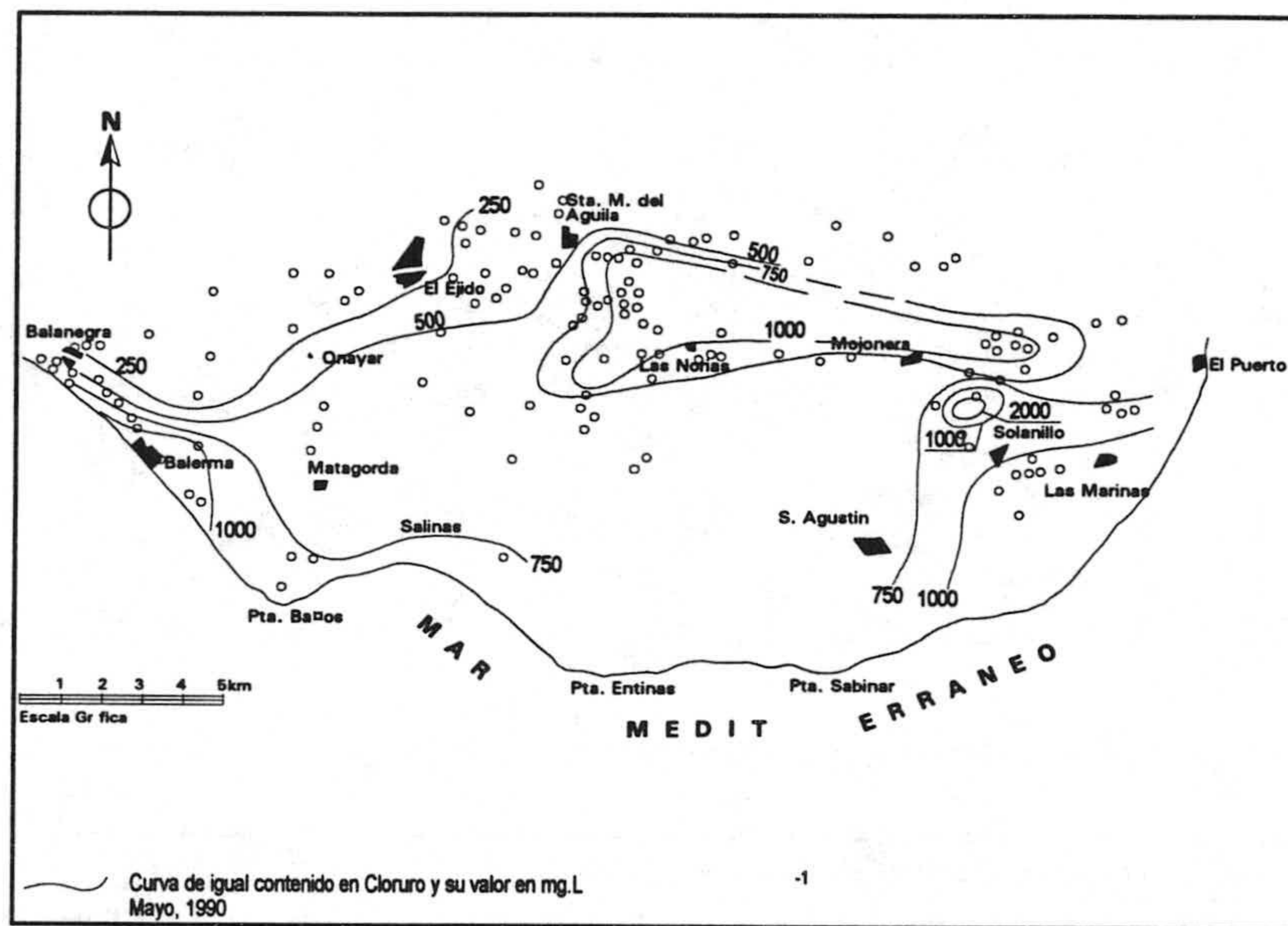


Figura 17.- Contenido en ion cloruro de la unidad de Balerna-Las Marinas (Mayo y Octubre de 1990).

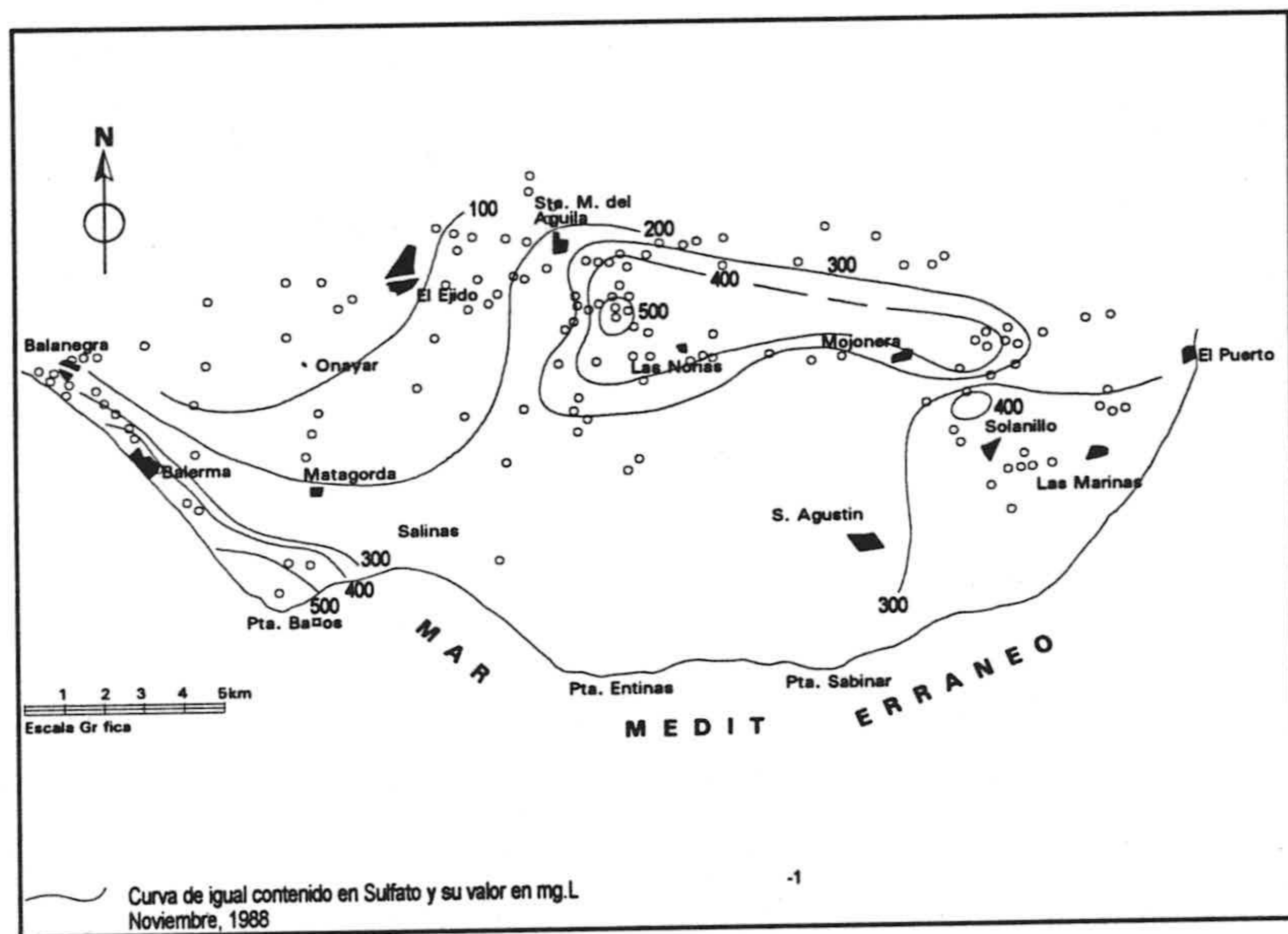
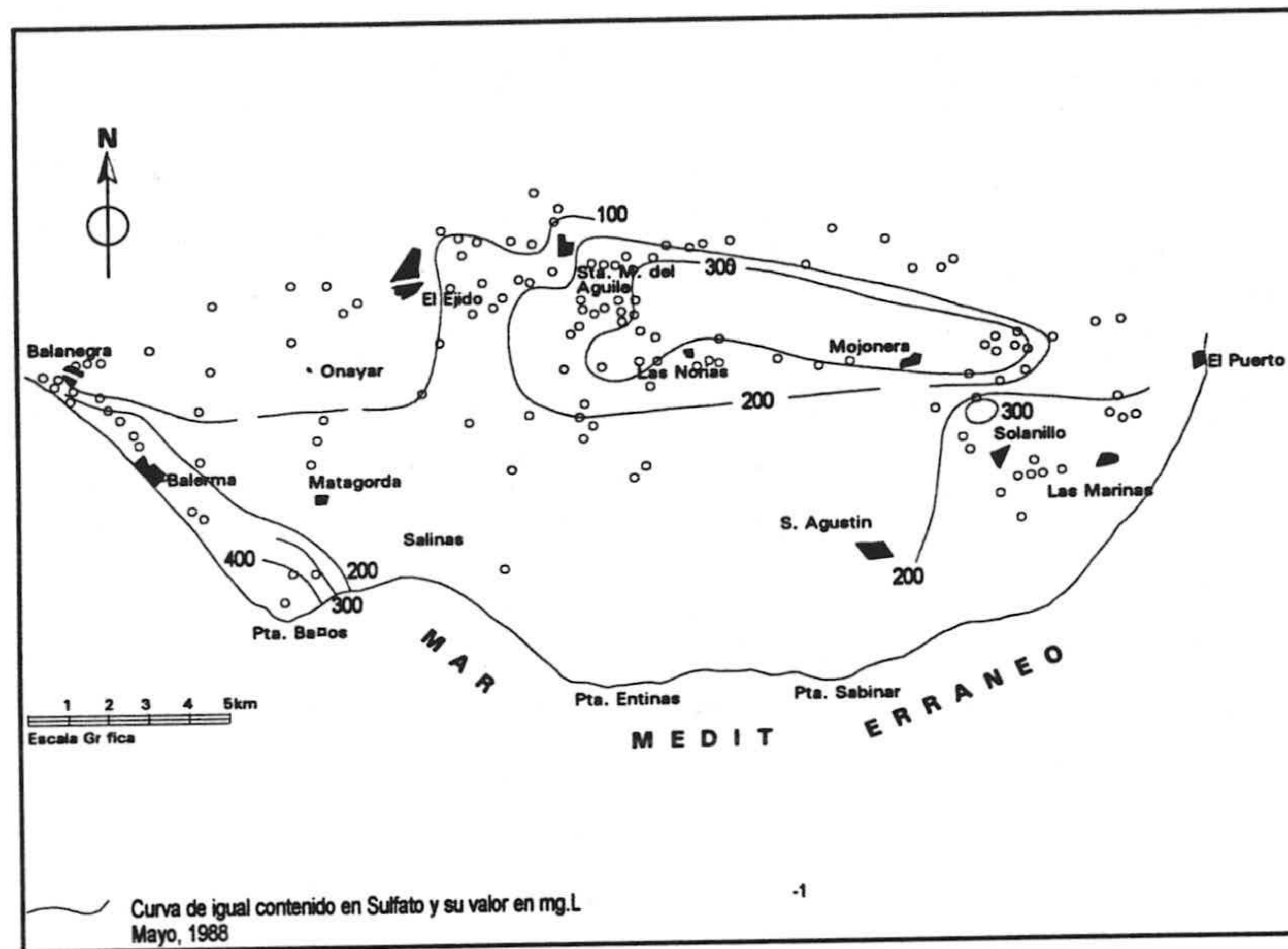


Figura 18.- Contenido en ion sulfato de la unidad de Balerna-Las Marinas (Mayo y Noviembre de 1988).

de Santa María de Águila y en Guardias Viejas, donde los valores son superiores a 500 mg.L^{-1} . En Mayo de 1989, los valores medidos son inferiores y más aún en Diciembre de 1989, que no superan los 200 mg.L^{-1} ; esta disminución es consecuencia de las fuertes precipitaciones que se produjeron en otoño, por lo que hubo una notable recarga en el acuífero.

En la figura 19 se observa que todos los valores - correspondientes al mes de Mayo de 1990 - son inferior a 100 mg.L^{-1} y en Octubre del mismo año se vuelven a superar los 200 mg.L^{-1} al este de La Mojonera y al norte de Las Marinas.

La distribución espacial del ion nitrato, en mayo de 1988, se observa en la figura 20. Los valores mínimos están situados en el ámbito comprendido entre Balerma y Punta de Baños y El Ejido-Las Norias. En el área endorreica situada entre La Aldeilla y La Mojonera se superan los 50 mg.L^{-1} , y se localizan tres umbrales de más de 100 mg.L^{-1} ; valores análogos se miden en el área costera de Las Marinas y 100 mg.L^{-1} en la franja litoral de Balerma. En noviembre del mismo año la distribución de valores es muy parecida aunque en las dos áreas costeras de Las Marinas y Balerma se superan los 200 mg.L^{-1} . En mayo y noviembre de 1989 se obtiene una distribución análoga de valores.

En mayo de 1990, se obtienen valores más bajos de este ion; parte de la superficie ocupada por el intervalo de valores $50\text{-}100 \text{ mg.L}^{-1}$ pasa a ser $25\text{-}50 \text{ mg.L}^{-1}$, y los valores más altos no alcanzan los 200 mg.L^{-1} . En Noviembre del mismo año prácticamente en todo el acuífero se superan los 50 mg.L^{-1} y en el área costera de Balerma los 200 mg.L^{-1} (figura 21).

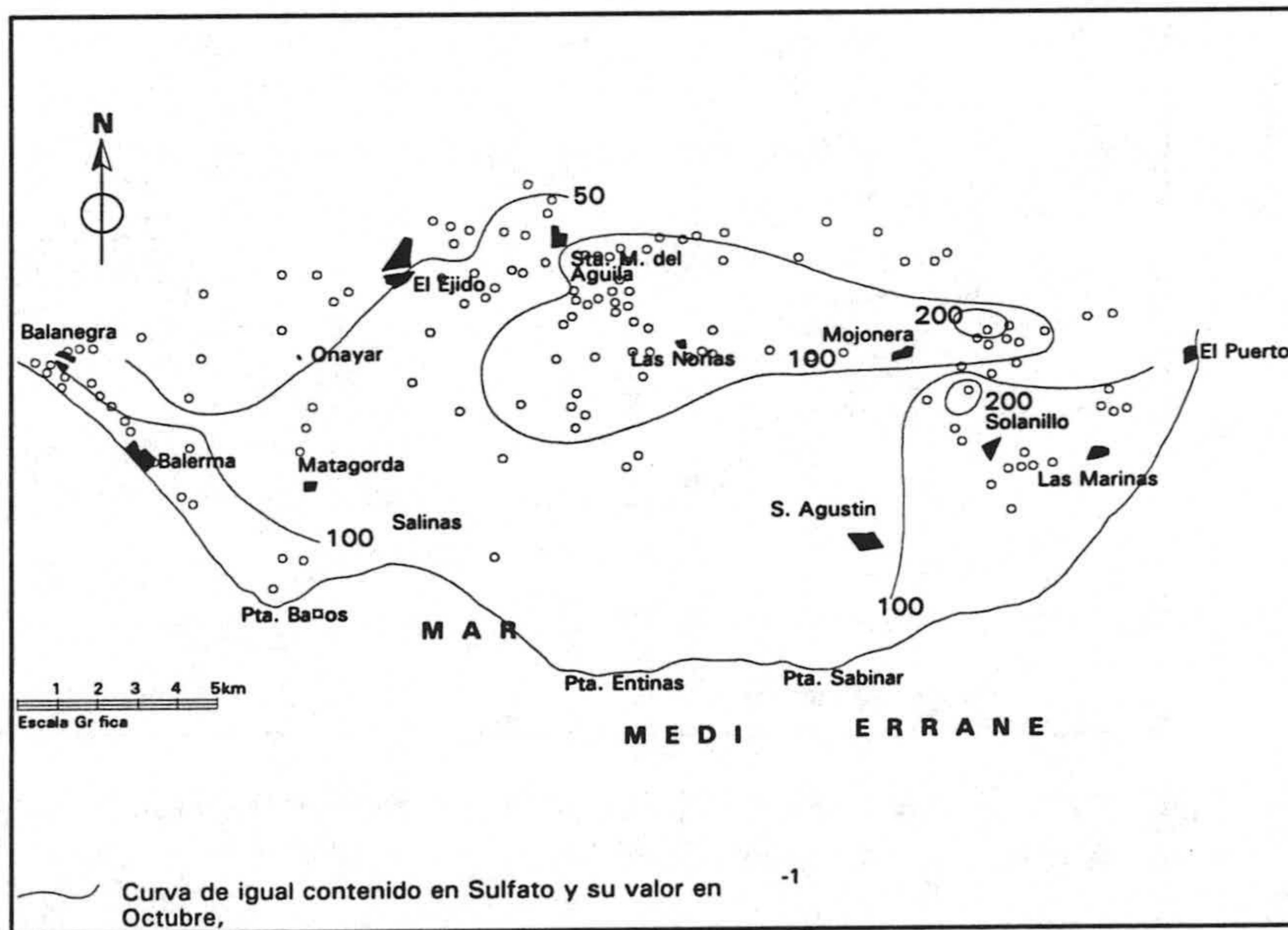
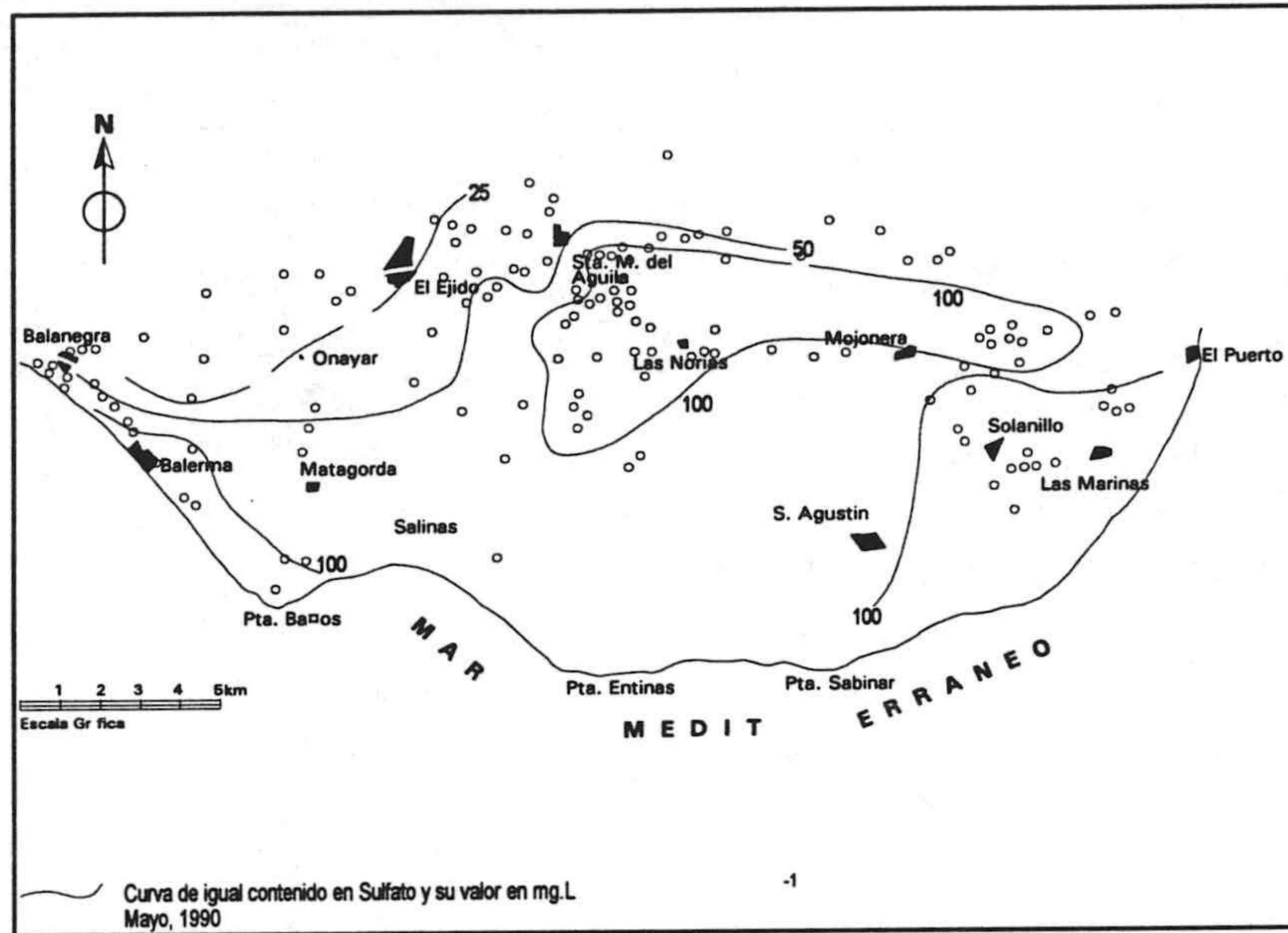


Figura 19.- Contenido en ion sulfato de la unidad de Balerma-Las Marinas (Mayo y Octubre de 1990).

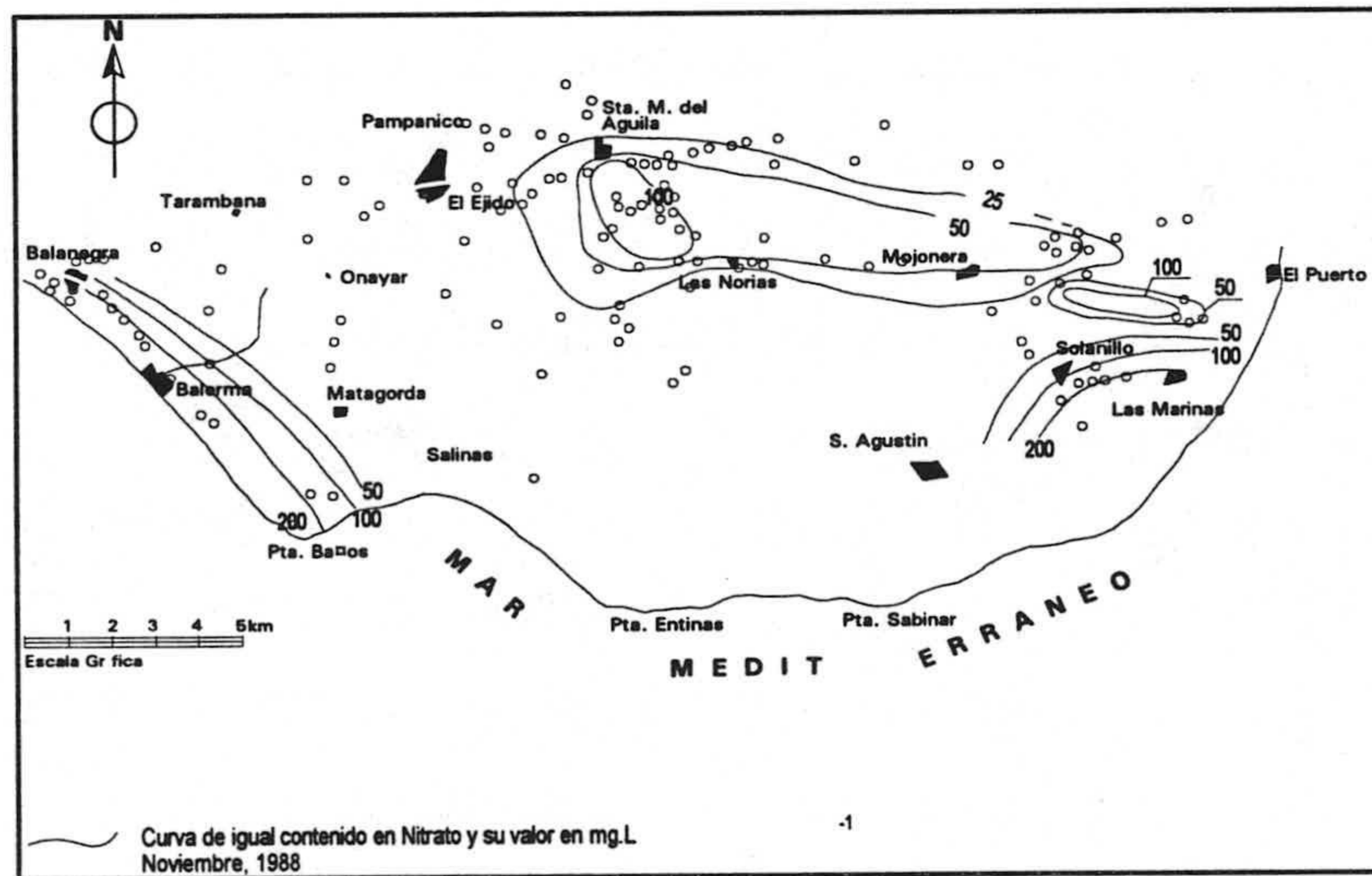
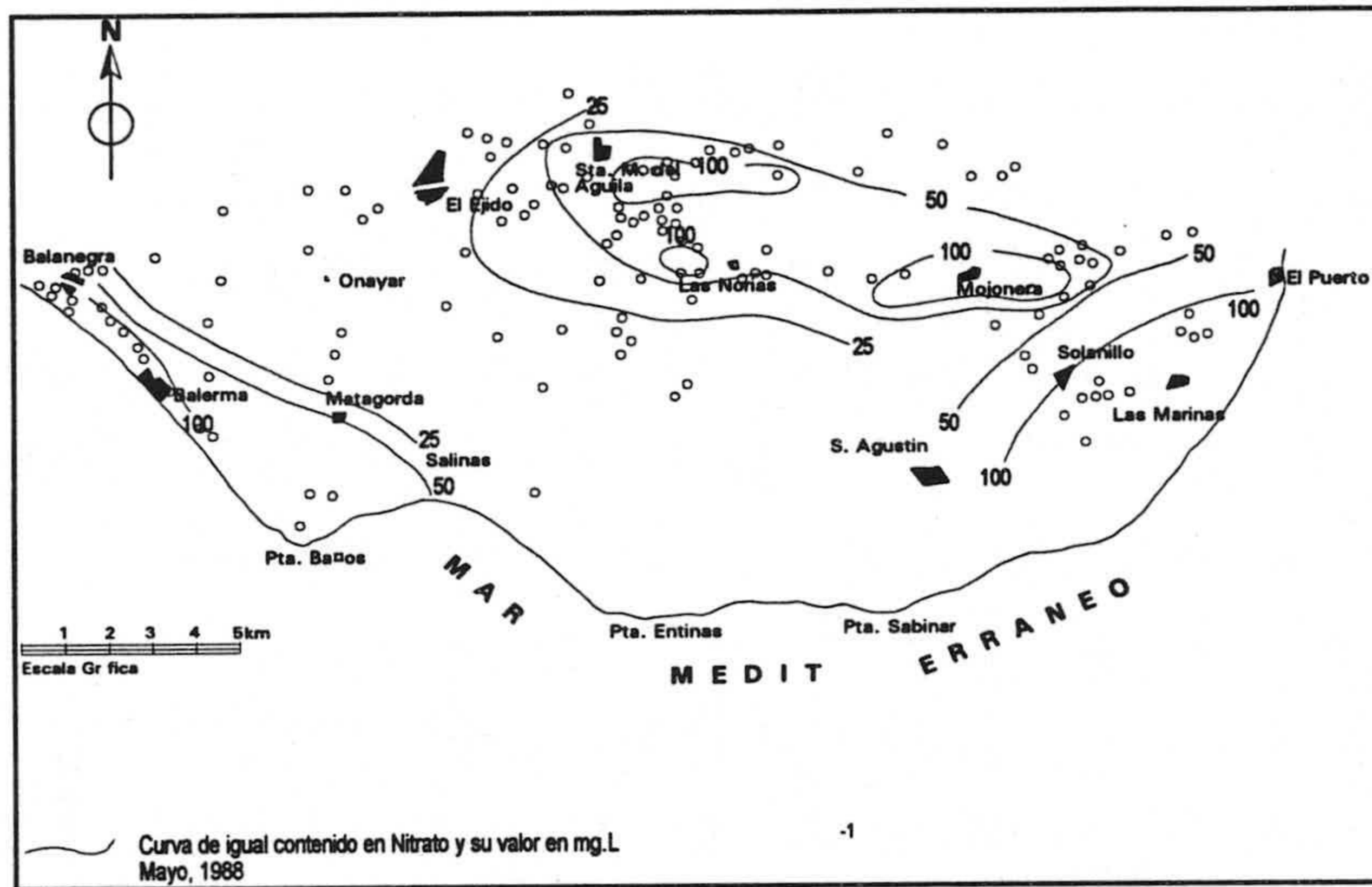


Figura 20.- Contenido en ion nitrato de la unidad de Balerna-Las Marinas (Mayo y Noviembre de 1988).

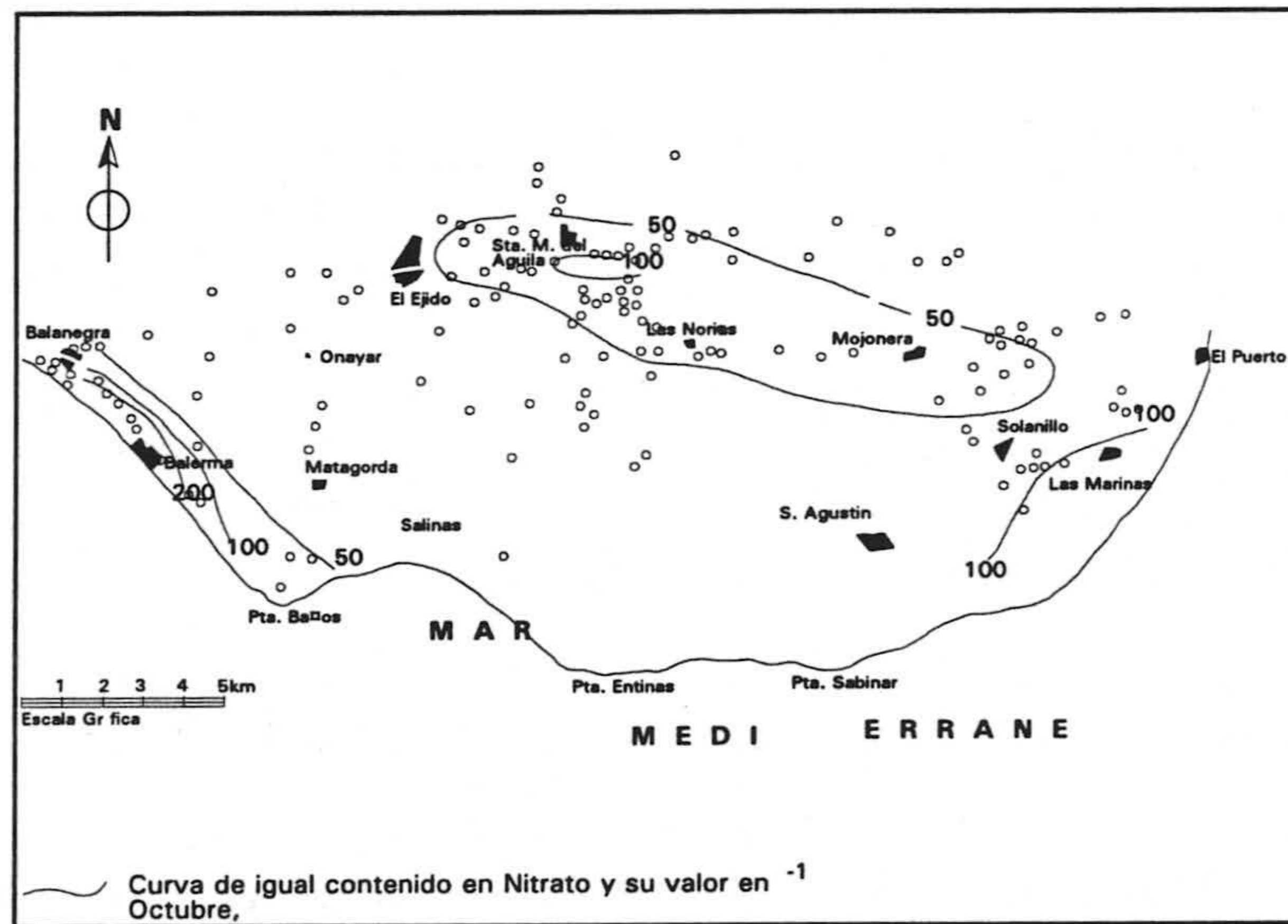
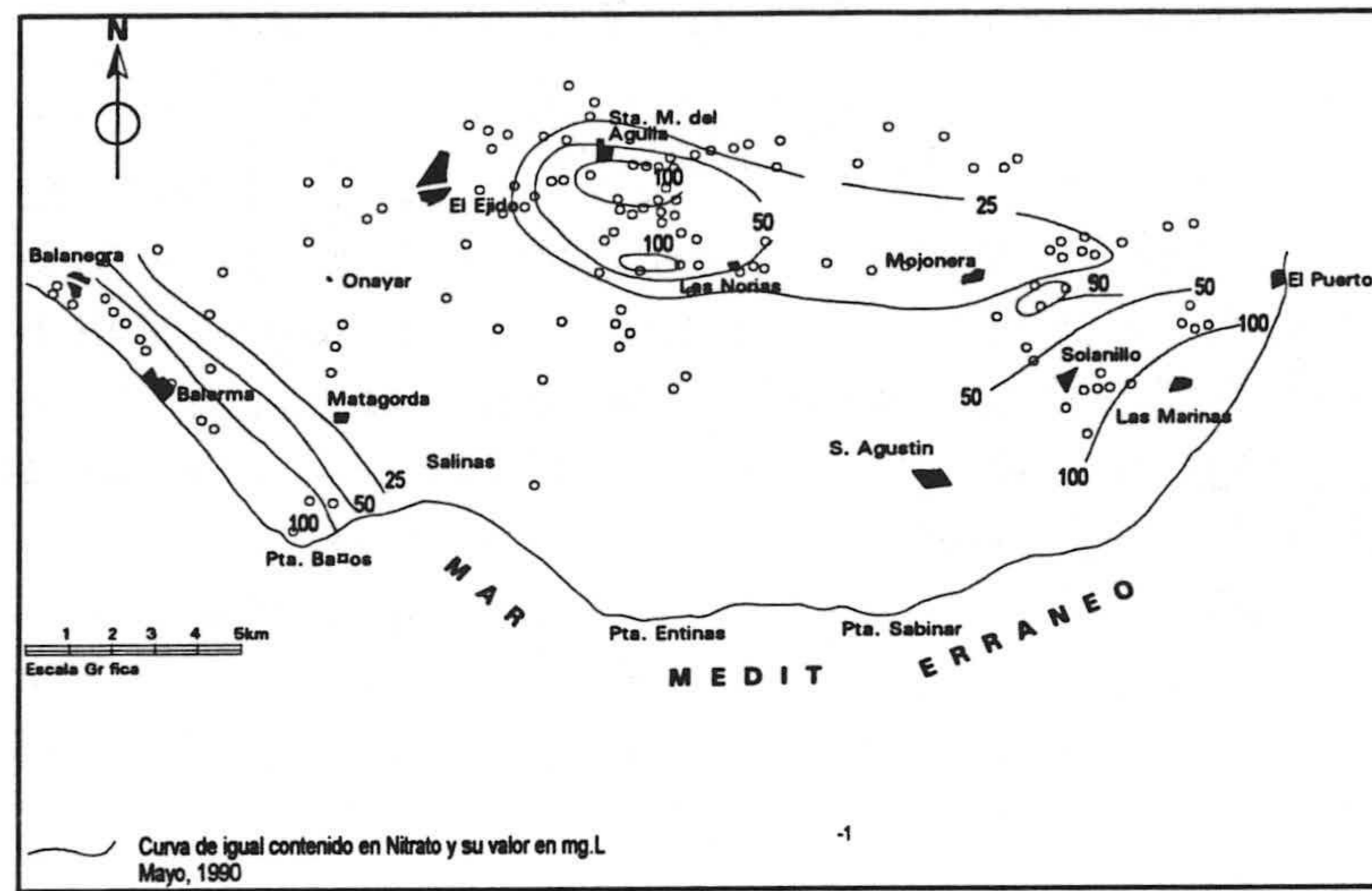


Figura 21.- Contenido en ion nitrato de la unidad de Balerna-Las Marinas (Mayo y Octubre de 1990).

5.4 FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO Y BALANCE

El funcionamiento hidráulico actual del sistema es diferente del que debió tener en régimen no influenciado, aunque muchos de los elementos que intervienen en el mismo mantienen su contribución inicial. En este apartado es preciso hacer referencia de nuevo a la Tesis de Thauvin (1986), el cual hace una síntesis de todo el Campo de Dalías y lleva a cabo incluso un modelo matemático de simulación, mediante el programa NEWSAM de la Escuela de Minas de París; simula el Campo en régimen permanente y hace algunos intentos, no totalmente satisfactorios, en régimen transitorio. En realidad simula sólo dos de los tres acuíferos, ante la dificultad de reproducir el de Aguadulce. Por todo ello, para la síntesis que expongo en estas líneas, tomo como referencia especial la citada Tesis, complementada con nuestras observaciones de campo.

En lo relativo a los límites del acuífero de Balerma-Las Marinas y su naturaleza, en tanto que elementos claves en la caracterización del funcionamiento de un acuífero, tras las sucesivas pasadas del modelo, el autor citado deduce lo siguiente:

- Entre el NE de El Ejido y Santa María existe un límite de flujo nulo, al encontrarse el sustrato impermeable (margas grises) por encima de la franja saturada.
- Todo el borde del mar, considerado como límite del acuífero de potencial constante, es matizado en aquellos sectores en donde las margas arenosas afloran, que hacen que éstas constituyan realmente un límite impermeable. Tal es el caso del sector situado al Sur de Matagorda-La Mojonera.
- Todo el borde noreste ha sido considerado como límite permeable de descarga.
- El borde Norte, en el sector de los Alacranes, es un límite de naturaleza permeable con intercambio hídrico; dado que los niveles piezométricos del acuífero infrayacente son inferiores a los del plioceno, el flujo se establece del acuífero superior al calizo-dolomítico.

En la modelización considera también como acuífero superior la denominada escama de Balsa Nueva, constituida por materiales del manto de Gádor que cabalgan sobre otros del mismo manto. Esta escama está conectada con las calcarenitas pliocenas por el Sur y el SE, y actualmente actúa de elemento de conexión entre el mar y el resto del acuífero integrado con las dolomías de Gádor.

En lo referente al funcionamiento propiamente dicho, los elementos que contribuyen a la alimentación del acuífero son esencialmente la infiltración procedente de la escorrentía generada en los bordes del acuífero y que pasa a él; la alimentación a partir del agua aplicada en regadío, procedente de bombeos fuera del acuífero; y la infiltración de las aguas residuales urbanas de los núcleos ubicados sobre el acuífero, cuya fuente de abastecimiento procede de otros acuíferos. Las salidas principales corresponden a los bombeos y, en mucha menor cuantía, a las salidas laterales ocultas. En los estudios llevados a cabo por el IGME en el área, la infiltración procedente de la lluvia caída sobre el acuífero se deduce mediante unas expresiones, obtenidas empíricamente, de difícil comprobación; los valores obtenidos para todo el acuífero, por este concepto, quedan comprendidos entre 9,4 - 11,8 hm³/año.

La infiltración de la escorrentía procedente de áreas cercanas al acuífero es igualmente susceptible de estimación; en el estudio citado realizan numerosos cálculos tendentes a determinar la cuantía de la escorrentía, asumiendo una serie de hipótesis de partida, razonables, pero de difícil comprobación; tras esos cálculos deducen que el sistema puede recibir una alimentación media anual por este concepto de 5,8 - 7,1 hm³.

Los estudios posteriores (Thauvin, op. cit.), especialmente los llevados a cabo durante la fase de ajuste del modelo matemático de simulación en régimen permanente, concluyen en el sobredimensionamiento de este concepto para el periodo de simulación, lo que obligó a realizar una serie de modificaciones. Soy consciente de la inversión tan grande que sería necesario llevar a cabo para llegar a cuantificar bien todos estos parámetros en la totalidad del Campo, por lo que probablemente fuera más lógico seleccionar una pequeña cuenca experimental, lo más representativa posible, en donde llegar a obtener valores que puedan ser extrapolables al resto del acuífero.

El otro elemento a tener en cuenta en la alimentación al acuífero es el retorno de regadíos, cuantificable como entrada neta cuando el agua procede de otro acuífero o fuente de suministro ajena al sistema, o como no salida (bombeos netos) en el caso de proceder de bombeos en el propio acuífero. Este concepto es susceptible de estimar considerando que un determinado porcentaje del agua aplicada vuelve al acuífero; conocida la superficie regada y su dotación, se puede deducir la cantidad total infiltrada. Tal es el procedimiento seguido por el IGME (1982), que considera que el 15 - 20 % del agua aplicada se infiltra en el riego a manta, y el 5 - 10 % en los cultivos forzados donde domina la técnica de goteo; sobre esta base, estiman una alimentación de 2,0 - 3,9 hm³/año, referidos a la

distribución de superficies y dosis del año 1978/79; consideran que la alimentación por este concepto debe reducirse con el tiempo, dado que la eficiencia de riego mejora al escasear el recurso, hipótesis que es igualmente compartida por nosotros.

El último elemento a considerar en la alimentación es el derivado de la infiltración de las aguas residuales urbanas, que en su gran mayoría proceden de sondeos ubicados fuera del acuífero; la infiltración se puede llevar a cabo a partir del punto de salida de las redes de alcantarillado, cuando existe, o en los pozos negros que puedan haber en las diferentes cortijadas. El núcleo de población más importante ubicado sobre el acuífero es el de El Ejido y se estima que la mayor parte del agua suministrada termina en el acuífero; de hecho en la actualidad existe el propósito, a propuesta de ENADIMSA, de emplear dicha agua, previamente depurada, para realizar recarga artificial en el acuífero. El IGME (op. cit.) estima, para un año medio, que se infiltran de 0,6 a 0,8 hm³, cifra que se ve incrementada cada año en la medida en que aumenta la población a abastecer.

Las salidas principales, como se indicó en el apartado correspondiente, el IGME ha realizado ya numerosos controles de las extracciones en todo el Campo y a ellas nos vamos a referir. Los resultados de estas encuestas muestran que existe una gran concentración de las explotaciones en el área de Santa María, con más del 60 % del total extraído; en el área de Onáyar se registra un descenso entre 1979/80 y 1981/82, mientras que en el área del Llano se produce un aumento espectacular, aunque a nivel global no resulta excesivamente grande (se pasa de 0,09 hm³ en 1979/80 a 2.12 hm³ en 1981/82). El volumen anual medio bombeado en el acuífero (período 1979/80 - 1981/82 es ligeramente superior a 16 hm³, cifra de la que habría que descontar el retorno al acuífero, para obtener los bombeos netos.

Existen dos conceptos más que hay que tener en cuenta en el conjunto global de las salidas. Se trata de las salidas por emergencias y las salidas laterales ocultas. Dentro de las primeras, al menos teóricamente todo el sector meridional y de forma muy especial las áreas en donde las margas infrayacentes, más o menos arenosas, llegan a aflorar, podrían considerarse como sectores de rezume, en los que el agua puede ser evaporada de forma continuada; en este sentido todo el sector litoral cubierto por áreas semipantanosas debe estar alimentado por esta vía, al tiempo que constituyen sectores de evaporación directa. En el sector de Almerimar el IGME (op. cit.) estima que por este concepto se pueden evaporar entre 0,8 y 1 hm³/año.

Las salidas laterales ocultas se deben producir a lo largo de todos los bordes permeables; en este sentido hay que resaltar que en la actualidad el funcionamiento en lo que a salidas ocultas se refiere, se ha debido modificar como consecuencia de la notable variación de los potenciales a lo largo de algunos bordes; en efecto, cuando en régimen natural la mayor parte del borde septentrional debía ser límite de alimentación subterránea de aguas procedentes de Sierra de Gádor, en la actualidad se ha invertido el sentido del flujo.

Las salidas se producen hacia el acuífero de Balanegra en el sector de Los Alacranes, dado que en todo ese área están totalmente acuñadas las margas pliocenas. La magnitud de dicha descarga es susceptible de estimación mediante la aplicación de la ley de Darcy a dicho borde, lo cual requiere el conocimiento del gradiente hidráulico medio y de la transmisividad a todo lo largo del borde permeable; además, debe existir una alimentación por goteo a través de las margas pliocenas, en la franja de poco espesor de éstas, con un valor dependiente de la permeabilidad vertical de dicha formación semipermeable y de la diferencia de carga entre ambas formaciones acuíferas. Aplicando la ley de Darcy a este borde permeable y a la franja susceptible de alimentar por goteo, el organismo ya indicado estima una salida media anual por estos conceptos de 4 - 5,5 hm³.

Mediante idéntico procedimiento se pueden estimar las salidas a lo largo del borde oriental, de muy baja permeabilidad, así como las salidas ocultas hacia el mar. Hay que insistir en el hecho de que se trata de una aproximación, dado que la cuantificación muy precisa requeriría numerosas medidas de transmisividad y la evaluación de los gradientes de forma muy precisa y para diversos intervalos de tiempo. Los autores citados estiman unos valores medios para estos conceptos y esos bordes, de 0.8 - 1.8 hm³. Consideran para ello valores de transmisividad variable entre 50 y 200 m²/día y gradientes próximos a 10⁻³.

En resumen, el balance entradas/salidas que se puede hacer, como cuantificación del funcionamiento, arroja valores medios de 17,8 - 23,6 hm³/año para las entradas y de 15,5 - 23,3 hm³/año para las salidas, lo cual supondría la existencia actual de un ligero aumento de la reserva; ello viene corroborado por la subida de los niveles piezométricos en amplios sectores del acuífero.

El ITGE, (1989) publicó una síntesis del Campo de Dalías y da a conocer nuevos datos sobre el balance hídrico del periodo 1986-1987 que para este acuífero son :

Las entradas principales son: la infiltración procedente del agua caída directamente sobre el mismo ó de la que llega en forma de escorrentía superficial de la Sierra de Gádor, es de 16 hm^3 y los retornos de riego y urbanos se estiman en 11.5 hm^3 ; luego el total entradas es de 27.5 hm^3 .

Las salidas principales son: los bombeos, 14 hm^3 y la descarga lateral subterránea hacia los Acuíferos inferior, Balsa Nueva y Superior Noreste, y son de 8 hm^3 ; hacia el mar y lagunas costeras 4 hm^3 . El total de salidas es de 26 hm^3 . El balance total es:

$$\text{Entradas (27.5)} = \text{Salidas (26)} + \text{Constitución de las reservas (1.5)}.$$

Por la cuantía de los recursos procedentes de la lluvia (21%) este acuífero ocupa el segundo lugar en importancia dentro del Campo, aunque se bombea sólo un 12%. Globalmente este acuífero se ha mantenido últimamente en situaciones próximas al equilibrio.

En relación con el balance dado en el acuífero en diciembre de 1982, no del todo equivalente al que ahora se presenta, cabe señalar diferencias ostensibles, entre las que hay que destacar un fuerte aumento en la estimación de las entradas por retornos, constatadas por la respuesta piezométrica observada y un notable aumento de las descargas subterráneas hacia los acuíferos de Balsa Nueva, Inferior Occidental y Superior Noreste (incluyendo el mar y lagunas costeras).

6. UNIDAD DE BALANEGRA

6.1 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E HIDRÁULICAS

Esta unidad ocupa la mitad occidental del Campo y tiene parte bajo el acuífero de Balerna-Las Marinas, y separado de él por las margas pliocenas que actúan de techo confinante. El material acuífero de esta unidad corresponde a las dolomías de Gádor, esencialmente, aunque las calcarenitas miocenas también pueden participar en el almacenamiento. El sustrato impermeable se considera integrado por las metapelitas basales del manto de Gádor.

Aunque el esquema geométrico expuesto es válido de manera general, la realidad es que la geometría detallada es mucho más compleja e incluso parcialmente desconocida. En efecto, desde fuera del sistema se prolonga una franja de filitas con cuarcitas que se introduce en los límites aquí estudiados y que viene a complicar considerablemente la sencilla disposición esquematizada más

arriba. Esta franja metapelítica separa dos tramos carbonáticos, a su vez afectados por fallas que llegan a individualizar pequeños conjuntos. El elemento más considerable es el denominado "Escama de Balsa Nueva".

Por otro lado, mientras que hacia el Sur y Sureste las margas pliocenas aumentan de manera notable su espesor, individualizando las calcarenitas pliocenas de las dolomías alpujárrides y calcarenitas miocenas infrayacentes y ocasionalmente de las metapelitas y dolomías de una escama de Gádor o del manto de Felix, hacia el Norte tienen poco espesor o incluso están totalmente acuñadas, permitiendo la comunicación en la vertical de las series acuíferas alpujárrides, miocenas y pliocenas, e incluso con participación de materiales cuaternarios.

Así pues, esta compleja unidad hidrogeológica ocupa del orden de 195 km² de los que algo menos de la mitad se encuentran confinados bajo las margas pliocenas. Los límites septentrional y occidental de la unidad, de naturaleza impermeable, están constituidos por las metapelitas basales del manto; el límite meridional debe ser el mar, aunque no a todo lo largo del litoral está el mar en contacto en el acuífero, sino sólo a través de la Escama de Balsa Nueva, como ya expuse. El límite NE es el borde externo del Horst de Guardias Viejas y cabe pensar que sea de intercambio hídrico nulo, al contactar los materiales carbonáticos de Gádor con las metapelitas de la base del Horst. Por último, el borde NE coincide con una zona de falla, a lo largo de la cual se puede establecer conexión hidráulica con la unidad acuífera de Aguadulce (las medidas piezométricas a ambos lados de la falla no parecen apoyar esta conexión, aunque desde el punto de vista hidrogeoquímico no se aprecian diferencias entre uno y otro labio).

El IGME (1989) establece para esta unidad valores de transividad comprendidos entre 15000 y 21600 m²/día a partir de pruebas de bombeo, en cinco sondeos que captaban calcarenitas miocenas y alguno las dolomías de Gádor. En este estudio se estima también que el coeficiente de almacenamiento en las calcarenitas, en condiciones de acuífero libre, debe estar comprendido entre 15 y 20 % y posiblemente más aún.

De todo ello se deduce que las formaciones acuíferas presentes en esta unidad registran valores mucho más elevados de transmisividad que los que se midieron en las calcarenitas pliocenas; ello se traduce, lógicamente, en un rendimiento de las captaciones mucho más elevado.

6.2 EL RÉGIMEN DEL MANTO

Ya he indicado que casi la mitad del acuífero se encuentra confinado bajo las margas pliocenas y que a su vez existe una duplicación de la serie carbonática, separada por filitas basales (Escama de Balsa Nueva) y en el área central; todo ello debe tener su incidencia en la forma de la evolución piezométrica en los pozos testigo así como en el trazado de las curvas isopiezas; no obstante los problemas mayores al momento de trazar las curvas isopiezas derivan de la desigual distribución espacial de los puntos susceptibles de control.

En la figura 22 y sobre la base de los datos facilitados por el IGME, se muestran las isopiezas de esta unidad para febrero de 1984. Se puede observar cómo la práctica totalidad de los puntos medidos muestran niveles piezométricos bajo el nivel del mar; a 2 Km del borde costero todo el acuífero se encuentra a más de 4 m bajo el nivel del mar y existen numerosos conoides con valores inferiores a -5 m. El gradiente medio que se obtiene en el borde costero, en el sentido mar-continente, es de 0,2 %.

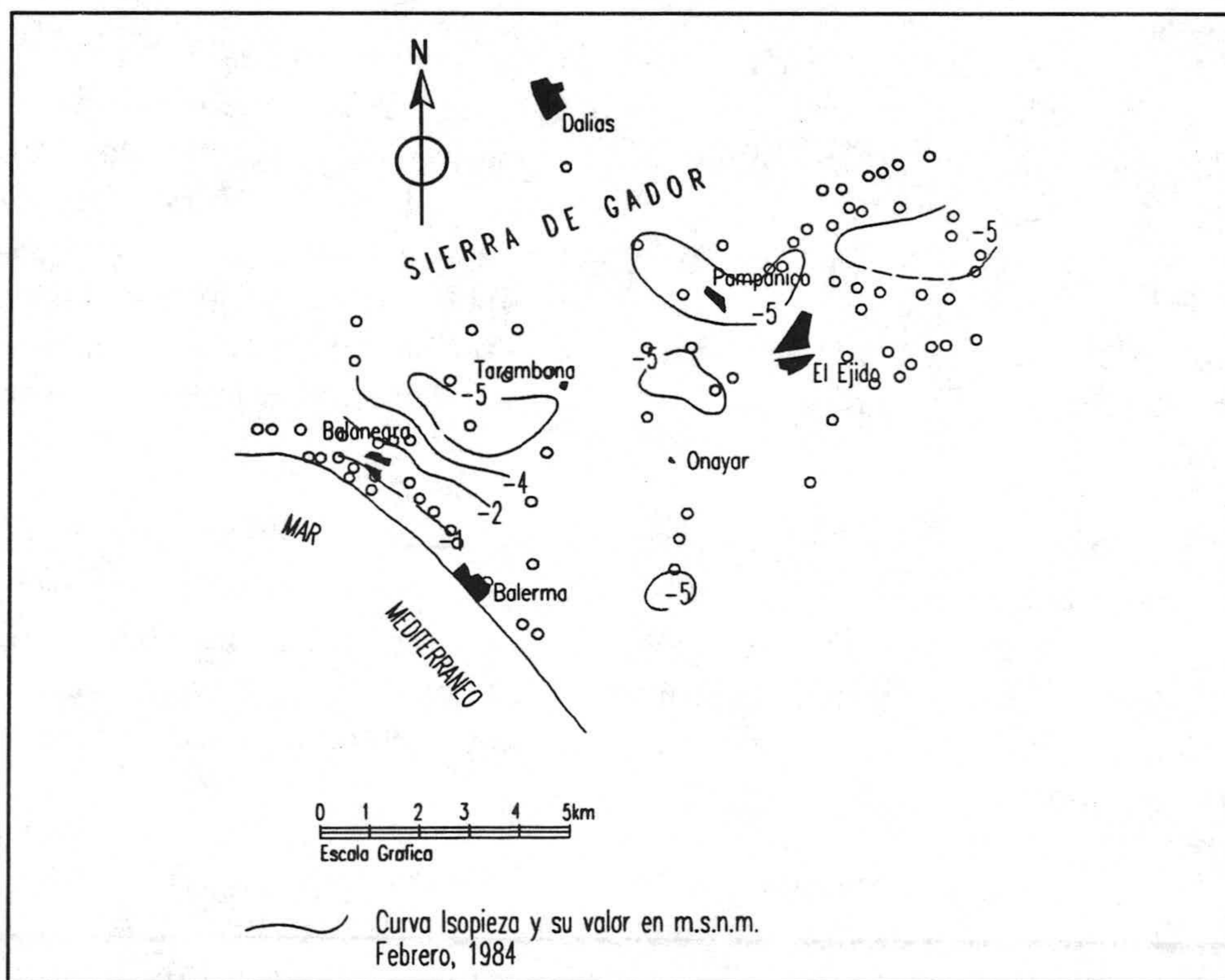


Figura 22.- Superficie piezométrica de la Unidad de Balanegra, Febrero 1984. Tomada del IGME

En la figura 23 correspondiente a noviembre de 1986, todo el acuífero está a cotas por debajo del nivel del mar, al pie de Sierra de Gádor hay un conoide con -10 m snm y van disminuyendo los valores negativos hacia la costa.

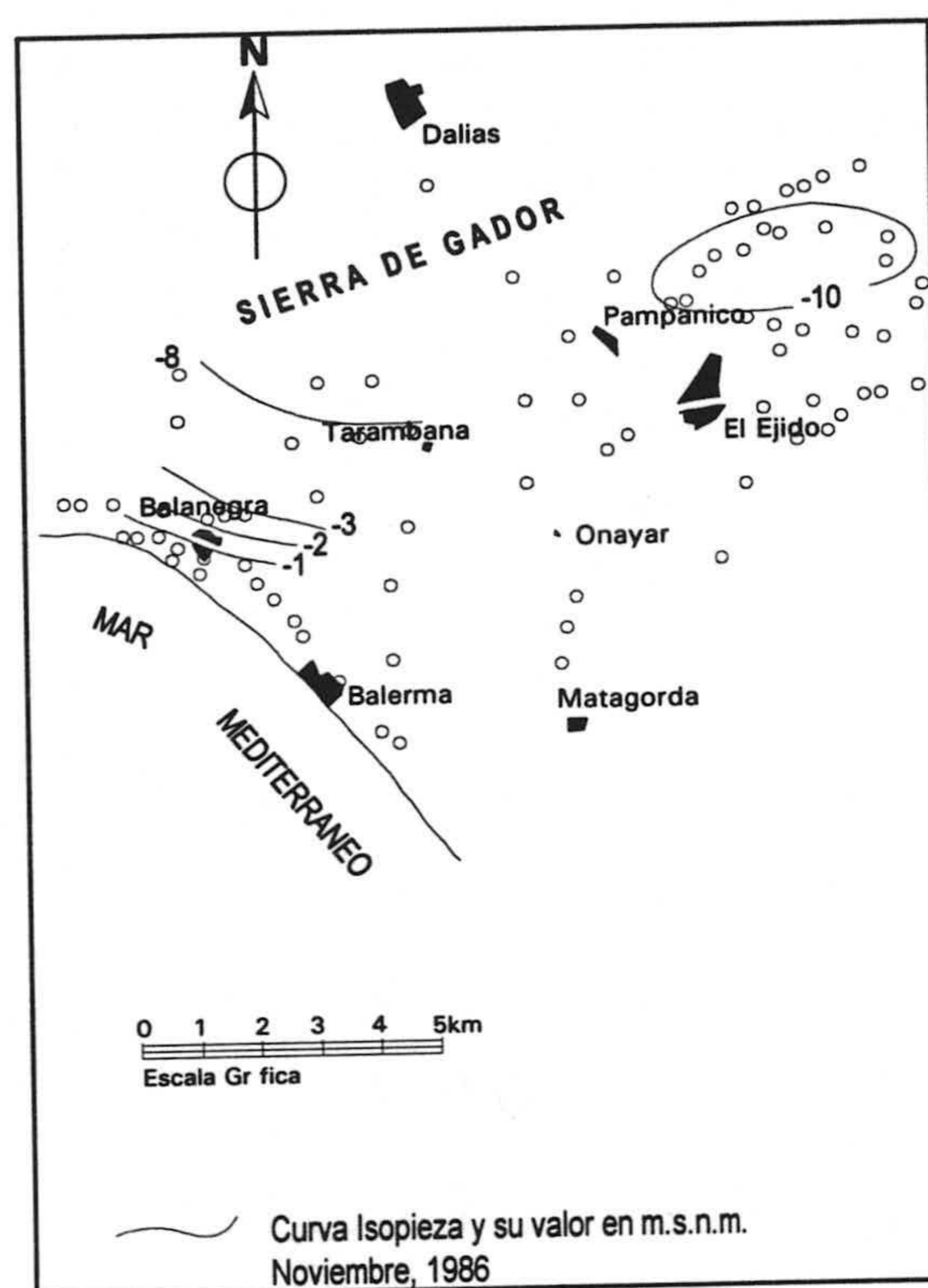


Figura 23.- Superficie piezométrica de la Unidad de Balanegra, Noviembre 1986. Tomada del IGME

En septiembre de 1988, todo el acuífero está por debajo del nivel del mar, con -20 m s n m, al sur del sector IV del IARA y en la localidad de Matagorda. En la costa los niveles están unos 5 m bajo el nivel del mar.

En enero de 1989 hay una ligera recuperación del acuífero; para que en octubre de 1989 (figura 24) se vuelve a los valores anteriores.

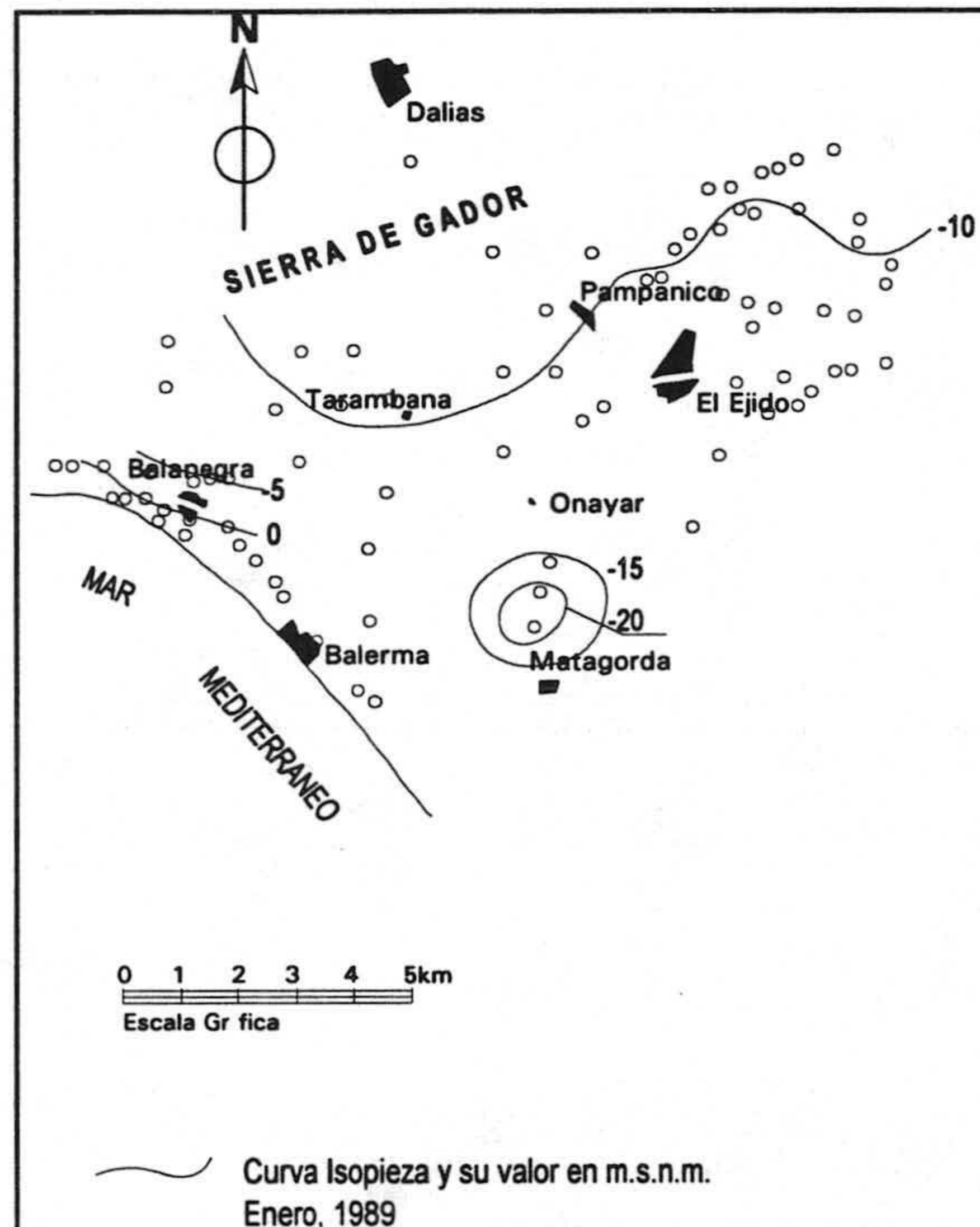


Figura 24.- Superficie piezométrica de la Unidad de Balanegra, Enero 1989. Tomada del IGME

En febrero de 1990 (figura 25) y enero de 1991, el acuífero tiene valores menos negativos, reflejo de una mayor alimentación y/o menos extracciones en ese periodo. En septiembre de 1991 la situación es idéntica a la anteriormente descrita, así como en enero de 1993 (figura 26). La existencia de valores del nivel piezométrico por debajo del nivel del mar en este acuífero es un hecho ya constatado por los organismos que han estudiado el área. Así por ejemplo el IGME en su informe de 1982 reconstruye una serie de mapas piezométricos del acuífero entre 1973 y 1981, correspondiente a los estiajes; en el de 1978 se detectan por primera vez valores locales por debajo del nivel del mar; en octubre de 1979 son tres los pequeños sectores con valores negativos mientras que en 1981 los valores bajo el nivel del mar ocupan casi la totalidad del acuífero; esta imagen se mantiene, aunque valores con valores inferiores aún, en diciembre de 1981. Igual apreciación hace Navarrete (1992) respecto a noviembre de 1986.

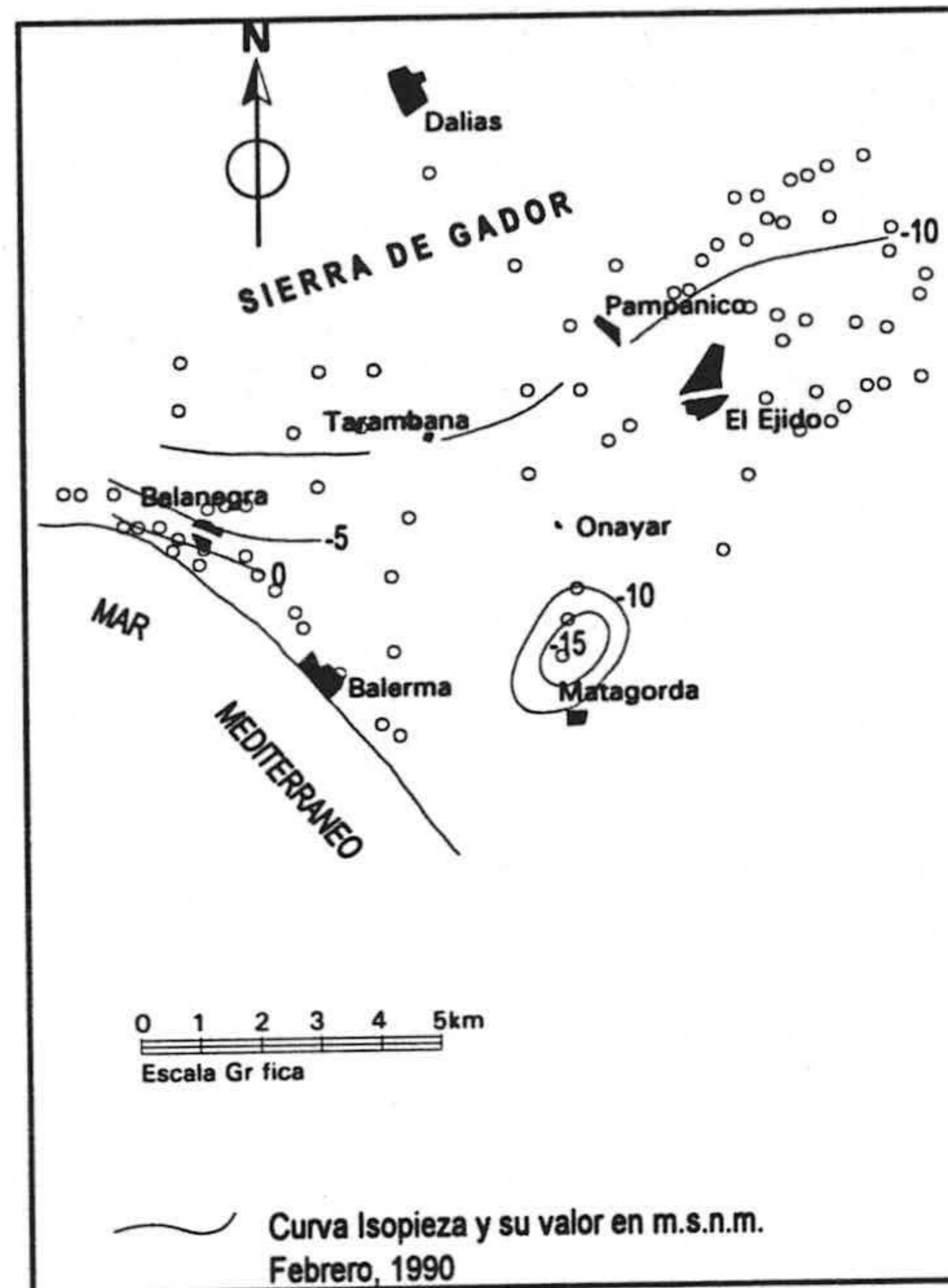


Figura 25.- Superficie piezométrica de la Unidad de Balanegra, Enero 1990. Tomada del IGME

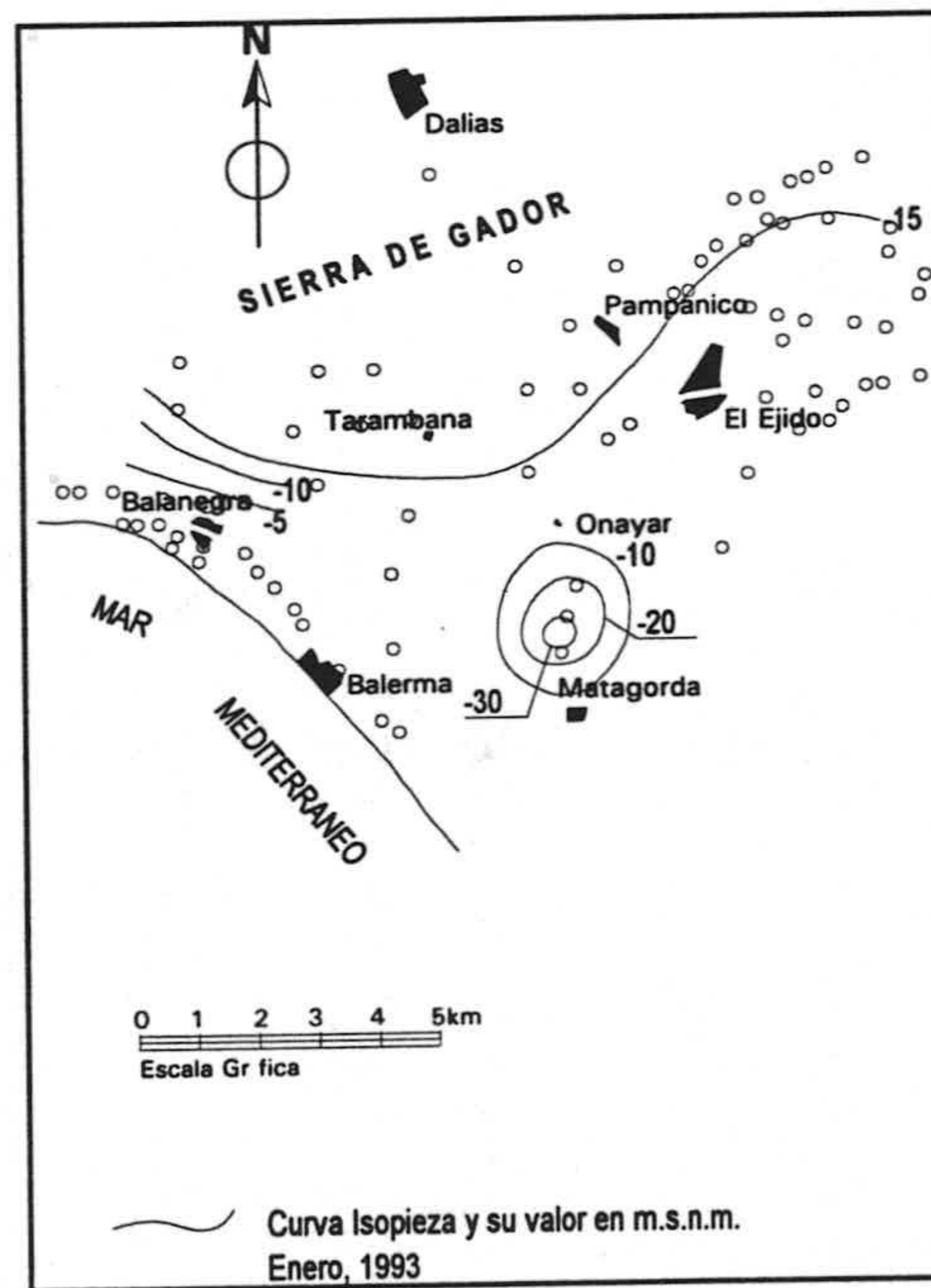


Figura 25.- Superficie piezométrica de la Unidad de Balanegra, Enero 1993. Tomada del IGME

La disminución de bombeos en determinados meses y la alimentación tras las lluvias permiten observar recuperaciones de nivel, como se pone de manifiesto en los mapas de isopiezas correspondientes a enero y abril de 1980 (IGME, op.cit.). No obstante, en la síntesis realizada por Thauvin (1986) se muestra que todo el acuífero, en su sector no confinado, ha registrado un descenso anual medio entre Septiembre de 1973 y el mismo mes de 1981, del orden de 0.75 m aunque en un amplio área del mismo ha superado 1 m/año.

La evolución del nivel en un piezómetro existente en el área del Tomillar, realizado por el IGME con fines de investigación, y controlado por este organismo desde 1974 (las primeras medidas han sido estimadas a partir de los datos de piezómetros próximos); permite observar como la curva soporte muestra claramente una tendencia al descenso, con un aumento de la pendiente a partir de 1978 en que disminuye apreciablemente la alimentación; en dicho gráfico se muestra también la evolución de la extracción en la unidad. Se ve asimismo la gran sensibilidad del acuífero a las lluvias, con subidas que en algunos casos superan el metro.

Se asiste así a un descenso continuado de los niveles a un ritmo bastante rápido, alcanzándose valores negativos en el año 1979/80; en 1981/82 se llegan a medir -5 m, en el año 1986 se miden -10 m, en 1988 a -20 m, en 1990 se miden -15 m y en 1993 todo el acuífero esta a -15 m snm.

En el reciente trabajo ya citado del ITGE se muestran los gráficos de evolución piezométrica en esta unidad, uno correspondiente al punto 307, situado al N de El Ejido y otro el 64, situado en al Escama de Balsa Nueva; ambos muestran una evolución muy similar. En efecto, en el primero de ellos se parte de la cota 7 en 1972 y se alcanza la cota -24 en 1995, aunque se registra una subida cercana a 3 m en el período 1990-91. En el segundo se parte de 4.5 m para alcanzar -14 m en 1995, con algo más de un metro de subida en 1991, periodo mucho más lluvioso que la media (figura 27).

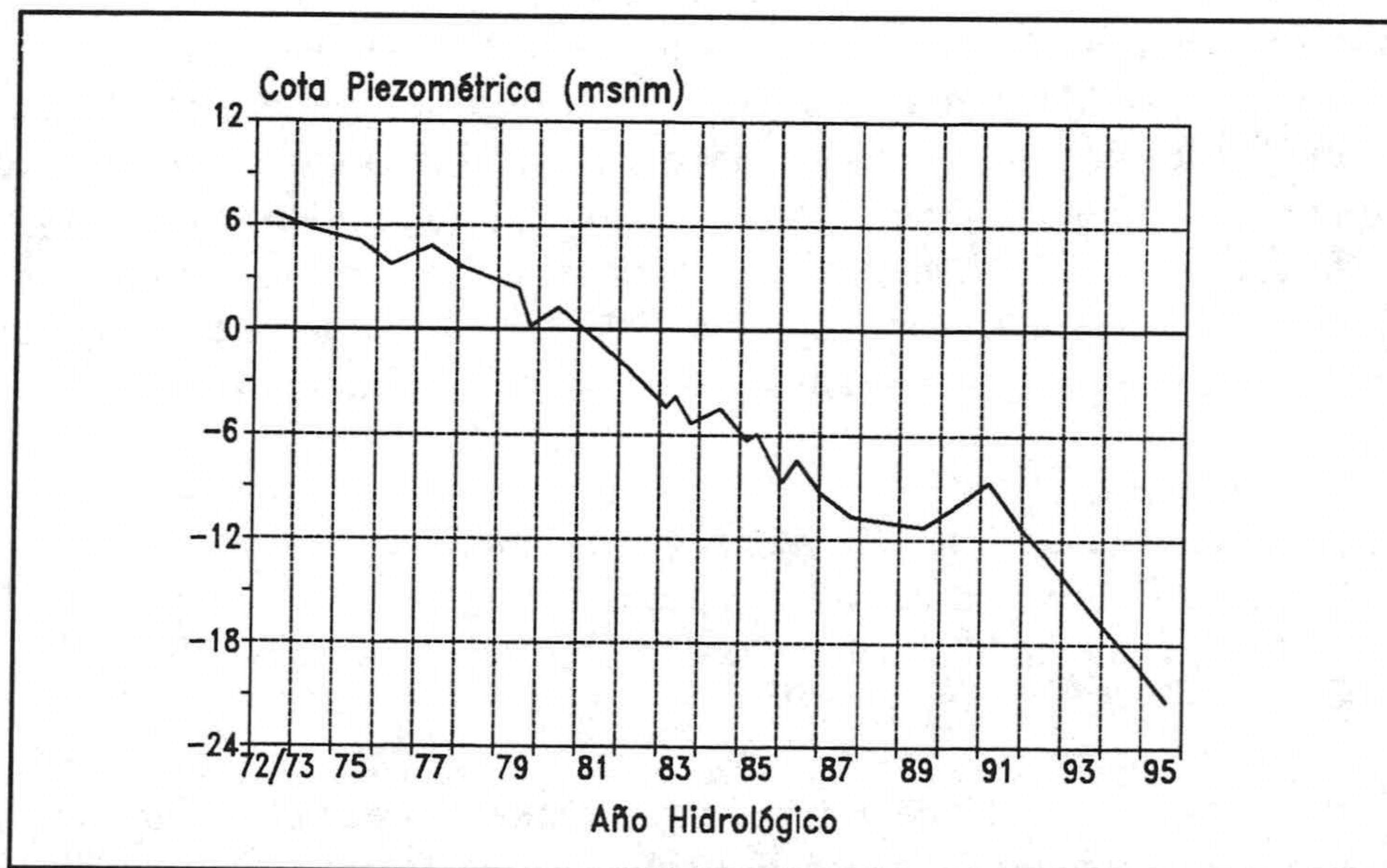
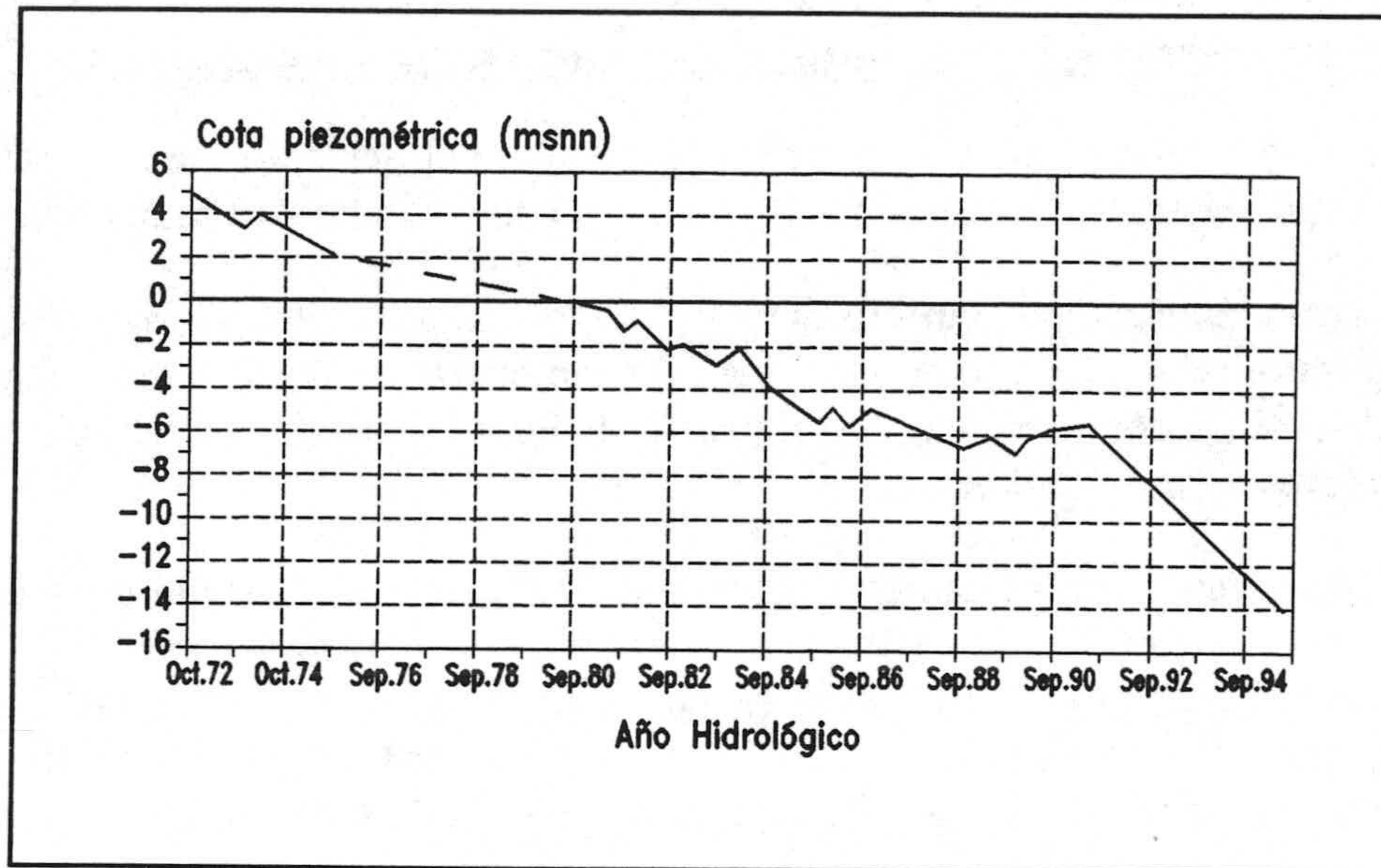


Figura 27.- Evolución del nivel piezométrico de los puntos acuíferos 64 y 307. Unidad de Balanegra

6.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS DE LAS AGUAS

Me voy a referir a las características medias del acuífero para el periodo de 1988-1990, en el cual se tomaron 24 muestras con periodicidad semestral.

La temperatura en el acuífero tiene un valor medio de 24.5 °C. Se obtienen, por tanto, valores relativamente elevados de temperatura que indican un cierto termalismo. La conductividad de las aguas tiene un valor medio de 1024 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ con valores comprendidos entre 370-3066 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

El sodio es el catión dominante, con un valor medio de 100 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ y extremos de 10.5 y 330 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; le siguen en importancia el calcio (66.6 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) y el magnesio (33.5 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$). El catión menos abundante es el potasio (10.2 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$). De los aniones el bicarbonato es el más abundante, con una media de 262 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, seguido del cloruro (182 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$), el sulfato (42 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$) y el nitratos (22.4 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$).

En la figura 28 correspondiente a mayo de 1988, los valores más bajos de contenido en cloruro se miden al N de El Ejido y van aumentando hacia la costa hasta valores superiores a 300 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, lo mismo que al NE del Ejido. En noviembre la distribución es similar solo que en el sector costero se superan los 500 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En el año 1989 en los dos muestreos de mayo y diciembre la situación es similar a los años anteriores; en Diciembre al Norte de la Aldeilla se miden valores superiores a 500 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En el año 1990, en el muestreo de mayo la distribución sigue sin variar, pero en el octubre hay que destacar que al SW de El Ejido se pasa de la isolínea de 200 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ a la 300 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ y en la costa se siguen superando los 500 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ (figura 29).

En mayo 1988 la distribución espacial de los valores de contenido en sulfato que se observa en la figura 30, muestra que los valores inferiores se miden al pie de Sierra Gádor y aumentan hacia el sur hasta valores superiores a 100 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$, y en el sector costero superan los 300 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$.

En noviembre de 1988 se tiene una situación parecida. En mayo de 1989 comienza a producirse un descenso generalizado de valores en todo el acuífero, se observa mejor en diciembre de ese mismo año, que al pié de la Sierra de Gádor se pasa a valores inferiores a 10 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; en el sector costero los valores son superiores a 50 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En la figura 31 correspondiente a mayo de 1990, en casi todo el acuífero se miden valores inferiores a 25 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$; sólo en la costa se superan los 100 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. En octubre del mismo año hay un ligero aumento.

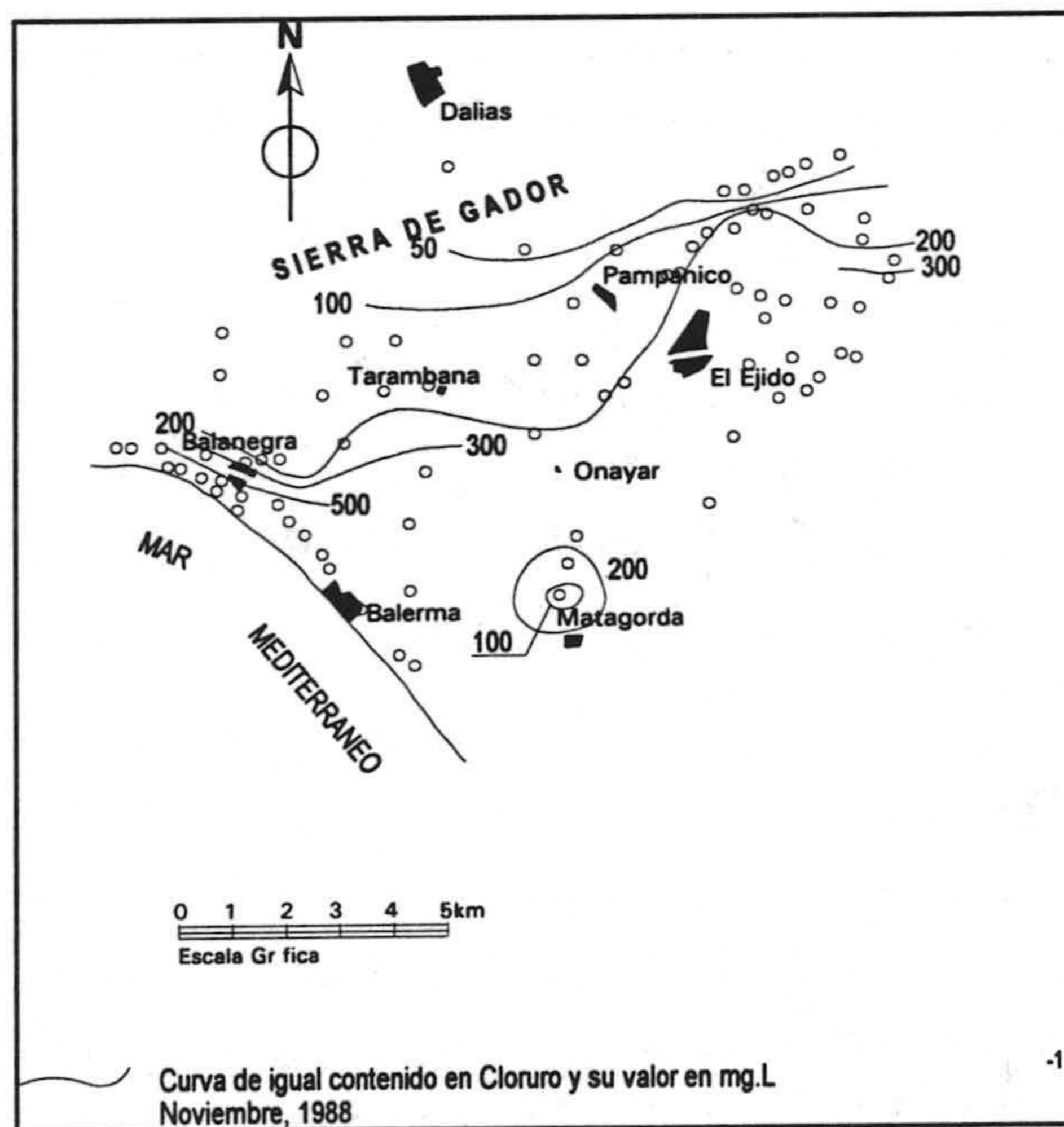
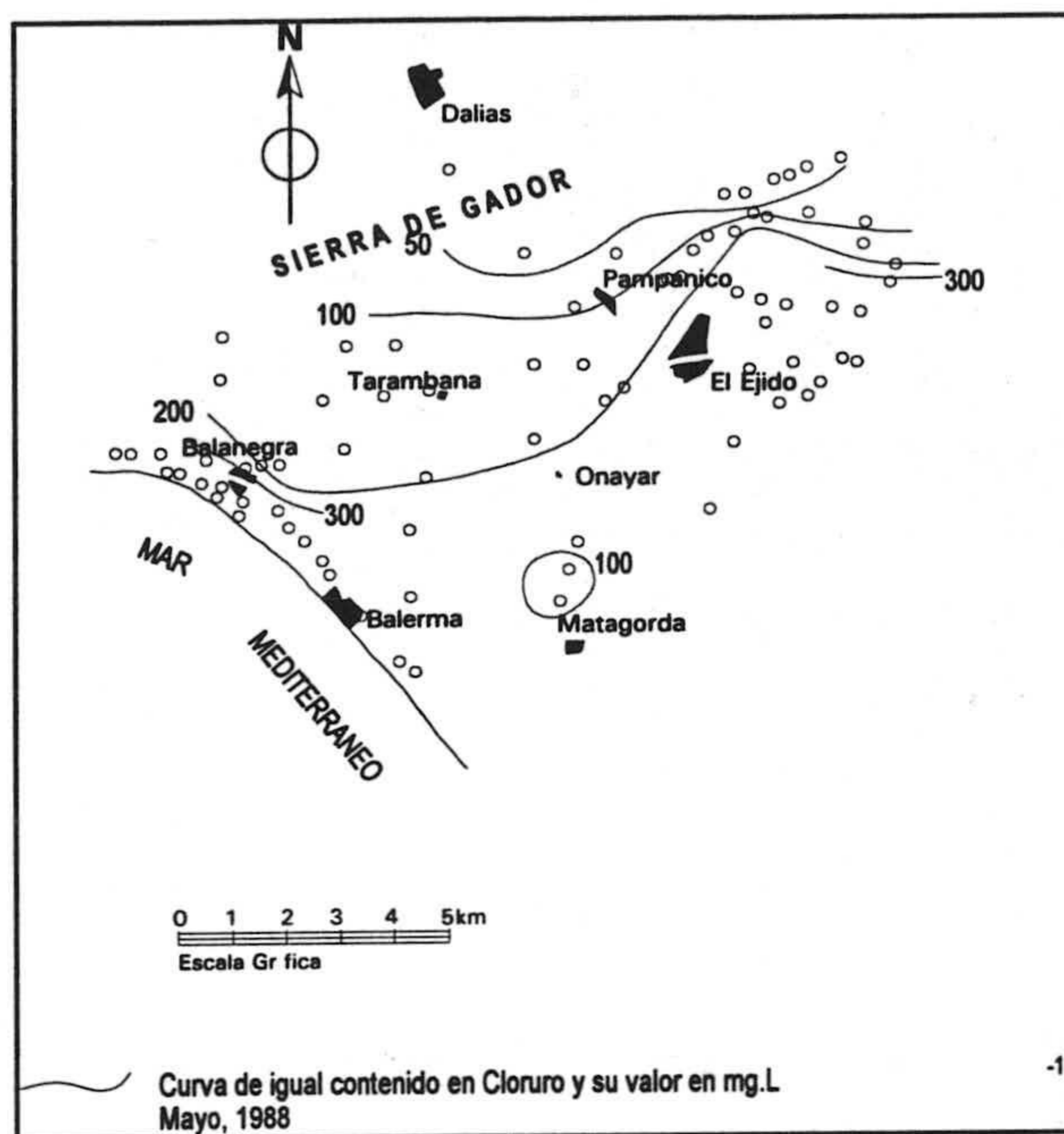


Figura 28.- Contenido en ion cloruro de la Unidad de Balanegra (Mayo, Noviembre, 1988).

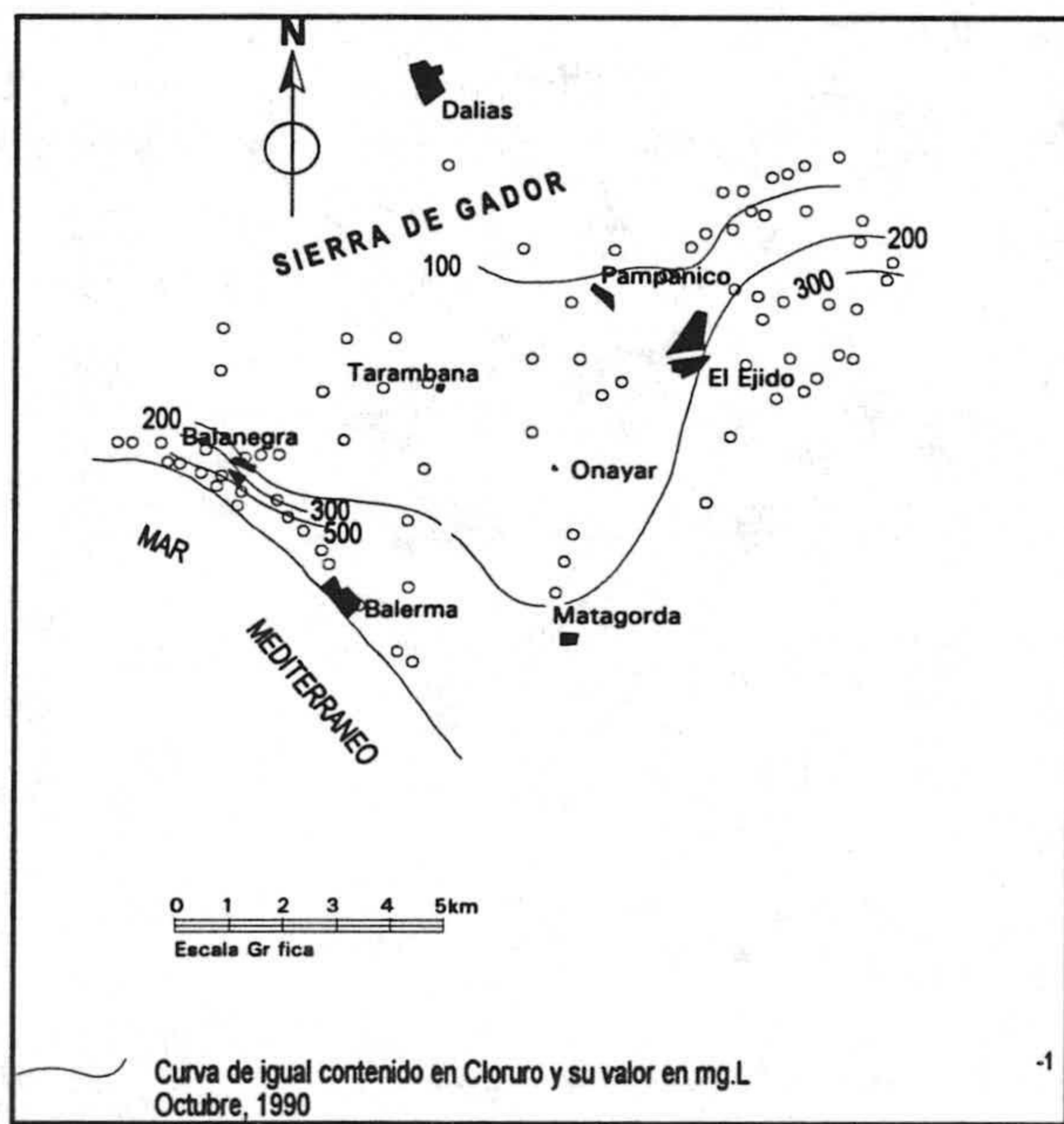
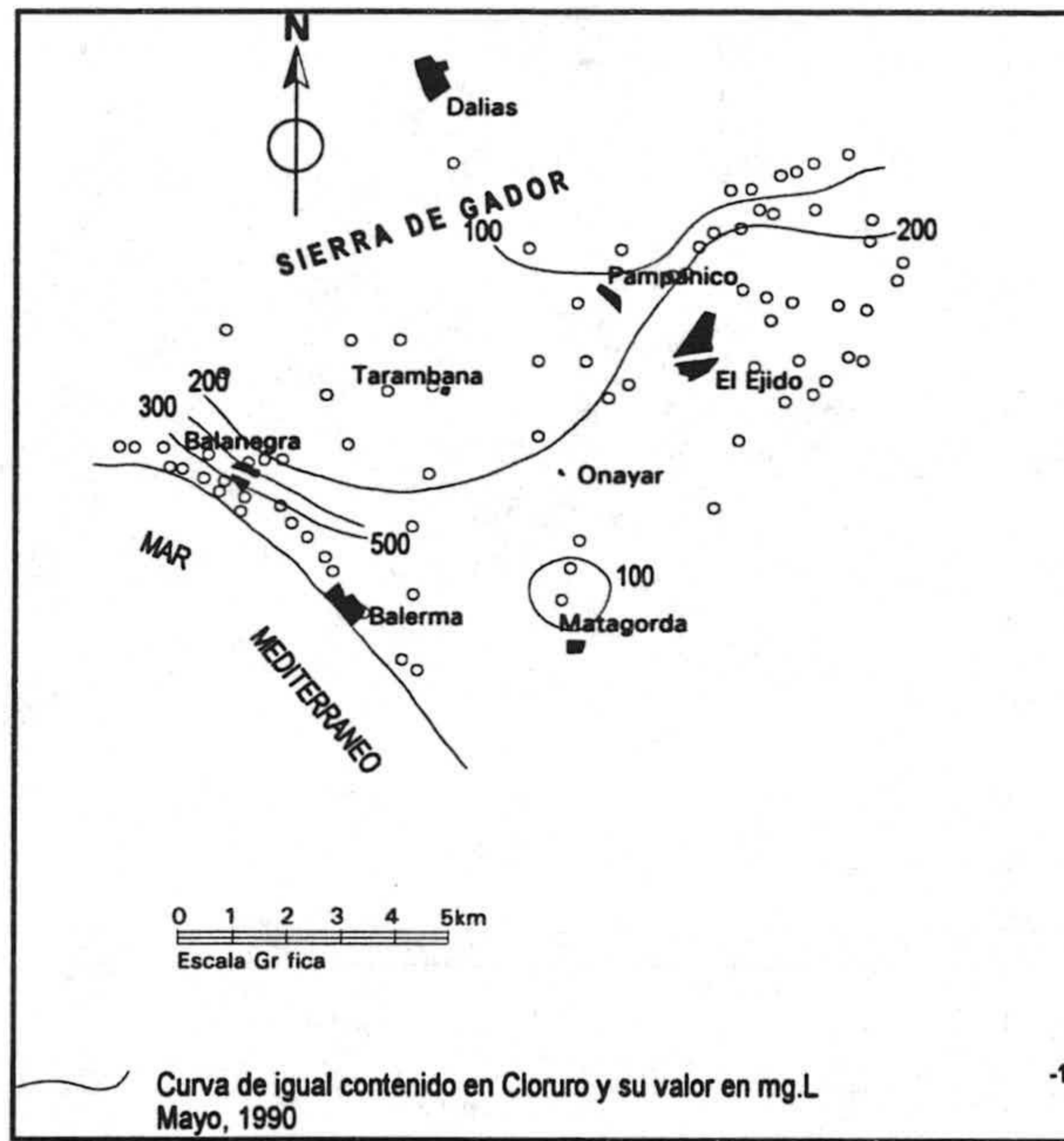


Figura 29.- Contenido en ion cloruro de la Unidad de Balanegra (Mayo, Octubre de 1990).

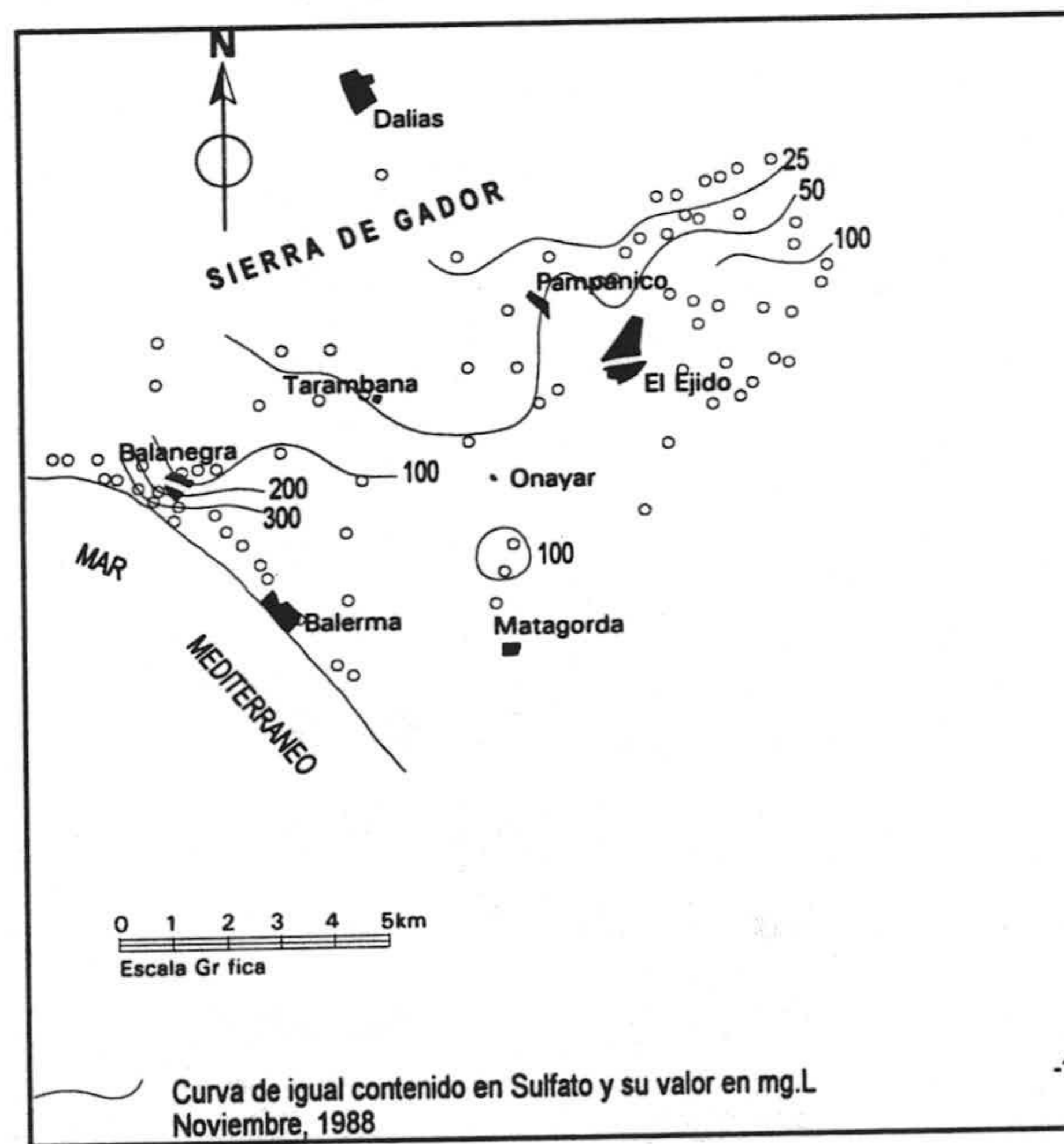
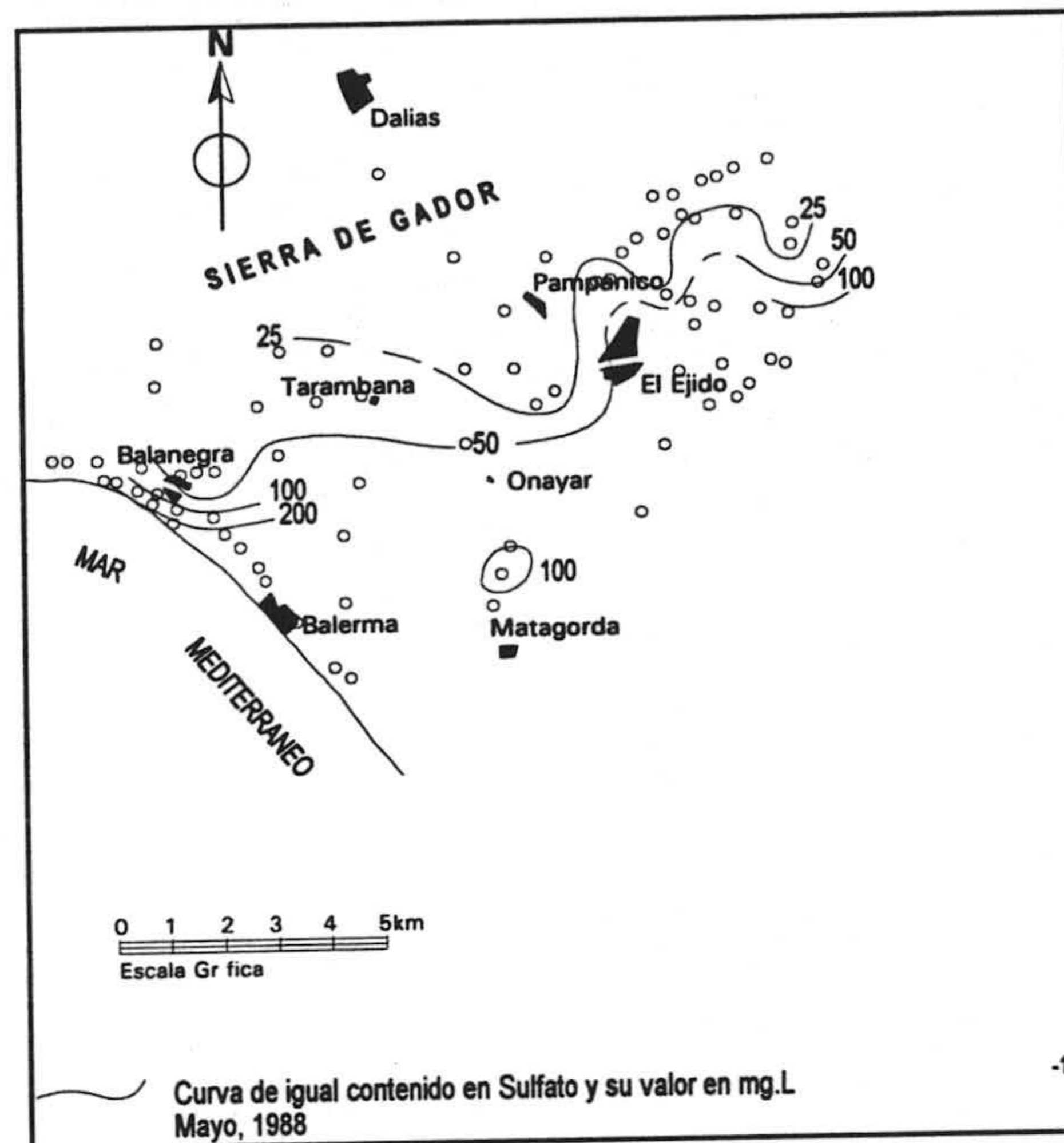


Figura 30.- Contenido en ion sulfato de la Unidad de Balanegra (Mayo, Octubre, 1990)

Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)

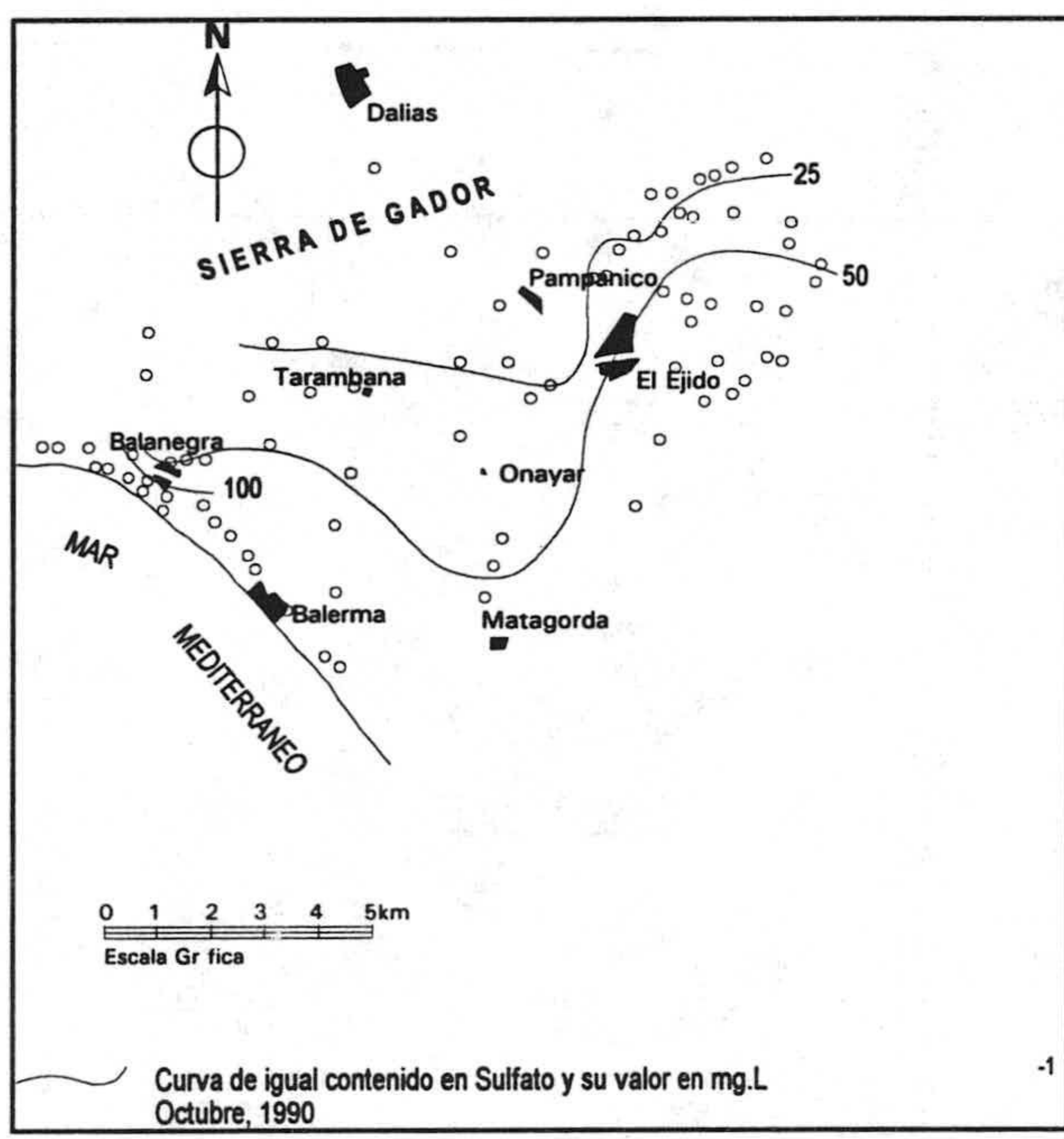
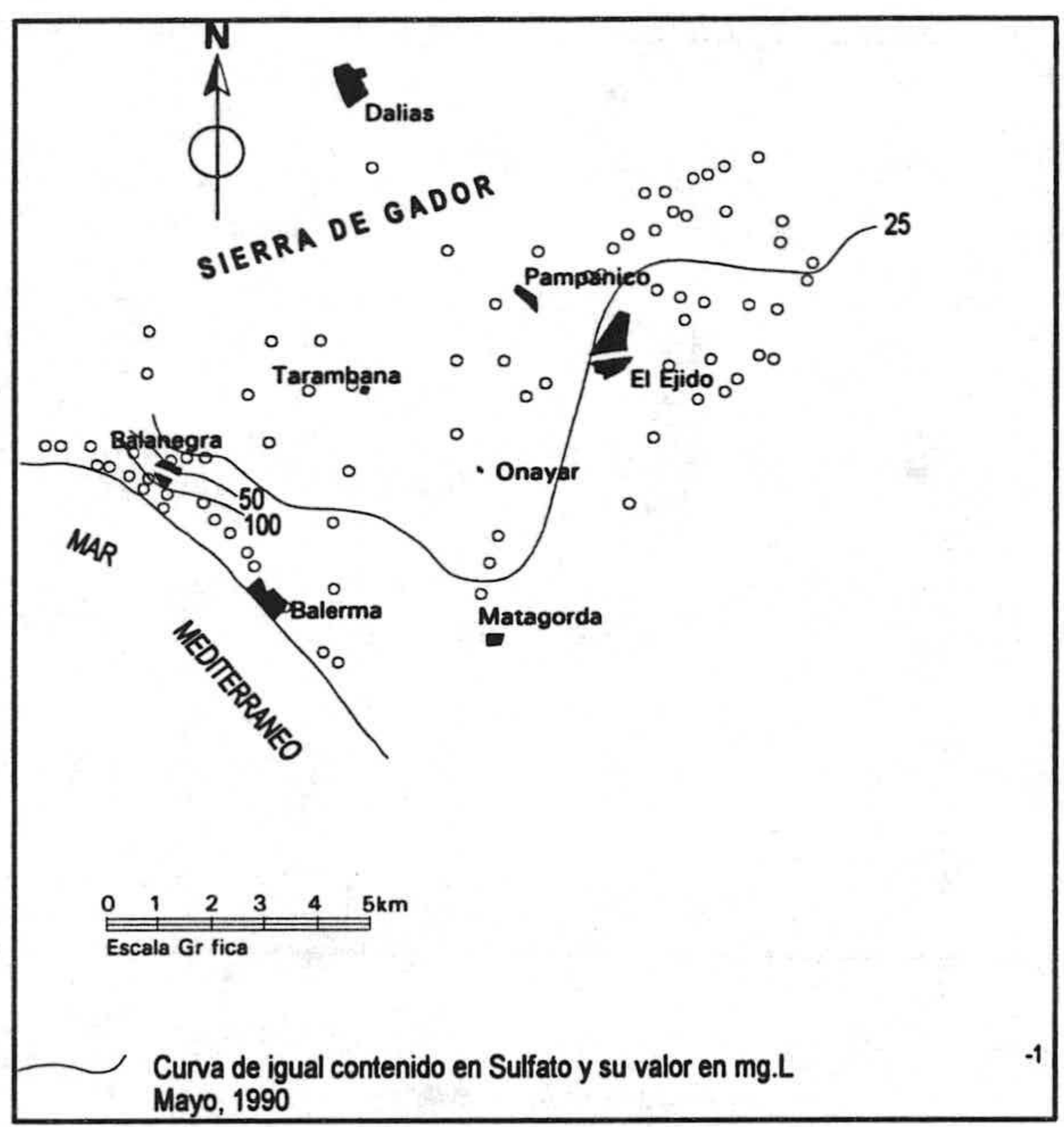


Figura 31.- Contenido en ion sulfato de la Unidad de Balanegra (Mayo, Octubre, 1990)

En mayo de 1988 se miden valores inferiores a 10 mg.L^{-1} de contenido en nitrato, en la mayor parte de los acuíferos muestreados; al NE de El Ejido se superan los 25 mg.L^{-1} y en la costa se superan los 100 mg.L^{-1} (figura 32). En noviembre del mismo año se observa una situación similar a la anterior; al igual que en 1989, 1990 (figura 33).

6.4 FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO Y BALANCE

La alimentación de esta unidad acuífera se produce por, infiltración procedente de la lluvia caída sobre el acuífero y de la escorrentía de la precipitación ocurrida fuera de la unidad; por alimentación lateral oculta y por infiltración de parte del agua aplicada en regadío procedente de fuera del sistema.

La infiltración directa de la lluvia caída sobre el sistema no afecta a toda su superficie, dado que la mitad meridional está confinada bajo las margas pliocenas. La estimación de la infiltración puede hacerse a partir de la fórmula de Thornthwaite, a nivel diario, previa definición de la reserva de agua utilizable por las plantas.

En este caso hay que tener en cuenta que la capacidad de infiltración del material aflorante es importante; tanto las dolomías como las calcarenitas y los depósitos de piedemonte permiten el acceso del agua al acuífero de una manera relativamente rápida. Ello se traduce en una respuesta bastante acusada de la superficie piezométrica a la lluvia.

En el informe IGME reiteradamente aludido se calculan las entradas por este concepto, a partir de la misma fórmula anteriormente indicada, y una reserva de 50 mm. Mediante una serie de hipótesis de partida, carentes de comprobación con datos medibles, estiman la escorrentía en las cuencas vertientes al sistema y aplican una serie de porcentajes a la misma para estimar la infiltración, para el periodo 1973/74-1980/81, en $9 - 11 \text{ hm}^3$.

La otra fuente de alimentación procede del acuífero de Balerna-Las Marinas, que tiene un contenido salino superior al de las aguas propias del acuífero. La cantidad estimada está comprendida entre 4 y $5,5 \text{ hm}^3/\text{año}$, como valor medio del periodo de ocho años de referencia.

El retorno de regadíos con aguas procedentes de fuera del sistema, - del canal de San Fernando, cuyas aguas proceden de la cuenca del río Adra, colindante con

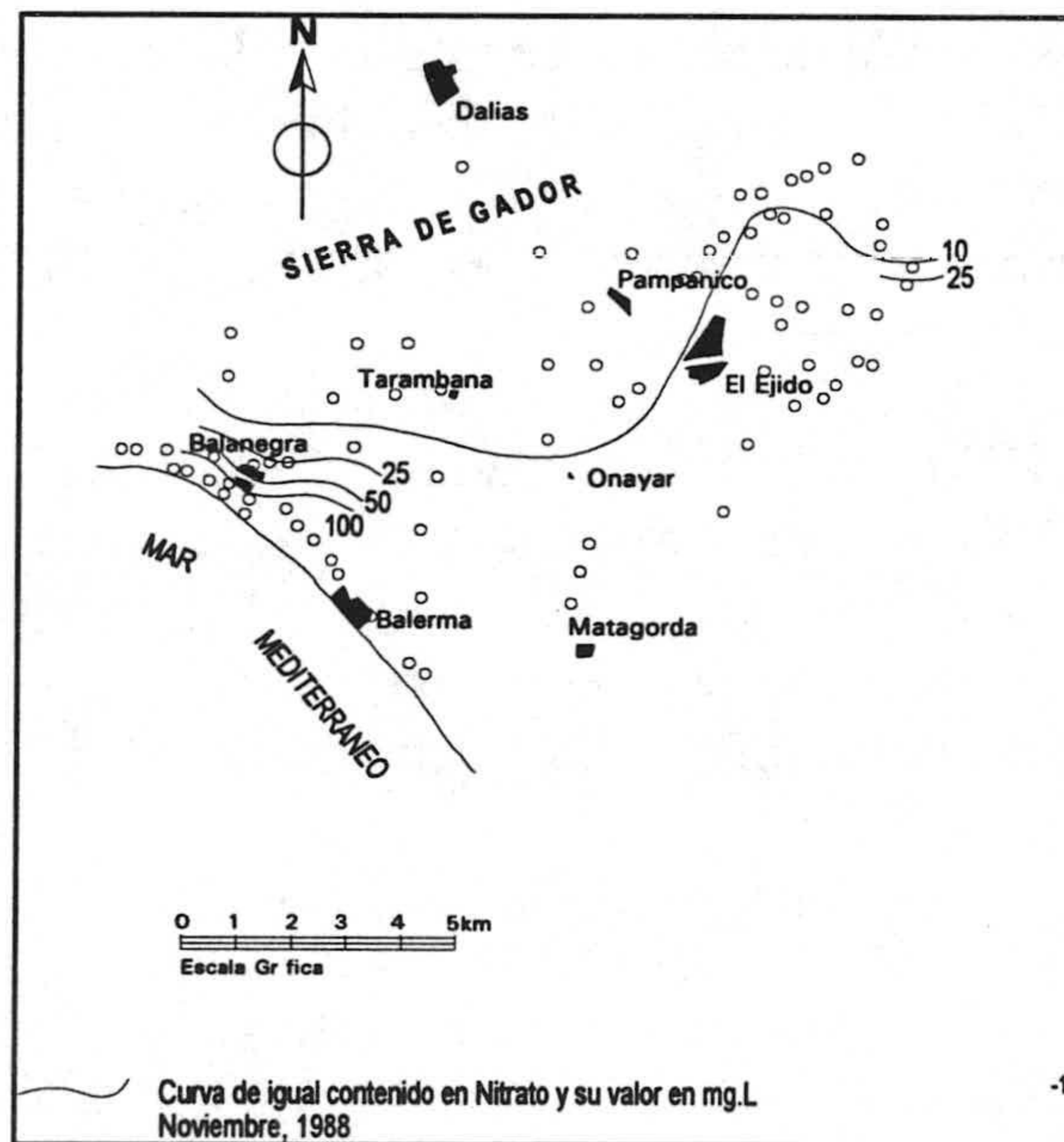
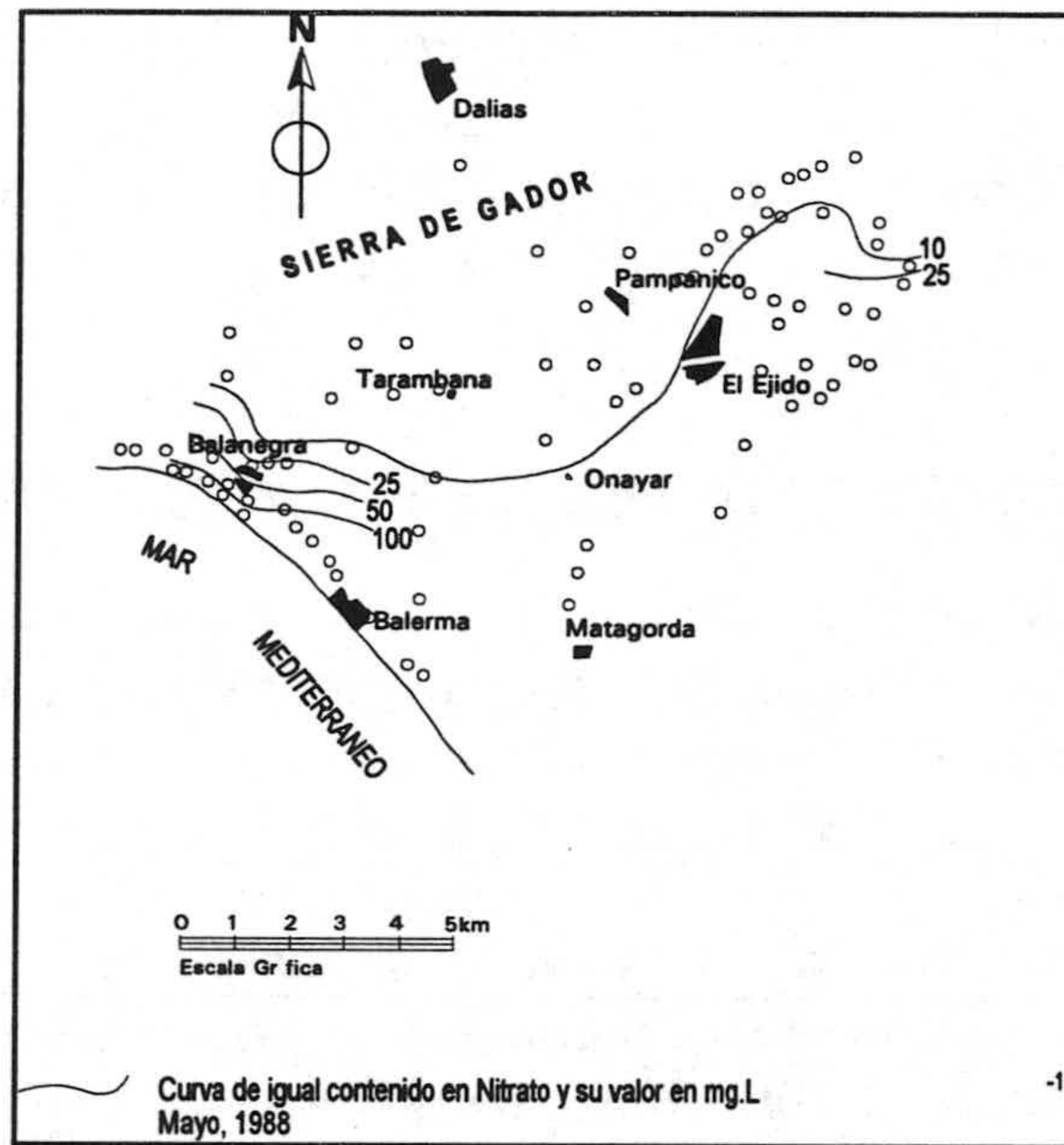


Figura 32.- Contenido en ion nitrato de la Unidad de Balanegra (Mayo ,Noviembre, 1988).

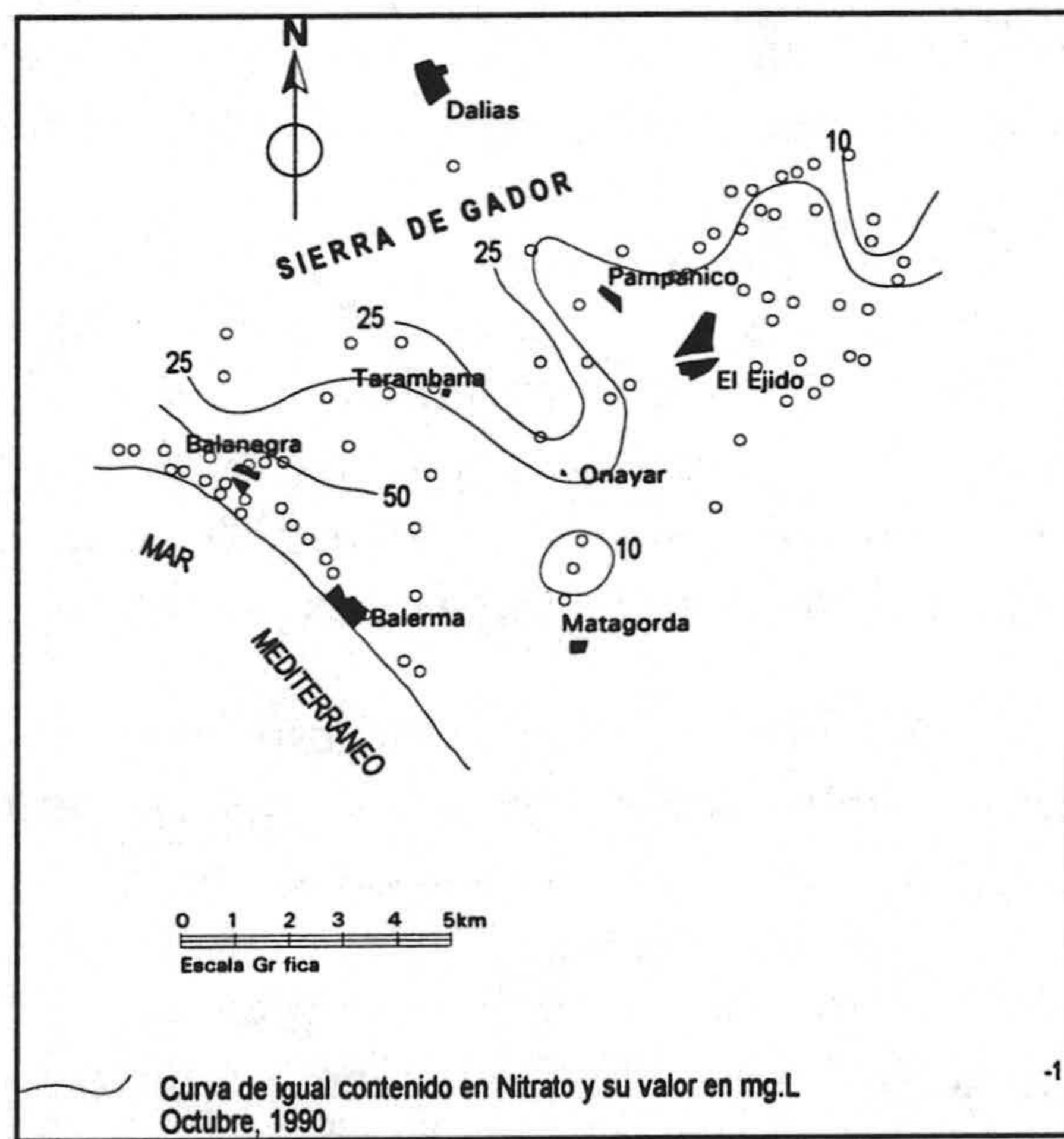
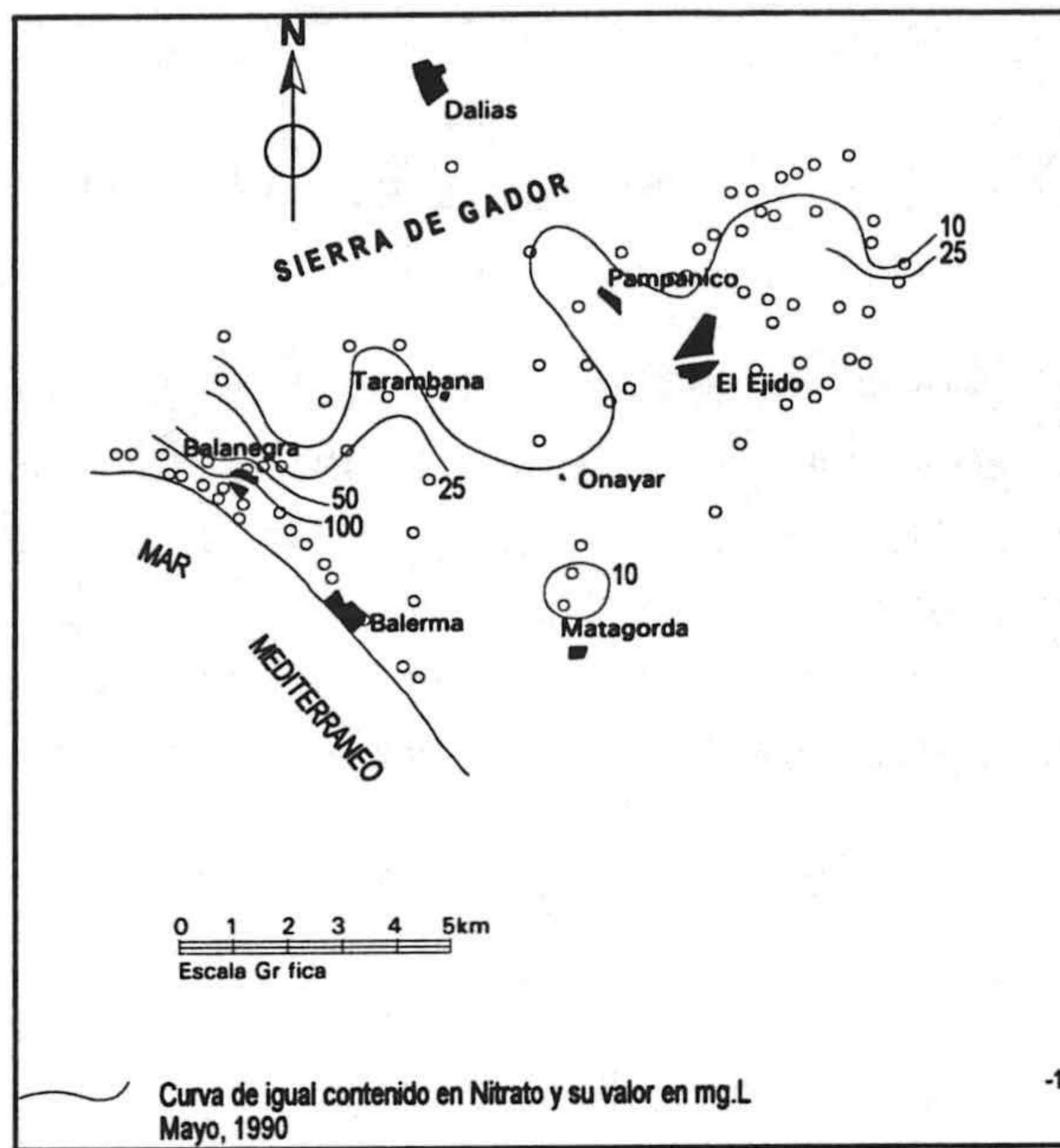


Figura 33.- Contenido en ion nitrato en la Unidad de Balanegra (Mayo, Octubre, 1990)

este área, y el de Fuente Nueva, procedente del Norte-, se estiman en $0,45 \text{ hm}^3/\text{año}$.

De esta forma el total de las entradas alcanza un valor medio anual de $15,2 \text{ hm}^3$, aunque variable de unos años a otros, función esencialmente de la precipitación caída. Las salidas tienen lugar preferentemente mediante bombeos en los sondeos instalados y, en mucha menor cuantía, de forma oculta a través de los límites permeables; en régimen natural las salidas serían hacia el mar principalmente, y hacia el acuífero de Balerna-Las Marinas.

El IGME (op.cit.) estima que el máximo en los años 1980/81 y 1981/82 se registra en el sector del Tomillar con 13 y 17 hm^3 , respectivamente, debido a que se bombeó allí para complementar el abastecimiento a Almería capital. Le siguen en importancia los bombeos en los sectores de Pampanico ($7,7$ y $7,1 \text{ hm}^3$) y Tarambana ($5,7$ y $5,4 \text{ hm}^3$). Para el total del acuífero se obtienen $27 - 29 \text{ hm}^3$ en 1980/81 y $33,7 \text{ hm}^3$ en 1981/82. En lo referente a las salidas ocultas hacia el mar, con la actual disposición de la superficie piezométrica, se puede considerar que éstas son prácticamente nulas, produciéndose, por el contrario, una entrada de agua salada en el acuífero, que tiende a ocupar el volumen vaciado por las extracciones.

A título de resumen y como elemento de balance, las entradas medias anuales parecen ser del orden de 15 hm^3 , mientras que las salidas en algunos años han superado los 30 hm^3 , lo cual supone que se asiste a un vaciado continuado de la reserva, que viene corroborado en los mapas de isopiezas correspondientes a diversas fechas y en la evolución de los niveles piezométricos.

El ITGE. (1989) considera que este acuífero en el año 1986-1987, recibe un 13 % de los recursos totales por precipitación del conjunto de unidades del área, pero ocupa el primer lugar por la magnitud de los bombeos (37 % del Campo).

Las entradas son : la infiltración de la precipitación 10 hm^3 , retornos de riego y urbanos 3 hm^3 , recarga lateral desde los acuíferos Superior Central, Acuífero Inferior Noreste y de la Escama de Balsa Nueva $13,5 \text{ hm}^3$; luego el total de entradas es de $26,5 \text{ hm}^3$. Las salidas principales son por bombeo ($37,5 \text{ hm}^3$).

El balance para este acuífero es de:

Entradas (26.5) + Aportación de las reservas (11) = Salidas (37.5)

El balance dado difiere del año 1982 sobre todo en el volumen bombeado, que se compensa con menor aportación de la reserva propia, mayor participación de las entradas laterales de los acuíferos contiguos y adquieren mayor importancia los retornos de riego y urbanos, aunque no con demasiada importancia, debido a que el acuífero está en parte confinado y se mantienen prácticamente las entradas por precipitación.

7. UNIDAD DE AGUADULCE

7.1 CARACTERÍSTICAS GEOMÉTRICAS E HIDRAÚLICAS

Sin lugar a dudas esta unidad hidrogeológica es la de mayor complejidad tectónica y la de geometría peor conocida. Junto a la existencia de la mayor parte de los materiales acuíferos presentes en el Campo, en cortes verticales se suceden varias formaciones acuíferas separadas por otras tantas formaciones de baja permeabilidad, dando lugar a un auténtico multicapa; sin embargo, lateralmente se pueden acuñar algunas de las formaciones de manera más o menos brusca; en medio de todo ello, se tienen las rocas volcánicas de geometría escasamente conocida.

Recordemos que en esta unidad los materiales del manto de Felix adquieren un amplio desarrollo y reposan sobre los materiales de Gádor; el tramo carbonático de Felix, mucho menos potente que el de Gádor, está separado de éste por un tramo basal de filitas, por lo que en esos casos existen dos niveles acuíferos individualizados; en relación con los tramos carbonatados de ambos mantos existen las calcarenitas miocenas, en conexión hidráulica; estas calcarenitas pueden estar a veces también sobre las filitas de Felix, allí donde el tramo carbonático no existe.

Sobre ambos tramos carbonáticos, con o sin calcarenitas, se pueden situar las margas pliocenas, sobre las que reposan las calcarenitas pliocenas y otros sedimentos detríticos más modernos; en este caso se tendría un primer acuífero libre, un acuífero intermedio y un acuífero inferior; lateralmente, donde no está presente el manto de Felix, existiría sólo el superficial y el profundo, aunque ambos pueden estar en contacto hacia el borde septentrional donde las margas pliocenas se acuñan.

La gran cantidad de fracturas existentes, algunas de gran salto, favorecen la conexión hidráulica entre los diferentes tramos, los cuales en régimen natural debían presentar una misma cota piezométrica; la sobreexplotación de la unidad puede dar lugar, y de hecho así sucede, a la diferenciación de varios niveles dependiendo de la transversal.

Tanta variedad litológica dentro de las formaciones acuíferas tiene, lógicamente, su incidencia en los valores de los parámetros hidráulicos; en efecto según datos del IGME (opt.cit.) en las dolomías de Gádor, cerca de Aguadulce, se han calculado valores de transmisividad entre 14000 y 17000 m²/día; y en el área del Águila 5000 m²/día; no obstante los valores medios son del mismo orden de magnitud que los obtenidos para el acuífero de Balanegra y muy superiores a los del acuífero de Balerma-Las Marinas.

En un sondeo que explota la serie acuífero miocena y con parte de su columna en rocas volcánicas, se obtuvo una transmisividad de algo más de 6000 m²/día; en otro que afecta sólo a las rocas volcánicas unos 340 m²/día; en pozos que captan las calcarenitas pliocenas 800 y 2000 m²/día; en otro esencialmente excavado en terrenos cuaternarios y arenas pliocenas, 215 m²/día. Tan sólo en una prueba se pudo calcular el coeficiente de almacenamiento de los materiales cuaternarios: 3,5 %.

7.2 EL RÉGIMEN DEL MANTO

En la figura 34 se reproduce la superficie piezométrica que estima el IGME (1982) para el acuífero de Aguadulce en diciembre de 1972; se observa que sólo se tienen valores negativos en un área extensa en el entorno de la carretera Nacional, desde la rambla de Vícar hacia el W; en la franja costera se midieron niveles piezométricos a cota superior al nivel del mar; en el Sector III (La Gangosa) se tienen valores superiores a +2 m. Situación análoga se tiene para diciembre de 1974. En el mapa correspondiente al mes de febrero de 1981 (figura 35), se puede observar la existencia de un amplio área bajo el nivel del mar, que ocupa los sectores del Viso y La Gangosa, con un embudo central a más de 10 m bajo el nivel del mar; en todo ese área en donde se concentró la mayor parte de los bombeos para regadío de los diferentes sectores transformados por el IRYDA; por el contrario, en el área del Águila se tienen valores que superan la decena de metros sobre el nivel del mar.

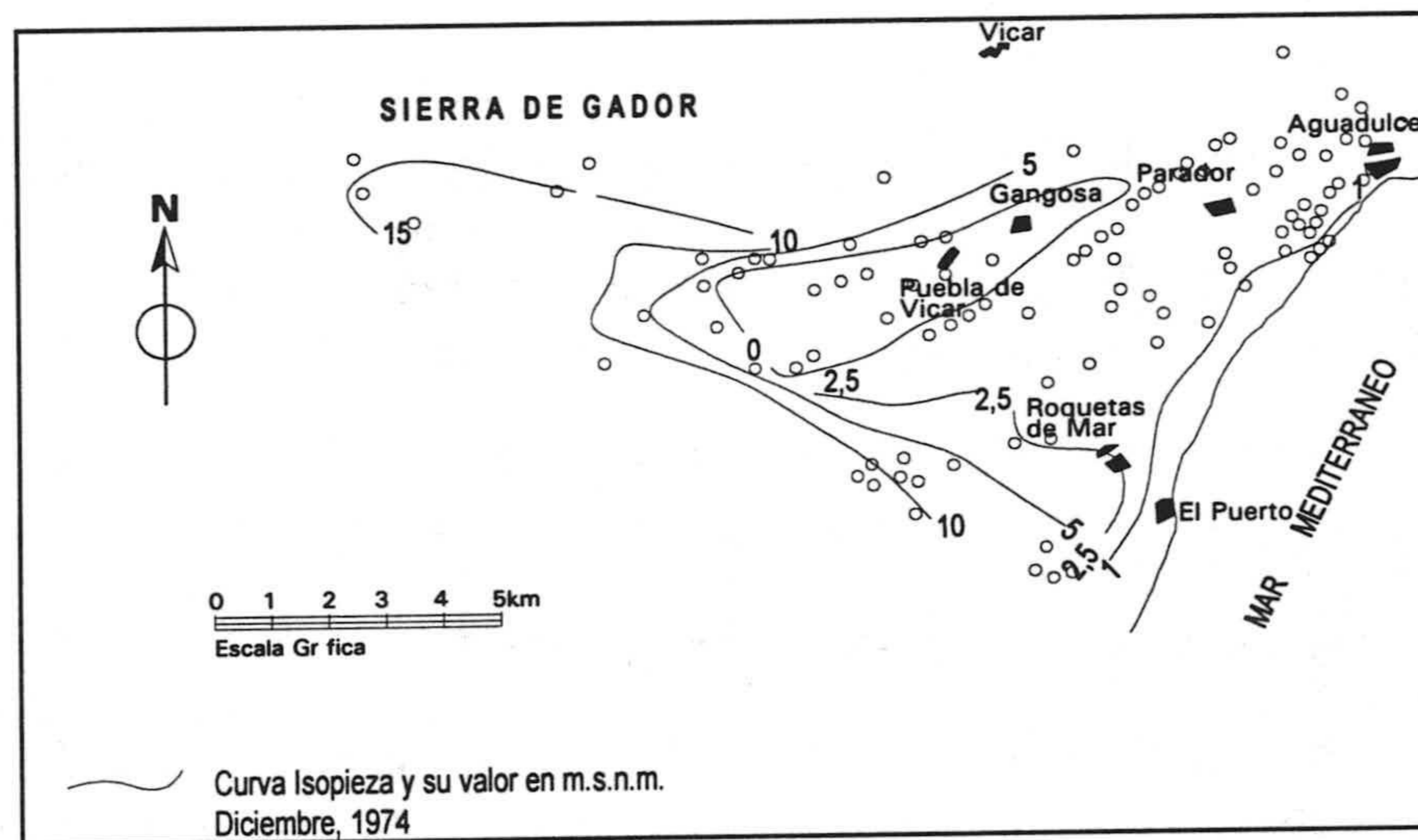
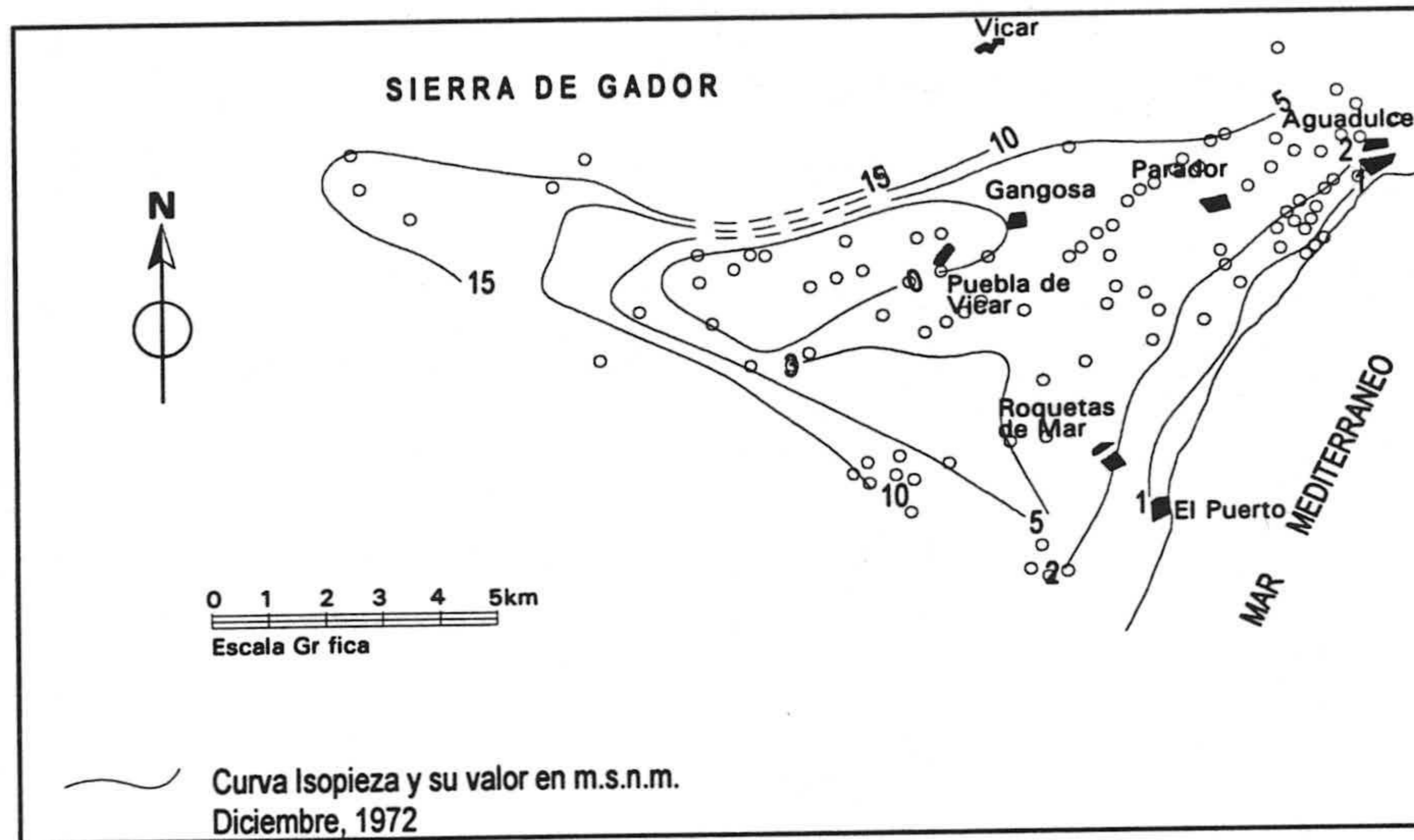


Figura 34.- Superficie piezométrica de la Unidad de Agudulce (Diciembre 1972, Diciembre 1974 ,tomada del IGME)

Ya en el año 1986 se observa una inversión del gradiente mar-continente, un posible avance de la cuña salina hacia el interior del continente; en las proximidades de Agudulce en noviembre de 1986 todo el sector se encuentra bajo el nivel del mar (Navarrete, 1992).

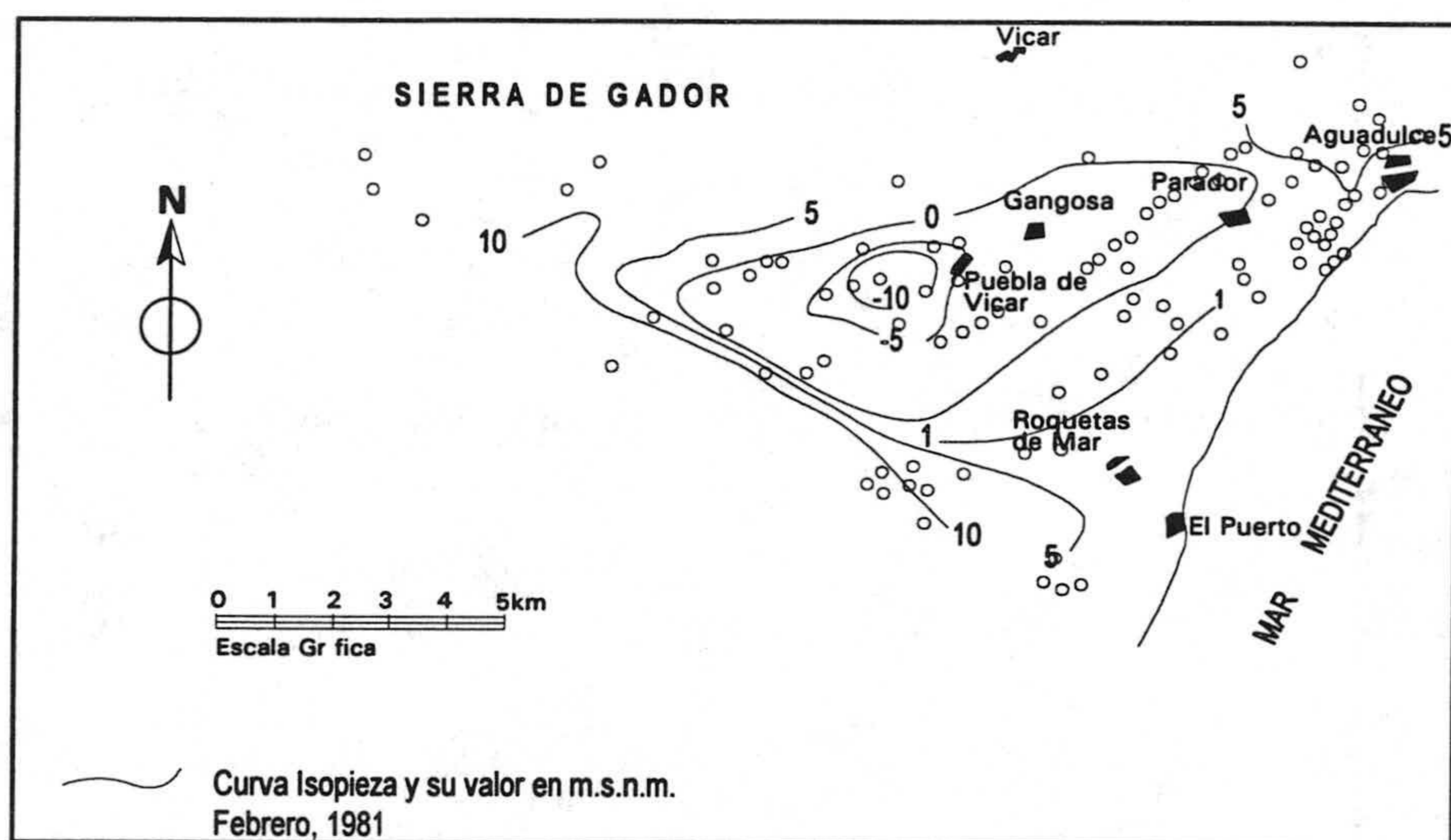


Figura 35.- Superficie piezométrica de la Unidad de Aguadulce (Febrero 1981 ,tomada del IGME)

En marzo de 1988, los valores negativos del nivel piezométrico ocupan el área comprendida entre la Gangosa y el Viso con 15 m bajo el nivel del mar. En septiembre de ese mismo año en ese mismo ámbito se llega a -25 m; en el área del Águila se miden valores de hasta 5 m sobre el nivel del mar; y en el área de Aguadulce los niveles están a -1 m snm (figura 36).

En el año 1989/1990 fue muy húmedo (488-501 mm, frente a 361 mm del año medio) lo cual tiene su reflejo en las isopiezías de Octubre de 1989, no se miden valores tan bajos. En 1990/1991 vuelve a ser un año muy seco; esta sequía se prolongó durante todo el lustro (269 mm de media), figura 37.

En Enero de 1993 la distribución de las isopiezías ha variado totalmente, los valores negativos ocupan un área situada más al N, entre el Parador y la Rambla de Bernal donde se mide el valor más bajo (-10 m snm) y en el en el área de la Gangosa se observa una recuperación de niveles debido al abandono de los sondeos del Sector III, que abastecían a la ciudad de Almería, por otra batería de sondeos situada en la Rambla de Bernal (figura 38).

El área en cuestión, extremadamente transmisiva, queda muy próxima de las antiguas emergencias del sistema, en ella se localizan grandes extracciones para abastecimiento urbano de los núcleos cercanos y de Almería capital, iniciadas

estas últimas a partir de 1982 (sondeo n° 1035; cerca de éste se encuentran también los que abastecen a Aguadulce y al Parador).

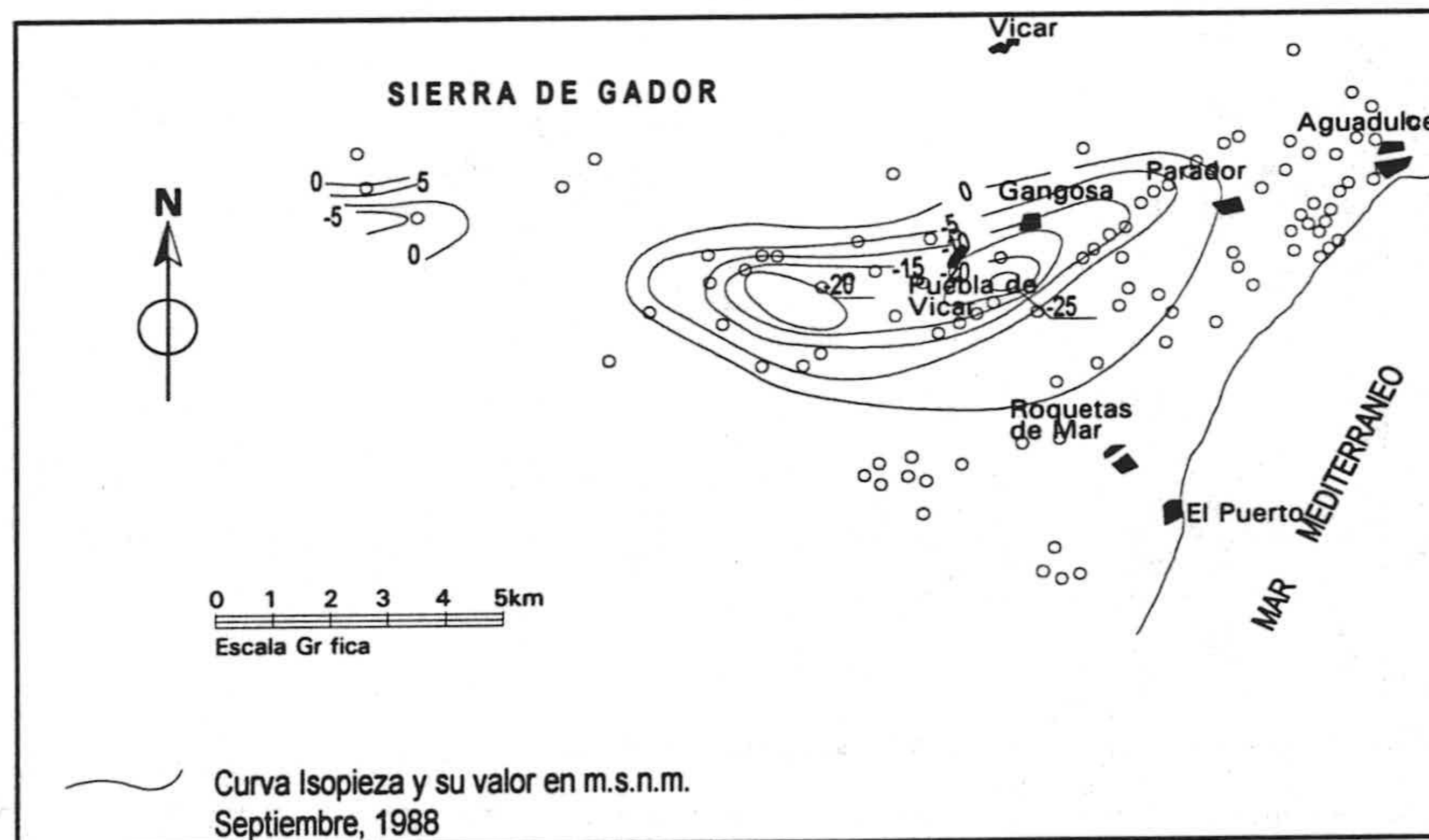
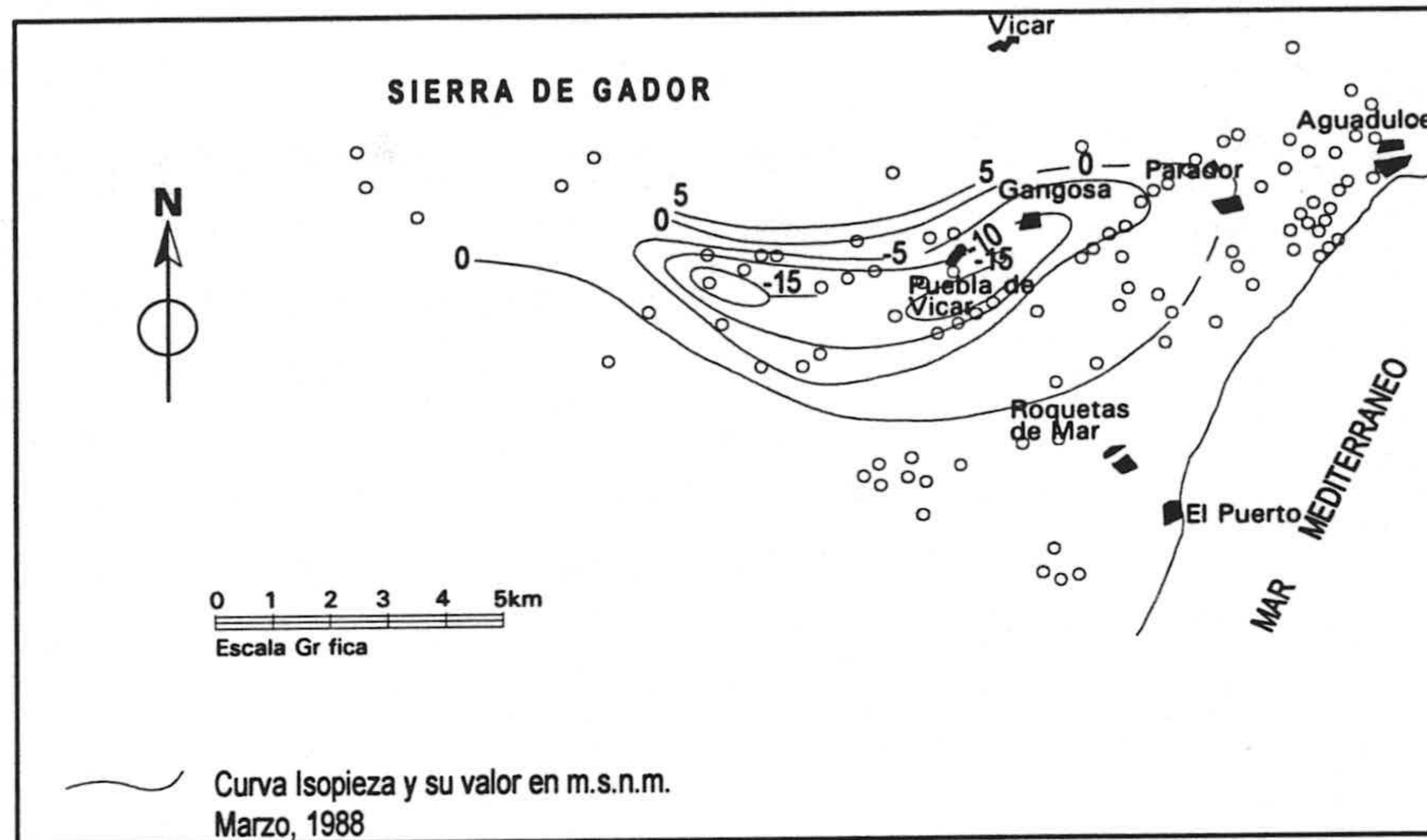


Figura 36.- Superficie piezométrica de la Unidad de Aguadulce (Marzo , Septiembre 1988)

La evolución "histórica" de los niveles piezométricos se puede seguir merced a la existencia de una red de control seleccionada por el IGME, cuya periodicidad de muestreo y número de puntos de control ha variado en el tiempo. De estos se puede observar la existencia de una tendencia general al descenso continuado, más amortiguado en el área de Roquetas, por su mayor proximidad al mar.

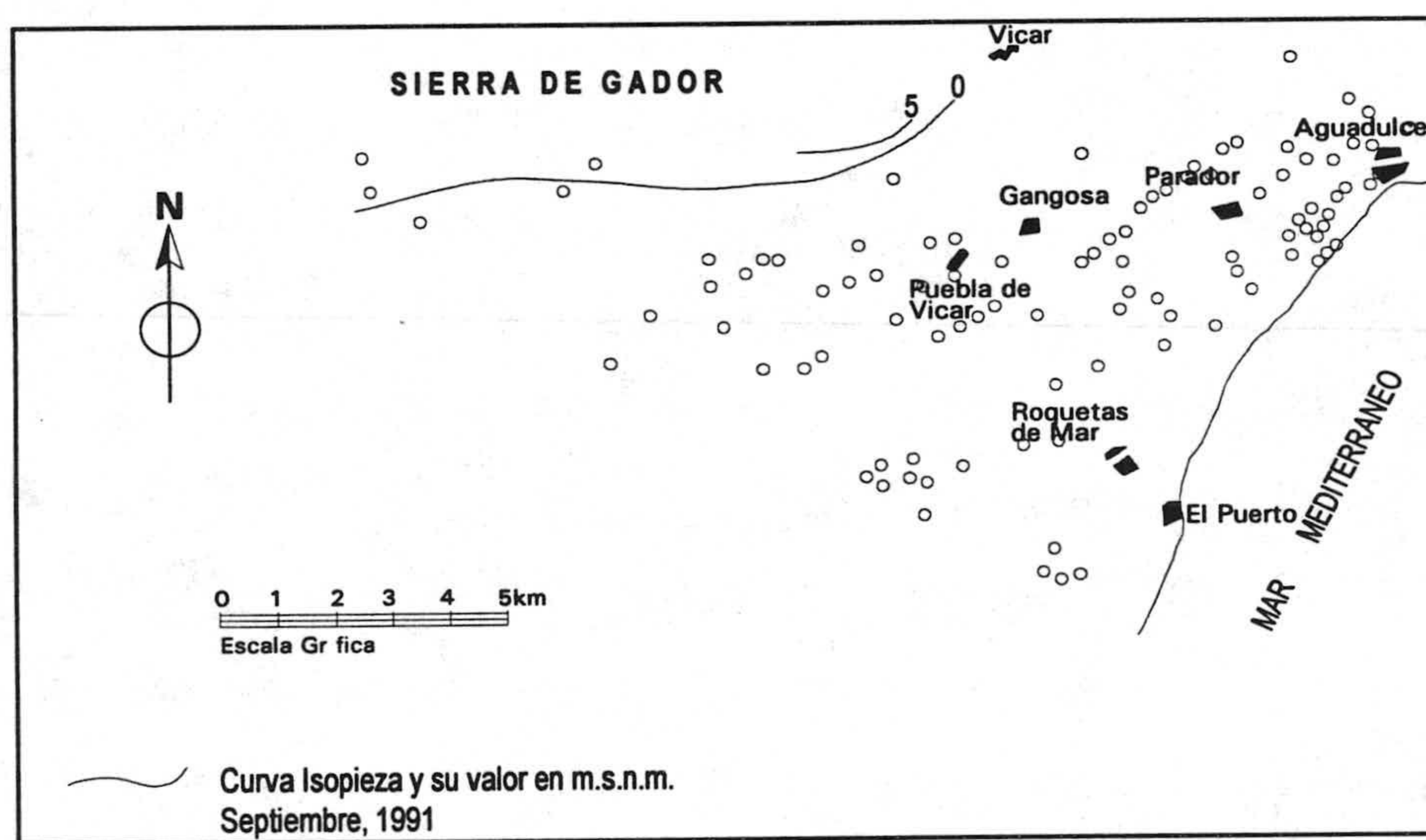
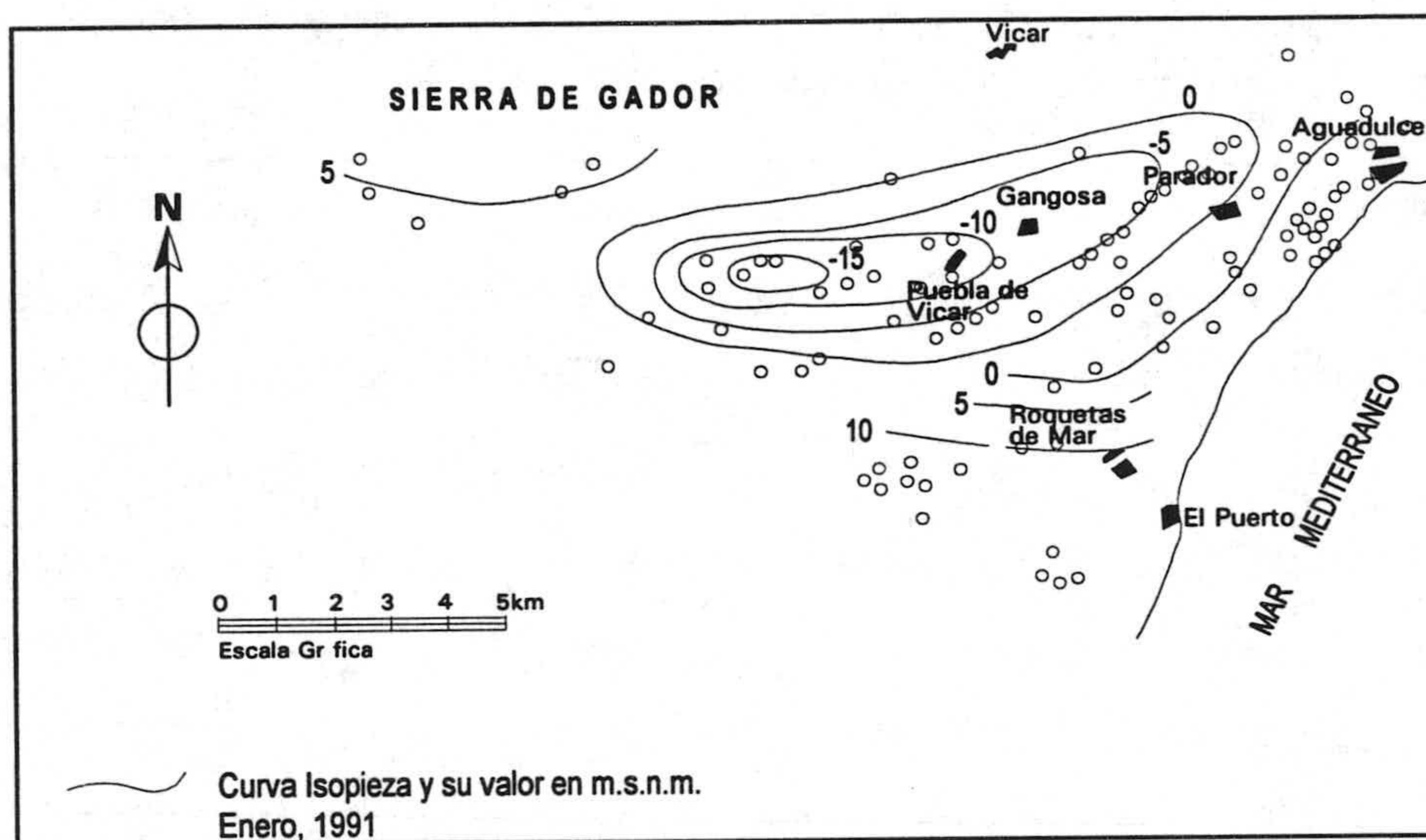


Figura 37.- Superficie piezométrica de la Unidad de Agudulce (Enero , Septiembre 1991)

Las fluctuaciones máximas -interanuales e hiperanuales- se miden en el área del Águila (entre +13 y +5 m), seguido del área del Viso, con medidas bajo el nivel del mar a partir del año 1977.

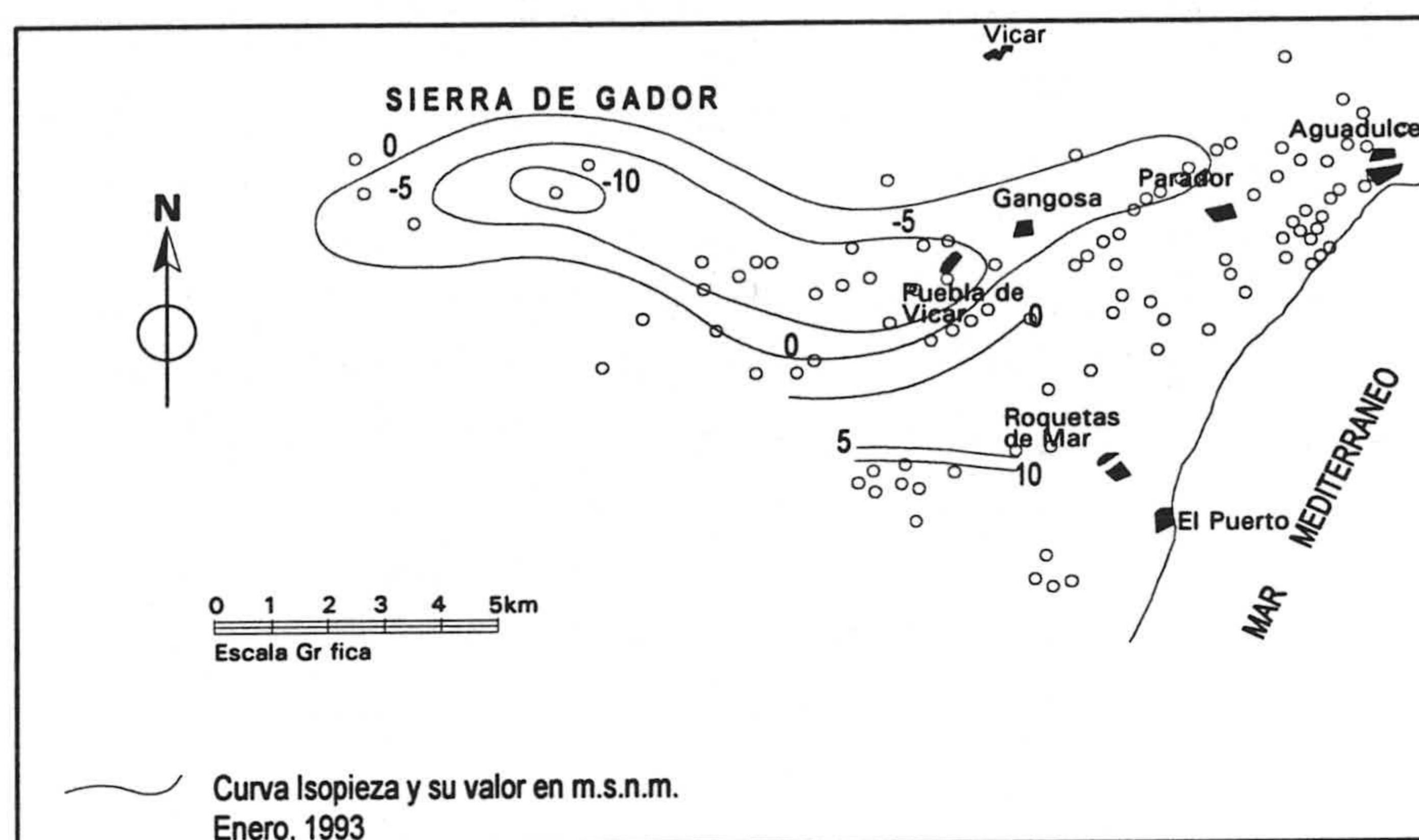


Figura 38.- Superficie piezométrica de la Unidad de Aguadulce (Enero , Septiembre 1991)

De todo lo expuesto parece claro que esta unidad hidrogeológica está sometida a la sobreexplotación, lo cual trae consigo el descenso más o menos continuo de los niveles, con el consiguiente riesgo de intrusión marina. Los datos actualizados del citado organismo ponen de manifiesto la gran irregularidad existente en esta unidad; en efecto, mientras que algunos piezómetros no fluctúan, otros muestran descensos continuados que llegan a ser muy ilustrativos en las proximidades del Sector III (35-Vc, 39-Vc y 50-Vc), coincidente de tres acontecimientos: abandono de muchas extracciones por salinización; periodo más húmedo de la media en 1989 y 90 y en el 1992-1993 la sustitución de los captaciones del Sector III (destinadas al abastecimiento de la ciudad de Almería) por otras en el área del Águila. Esta recuperación media supera los 6 m (figura 39).

7.3 CARACTERÍSTICAS FÍSICO-QUÍMICAS

Me voy a referir a los valores medios comprendidos en el periodo 1988-1990. En cada muestreo semestral se han analizado un total de 45 muestras.

La temperatura media de las aguas es de 21.2 °C, con valores extremos de 18.1 y 24.8 °C. La conductividad media de las aguas es de 3789 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, es la unidad que presenta mayor valor medio de conductividad.

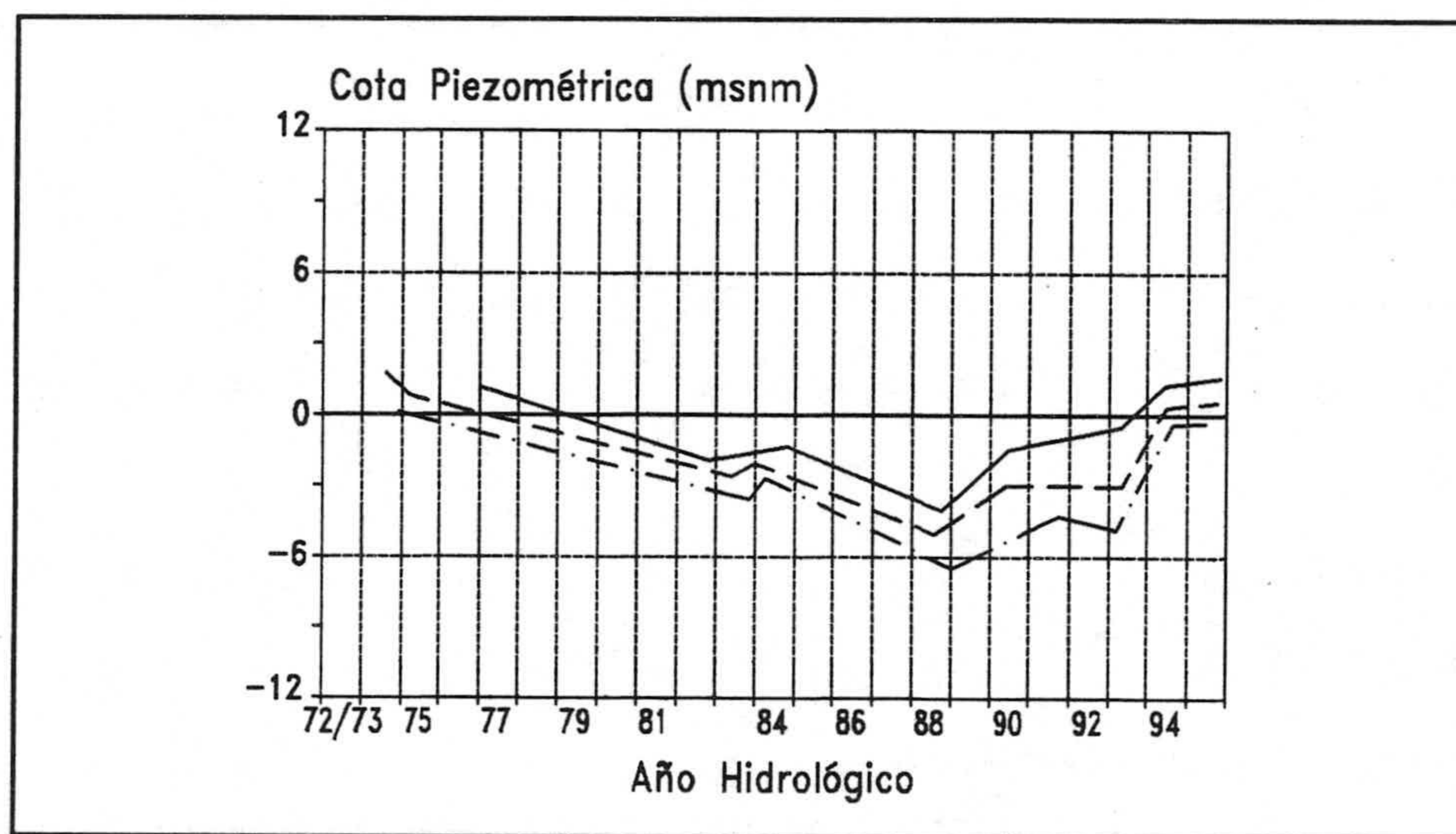


Figura 39.- Evolución del nivel piezométrico de los puntos acuíferos 947, 957, y 902. Modificado del ITGE.

El catión más abundante es el sodio, con una media de 514 mg.L^{-1} , en segundo lugar el calcio (129.5 mg.L^{-1}), en tercer lugar el magnesio (94.7 mg.L^{-1}) y el potasio es el menos abundante con un valor medio de 20.4 mg.L^{-1} . El cloruro es el anión dominante, con una media de 1006 mg.L^{-1} y con valores extremos de 47 mg.L^{-1} y 4920 mg.L^{-1} , en segundo lugar el bicarbonato (323 mg.L^{-1}), el tercero, el sulfato (157.3 mg.L^{-1}); el de menor contenido es el nitrato, con un valor medio de 48.7 mg.L^{-1} . Según el diagrama de Piper correspondiente a mayo de 1988, la facies dominante es la clorura sódica, pero hay una gradación de ésta hasta facies bicarbonatada cálcica y/o magnésica.

En la figura 40 correspondiente a mayo de 1988, se observa que los valores más bajos en ion cloruro se sitúan al pie de la Sierra de Gádor; en el área de la Gangosa se superan los 5000 mg.L^{-1} y en el sector costero, al N de Roquetas de Mar, se superan los 2000 mg.L^{-1} . En Aguadulce se miden valores en el intervalo $300\text{-}500 \text{ mg.L}^{-1}$. En noviembre del mismo año, en mayo y noviembre del 1989 y en mayo de 1990 la distribución es similar a la descrita. En Octubre de 1990 en el área de la Gangosa se miden valores bastante más bajos hacia el W y hacia el Este se mantienen por debajo de 5000 mg.L^{-1} (figura 41).

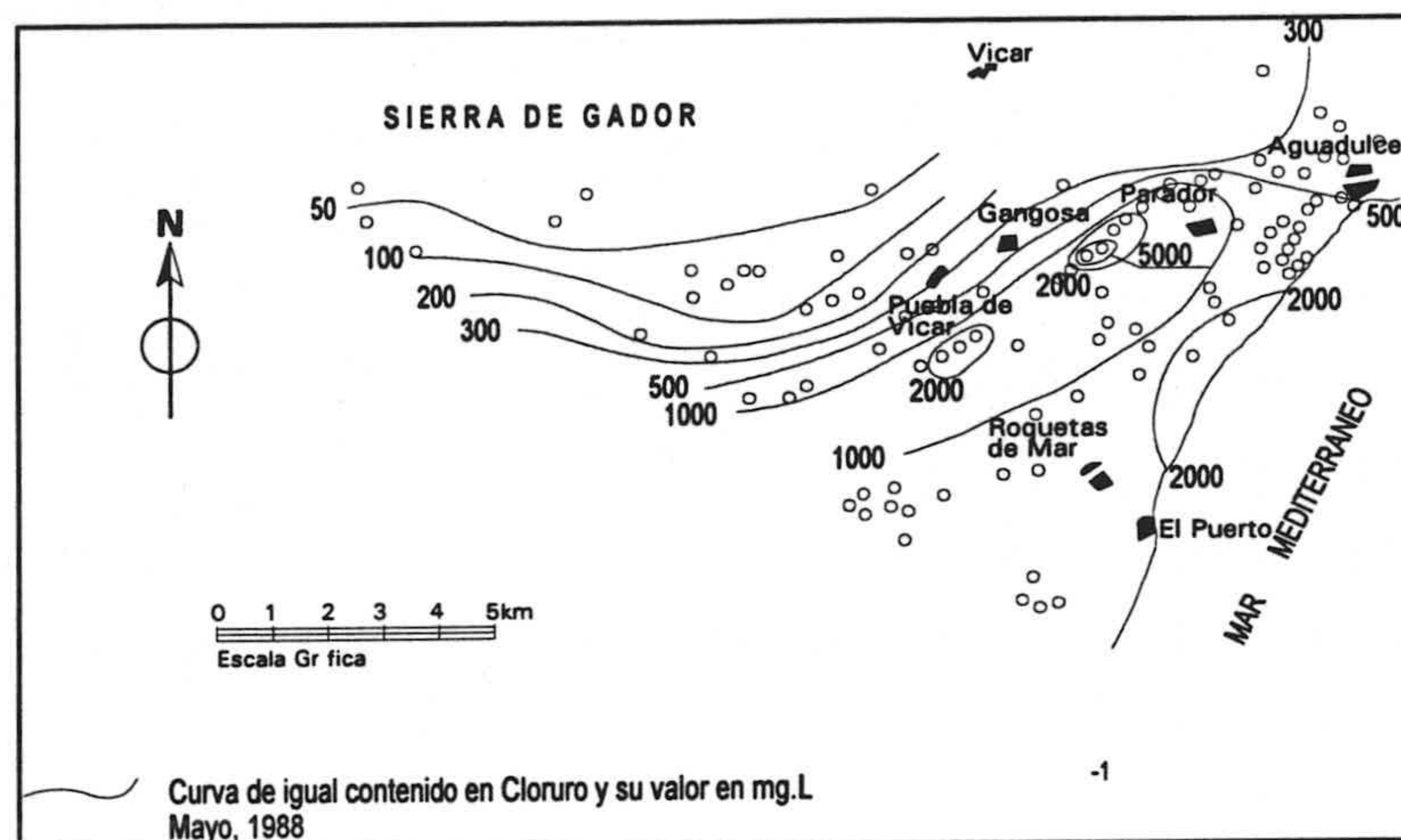


Figura 40.- Contenido en ion cloruro de la Unidad de Agudulce, Mayo 1988

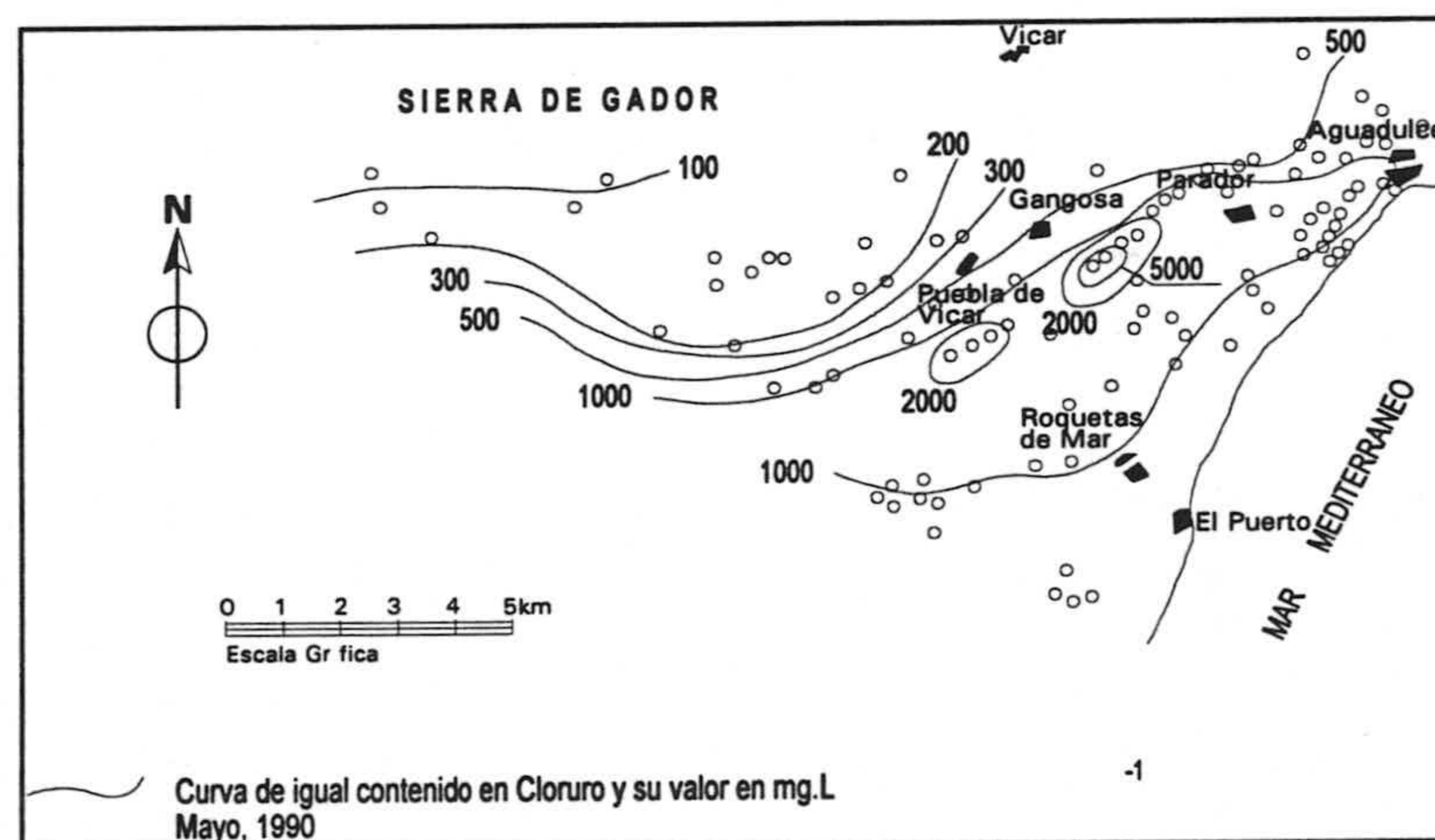


Figura 41.- Contenido en ion cloruro de la Unidad de Agudulce, Mayo 1990

En la figura 42 correspondiente a mayo de 1988, la distribución espacial, de sulfato recuerda la del ion cloruro; los valores inferiores a 25 mg.L^{-1} están al N del acuífero y hay un aumento hacia el SE, donde se superan los 300 mg.L^{-1} , con dos máximos (superiores a 400) uno en La Gangosa y otro al N de Roquetas de Mar. En noviembre de ese mismo año se superan los 500 mg.L^{-1} . En mayo de 1989 ocurre algo parecido y en diciembre del mismo año hay una disminución generalizada del contenido en ion sulfato en todo el acuífero; en mayo y octubre de 1990 (figura 43), la distribución espacial de este ion es similar a las de diciembre del año anterior; esta disminución mantenida del contenido de sulfatos es debido a que en este año hubo

fuertes precipitaciones en otoño, por lo que produjo una considerable recarga del acuífero.

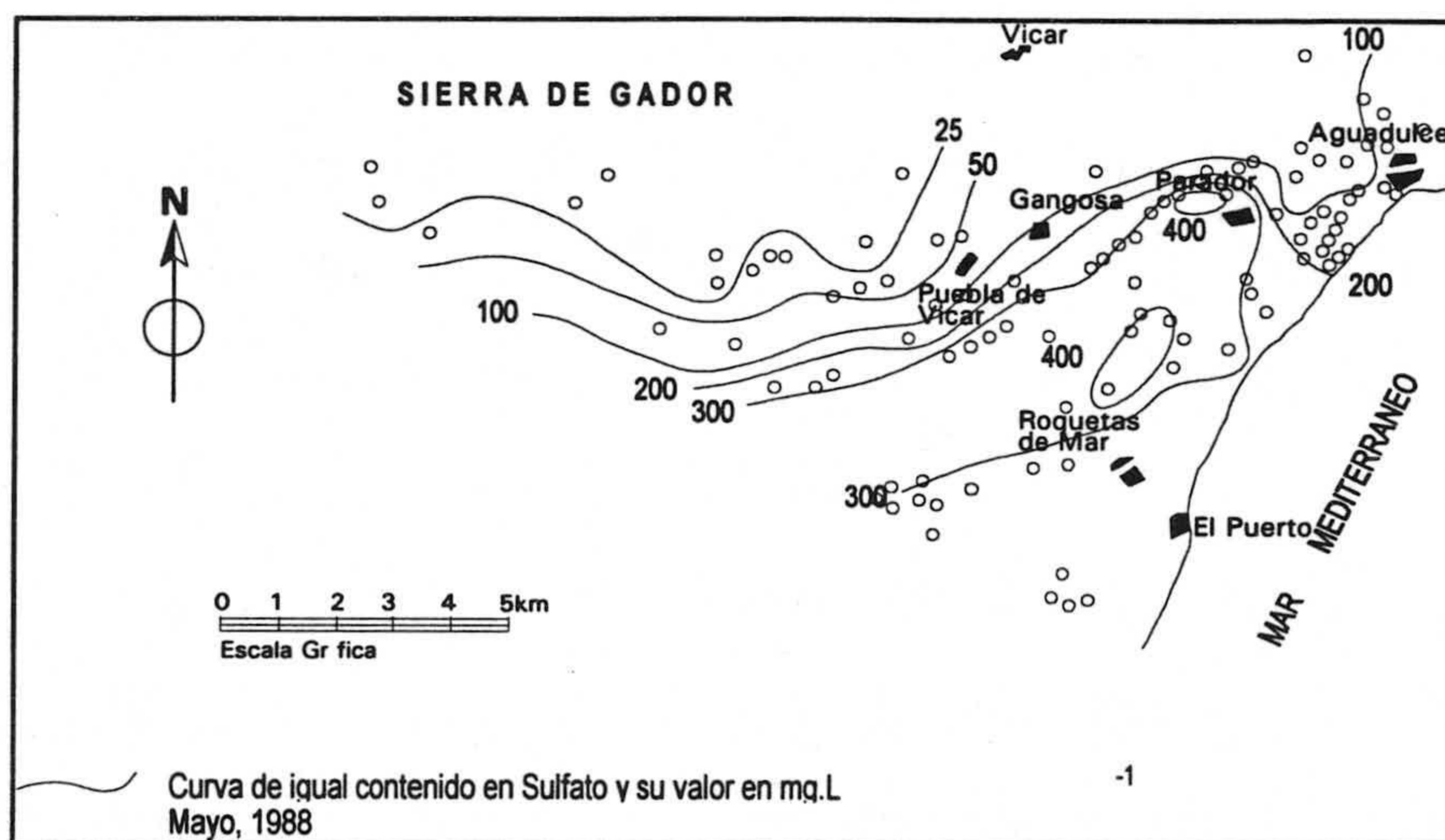


Figura 42.- Contenido en ion sulfato de la Unidad de Aguadulce, Mayo 1988

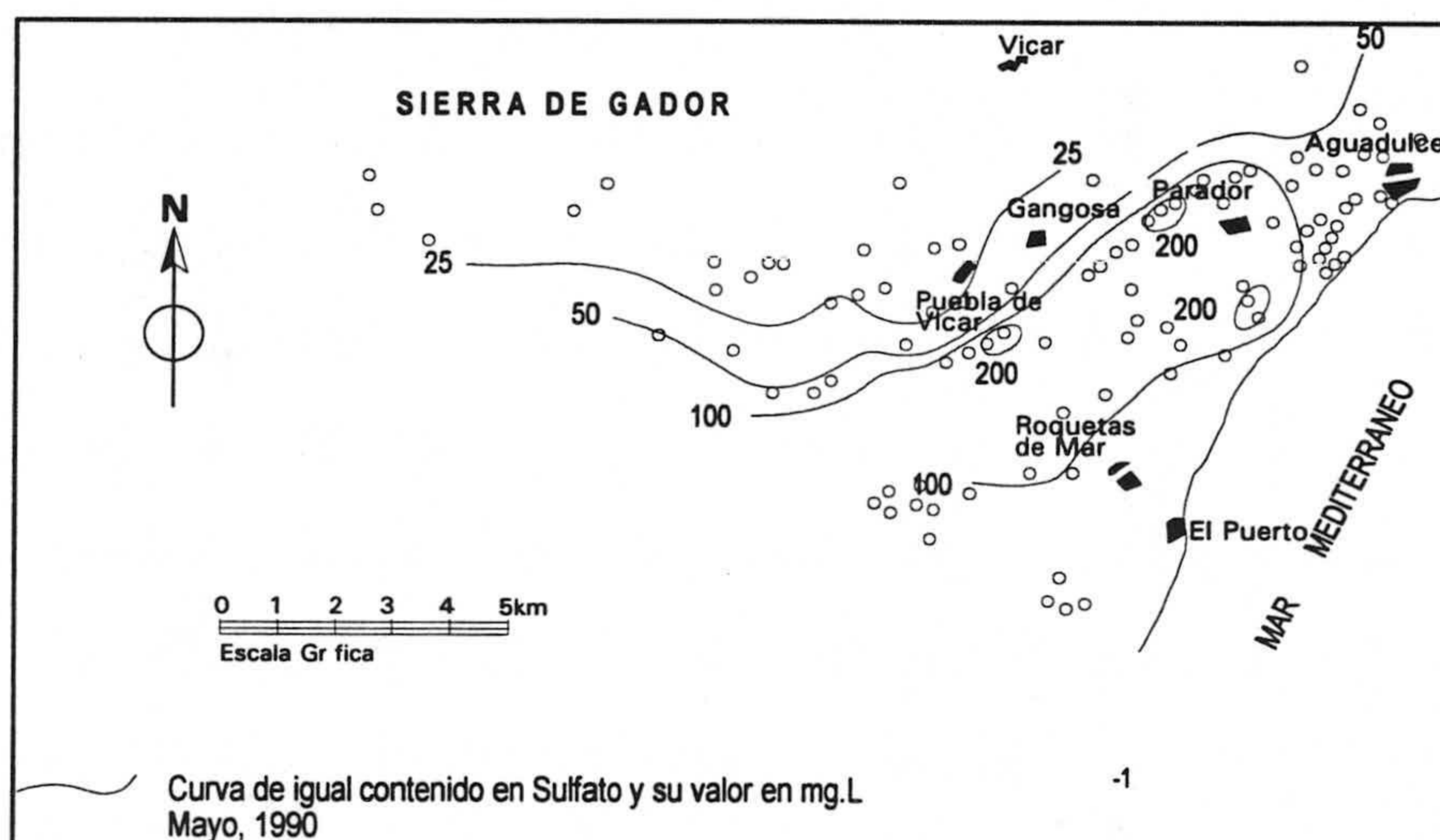


Figura 43.- Contenido en ion sulfato de la Unidad de Aguadulce, Mayo 1990

En mayo de 1988 la distribución espacial de nitrato se observa en la figura 44, los valores inferiores a 10 mg.L^{-1} se localizan al pie de Sierra de Gádor, los valores van aumentando paulatinamente hacia el Sur, con máximas superiores a 100 mg.L^{-1} en el Sector III y son inferiores a 100 mg.L^{-1} en la costa. En noviembre de 1988, en 1989 y en mayo de 1990 (figura 45) la distribución espacial es muy parecida. En

octubre de 1990 los valores se mantienen por debajo de 100 mg.L^{-1} , situación congruente con la detectada para los otros iones.

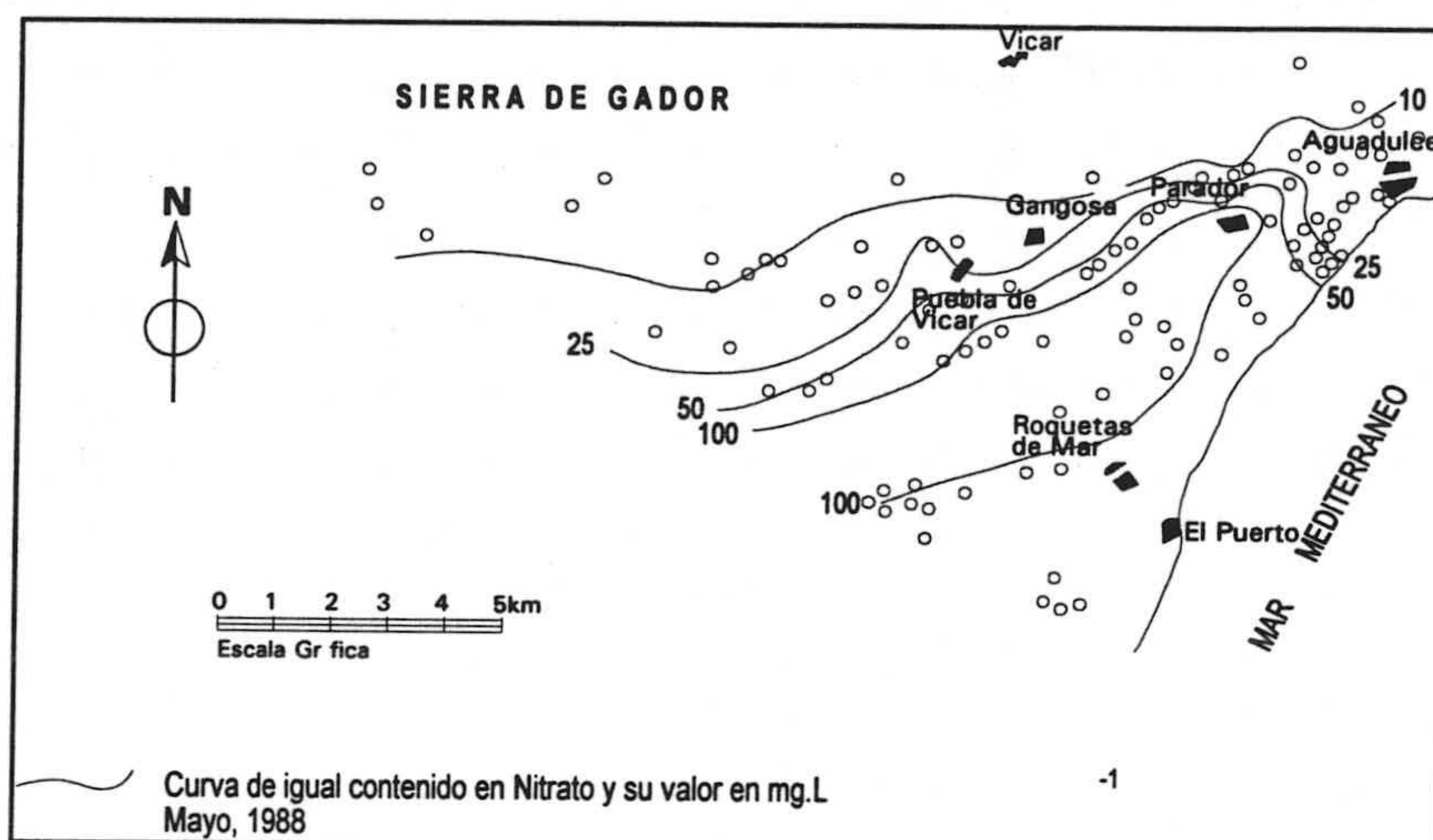


Figura 44.- Contenido en ion nitrato de la Unidad de Aguadulce, Mayo 1988

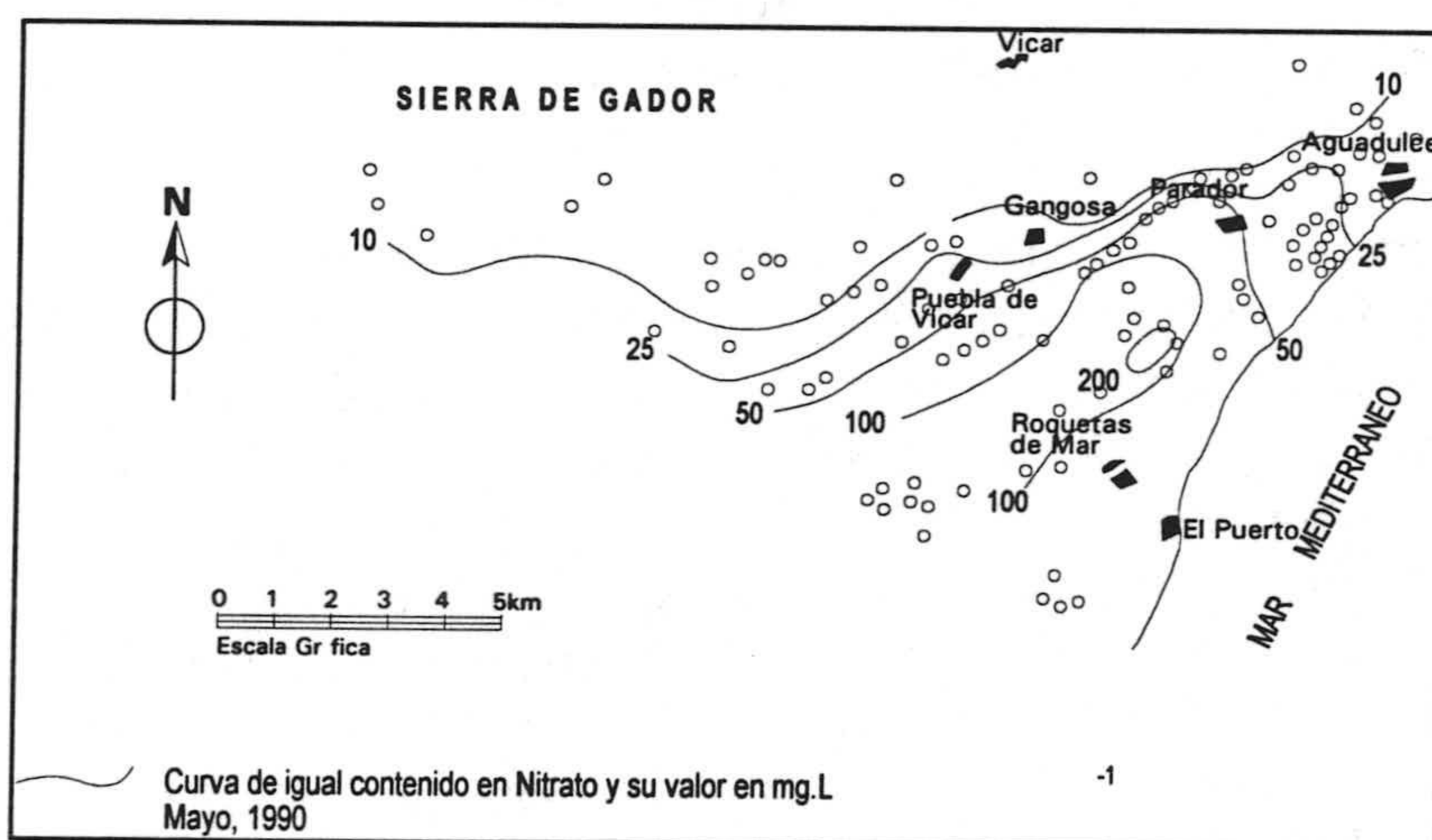


Figura 44.- Contenido en ion nitrato de la Unidad de Aguadulce, Mayo 1990

7.4 FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO Y BALANCE

El balance hidráulico general de esta unidad es muy complejo, reflejo de la complejidad geométrica, y exagerado en la actualidad como consecuencia de la sobreexplotación. En efecto, muy posiblemente en régimen natural el conjunto presentaba un nivel piezométrico único con salida hacia el mar concentrada en el

área de Aguadulce. Los acusados bombeos en las áreas más transmisivas han ido individualizando niveles acuíferos en una misma vertical, al ceder el agua las formaciones presentes con diversa velocidad; el resultado puede ser la generación de apilamiento de formaciones acuíferas "multilibres" con drenajes diferidos a lo largo de las paredes de las propias perforaciones o por goteo a través de los tramos semiconfinantes.

Las calizas y dolomías de Gádor, frecuentemente unidas a las calcarenitas miocenas, constituyen la formación acuífera principal y definen una subunidad confinada en la mitad meridional del área, y libre en el resto, salvo bajo parte del recubrimiento de los materiales del manto de Felix. Es el acuífero inferior en las áreas confinadas. Los materiales carbonáticos del manto de Felix, a veces junto a las calcarenitas miocenas, pueden conformar un acuífero intermedio, pero lateralmente conectado con el inferior en algunos sectores y que hacia el Norte pasa a libre e incluso contacta lateralmente con el tramo más superficial, libre, integrado por las calcarenitas pliocenas y otros tramos cuaternarios; las margas pliocenas en la mitad meridional del acuífero actúan de "sustrato" de las calcarenitas pliocenas y de techo "impermeable" del tramo carbonatado de Felix (con eventuales calcarenitas miocenas), o de las dolomías de Gádor (más calcarenitas miocenas, en su caso).

El intento de cuantificar las entradas y salidas en cada una de estas "subunidades", con la gran cantidad de incógnitas que quedan por conocer, puede ser tedioso y, lo que es mucho más grave, de contraste casi imposible. En este sentido es muy loable el intento realizado por el IGME en 1982 y que resumiremos tras exponer los rasgos más importantes del funcionamiento de esta unidad. Las fuentes de alimentación son aproximadamente las mismas que las de las demás unidades ya estudiadas, es decir, infiltración a partir de la lluvia caída sobre la unidad y de la escorrentía procedente de los bordes, retorno de regadíos y de aguas residuales urbanas y entradas laterales ocultas. Si pretendemos cuantificar los elementos que intervienen en el funcionamiento para cada "subunidad" habría que evaluar los intercambios en cada una de ellas, aunque al momento de hacer el cómputo global del recurso hay que tener la precaución de no contar dos veces una mismas cifra.

Las salidas en la actualidad se ciñen prácticamente a las extracciones por bombeo, dado que las salidas subterráneas hacia el mar pueden ya ser consideradas despreciables, al encontrarse gran parte del acuífero bajo el nivel del mar. En el mencionado informe del IGME (1982) proceden a cuantificar las entradas y salidas en cada una de las subunidades, lo cual llevan a cabo no sin

gran esfuerzo de imaginación y asunción continua de hipótesis de trabajo. Más que reproducir cada uno de los cálculos llevados a cabo, vamos a dar la cifra global de cada uno de los elementos cuantificados, pero a nivel de toda la unidad.

Así pues las entradas por infiltración, tanto de la lluvia como de la escorrentía de los bordes, es de $11 \text{ hm}^3/\text{año}$, como media del periodo de referencia, correspondiendo la gran mayoría a alimentación en el acuífero "superior". La alimentación lateral oculta, a partir del acuífero de Balerna-Las Marinas, con el cual se pone en contacto a lo largo del borde suroccidental, es estimada en $0,4-1,3 \text{ hm}^3/\text{año}$. El retorno de regadío se considera comprendido en el intervalo $1-2 \text{ hm}^3/\text{año}$, por lo que las entradas medias anuales serían cercanas a 15 hm^3 . Las extracciones fueron evaluadas detenidamente en los años 1980/81 y 1981/82, obteniendo un valor similar en ambos, en torno a 45 hm^3 , de los que aproximadamente la mitad se estiman del acuífero superior.

El ITGE (1989) en el estudio de síntesis del Campo de Dalías da a conocer un nuevo balance correspondiente al año 1986-1987. En él dan por separado los balances, del Acuífero Inferior y conjuntamente los de los acuíferos Intermedio y Superior. Estiman las entradas por infiltración procedente de las precipitaciones en 34 hm^3 (que representa el 50% de las entradas por este concepto en los acuíferos de la comarca), los retornos por riego y urbanos 2 hm^3 y aportación de agua de mar 0.5 hm^3 , que hacen un total de 36.5 hm^3 . Las salidas por bombeos 31 hm^3 , las descargas hacia los acuíferos superior, intermedio e inferior occidental es de 9 hm^3 y hacia al mar 3.5 hm^3 ; el total de salidas 43.5 hm^3 . Hay diferencias ostensibles entre este balance y el de 1982, hay mayores entradas por precipitación y retornos de riego; los bombeos han aumentado, se considera despreciable la descarga al mar y hay una mayor aportación de las reservas. El balance para el Acuífero Inferior Noreste en hm^3 es de :

$$\text{Entradas (36.5) + Aportación de las reservas (7) = Salidas (43.5)}$$

Para los Acuíferos Intermedio y Noreste la infiltración de la precipitación es de 10 hm^3 , retornos de riego y urbanos 5 hm^3 , recarga lateral desde los acuíferos Superior Central e Inferior noreste 6 hm^3 y posible recarga del mar 2 hm^3 ; el total de entradas es de 23 hm^3 . Las salidas por bombeos 27 hm^3 y la descarga al mar 1 hm^3 ; el total de salidas es de 28 hm^3 . El balance en hm^3 para estos dos acuíferos es:

$$\text{Entradas (23) + Aportación de las reservas (5) = Salidas (28)}$$

El conjunto de Acuíferos del Sector Noreste presentan un balance global en hm^3 de:

$$\text{Entradas (59.5) + Aportación de las reservas (5) = Salidas (71.5)}$$

Las diferencias respecto de 1982 no son muy importantes; el aumento de los bombeos, se compensa por la mayor aportación de las reservas y por la entrada de agua de mar. Estas cifras, aunque no dejan de ser aproximaciones, ponen claramente de manifiesto la existencia de un notable desequilibrio entre entradas probables y salidas reales, que se traduce en el descenso continuo de los niveles, con vaciado de la reserva.

8. RELACIÓN ENTRE LAS UNIDADES ACUÍFERAS Y EVOLUCIÓN DE LAS EXTRACCIONES

A lo largo de esta síntesis hidrogeológica he ido indicando en cada caso la naturaleza de los bordes de las unidades y los intercambios hídricos posibles entre las diferentes unidades, incluso con expresión de los resultados numéricos relativos a la magnitud del intercambio estimados a partir de la fórmula de Darcy.

No obstante voy a sintetizar los principales aspectos, con indicación de algunas valoraciones críticas. Previamente quiero hacer una anotación que afecta al funcionamiento general del Campo y de forma especial a los acuíferos de Balanegra y Aguadulce. Se trata de la importancia que reviste facilitar al máximo la infiltración procedente de la escorrentía en la Sierra de Gádor, consiguiéndose numerosos beneficios; por un lado, aumentar el recurso hídrico subterráneo disponible; por otro, limitar los riesgos que suponen para los intereses económicos del Campo la generación de avenidas, que pueden llegar a ser catastróficas. En este sentido consideramos muy positiva la iniciativa del ICONA de financiar el estudio para determinar la ubicación de pequeñas represas tendentes a disminuir la escorrentía procedente de las laderas de la Sierra de Gádor, reduciendo los peligros de avenidas y facilitando la infiltración. Con este fin y financiado por el IARA, miembros de mi grupo de investigación y bajo la coordinación de Pulido Bosch realizaron un proyecto de investigación para el "seguimiento y densificación de los diques de retención del borde meridional de la Sierra de Gádor y el análisis de influencia sobre el medio". Los estudios llevados a cabo dieron como fruto dos tesis doctorales; una sobre "Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor" Martín Rosales, (1997) y

otra sobre "Caracterización hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor" Vallejos, (1997)

Las tres unidades definidas en el Campo guardan relación entre sí, en el sentido de existencia de conexión hidráulica a través de algunos de sus bordes y/o bases. En la actualidad la unidad de Balerma-Las Marinas alimenta a los otros dos, en cantidades poco importantes con respecto a los caudales totales. En régimen natural no debía de suceder así, al ser la Sierra de Gádor, la principal fuente de alimentación del Campo.

Las otras dos unidades, Balanegra y Aguadulce se ponen en contacto aproximadamente en la mitad septentrional, a lo largo de una fractura, considerada en los estudios existentes como límites prácticamente impermeable, sin que aparentemente existan materiales en el entorno que tengan tal comportamiento hidráulico; la realidad es que, con los datos existentes, se registra un salto piezométrico de consideración a ambos lados de la posible zona de falla, lo cual indicaría, en cualquier caso, la existencia de un tramo de baja permeabilidad, responsable del salto en los potenciales. Sin embargo desde el punto de vista hidrogeoquímico no se detecta ninguna variación notable de un lado a otro de la fractura.

La solución a esta aparente contradicción merecería la realización de estudios de detalle tendentes a matizar la naturaleza de este límite. La importancia de esta determinación es grande en el contexto general, pues no es lo mismo que este borde sea una barrera a la transmisión de influencias, como que no lo sea; piénsese al respecto en la teoría de las imágenes.

A continuación hago un resumen de los principales cambios que se han producido en la explotación del Campo en el periodo referido, tomando como base los estudios del ITGE (1995).

Hasta el año 1941, que la comarca fue declarada "Zona de Interés Nacional", los bombeos eran de 5-6 hm³ extraídos mediante pozos someros de los acuíferos superiores en el área Occidental y Oriental, junto con aportaciones exteriores de Fuente Nueva y Canal de San Fernando. A través de la iniciativa tanto privada como pública, el bombeo del Campo aumentó considerablemente en los años 50 alcanzando ya unos 30-35 hm³/año en 1963/64 y 55-60 en 1973/74 (figura---), tendencia que continuaría en los años siguientes de forma acelerada, así en el año 1981/82 es de 94 hm³.

Durante el período 1984/85-1994/95 el volumen de agua, destinado tanto a usos agrícolas como a demandas urbanas de poblaciones del propio Campo y de Almería capital ha supuesto como media 127 hm³/año, observándose un incremento de unos 18 hm³/año. El volumen bombeado del conjunto de acuíferos del Campo ha oscilado entre 105 y 132 hm³/año, pasando a ser del 82% al 96% del volumen total de agua utilizada, correspondiendo los valores mínimos de este porcentaje a períodos con aportaciones de aguas superficiales procedentes del embalse de Benínar.

Ha sido generalizada la disminución de la extracciones de los acuíferos, principalmente en el Acuífero Superior Central, Acuífero Superior Noreste y Acuífero Intermedio Noreste; en los primeros la disminución progresiva se ha debido fundamentalmente a la mala calidad del agua y a los procesos de salinización. En el Acuífero Intermedio Noreste la disminución se debe de modo especial a la sustitución del agua de abastecimiento a Almería.

Como consecuencia de lo anterior, la explotación en los acuíferos inferiores inició un crecimiento espectacular al generalizarse las perforaciones de los sondeos, pasando de ser minoritaria en los años 1963/64 y concentrada en el área de Aguadulce, a superar en los 70 a los acuíferos superiores.

El volumen total bombeado en estos acuíferos ha pasado de ser el 58%, en 1984/85, al 85% en 1994/95. El incremento en el Acuífero Inferior Occidental durante el período anterior es de 27% hm³. En el caso del Acuífero Inferior Noreste, el bombeo ha aumentado en 21 hm³ en el periodo citado, modificándose la distribución espacial; así en el área de Aguadulce ha pasado de del 79% al 21%; en la del Viso, donde se inició la explotación en 1987/1988, se ha incrementado en 10 hm³ hasta 1994/1995; y en la del Águila el aumento ha sido de 22 hm³ en el mismo periodo (figura 46).

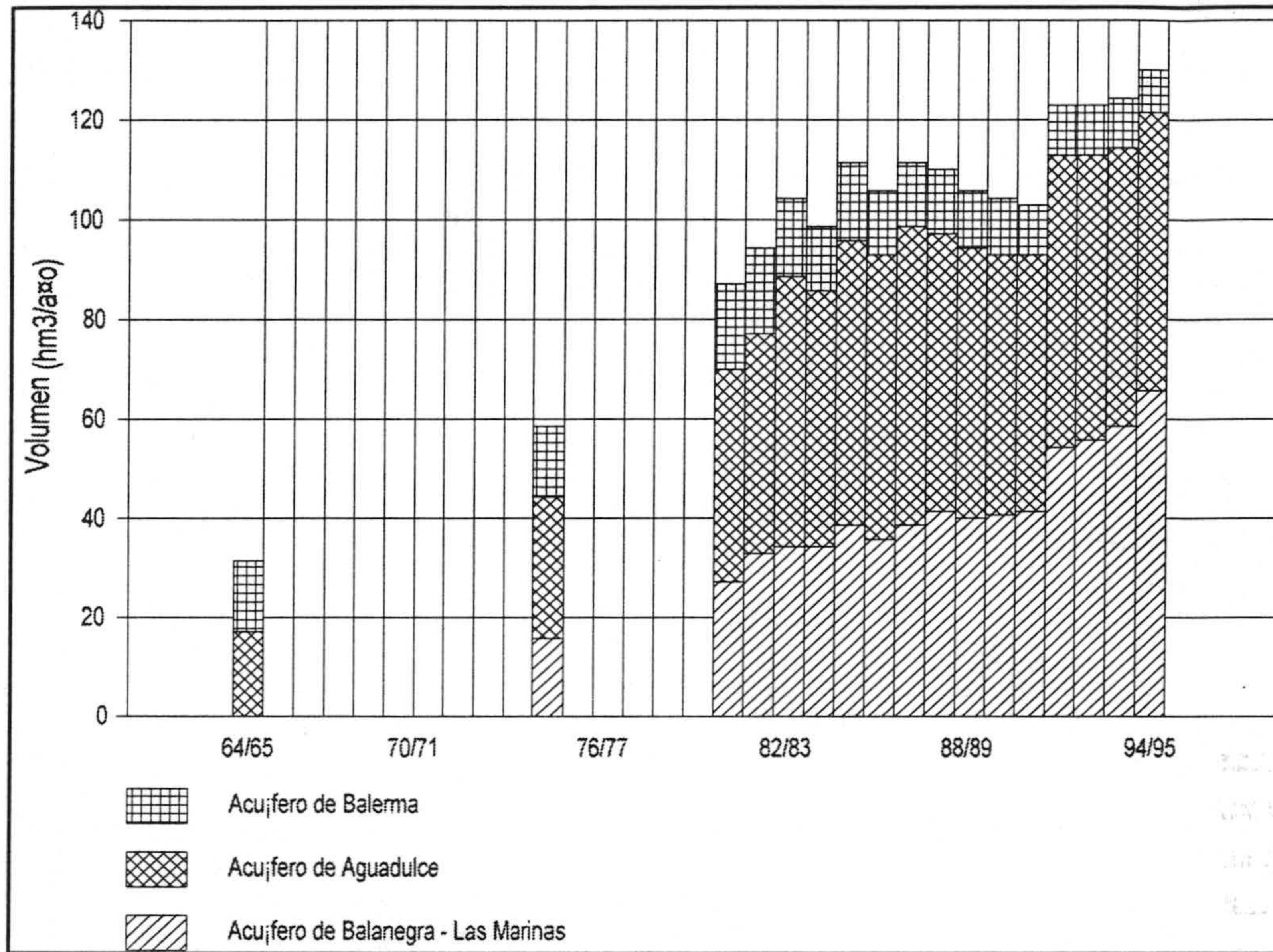


Figura 46.- Evolución del bombeo en el Campo de Dalías, período 1964-65 a 1994-95.

Capítulo 4

TRAZADORES FÍSICOS

1. TRAZADORES FÍSICOS

1.1 TEMPERATURA Y CONDUCTIVIDAD

1.1.1 INTRODUCCIÓN

La temperatura del agua subterránea es un parámetro de muy fácil medida y de bajo coste que, en general, proporciona valiosa información sobre el acuífero y constituye una sólida herramienta de investigación en el estudio de acuíferos fuertemente anisótropos. Las aguas meteóricas que alimentan el acuífero tienen una temperatura correspondiente a la media atmosférica del periodo de infiltración; durante la percolación y sucesiva infiltración, las aguas tienden a conseguir un equilibrio con las rocas por las que pasa. Cuanto mayor es el tiempo de residencia en el acuífero, mayor es la varación de la temperatura de las aguas (Coteccia et al, 1978).

Algunos factores pueden complicar el régimen termal de las aguas subterráneas tales como las fracturas o fallas, que si son sustancialmente profundas pueden causar anomalías geotérmicas en profundidad o pueden constituir barreras hidrogeológicas si, además, tienen un efecto de sellado de las rocas; o como la cobertera sedimentaria, la cual controla las condiciones de estratificación y la influencia termal del agua del mar, en el caso de acuíferos costeros (Tulipano, 1988).

Puede decirse que es un magnífico trazador para las aguas subterráneas que modo se puede llegar a determinar las áreas de recarga y descarga del acuífero conociendo el gradiente geotérmico de la región y los registros de temperatura del agua a una profundidad determinada (Tulipano y Fidelibus, 1989). Las fluctuaciones térmicas diarias en las aguas subterráneas no son apreciables a partir de una cierta profundidad en el terreno. Se trata de la franja de homotermia, que para acuíferos kársticos calizos se localiza por debajo de 24 a 27 m de profundidad (Schoeller, 1962).

Lovering y Goodi (1963) muestran que la profundidad de la perturbación efectiva de las fluctuaciones de temperatura en la superficie de la tierra es de 10 m. Así, solamente el agua subterránea recibe cambios apreciables de temperatura en respuesta a las variaciones estacionales con la cantidad de energía solar. Esto refleja de hecho, que la temperatura del agua subterránea a una profundidad de 10 ó 20 m sea generalmente 1 ó 2 °C superior a la temperatura media anual. Por

debajo de esta profundidad la temperatura no suele variar en el tiempo, aunque aumenta de forma continuada con la profundidad.

La ecuación básica para el transporte de calor en un medio poroso fue deducida por Stallman (1963). Bredehoeft y Papadopulus (1963) proponen unas curvas tipo, basadas en la ecuación de Stallman, para determinar el flujo del agua subterránea en una dimensión mediante los datos de temperatura en sondeos. Las distintas aproximaciones, basadas en la ley de conservación, han sido aplicadas para detectar la transferencia de calor por convección debidas al flujo del agua subterránea, mediante la representación del gradiente frente a la temperatura (Mansure y Reiter, 1979; Jessop y Vigrass, 1989). Para el estudio en dos dimensiones se han utilizado distintos análisis por Dominico y Paliciauskas (1973) y Smitch y Chapman (1983) que permiten resolver simultáneamente el transporte de calor y el flujo hídrico. Simulaciones numéricas en tres dimensiones (Woodbury y Smitch, 1985) se han realizado en flujo subterráneo cerca de la superficie.

Zon Chengjic (1988), en un estudio del campo geotermal e infiltración en áreas kársticas, deduce que el desarrollo del karst es controlado, no solamente por la litología carbonatada, estructura y agua subterránea, sino también por la temperatura.

Vang y Xiong (1989) en sus estudios sobre flujo de agua subterránea y modelos de geotemperatura, consideran que el movimiento del agua subterránea, en la mayor parte de la corteza, se conoce por el efecto de la distribución de la temperatura y el flujo de calor. En una cuenca artesiana, generalmente, la temperatura aumenta a lo largo de la dirección del flujo con la aparición de anomalías geotérmicas negativas, debido a la infiltración de aguas frías en las áreas de recarga y positivas en las áreas de descarga, debido a la migración ascendente de aguas calientes.

Una serie de curvas tipo son presentadas para estimar el flujo vertical del agua subterránea en acuíferos relativamente superficiales, usando cambios estacionales en los perfiles de temperatura-profundidad del agua subterránea. Los flujos verticales del agua subterránea son estimados por ajuste de parámetros no dimensionales al tipo de curvas, cuando hay variación de la temperatura del agua subterránea a varias profundidades y la difusividad del acuífero es conocida (Taniguchi, 1993). La estimación de la recarga es determinada usando una ecuación para la transferencia simultánea de calor y agua en los medios porosos.

Custodio et al. (1996) hacen un análisis térmico preliminar de los acuíferos de Doñana y llegan a la conclusión de que no parece claro el potencial de los estudios térmicos para determinar la recarga y el funcionamiento del sistema acuífero. La temperatura en la corteza terrestre está ampliamente controlada por el calor transmitido por conducción. Sin embargo, bajo ciertas circunstancias el campo termal esta perturbado por el calor asociado con el flujo de agua subterránea por lo que los datos termales pueden ser usados para deducir y matizar el modelo natural de flujo (Vasseur y Demongodin, 1995).

La conductividad eléctrica de las aguas se determina con facilidad y suministra una información muy fiable acerca de la mineralización del agua. La capacidad de una solución para conducir una corriente eléctrica es función de la concentración de iones, su carga y de su movilidad bajo la influencia del potencial (Lloyd y Heatcote, 1985). Existe una dependencia entre la conductividad y la temperatura del agua; esta dependencia es una de las causas por lo que la conductividad debe ser medida en campo.

1.1.2 TEMPERATURA MEDIA DEL ÁREA DE ESTUDIO

Según Martin Rosales (1997) la temperatura media anual para la vertiente meridional de la sierra de Gádor es 17.2 °C, ligeramente inferior a la del Campo de Dalías, que es 18.5 °C. Las diferencias entre ambas son mucho más acusadas durante el otoño e invierno, al contrario que en primavera, durante la cual la temperatura es muy similar en ambos. En verano vuelve a ser considerablemente mayor en el Campo. Hay que tener presente que una gran superficie de la Sierra está situada a cotas por encima de 1500 m s.n.m. lo que implica que la temperatura media de la vertiente ha de ser menor de la calculada. En la estación del Calabriar (1450 m s.n.m.) la temperatura media del mes de Enero de 1994 fue de 4.9 °C, llegándose a medir mínimas de -6.49 °C, por lo que no es raro observar precipitaciones en forma de nieve durante el invierno; incluso en el mes de Abril se puede rebasar el límite de los 0 °C. Los máximos tienen lugar durante el mes de Agosto.

Como ya expuse en el capítulo anterior la temperatura media, de las aguas en las unidades de Aguadulce y de Balanegra es de 24.5 °C; en los acuíferos profundos la temperatura está comprendida entre 30-40 °C que manifiestan un cierto termalismo; por eso pretendo ver la relación de éste con el flujo de agua subterránea.



1.2 TRANSPORTE DE CALOR EN EL FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA

El calor puede ser transportado de un punto a otro en los medios porosos mediante tres procesos:

- **Conducción.** Puede ser descrita por una ley lineal que relaciona el flujo de calor con el gradiente de temperatura.
- **Convección.** Es el transporte de calor debido al movimiento del agua subterránea.
- **Radiación.** Más conocida como radiación termal electromagnética, es la radiación emitida a causa de la temperatura de un cuerpo. Seguidamente resumo las ecuaciones básicas del flujo de calor en el medio subterráneo, a partir de lo desarrollado por (Domenico y Schwartz, (1990).

1.2.1 LEY DE FOURIER

El transporte de calor desde puntos de mayor temperatura a otros de menor temperatura ha sido descrito por Fourier. El proceso denominado conducción de calor o simplemente conducción , se describe para un sólido o un líquido mediante:

$$H = -K \text{ grad } T$$

donde H es el flujo de calor, T es la temperatura y K es la constante de proporcionalidad entre las dos, denominada conductividad térmica; y grad T es el gradiente de temperatura. En el sistema métrico la unidad de calor es la caloría, la temperatura se mide en °C y la distancia en centímetros, por lo que la unidad de la conductancia será $\text{cal s}^{-1} \text{cm}^{-1} \text{°C}^{-1}$.

Cuando se trata de fluidos contenidos en sólidos es necesario, algunas veces, considerar el transporte de energía entre ambos. Se asume que el sólido y el fluido tienen la misma temperatura; así es como se ha definido T en la ecuación anterior, como la temperatura media de ambas fases. Debido a que ambos, el fluido y el sólido, son conductores es necesario introducir la conductividad térmica efectiva, de forma que la ecuación anterior se expresa:

$$H_e = -K_e \text{ grad } T$$

donde H_e es la energía efectiva del flujo, K_e es la conductividad térmica efectiva y T es la temperatura media del fluido y del sólido, ambos conductores. Por otro lado la conductividad térmica efectiva puede ser descrita considerando el volumen de las fracciones sólido-fluido y la conductividad de las fases individuales. Para una disposición paralela de fluidos y sólidos es aceptada la relación:

$$K_e = n K_f + (1-n) K_s$$

donde K_e es la conductividad térmica efectiva y los subíndices f y s están referidos al fluido y al sólido, respectivamente.

1.2.2 TRANSPORTE CONVECTIVO

En sistemas donde el fluido está en movimiento hay un transporte convectivo por el movimiento de la fase fluida. Cuando el flujo se debe a fuerzas externas, el transporte ocurre por convección forzada. Tal es el caso cuando el movimiento del agua subterránea se hace en ausencia de gradientes de densidad. Un segundo tipo de transporte, llamado convección libre, ocurre cuando el movimiento del fluido es debido exclusivamente a las diferencias de densidad causadas por la existencia de un gradiente de temperatura. La convección libre es probablemente el tipo dominante de movimiento del agua subterránea en algunos sistemas hidrotermales, donde la descarga sucede en forma de vapor o de agua caliente. Un fenómeno similar puede ocurrir en el transporte de masa a lo largo de la interfase agua dulce-agua salada, en las áreas costeras, donde las diferencias de densidad reflejan variaciones diferentes de salinidad. En estos casos existe un potencial bajo, así que la ley de Darcy no describe el movimiento. La convección forzada y libre presentan limitaciones. En el primer caso, las fuerzas ascendentes se asumen despreciables. En el segundo, el movimiento del fluido debe ser descrito completamente en términos de fuerzas ascendentes. Cuando estas fuerzas dominan, la velocidad del flujo y su energía (temperatura) son interdependientes, y las ecuaciones deben resolverse iterativamente.

De acuerdo con Bear (1972), la ecuación del movimiento del agua en tales medios puede ser descrita en términos de dos fuerzas principales, cambio de presión de fluidos y fuerzas ascensionales, y es de la forma:

$$V = \frac{-k}{n\mu} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{kg\rho_o[1 - \alpha_f(T - T_f)]}{n\mu} \frac{\partial z}{\partial x}$$

donde ρ_0 es la densidad, μ es la viscosidad y α_f es el coeficiente de volumen de expansión para el agua. Si la distribución de la presión es hidrostática, la ecuación anterior toma la forma siguiente:

$$V = \frac{kg\rho_0\alpha(T-T_0)}{n\mu} \frac{\partial z}{\partial x}$$

para flujos verticales es: $\partial z/\partial x = 1$, y el valor $g \rho_0 \alpha_f (T-T_0)$ es la fuerza ascensional por unidad de volumen.

La ecuación que relaciona la conducción con el tipo de fluido en movimiento que cumple la ley de Darcy (convección forzada) puede expresarse:

$$H_x = -k_{ex} \frac{\partial T}{\partial x} + n\rho_w c_w T v_x$$

$$H_y = -k_{ey} \frac{\partial T}{\partial y} + n\rho_w c_w T v_y$$

$$H_z = -k_{ez} \frac{\partial T}{\partial z} + n\rho_w c_w T v_z$$

donde v es la velocidad y c_w es el calor específico del fluido, definido como el calor necesario para subir la temperatura de un gramo de fluido 1 °C, con lo cual las unidades son $\text{cal.g}^{-1} \text{°C}$. El producto $\rho_w c_w$ es la capacidad de calor por unidad de volumen del fluido. Para condiciones isótropas :

$$H = -K_e \text{ grad } T + n \rho_w c_w T v$$

donde V es un vector con componentes v_x, v_y, v_z .

1.2.3 ECUACIONES DE TRANSPORTE DE ENERGÍA

La ecuación de conservación para el transporte de energía puede expresarse, en palabras, como:

Flujo de energía entrante - Flujo de energía saliente = Cambio de la cantidad de energía almacenada

expresada en unidades de energía en función del tiempo. Al aplicar la ecuación a una unidad de volumen quedará expresada como:

$$-\text{div } H = \text{energía neta entrante por unidad de volumen}$$

la cual permite conocer la naturaleza del flujo, el cual puede ser convectivo o conductivo combinado con conducción. Para las ecuaciones de transporte de energía se asume que la pérdida o ganancia de calor dentro de una unidad de volumen es proporcional a la temperatura en dicha unidad de volumen. Se necesitan algunas constantes de proporcionalidad para convertir los cambios de temperatura a pérdidas o ganancias de calor. Esta constante de proporcionalidad es la capacidad calorífica por unidad de volumen, definida para el agua pura como el producto de la densidad del fluido ρ_w y el calor específico por unidad de volumen de agua c_w . La capacidad de calor por unidad de volumen debe expresar la cantidad de calor ganado o perdido por unidad de volumen cuando la temperatura cambia una unidad ($\text{cal/L}^3 \text{ } ^\circ\text{C}$). Para el componente fluido, en la unidad de volumen, esta será $n\rho_w c_w$. Para los componentes sólidos la expresión será $(1-n)\rho_s c_s$. De esta forma definimos la capacidad efectiva de calor por unidad de volumen como:

$$\rho'c' = n\rho_w c_w + (1 - n) \rho_s c_s$$

La ecuación de conservación anteriormente descrita quedará:

$$-\text{div}H = \rho'c' \frac{\partial T}{\partial t}$$

donde $\rho'c'$ es calor que entra o sale de cada unidad de volumen cuando la temperatura cambia una unidad. La ecuación anterior determina que el cambio neto de energía por unidad de volumen es igual a la variación de energía en función del tiempo en dicho volumen.

Ecuación del calor de conducción

Para un sistema de conducción definido según la ley de Fourier se tiene:

$$\text{div } H = \text{div } [k_e \text{ grad } T]$$

donde k_e ha sido definido como la conductividad térmica efectiva. La ecuación de conservación será:

$$\text{div}[k_e \text{grad } T] = \rho' c' \frac{\partial T}{\partial t}$$

si se asume que la conductividad térmica efectiva es constante se obtiene:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \nabla^2 T = \frac{\rho' c'}{k_e} \frac{\partial T}{\partial t}$$

Esta ecuación se denomina ecuación de conducción (difusión) del calor y es análoga a la ecuación del flujo no estacionario. La solución de esta ecuación describe el valor de la temperatura en cualquier punto en un campo tridimensional, o más concretamente, como varía la temperatura con el tiempo.

Si el flujo neto es cero se tendrá:

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \nabla^2 T = 0$$

Esta ecuación Laplaciana es equivalente a la ecuación del flujo estacionario. Su solución describe el valor de la temperatura en cualquier punto en un campo tridimensional en condiciones de equilibrio o régimen estacionario.

Ecuación de la conducción-convección

Para la conducción y convección se tiene:

$$-\text{div } H = -\text{div}[-k_e \text{grad } T + n\rho_w c_w T v] = \rho' c' \frac{\partial T}{\partial t}$$

si se asume que k_e , n , r_w , c_w son constantes:

$$k_e \nabla^2 T - n\rho_w c_w [v \cdot \nabla T - T \nabla \cdot v] = \rho' c' \frac{\partial T}{\partial t}$$

para un régimen de flujo estacionario $\nabla v = 0$

$$k_e \nabla^2 T - n\rho_w c_w [v \cdot \nabla T] = \rho' c' \frac{\partial T}{\partial t}$$

si la temperatura es constante en función del tiempo:

$$k_e \nabla^2 T - n \rho_w c_w [\mathbf{v} \cdot \nabla T] = 0$$

Las ecuaciones presentadas se denominan ecuaciones de conducción-convección. Son expresiones conservativas que describen la forma en la cual la energía se mueve de un punto a otro por medio del movimiento de un fluido. Su forma unidimensional se puede escribir como:

$$\frac{k_e}{\rho' c'} \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - \frac{n \rho_w c_w}{\rho' c'} v_x \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial t}$$

donde v_x es la velocidad media del agua subterránea en la dirección x . El primer término describe el transporte de energía por conducción y el segundo el transporte por convección.

1.2.4 ECUACIONES DE CONVECCIÓN

Convección forzada

Smith y Chapman (1983) reconocen tres clases principales de situaciones de convección forzada de interés para los hidrogeólogos. La primera de éstas es el flujo vertical estacionario del agua subterránea; puramente los efectos del flujo conductor; y la distribución de temperatura. Si se puede medir un perfil de temperatura, las curvas representarán la solución matemática de la ecuación de transporte en una dimensión. El segundo de los problemas se trata en dos dimensiones mediante secciones verticales del flujo regional del agua subterránea donde el flujo altera el perfil conductivo de la temperatura. Dos versiones son posibles aquí. En la primera de ellas, para sistemas razonablemente poco profundos, puede asumirse que la densidad del fluido y la viscosidad no son afectadas por la temperatura y la velocidad puede ser determinada independientemente. Si la densidad o la viscosidad se afectan por la temperatura, la velocidad y la temperatura son dependientes y las ecuaciones deben ser resueltas iterativamente. La tercera clase de situación atiende a la geometría en dos dimensiones, y considera que el campo de las temperaturas o de las velocidades no forma parte del problema. Este era el método de Kilty y Chapman (1980), interesante para modelos conceptuales que tienen en cuenta las variaciones de flujo de calor dados ciertos condicionantes geológicos. A estas tres situaciones, se les puede añadir una cuarta, cuando el campo de las temperaturas se ve

afectado en tres dimensiones por el flujo, y añadir una quinta concerniente a las distribuciones de temperatura de acuerdo con la evolución geológica de la cuenca sedimentaria.

Convección libre

La convección libre se define como un flujo producido por variaciones de densidad. Se observa cuando se detectan ascensos de aguas calientes, consiguiente enfriamiento y el posterior descenso de estas mismas aguas. De esta forma, se detectan flujos ascendentes y descendentes los cuales llegan a formar células convectivas con distintas geometrías. El transporte de calor se produce de acuerdo con la dirección del flujo marcada por las células convectivas, de forma que las isotermas no coinciden con las que se producirían por un transporte de tipo conductivo. Horton y Rogers (1945), fueron los primeros en dar el debido tratamiento a las condiciones previas para el comienzo de la convección libre en un medio poroso. Sus resultados teóricos se basaron en un experimento realizado con un gradiente vertical de temperatura impuesto en una capa horizontal de material poroso saturado y sin movimiento de fluido; además, los límites inferior y superior se tomaron como conductores térmicos ideales.

De acuerdo con estos trabajos, las corrientes convectivas de calor se pueden desarrollar cuando el gradiente de temperatura excede un determinado valor crítico:

$$\frac{\partial T}{\partial z} > \frac{4\pi^2 \lambda^2 \mu}{k_e \rho_o g \alpha_f H^2}$$

donde λ es la difusividad térmica. Cuando se comparan estos resultados con los que se basan en el criterio de Rayleigh para líquidos puros, este valor mínimo del gradiente de temperatura es superior al que se requiere al inicio de la de la convección en un factor $(16/27)H^2/\pi^2 k_e \rho_o$. De esta forma, se puede decir que la temperatura necesaria para establecer una convección libre en fluidos no son suficientes para establecer la convección en un medio poroso, principalmente debido a las dificultades añadidas del movimiento del fluido entre las partículas sólidas. Lapwood (1948) demostró que el inicio de la convección libre en los medios porosos sucede cuando el número de Rayleigh es del orden $4\pi^2$, es decir:

$$N_{ra} = \frac{g \rho_o c_w \rho_w H k_a \Delta T}{\mu k_e} \cong 40$$

Este valor se basa en que las capas son horizontales no existe movimiento de fluido y los límites de la capa son impermeables e isotérmicos.

La existencia de un movimiento horizontal del fluido implica que tenga lugar tanto la convección libre como la convección forzada y que la naturaleza de las fuerzas convectivas esté controlada en parte por la magnitud del flujo horizontal. En estos casos se introduce otro parámetro denominado número de Peclet cuya expresión es:

$$N_{pe} = \frac{kB\rho_w C_w}{K_e}$$

donde K es la permeabilidad y B es la altura media del nivel freático tomando como cota de referencia el punto de descarga. Combarnovs y Bories (1975) demuestran que para $N_{pe} < 0.75$ las células convectivas se mueven perpendicularmente a la dirección del flujo. Para valores mayores las células sufren un movimiento helicoidal o paralelo a la dirección de flujo.

1.3 REGISTROS DE TEMPERATURA Y CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA

Los primeros registros de conductividad eléctrica y temperatura se realizaron en el borde litoral de las unidades de Aguadulce y de Balanegra, para el control de la intrusión marina, durante tres campañas, Junio, Septiembre de 1986 y Mayo de 1987. En el acuífero de Aguadulce se realizaron un total de nueve registros en cada una de las campañas y en el de Balanegra diez (Navarrete, 1992); en esta ocasión, sólo se disponía de una sonda de 100 m de profundidad.

En la figura.47 se muestran la situación de los principales puntos acuíferos que han sido objeto de registro de temperatura y conductividad eléctrica en los años 1992, y 1993. En estos dos últimos años se realizaron las medidas con una sonda INSTRAN de 230 m de cable y en 1996 con una sonda SEBA de mayor precisión y recién calibrada. Se van a describir en el apartado siguiente, por acuíferos, los registros principales obtenidos en estas campañas.

1.3.1 ACUÍFERO DE AGUADULCE

Dados los problemas de salinización que presentaba el área, el ITGE construyó durante los años 1987 y 1988 cuatro piezómetros para el control de la intrusión marina, con una profundidad comprendida entre 400 y 550 m, concretamente los

a) Registros de conductividad eléctrica y temperatura

Punto acuífero n° 1146 (224 Rm).- Su cota de referencia es 52 m y el nivel piezométrico está a 51.8 m. El registro tiene una profundidad de 190 m y lo efectuó el 2/12/92. En la figura 48 se observa cómo la temperatura se mantiene constante en 20.1 °C, desde el metro 52 hasta el 105; a partir de aquí decrece a 19.6, para subir al final del registro, entre 20.1 y 20.2 °C. La conductividad eléctrica se mantiene constante en torno a 3000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, desde el metro 52 hasta el 105, que empieza a subir paulatinamente, de 10000 hasta 30000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en el metro 105, para decrecer y permanecer constante en 24000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ al final del registro.

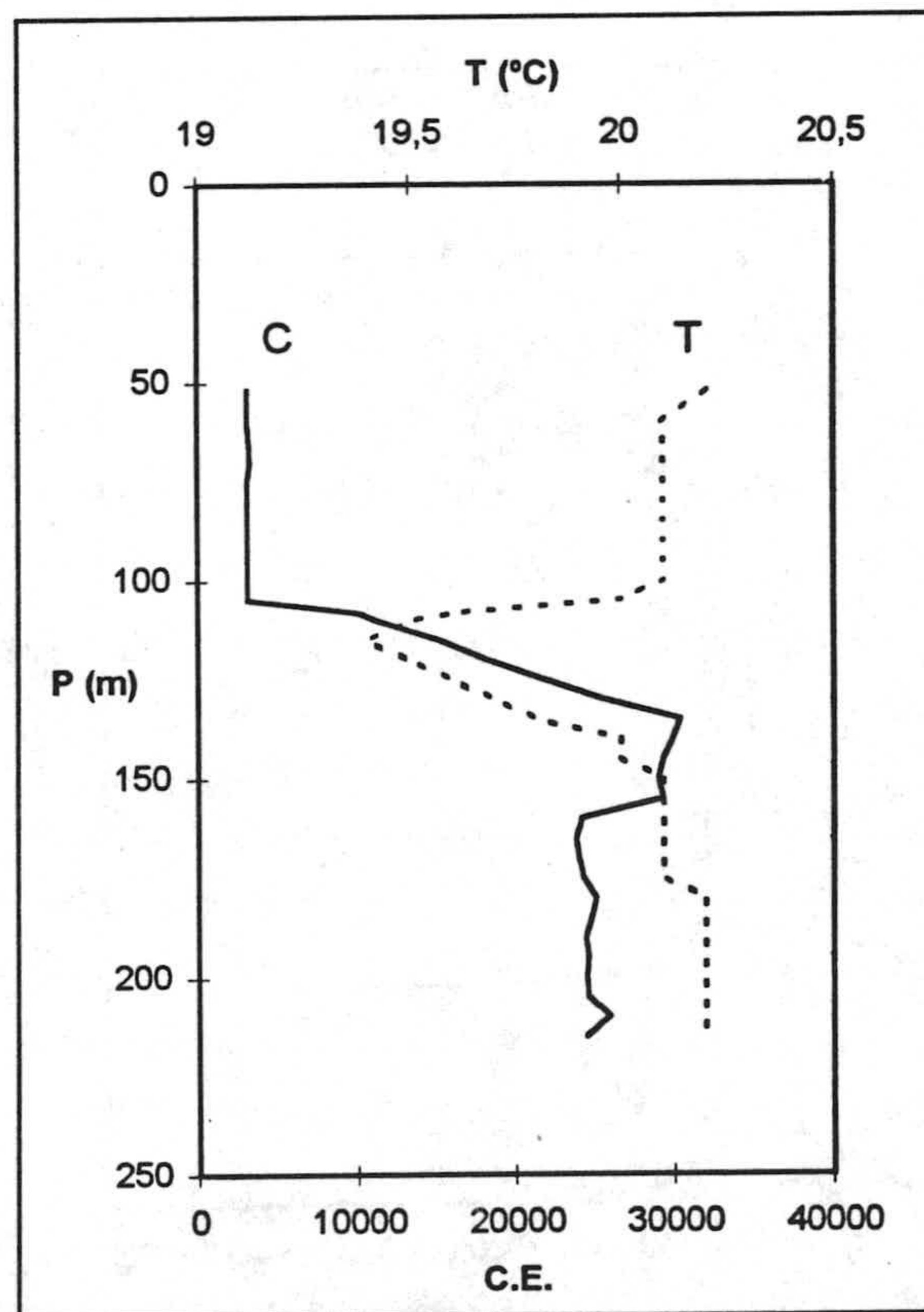


Figura 48.- Registro de conductividad eléctrica y temperatura del punto acuífero 1146.

En el registro se deduce que al principio hay un agua relativamente dulce a una temperatura de 19 °C, posteriormente empieza a subir la conductividad eléctrica, decrece la temperatura y hay un agua más salada y fría; a continuación la

temperatura aumenta, hay agua más caliente en la parte inferior de la columna, pero salada. Se puede interpretar como que existe una entrada superficial en materiales superiores (menos permeables y con agua dulce) y otra intermedia con agua salina y fría, y otra profunda de agua más caliente y salina que afecta la parte inferior de la columna.

Punto acuífero nº 1220 (A-8).- Tiene cota de referencia de 119 m y el nivel piezométrico está situado a 117.1 m. El primer registro de este piezómetro lo realicé en diciembre de 1993. En la figura 49 se observa que la temperatura es de 20.6 °C al principio del registro y baja al final a 20.4 °C . La conductividad eléctrica en el metro 117.1 es de 2250 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; en el metro 230 y sube paulatinamente hasta 36.000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ al final del registro.

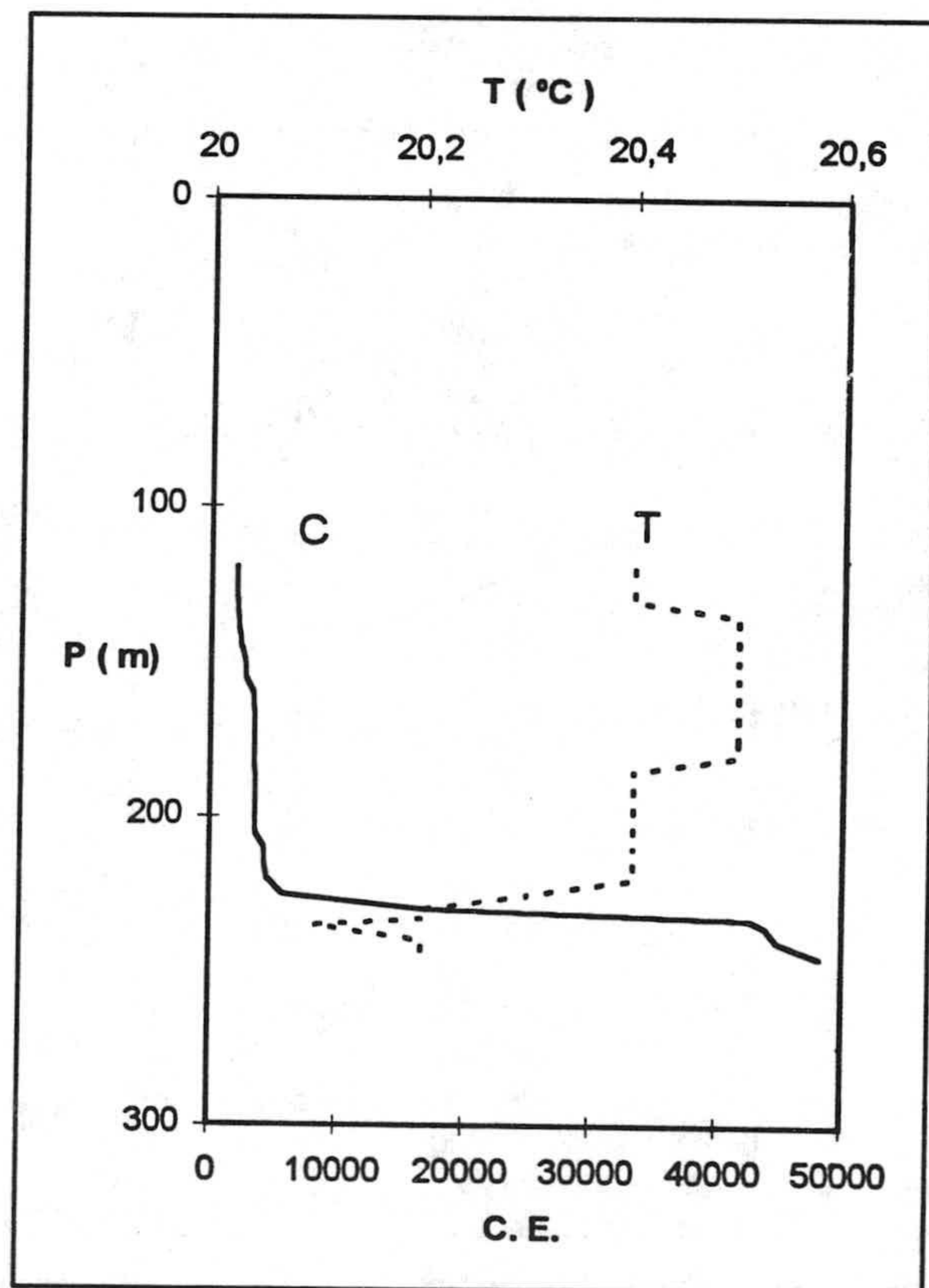


Figura 49.- Registro de conductividad eléctrica y temperatura del punto acuífero 1220.

El segundo registro lo efectué en julio de 1996 y el nivel piezométrico estaba situado a 119.8 m; la temperatura se mantuvo constante, entre 20.5 y 20.4 °C hasta

el metro 215 y posteriormente bajo hasta 20.2 °C. La conductividad eléctrica en el metro 119.8 era de 1966 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y va creciendo hasta el metro 225, que paso a 5770 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Después hay una subida brusca hasta 45000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en el metro 245, que es prácticamente la conductividad eléctrica de agua de mar. Entre este registro y el anterior hay una diferencia de décimas debido a que se han hecho con sondas diferentes. Hay un agua más superficial no muy fría y menos salina y otra profunda más fría y salina.

Punto acuífero n° 1221 (A-9).- Tiene una cota de referencia de 65 m. El registro lo realicé en agosto de 1996. El nivel piezométrico está situado a 66 m. En la figura 50 se observa cómo la temperatura al principio del registro es de 24.1 °C y en el metro 160 baja a 20.7 °C, y disminuye a 19 °C en el metro 300, para subir hasta 19.6 °C al terminar el registro. La conductividad eléctrica al principio es de 1357 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y aumenta progresivamente hasta el metro 150, que es de 5270 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y crece hasta 35100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Se observa en la fig.---, cómo cuando disminuye la temperatura, la conductividad eléctrica aumenta. Se observa un agua caliente y dulce superficial, después se produce una entrada de agua más salina que provoca un descenso de la temperatura. Al final hay un agua salina y caliente.

Punto acuífero n° 1223 (A-11).- La cota de referencia es de 73 m. El registro lo efectué en agosto de 1996. El nivel piezométrico está situado a 73.4 m. Desde el metro 73 hasta el metro 190, la temperatura se mantiene constante, en torno a los 20.2-20.5 °C y posteriormente desciende a 18.8 °C en el metro 250. Si observamos el registro de conductividad eléctrica, en el metro 73 la conductividad eléctrica es de 2600 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y va aumentando progresivamente hasta el metro 240, que es de 11200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$; posteriormente sigue creciendo hasta el final, que es de 33000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Hay un flujo superficial de agua poco salina y temperatura de 20 °C y otro más profundo de agua salina a menor temperatura.

Punto acuífero n° 1.222 (A-10).- El ITGE realizó durante 1991 y 1992 registros de conductividad eléctrica y salinidad en este piezómetro. La temperatura al principio del registro es de unos 19 °C y se mantiene prácticamente constante hasta metro 280 m s.n.m., para subir a 23 °C en el metro 290. La salinidad aumenta progresivamente y a los 290 m es de uno s 19 $\text{g}\cdot\text{L}^{-1}$.

El registro lo efectué en diciembre de 1993 y tiene una cota de referencia de 52 m. El nivel piezométrico estaba situado a los 50.4 m. En la -fig- se observa cómo la temperatura al principio del registro es de 19.7 °C y baja hasta 18.5 °C en el metro 230. La conductividad eléctrica al inicio es de 2830 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y sube

paulatinamente hasta $12440 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en el metro 230 al final del registro. Se interpreta como una entrada de agua fría y poco salina, una intermedia de agua salina y fría y otra profunda de agua más salina y caliente.

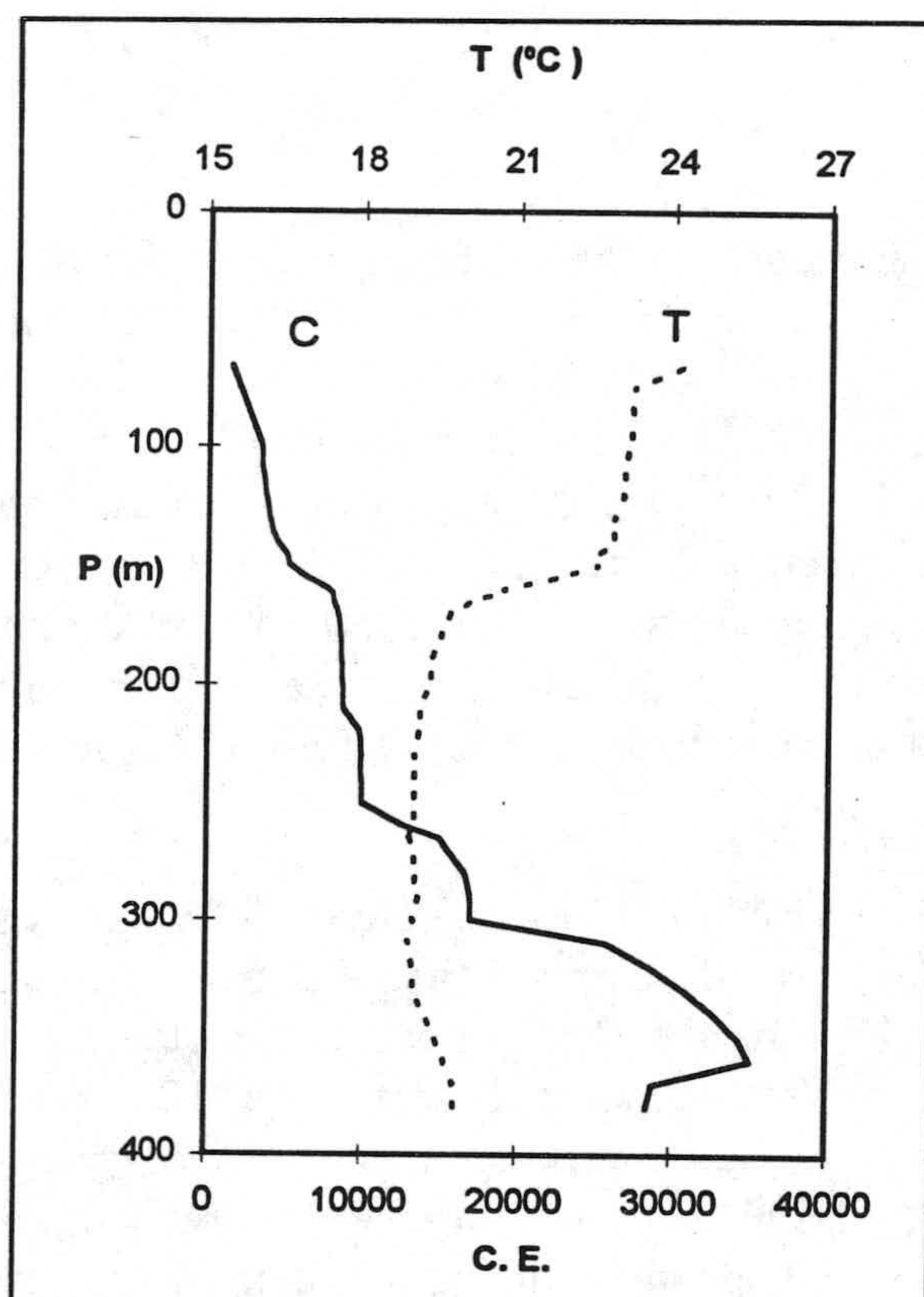


Figura 50.- Registro de conductividad eléctrica y temperatura del punto acuífero 1221.

b) Registros de temperatura

En la figura 51 están representados los principales registros de temperatura realizados en este área. Es interesante hacer un análisis de los principales registros, para deducir la influencia de la temperatura de las aguas en el acuífero y su relación con la intrusión marina.

En el gráfico se observa cómo hay una serie registros que a cota -50 m bajo el nivel del mar, que muestran que la temperatura está comprendida entre 19.5 y 20.5 °C; corresponden a los puntos 1222; 1063, 1146, 1220 y 1223. En el punto

acuífero 1141 la temperatura es casi constante, comprendida entre 21 y 21.5 °C y en el 1033 la temperatura se mantiene a 22 °C.

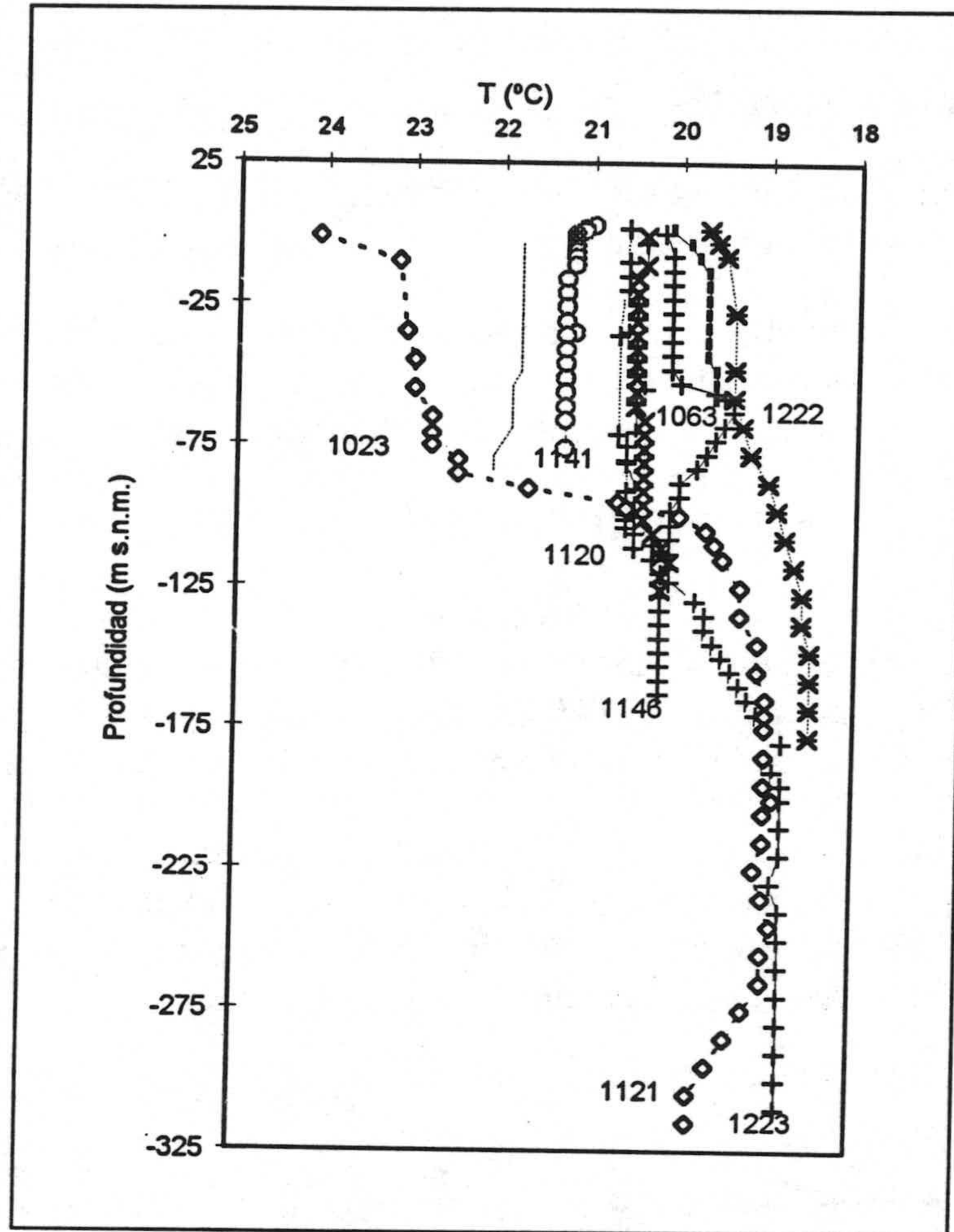


Figura 51.- Registros de temperatura de los puntos acuíferos 1023, 1141, 1146, 1063, 1222 y 1221

En el punto 1221, al principio del registro la temperatura es de 24 °C y desciende hasta 23 °C a los -100 m sobre el nivel del mar; aquí hay una bajada hasta 19.6 °C, también detectada en los puntos 1223 y 1222, y en el metro -175 se alcanzan los 19 °C e incluso algo menor (18'5 °C). En el 1222, según el ITGE, a los -290 m la temperatura alcanza los 23 °C y en el 1223 a los -255 m empieza una ligera subida hasta 19'6 °C.

En todos los registros se observa una temperatura del agua de los materiales calizos, entre 20-22 C, y entre los metros 100-250 m s.n.m. una bajada de la temperatura (18.5 C) que se debe a una entrada de agua fría y salina, como consecuencia de los importantes bombeos que ha soportado el área. Además hay un agua profunda a mayor temperatura y salina.

c) Gradiente geotérmico

En el punto acuífero 1220, el gradiente a los -100 m s.n.m. es cero; posteriormente va disminuyendo y se hace negativo, -0.3 °C/100 m.

En el piezómetro 1221, se observa que desde el principio el gradiente es negativo y aproximadamente a los -120 m s.n.m. el gradiente es de -3.8 °C/100 m y al final del registro se hace positivo, 0.7 °C/100 m. El gradiente 1223 al principio es negativo y a continuación se produce una bajada a los -230 m sobre el nivel del mar de unos -1.4 C/100 y al final se hace cero.

Igualmente que en los casos anteriores ocurre con el gradiente en el punto 1222. Hay una bajada del gradiente a -0.8 °C/100 m, a los -100 m sobre el nivel del mar. En el punto acuífero 1146, se observa una bajada a -0.1 C/100 m; sobre los -100 m sobre el nivel del mar y se hace positivo al final (0.7 C/100 m).

Siempre que el gradiente se hace negativo está relacionado con bajadas de temperatura y se produce una subida de la conductividad eléctrica; cuando se hace positivo está relacionado con subidas de temperatura y la conductividad eléctrica tiene valores elevados, casi o parecidas a la del agua de mar.

1.3.1.2 Área de la Gangosa

a) Registros de conductividad eléctrica

Punto acuífero nº 957 (39 - Vc).- La cota de referencia es de 70 m. El nivel piezométrico estaba a 74.5 m. En la figura 52 se observa que la temperatura en el metro 74.5 es de 21.7 °C y sube paulatinamente hasta 22.2 °C. La conductividad eléctrica se mantiene constante en 1100 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en los primeros 100 m, para subir fuertemente hasta los 9000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y posteriormente disminuir a 7800 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Se observa que al subir la temperatura, la conductividad eléctrica también sube,

haciendo el agua más salina y más caliente, lo que interpreto como un flujo profundo y caliente.

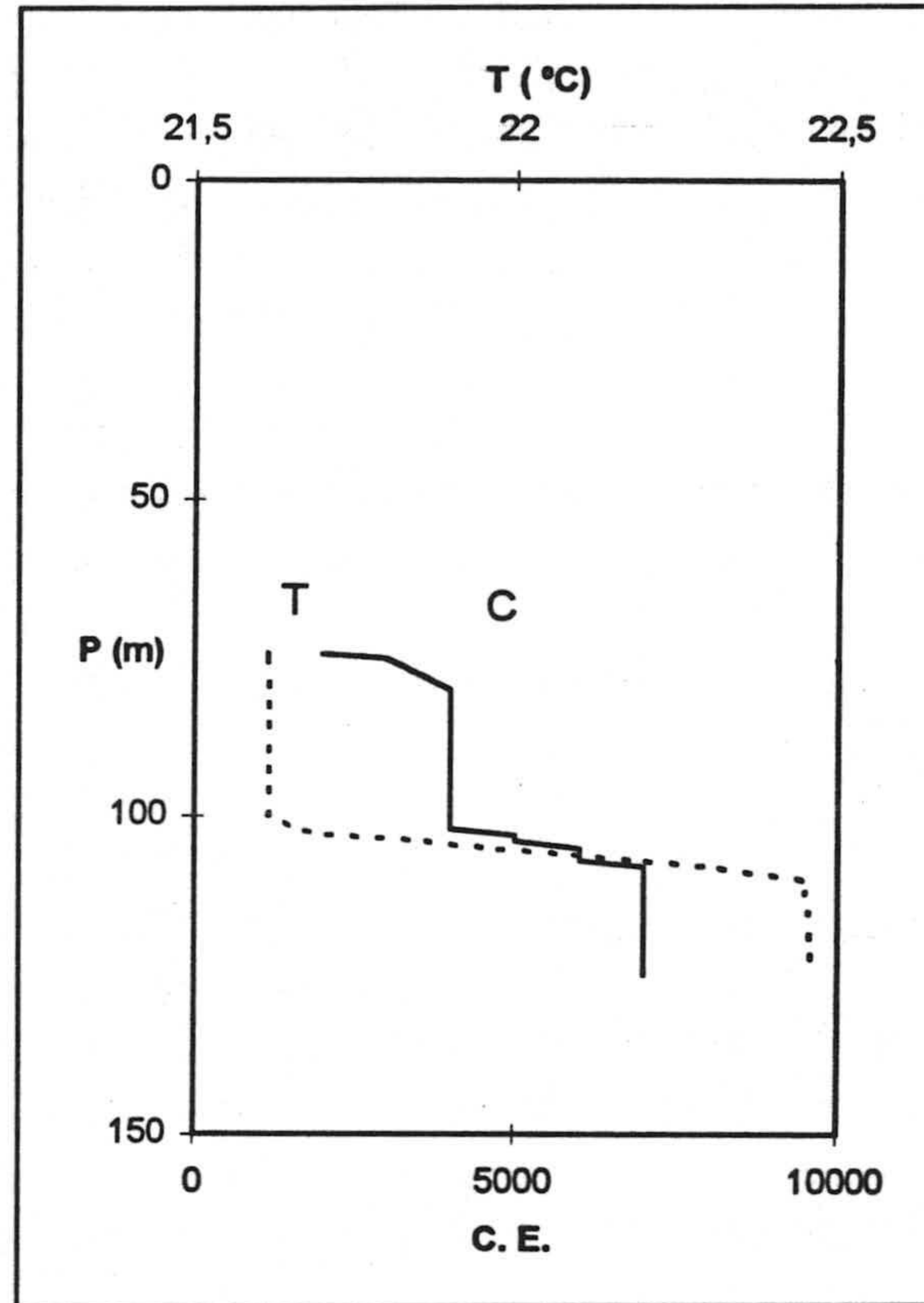


Figura 52.- Registro de conductividad eléctrica y temperatura del punto acuífero 957.

Punto acuífero n° 956 (40 - Vc).- El registro lo realicé en Diciembre de 1993. Tiene una cota de referencia de 70.75 m y el nivel piezométrico se encontraba a 69.2 m. La temperatura al principio es de 21.6 °C y sube lentamente hasta 22.1 °C al final del registro. La conductividad eléctrica, al comienzo, es de 3720 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y sube al final 6000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La temperatura, al igual que la conductividad, sube, posiblemente debido a la influencia de una entrada de agua caliente y salina.

Punto acuífero n° 965 (41 - Vc).- El registro lo efectué en Diciembre de 1993. Tiene una cota de referencia de 70.20 m y el nivel piezométrico se encontraba a 69.2 m. La temperatura, al iniciar el registro, es de 21.7 °C y al final es de 22.3 °C.

La conductividad eléctrica desde $4210 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ hasta $16000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Igual que los anteriores esta variación se debe a la entrada de un agua más salina y caliente.

Punto acuífero nº 902 (50 - Vc).- La cota de referencia está situada a 65 m y el nivel piezométrico a los 69.5 m. La temperatura es de 23.8°C al principio del registro y sube paulatinamente hasta los 100 m a 24.8°C y permanece constante hasta el final del registro. La conductividad eléctrica en los primeros metros del registro es de unos $4500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, para subir hasta los $6800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y permanecer constante hasta el final. Posiblemente el acuífero calcarenítico reciba alimentación vertical ascendente, con aguas ligeramente calientes.

Punto acuífero nº 1132 (A-4).- La cota de referencia es de 4.89 m y el nivel piezométrico estaba situado a 4.9 m durante el registro que realicé en diciembre de 1986. La temperatura, al principio, es de 22.5°C y decrece en el metro 25 a 21.2°C , posteriormente sube a 22.1°C . La conductividad eléctrica inicial es de $5400 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, a los 50 m es de $10000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, después sigue creciendo hasta $28800 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ a los 100 m. En el año 1992 el nivel piezométrico estaba a 4.6 m y la temperatura era de 22.7°C , y en el metro 35 es de 21.7°C y a los 60 m empieza a subir paulatinamente hasta el final del registro que es de 22.9°C . La conductividad eléctrica, al principio del registro, es de $6700 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y va creciendo hasta $10000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, lo que sucede en el metro 28, y sube pausadamente hasta llegar a los $40000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ al final del registro. La temperatura va decreciendo y la conductividad eléctrica se hace cada vez mayor. Esto se debe a la entrada de agua más fría y salina, es decir a la intrusión marina; al final el agua sigue siendo salina, pero la temperatura aumenta, esto lo interpreto como debido a la influencia de un flujo termal más profundo.

b) Registros de temperatura

En los registros realizados hay una serie de puntos donde la temperatura al principio del registro está comprendida entre 21 y 22°C , concretamente los números 956, 957, 959 y 965. En el 959 la temperatura es 21.6°C y permanece constante prácticamente en todo el registro. En los puntos 957, 956 y 965, a los -25 m sobre el nivel del mar, la temperatura empieza a subir y concretamente en el 965 llega hasta 22.5°C . Todos estos puntos captan las calcarenitas miocenas más el acuífero carbonatado-dolomítico de Felix, en todos ellos se observa que hay un agua más superficial de unos 21.5°C poco salina y a partir de los -25 m s.n.m. hay un agua profunda, más caliente y más salina.

El punto 1132 es un piezómetro relativamente cercano al mar; la temperatura al principio del registro es de unos 22.7 °C; a los -25 m, la temperatura ha descendido a 21.5 °C para posteriormente subir a 22.8 °C. Este piezómetro está perforado en materiales pliocenos y resulta paradójico este registro, junto con el del 965, quizá debido a que en esa dirección hay una entrada de agua de mar. Los restantes puntos sondan el acuífero calcarenítico y la temperatura está comprendida entre 22.5 y 23.5 °C. En los números 975 y 902 la temperatura al principio del registro es de 23.5 °C y sube paulatinamente hasta valores superiores a 24.5 °C. Los valores tan elevados de temperatura en los materiales pliocenos son debidos al ascenso verticalmente de aguas más calientes, posiblemente a través de fracturas.

c) Gradiente geotérmico

En el punto 957 el gradiente al principio es positivo, lo mismo ocurre en el 965 el gradiente es 0.9°C/100. Se observa al principio que los gradientes son positivos y que sobre -40-50 m s.n.m. se produce una subida del gradiente, coincidiendo con áreas de subida de la temperatura y la conductividad eléctrica. En el 845, el gradiente es igualmente de 0.9°C/100. En el piezómetro 1132, el gradiente al principio es negativo. Los gradientes, aunque son positivos, cuando se producen bajadas están relacionadas con ascensos de la temperatura y entrada de agua con valores de conductividad elevada, posiblemente debido a la intensa explotación que ha tenido el área durante estos años.

1.3.1.3 Área de las Ramblas de Bernal y del Cañuelo

a) Registros de conductividad eléctrica

Punto acuífero n° 1189 (709-D) - Tiene una cota de referencia de 250 m y el nivel piezométrico estaba, en Julio de 1996, a 241 m. La temperatura se mantiene prácticamente constante en todo el registro, entre 24.1 y 24.3 °C. La conductividad eléctrica varía en la columna de agua entre 408 y 415 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. El registro está realizado en un sondeo en calizas situado al borde de la Sierra.

Punto acuífero 1193 (R.C.) - La cota de referencia es de 81 m; el registro se efectuó en Julio de 1996 y el nivel piezométrico estaba situado a 91 m. Se observa en la figura 53 cómo la temperatura crece paulatinamente desde los 23.5 °C hasta 27.4 °C al final del sondeo. La conductividad eléctrica se mantiene constante en

todo el sondeo, en torno a los $400\text{-}200 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. La forma de la curva de temperatura es convexa, típica de un área de descarga, se trata de agua de buena calidad y la temperatura se permanece constante desde el metro 320 hasta el 500. Entre este registro y al anterior, posiblemente haya una estratificación del agua en los diferentes tramos calizos relacionados con tramos más o menos permeables, hay que recordar que en algunas ocasiones hay tramos de calcoesquistos de bastante potencia.

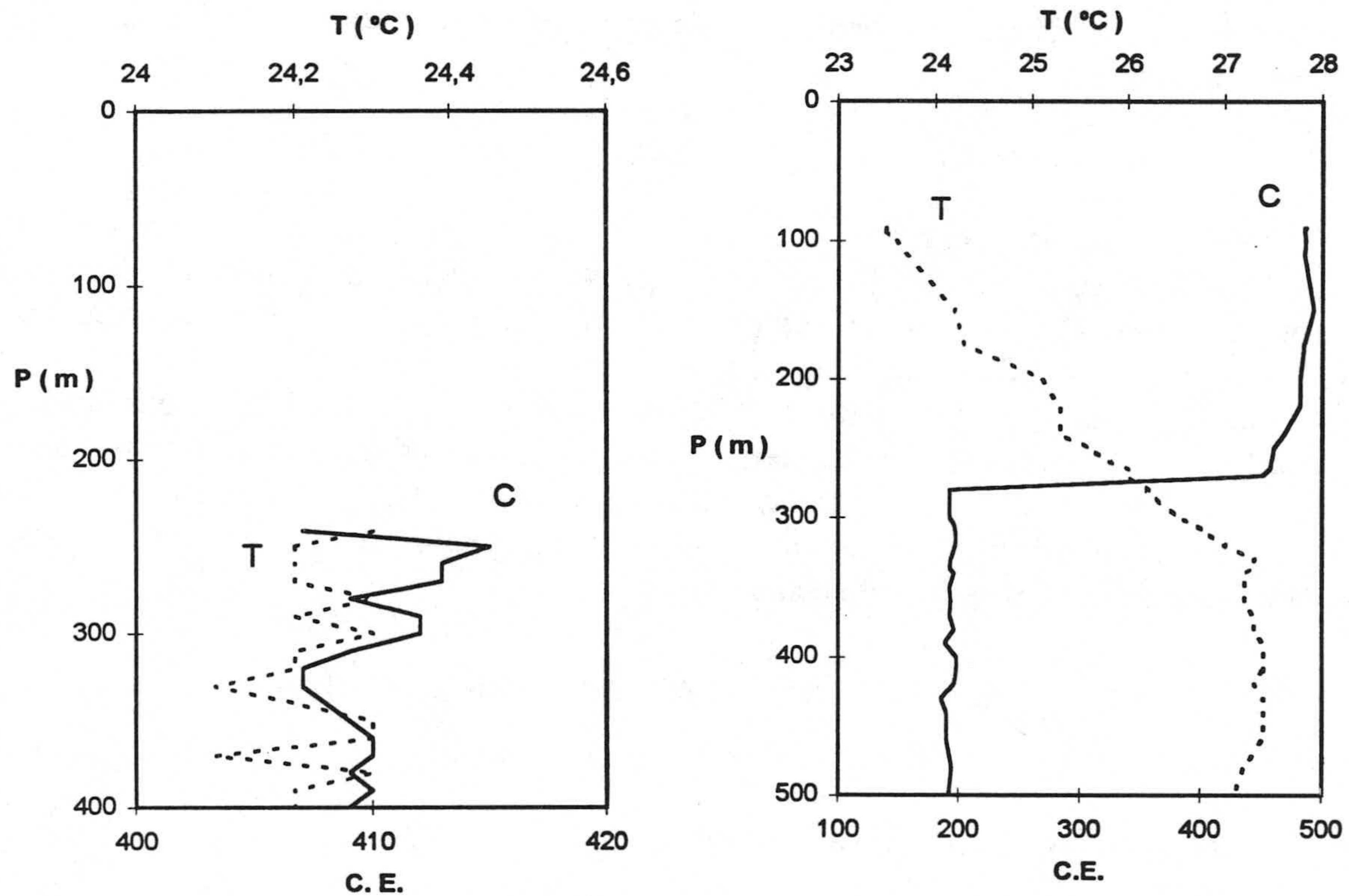


Figura 53.- Registros de conductividad eléctrica y temperatura de los puntos 1189 y 1193.

b) Gradiente geotérmico

En el nº 1189 el gradiente es positivo. En el 1193, el gradiente es de $1.5 \text{ } ^\circ\text{C}/100 \text{ m}$ y al final se hace ligeramente negativo. Corresponde a un área de temperatura elevadas y conductividad eléctrica baja.

1.3.2 ACUÍFERO DE BALERMA - LAS MARINAS

En el año 1992 realicé en este acuífero un total de seis registros y en 1993 tres.

a) Registros de conductividad eléctrica y temperatura

Punto acuífero nº 674 (557 - D) - El registro se efectuó el 16-12-1993 y el nivel piezométrico fue de 69.55 m. La temperatura, al principio del registro es de 25.1 °C y va subiendo paulatinamente hasta 29.6 °C a los 200 m. La conductividad eléctrica es, desde el comienzo hasta los 170 m, de 4200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ y a partir de aquí, decrece a 3600 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ hasta el final. La temperatura va creciendo, debido a la influencia de un de agua profunda y caliente, aunque es un poco menos salina.

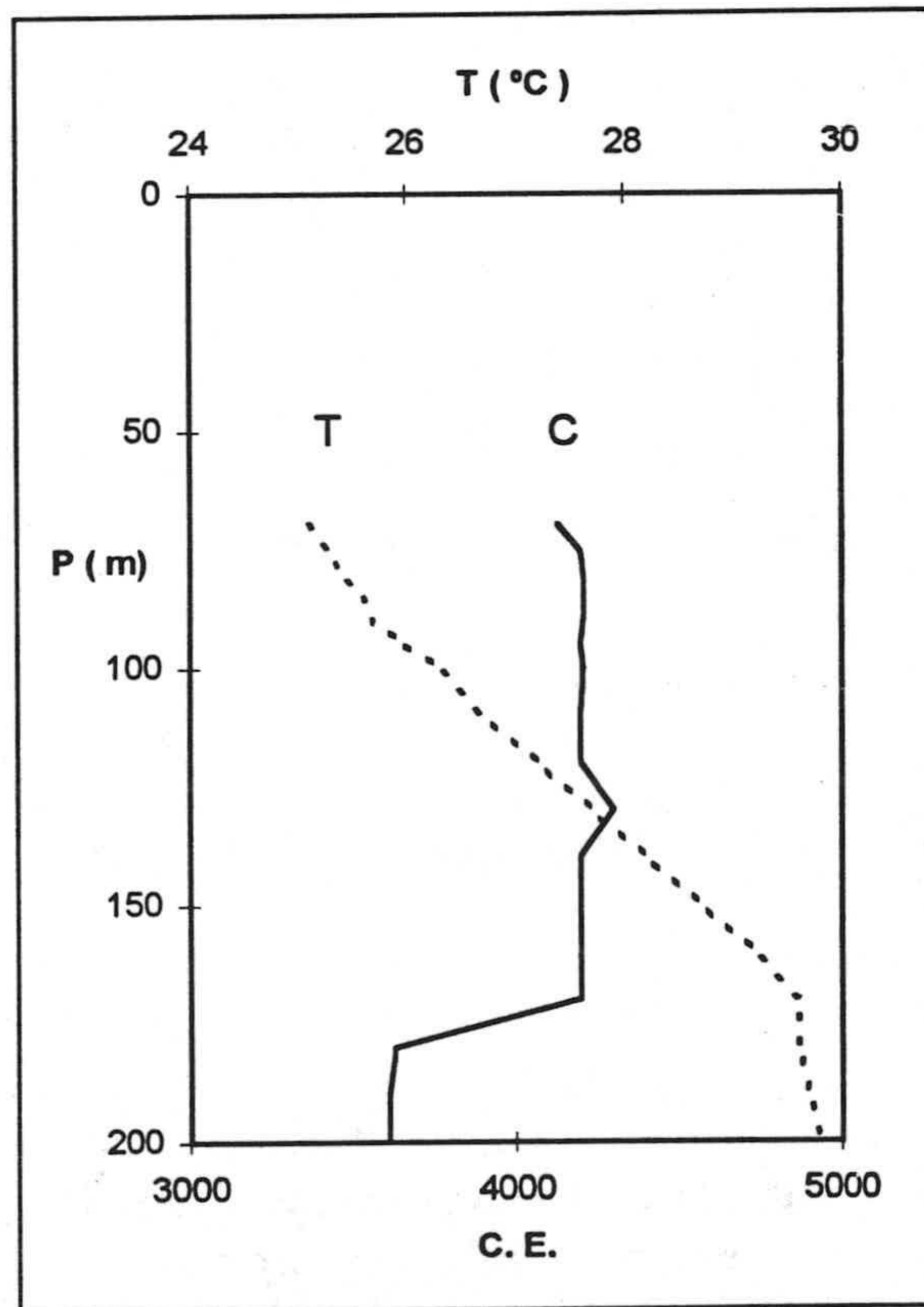


Figura 54.- Registro de conductividad eléctrica y temperatura del punto acuífero 674.

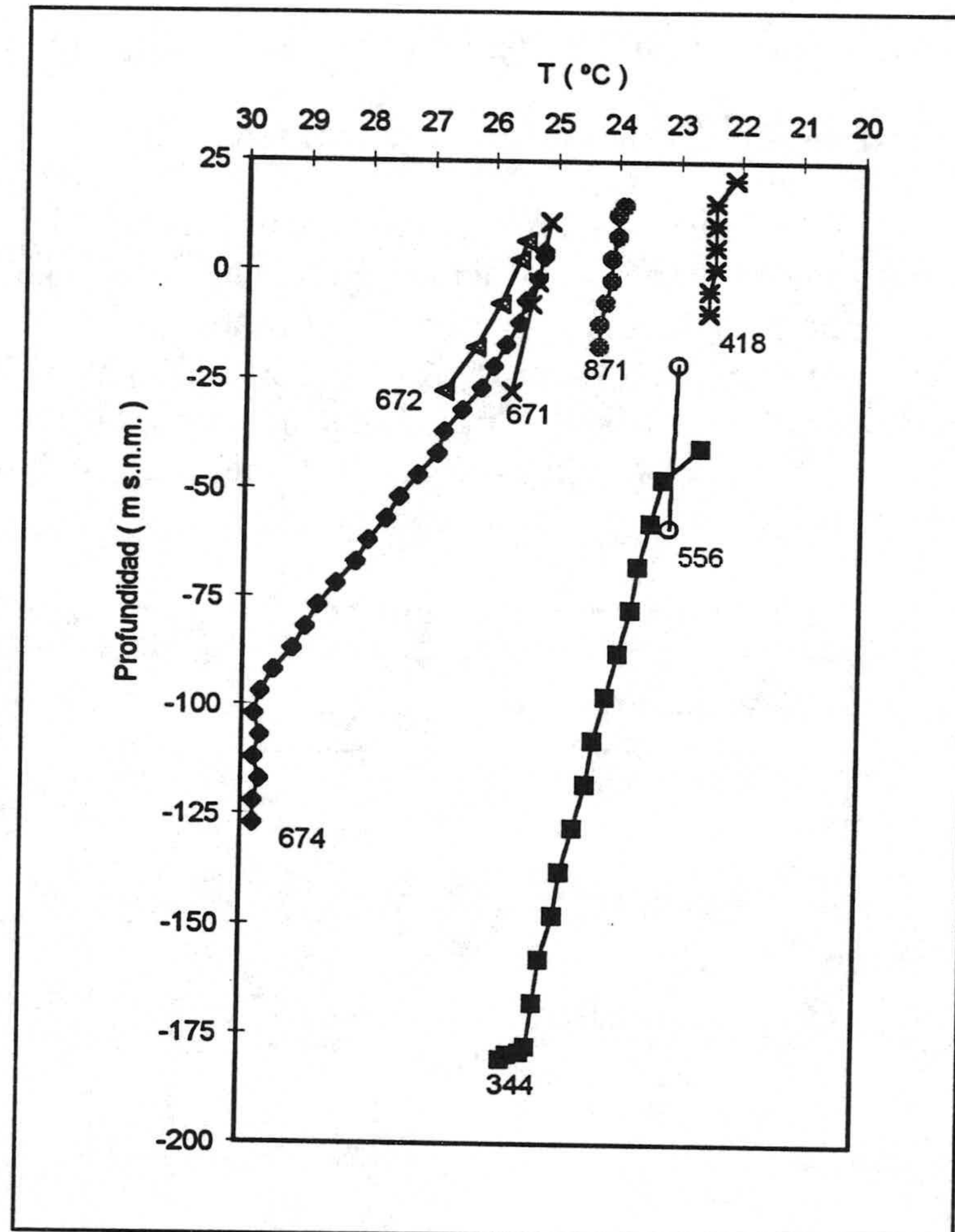


Figura 55.- Registro de temperatura de los puntos acuíferos 672, 674, 871, 418 y 556.

b) Registros de temperatura

En la figura 55 se observan los principales registros realizados en este acuífero. Los números 418 y 871 están realizados en el acuífero Plioceno. En el primero de ellos se observa que la temperatura es constante en todo el registro con un valor de 22.5 °C. En el segundo, la temperatura al principio del registro es de 23.9 °C y sube al final hasta 24.3 °C. Los números 672, 671 y 674, están situados en el “horts” de Guardias Viejas y tienen el acuífero Plioceno cementado. Se observa como la temperatura va subiendo con la profundidad y en el n° 674 a -100 m sobre el nivel del mar la temperatura es de 29.8 °C. Hay una entrada de agua más

profundo y a mayor temperatura que tiene influencia sobre el acuífero calcarenítico superior.

c) Gradiente geotérmico

En los puntos acuíferos nº 674 y 672, en ambos se obtiene un gradiente medio de 4.5 °C cada 100 m, que es elevado, y corresponde a áreas de descarga.

1.3.3 ACUÍFERO DE BALANEGRA

En 1985 dados los problemas que presentaba el área el ITGE realizó cuatro sondeos de investigación para el control de la intrusión marina. En este acuífero realicé dos registros en 1993 y otros dos en 1996.

a) Registros verticales de conductividad eléctrica y temperatura

Estos dos registros están situados en la Escama de Balsa Nueva y atraviesan materiales del plioceno, mioceno, filitas y calizas de Gádor.

Punto acuífero nº 1225 (B - 10) - Tiene una cota de referencia de 80.2 m. El nivel piezométrico estaba el 18-8-96 a 88 m. La temperatura, al principio del registro, es de 24.6 °C y disminuye, progresivamente hasta 21.6 °C, entre los metros 150 a 180 y de nuevo empieza a subir hasta los 24.1 °C al final del registro. La conductividad eléctrica se mantiene constante en casi todo el registro, entre los 53000 y 54000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Creo que habría una entrada de agua proveniente de Sierra de Gádor, quizá en relación con fracturas, relativamente caliente que es interceptado por otro lateral más frío y salino debido al proceso de intrusión (figura 56).

Punto acuífero nº 1226 (485 - Bj) - El primer registro se realizó el 15-12-93 y el nivel piezométrico estaba situado a 78.3 m. La temperatura permanece constante desde el principio del registro hasta el metro 235, en 23 °C, para disminuir a 22.9 °C al final del registro. La conductividad eléctrica se mantiene constante desde el principio del registro hasta el metro 218, que empieza a subir bruscamente y, al final, se alcanzan los 14000 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

El 21-8-96, el nivel piezométrico se encontraba a los 78.6 m. La temperatura, al principio, es de 23 °C, para subir a 23.5 °C entre el metro 180 y el 210, después empieza a descender hasta el final del sondeo a 22.8 °C. La conductividad eléctrica, entre el metro 78.6 y 210, está entre 1400 y 1200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, a partir de

este punto empieza a subir bruscamente, hasta $26000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Igual que en el registro anterior creo que hay una entrada de agua de buena calidad y caliente proveniente de Sierra de Gádor que es interceptado por otro más frío y salino debido a la intrusión.

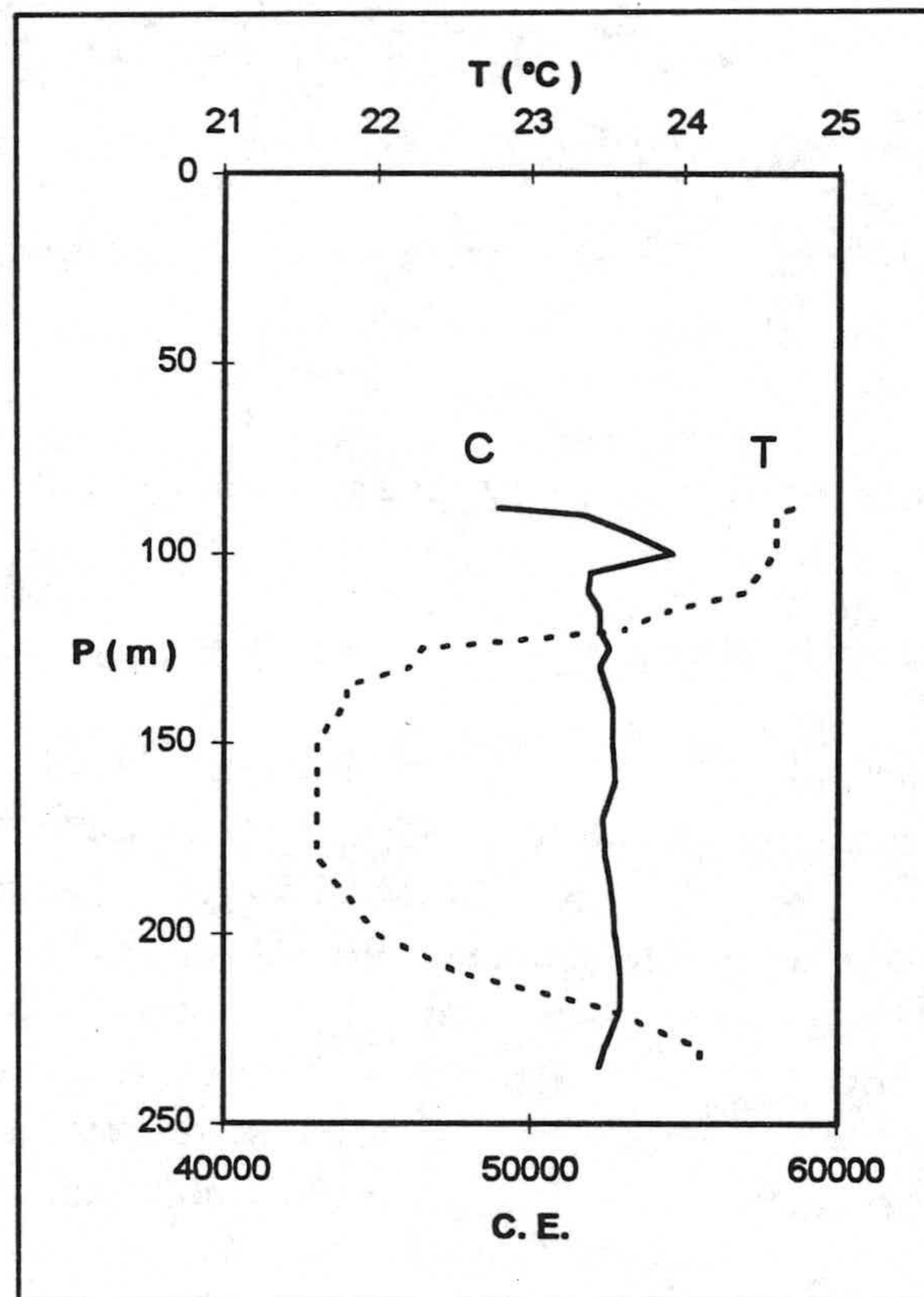


Figura 56.- Registro de conductividad eléctrica y temperatura del punto acuífero 1225.

b) Registros de temperatura

En la figura 57 están representados todos los registros realizados en este acuífero. En el nº 34 se observa como al principio del registro la temperatura es de unos $24.6 \text{ }^\circ\text{C}$ y a los -25 m sobre el nivel del mar hay una bajada brusca de temperatura hasta $21.6 \text{ }^\circ\text{C}$ para, posteriormente subir a los $24 \text{ }^\circ\text{C}$. Posiblemente esta subida de temperatura está relacionada con fracturas de dirección N60 ó 70E. En los números 1227 y 1226, la temperatura permanece prácticamente constante en ambos, en torno a los $23.3 \text{ }^\circ\text{C}$ y en el metro -150 m sobre el nivel del mar, baja hasta unos $22.3 \text{ }^\circ\text{C}$. Estos sondeos están realizados de los materiales mio-plioceno.

La bajada de temperatura en estos sondeos esta relacionada con una entrada de agua más fría y salina debida a la intrusión.

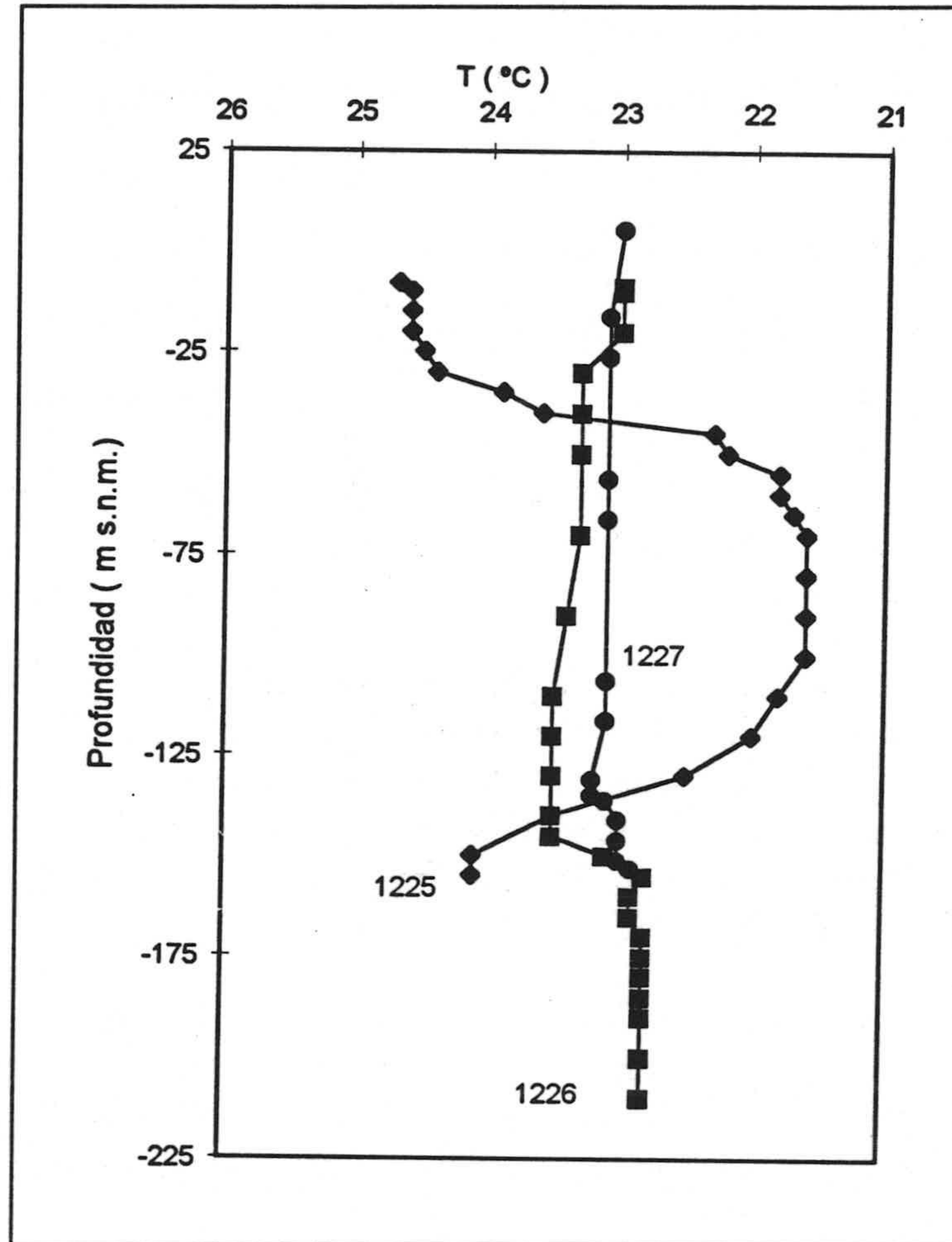


Figura 57.- Registro de temperatura de los puntos acuíferos 1225, 1226 y 1227.

c) Gradiente geotérmico

El piezómetro n°1225, al principio del registro, el gradiente es negativo (-2.6 °C/100 m) y posteriormente se hace positivo y alcanza el valor de 2.1 °C/100 m. En el n° 1226, al principio el gradiente es positivo, a continuación hay una caída del gradiente haciéndose negativo. La bajada de gradiente coincide con una bajada de la temperatura y una subida de la conductividad eléctrica.

1.4 PERFILES VERTICALES

La interpretación de los registros verticales de temperatura en los piezómetros, así como los datos de temperatura de bombeo, donde se tiene en cuenta las características del sondeo (nivel piezométrico, posición de la bomba) correspondiente al muestreo de octubre de 1991, me han permitido estudiar espacialmente el comportamiento de la temperatura. Para ello he realizado 12 cortes verticales, orientados de diferente forma: Unos son perpendiculares a la Sierra, para tratar de deducir la evolución del flujo proveniente de ella hacia el centro de la cuenca; otros son transversales para deducir la relación entre los diferentes acuíferos; y uno es paralelo, al borde de la Sierra, que me permite comprobar los principales flujos de entrada de agua hacia el Campo. Sobre los perfiles, he trasladado toda la información geológica incluyendo las principales fracturas. Se integra toda esta información sobre el perfil, y he dibujado las isotermas. En general, como consecuencia de la realización de los perfiles de temperatura, se deduce que el Campo de Dalías es un escenario hidrogeológico bastante complejo.

Corte JJ'. - Está realizado en la parte occidental del Campo, en la dirección N-S. En la figura 58 se observa la disposición de las isotermas. Se interpreta como hay un flujo más caliente, profundo, proveniente de los materiales carbonatados de la Sierra (bajo la escama de Balsa Nueva) es interrumpido por una perturbación motivada por la entrada de agua de mar, más fría, en la parte superficial a través de los materiales miopliocenos.

Corte AA'.- Se ha realizado en dirección N-S, en el extremo occidental del Campo, desde una altitud de unos 400 m hasta el nivel del mar. La distribución de las líneas isotermas se observa en la figura 59. Al norte, las isotermas tienen forma casi verticalizadas y posteriormente hay un ascenso adoptando una forma concéntrica, luego hay una bajada y un ascenso rápido junto al mar. Las isotermas de 21-23 °C corresponden a aguas de alimentación procedentes de Gádor, debido a una etapa de recarga del acuífero carbonatado más superficial, éstas son interrumpidas por una perturbación de flujo más caliente y profundo, de dirección perpendicular al corte, relacionado posiblemente con la fracturación y con una circulación del agua a lo largo de flujos preferenciales, a través de los materiales calizo-dolomíticos, como se observa por el ascenso de las isotermas, hacia el centro hay una bajada, debido fundamentalmente a los materiales impermeables (margas) y cerca de la costa se observa una elevación de las líneas isotermas hasta 32 °C en superficie, debido a una rápida concentración de los flujos de calor profundos, a través de la fracturación, que ascienden a la superficie y producen la

manantial termal de Guardias Viejas. El flujo de agua más frío, proveniente de la recarga de Sierra de Gádor, es interrumpido por una serie de fracturas de permeabilidad alta sobre un sistema de flujo. Esta disposición de las isotermas y el ascenso de flujo de a través de la zona de fractura más permeable es típico de las regiones montañosas según Forster y Smitch (1989).

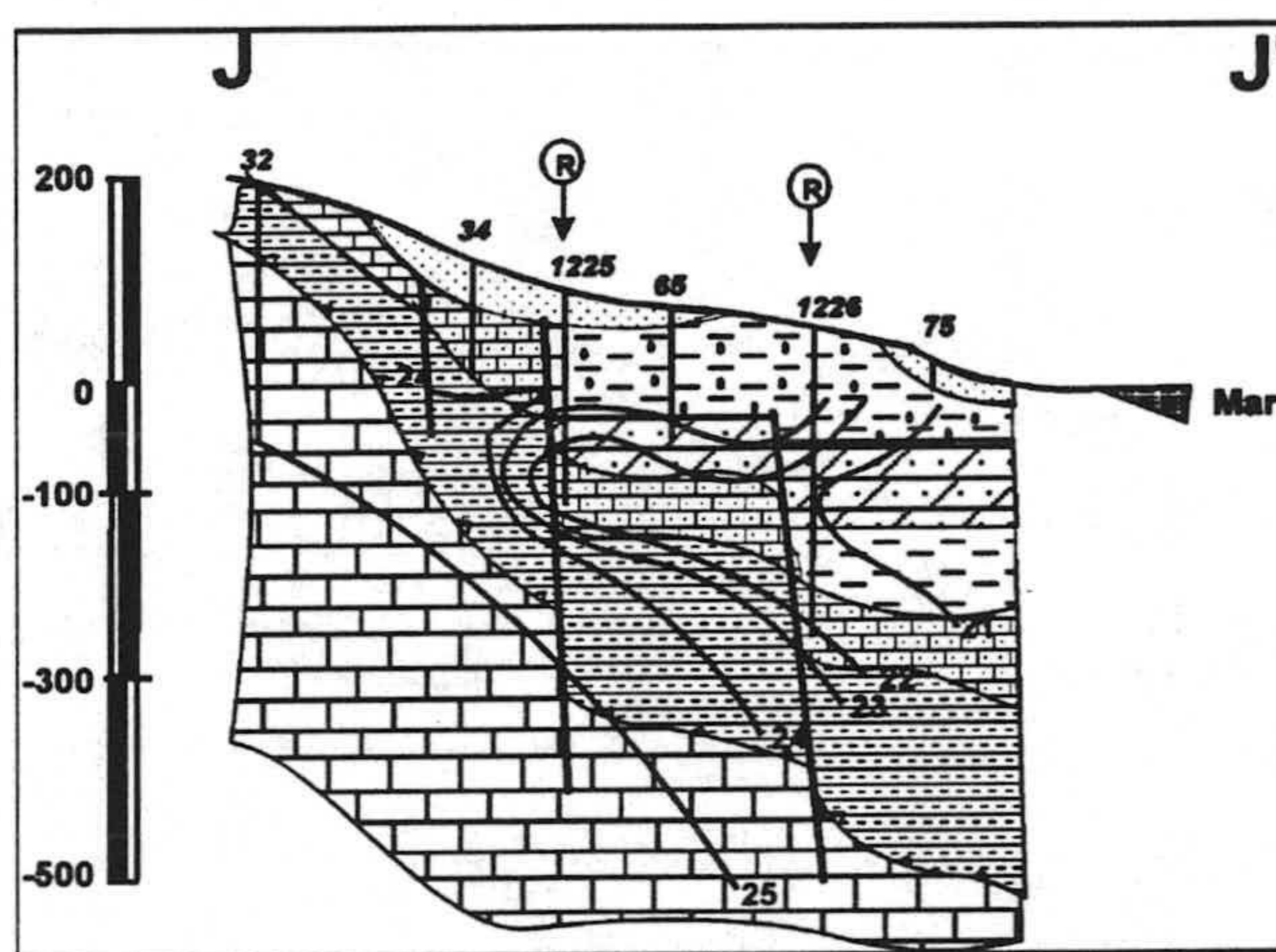


Figura 58.- Perfil vertical de temperatura, corte JJ'.

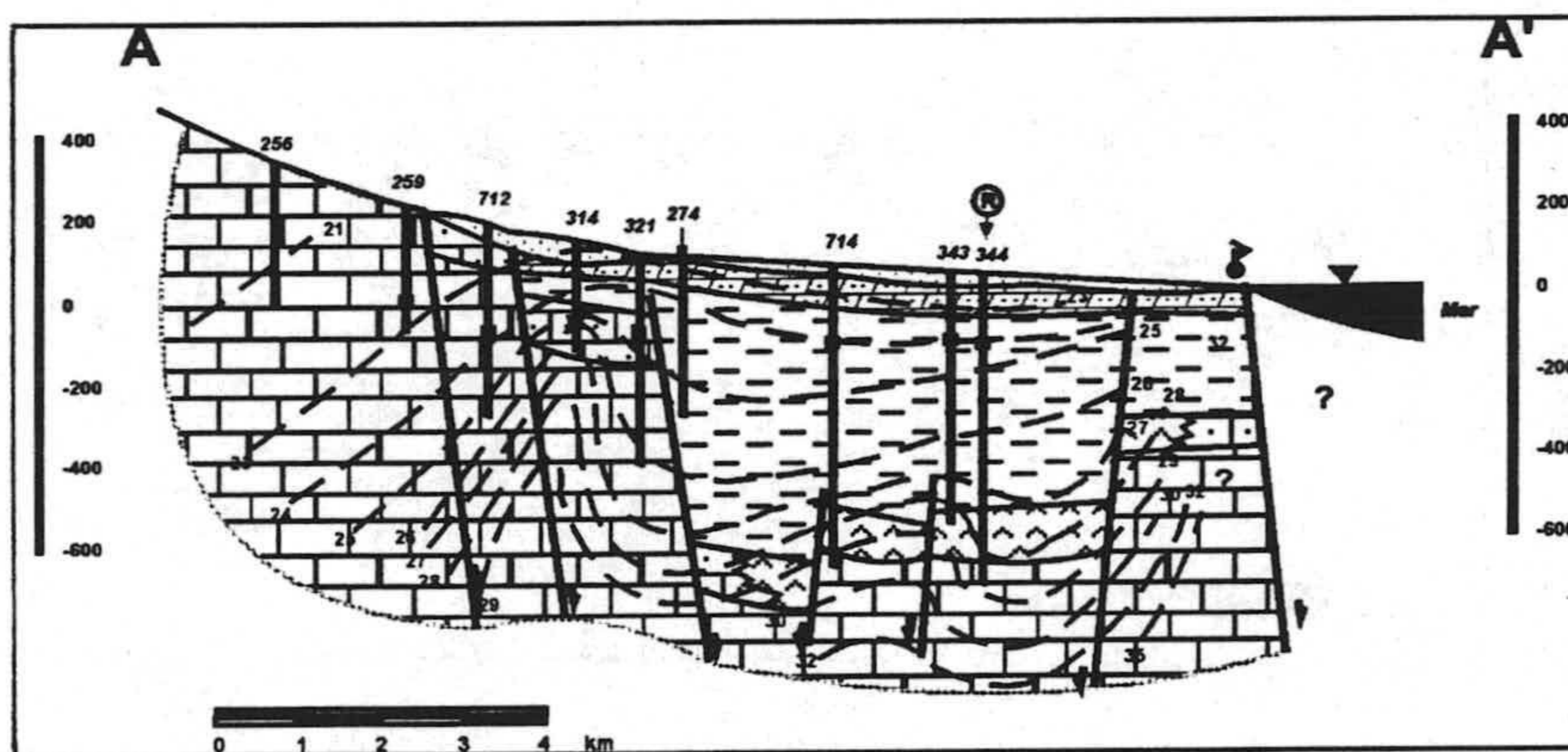


Figura 59.- Perfil vertical de temperatura, corte AA'.

Corte BB'.- Está localizado en el extremo occidental del Campo de Dalías, en dirección NE-SW, desde unos 200 m de altitud hasta el mar, junto a Balanegra. Sigue una disposición paralela al pie de Sierra de Gádor. En la figura 60 se observa que las isotermas adoptan forma ondulada que junto al mar adquieren una disposición de cuña. Las isotermas de menor temperatura, provenientes de flujos

más fríos cerca de la Sierra, posiblemente relacionado con la fracturación, son interrumpidos por una perturbación de flujos profundos más calientes, debida a flujos preferenciales calientes de los materiales calizos relacionados con la fracturación. Cerca de la costa hay una cuña salina, motivada por la entrada de agua de mar, más fría con lo que el valor de las isothermas baja a 22-21 °C.

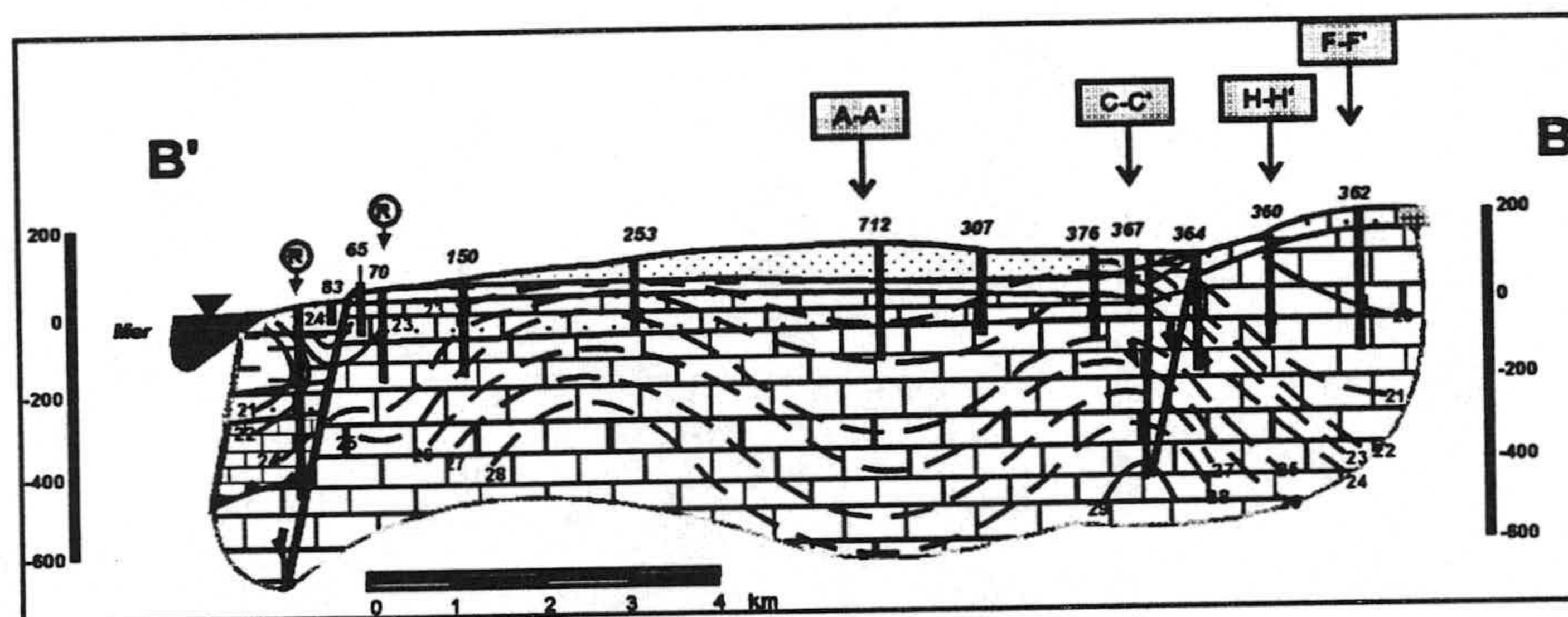


Figura 60. Perfil vertical de temperatura BB'.

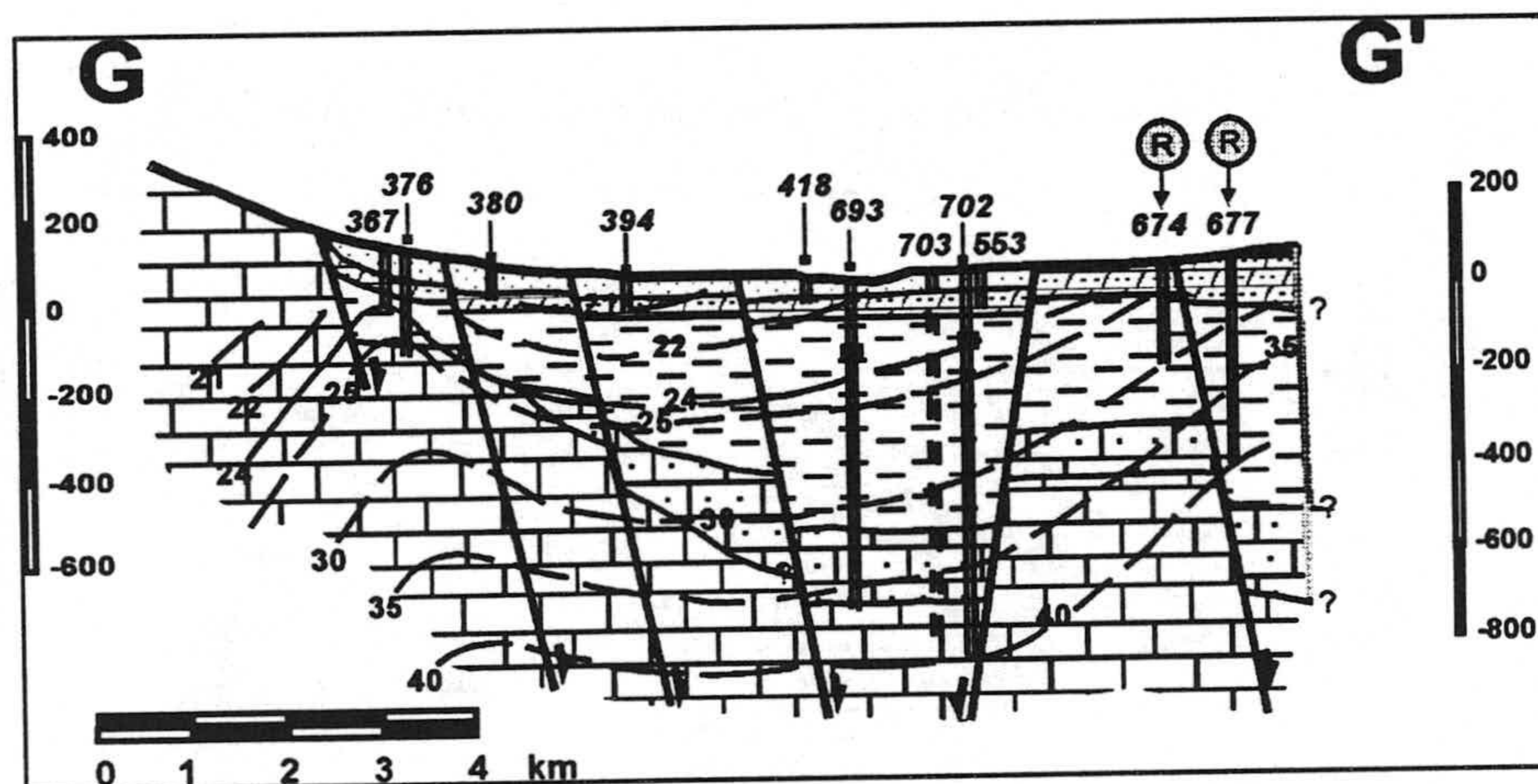


Figura 61.- Perfil vertical de temperatura, corte GG'.

Corte GG'.- Se situa en el extremo occidental del Campo y tiene dirección NW-SE. Se observa una disposición de las isothermas de forma cóncava-convexa. Las isothermas de menor temperatura coinciden con el área de alimentación, posiblemente debido a las fracturación, la cual es interrumpida por una perturbación positiva, debido a la circulación de flujos profundos termales preferenciales en relación con fracturas. Posteriormente hay un área deprimida

debido a la presencia de materiales impermeables para en las proximidades del mar, producir un nuevo ascenso de las isotermas hasta los 40 °C. Estos ascensos son consecuencia de la fracturación, posiblemente coincidiendo con el "Horst" de Guardias Viejas. Se observa una posible influencia termal del acuífero profundo en el área de influencia del Horst sobre el plioceno.

Corte HH'.- Tiene orientación NE-SE. La disposición de las isotermas es parecida al corte anterior. Se interpreta como una alimentación proveniente de Sierra de Gádor, posteriormente hay una perturbación positiva y a continuación una depresión debida a los materiales impermeables. En la vertical del graben se superan los 30 °C. Las aguas del Plioceno tienen una temperatura bastante uniforme de 22 °C.

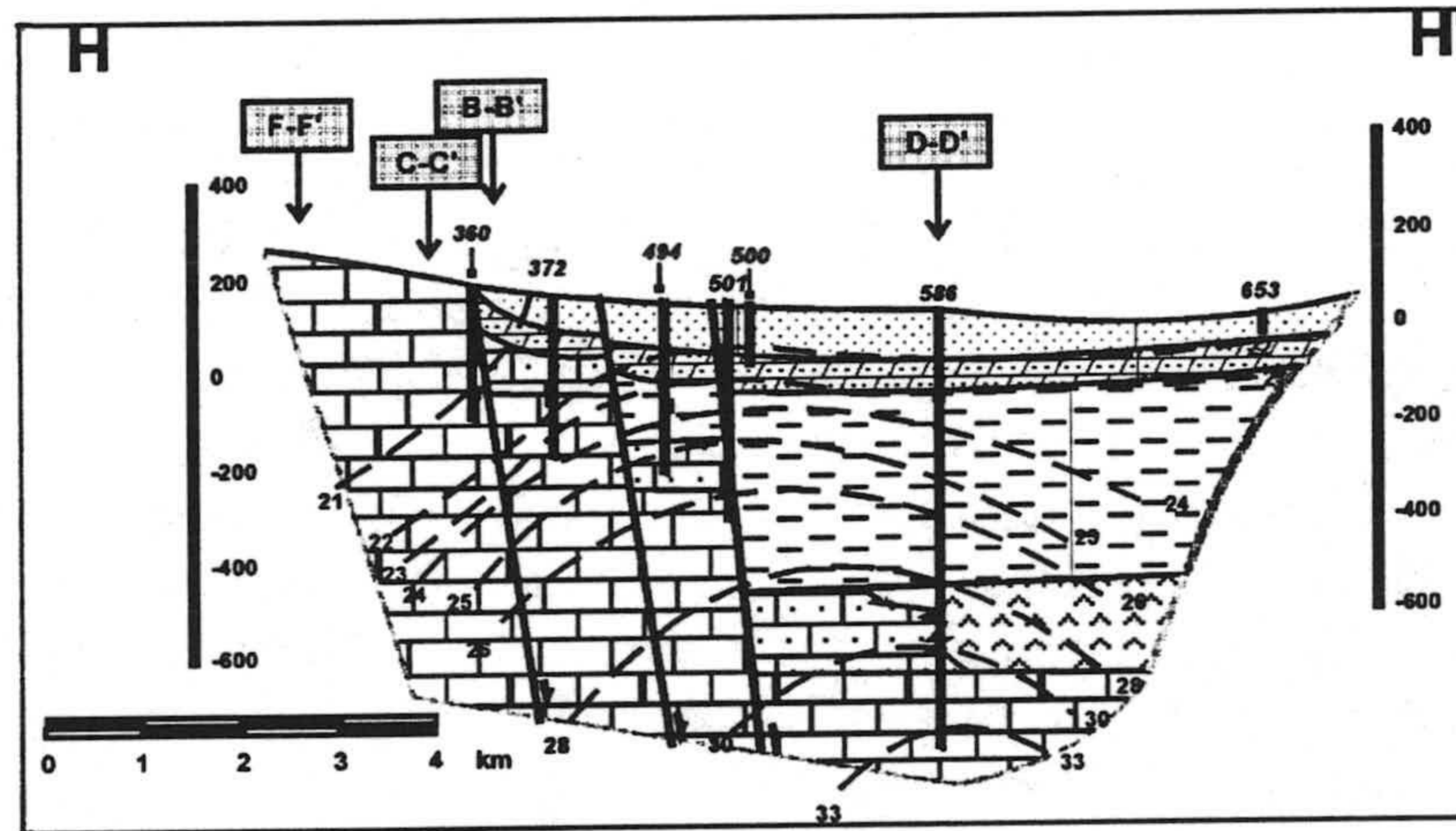


Figura 62.- Perfil vertical de temperatura, corte HH'.

Corte DD'.-Está situado según una dirección NNE-SSW, atravesando todo el Campo, desde el Norte de la población de VÍcar, hasta Guardias Viejas. En la -fig- se observa la disposición de las isotermas casi verticales para pasar a ser concéntricas y hacia el centro de la cuenca adoptan una disposición subhorizontal y ascienden rápidamente junto a la costa. Esto se interpreta como una entrada de aguas de infiltración más frías, que son interrumpidas por una perturbación positiva, posiblemente debido a los materiales más permeables y a las fracturas. En el centro de la cuenca se observa como los materiales impermeables producen una atenuación de las isotermas mientras que en el acuífero profundo se alcanzan 40 °C. Como consecuencia de la presencia del horst, cerca de la costa hay un

ascenso del flujo termal a través de la fracturación que coincide con el área de descarga, en los Baños de Guardias Viejas.

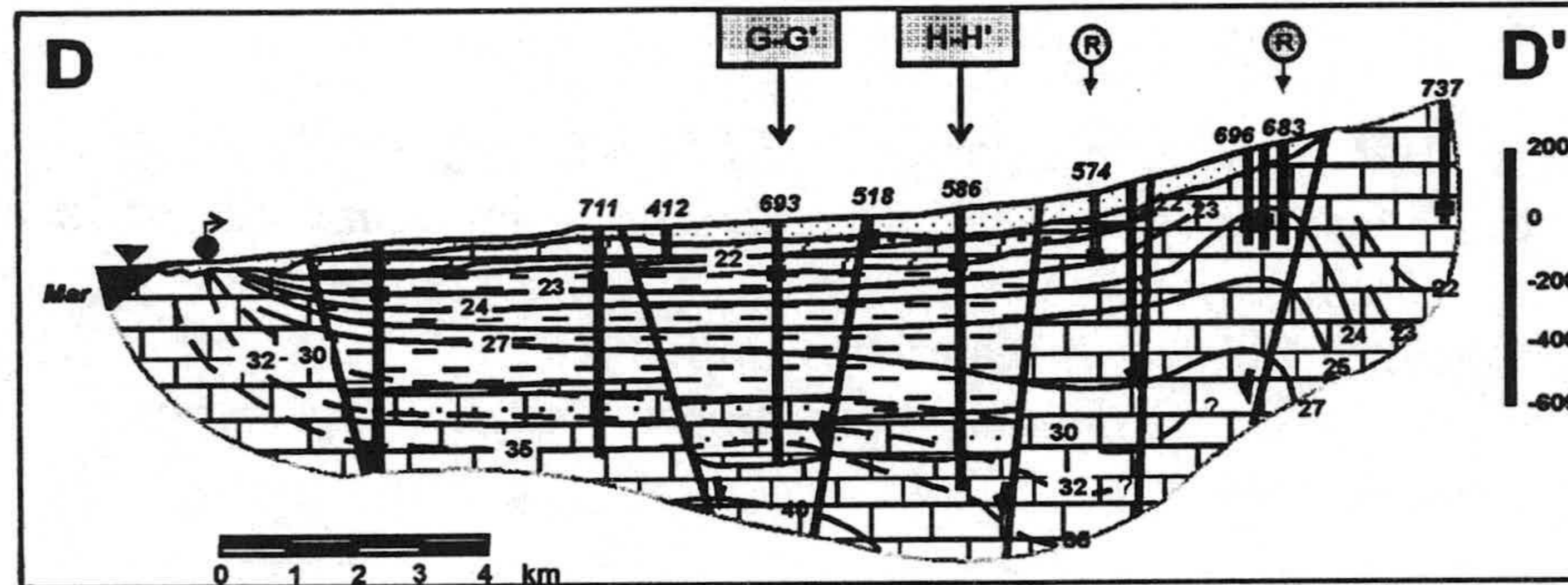


Figura 62.- Perfil vertical de temperatura, corte DD'.

Corte CC'.- Está realizado según la dirección SW-ENE. Las isothermas tienen una forma ondulada y hacia el NE hay una elevación de las mismas. En este, se observan las consecuencias de la superposición sobre Gádor del Manto de Felix, siendo su estructura más compleja. Las aguas del Pliocuaternario mantienen una temperatura de 20 ó 21 °C, valores que se mantienen similares a los del Manto de Felix. Por el contrario, las aguas del manto de Gádor (acuífero más profundo) registran valores superiores ya desde el área de distribución (23-24 °C). La disposición de las isothermas ondulada, las de menor temperatura, 21 °C, corresponderían a flujos perpendiculares al corte, de dirección N120E y con influencia del acuífero carbonatado superficial, para aumentar en profundidad a flujos calientes, debido al sistema de fracturación a través de horsts y graben.

Corte II'.- Su traza se inicia al Norte de Aguadulce y llega hasta el centro del Campo, en dirección NE-SW. Las isothermas tienen forma convexa-cóncava y al final se disponen en forma de cuña. En el área de Aguadulce se observa una cuña de aguas de baja temperatura, que de acuerdo con los registros de temperatura, estaría motivada por la intrusión. Posiblemente hay un ascenso de flujos preferenciales, más calientes en los materiales calizos de Gádor, estos se van hundiendo a través de fallas escalonadas hacia el centro de la cuenca. Esta anomalía quizá afecte a los materiales del manto de Felix y a los materiales miopliocenos, que alcanzan una temperatura de 24-25°C.

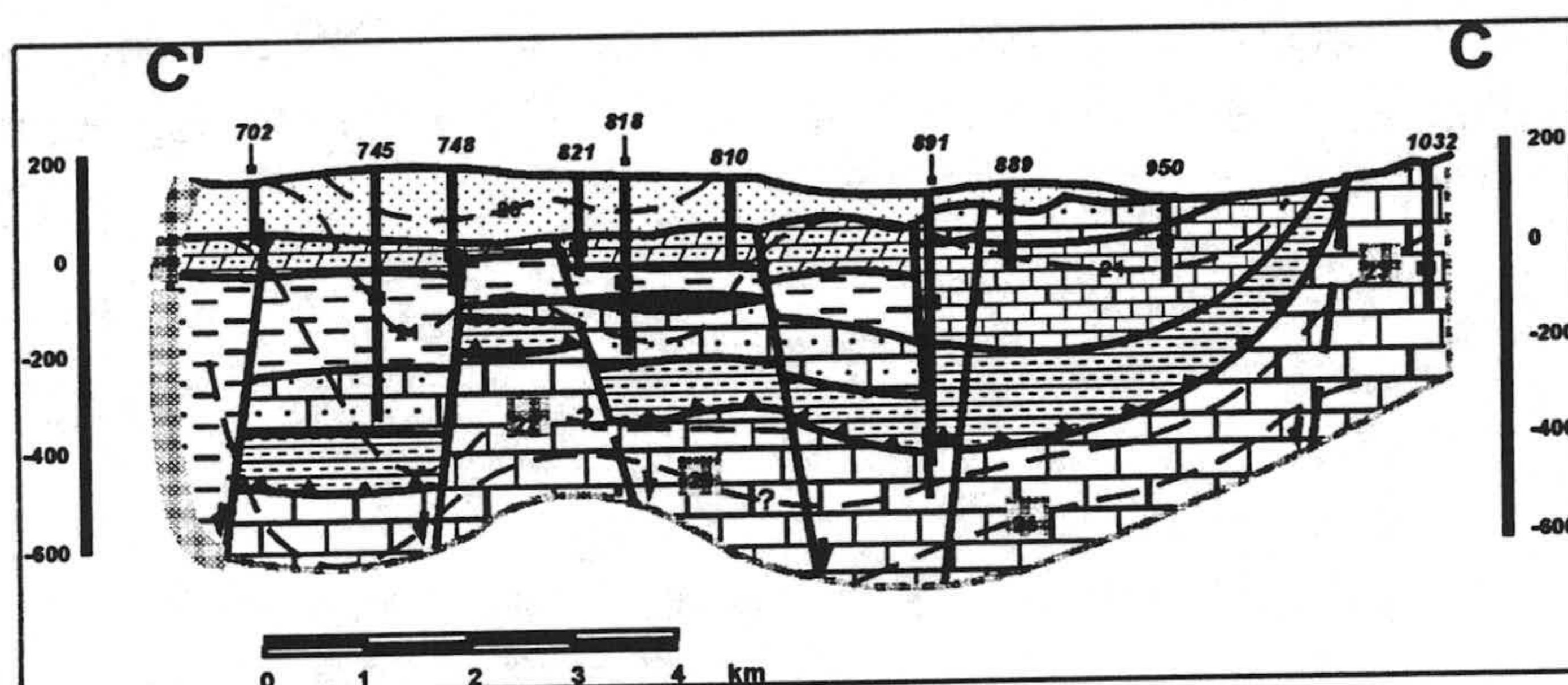


Figura 64.- Perfil vertical de temperatura, corte CC'.

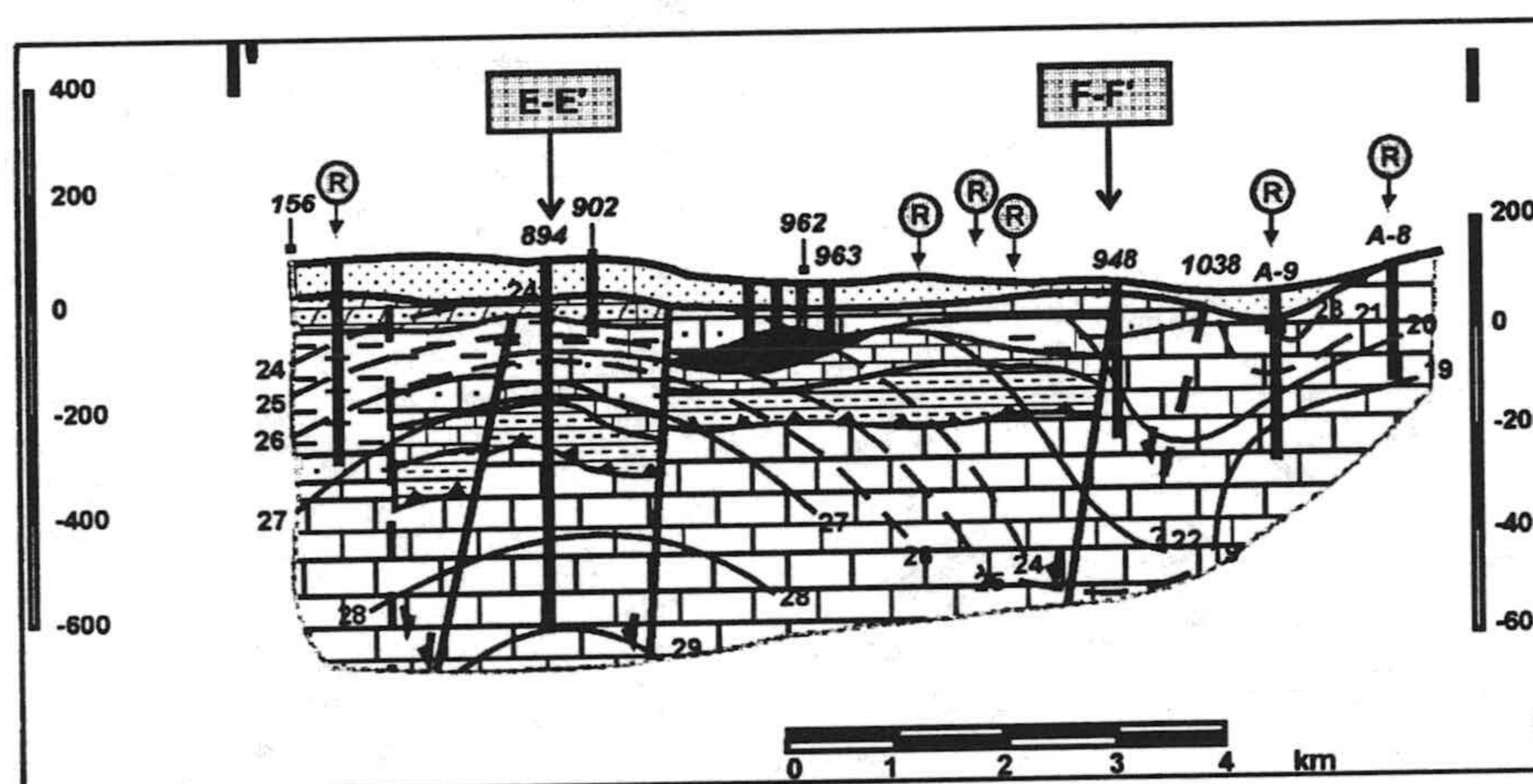


Figura 65.- Perfil vertical de temperatura, corte II'.

Corte EE'

Sigue una orientación WNW-ESE, en el extremo oriental del Campo. La disposición de las isotermas mantiene una forma cóncava muy acentuada y rápidamente adquiere forma convexa.

Este perfil es extremadamente ilustrativo y de gran importancia hidrogeológica en este sector del Campo de Dalías. Esto se interpreta como, que al pie de la Sierra de Gádor se observa una entrada de aguas frías debido a una infiltración rápida de flujos superficiales preferenciales, debido a fracturas y a los materiales carbonatados, que fluyen bajo el Manto de Felix. La existencia de sondeos profundos que captan el acuífero de Gádor bajo los materiales de Felix pone de manifiesto la ascensión de flujos profundos calientes posiblemente producidos por

fracturación y por materiales más permeables (continuación del Horts de Guardias Viejas) que provocan una subida rápida de la temperatura hasta los materiales de Felix y miopliocenos.

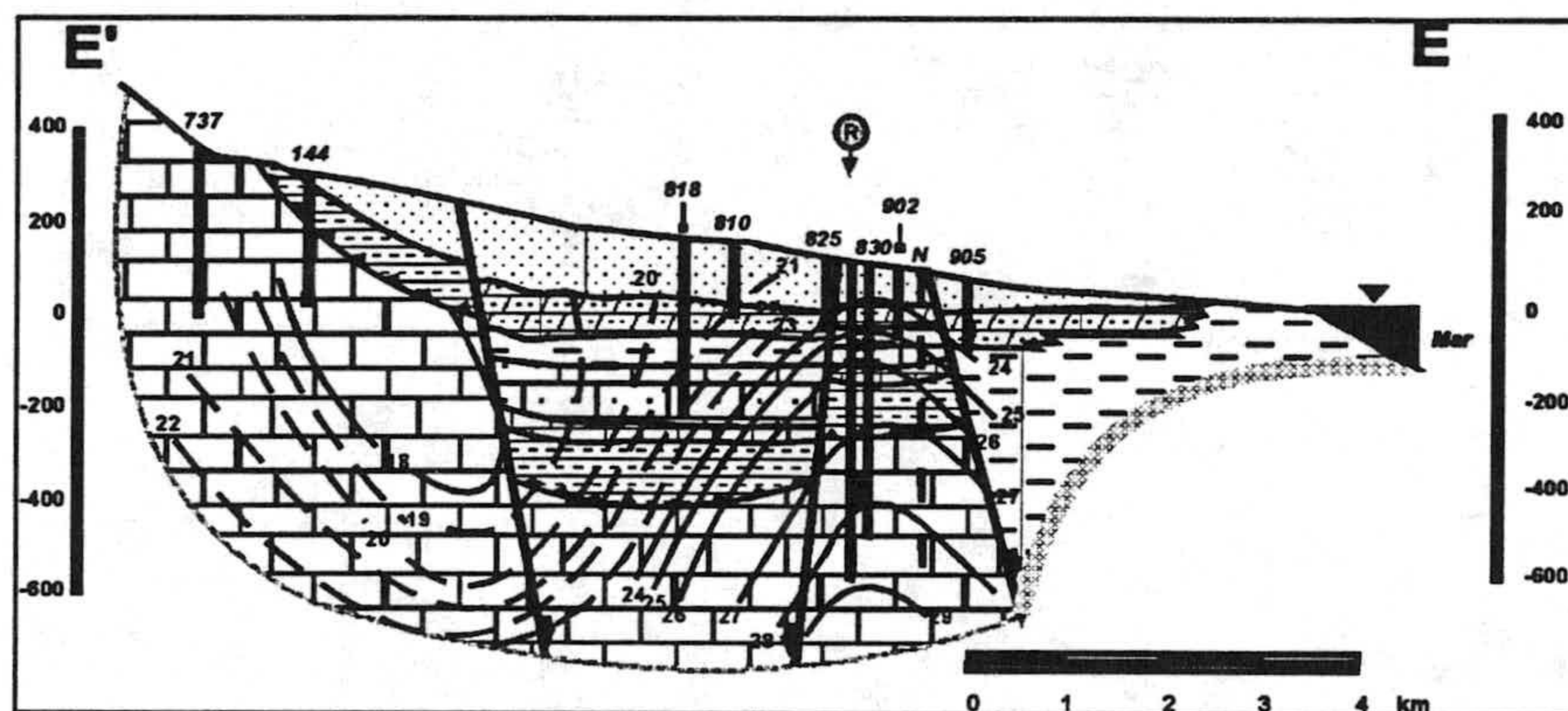


Figura 66.- Perfil vertical de temperatura, corte EE'.

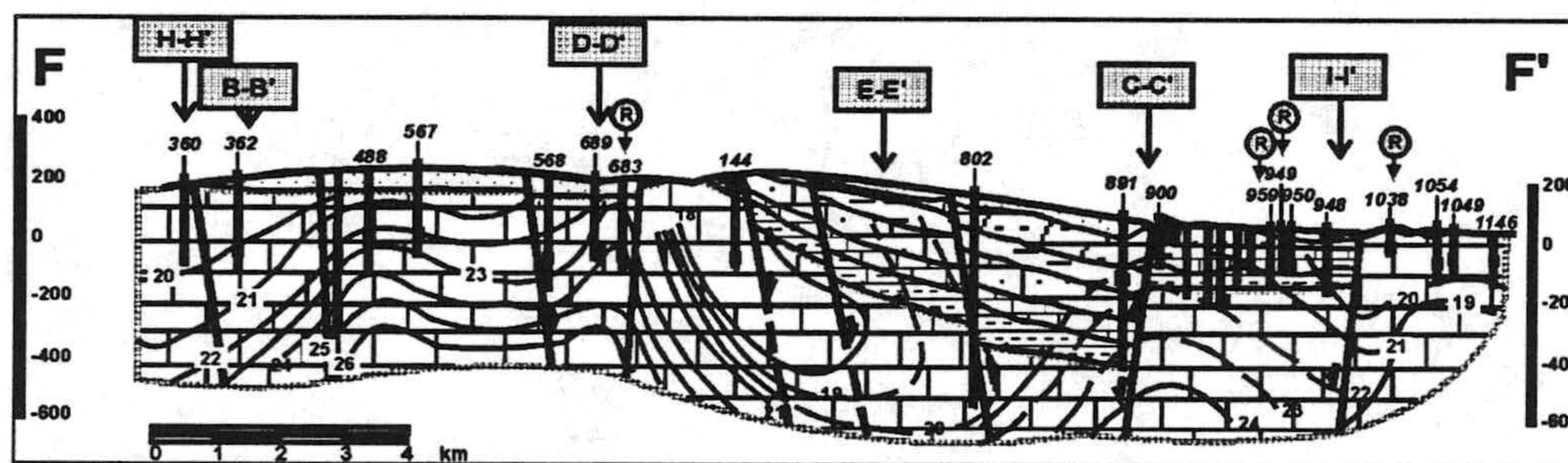


Figura 67.- Perfil vertical de temperatura, corte FF'.

Corte FF'.- Su traza tiene dirección E-W, paralela al borde de la Sierra de Gádor, desde el Norte de El Ejido hasta Aguadulce. Es, posiblemente, el más representativo de toda la alimentación procedente de Sierra de Gádor hacia el Campo de Dalías. La disposición de las isotermas se observa en la -fig-. En el extremo occidental la temperatura es de 20 °C y corresponde a la entrada de flujo frío procedente de Sierra de Gádor. Después se detecta la ascensión de flujos más profundos, calientes, debido posiblemente a consecuencia la fracturación en los materiales calizos.

En la parte central se observa una entrada de agua fría, motivada por la presencia de flujos superficiales preferenciales, bajo los materiales de Felix.

Posteriormente hay una subida debida a un flujo ascendente, posiblemente relacionado con la fracturación, en las proximidades de Aguadulce, con una perturbación de agua fría provocada por la intrusión.

Corte LL'.- Tiene una dirección WNW-ESE, paralela al corte EE'. La disposición de las isotermas es de forma concentrica. Se interpreta como una infiltración rápida de aguas frías de unos 21 °C, como consecuencia de las fracturas y de los materiales carbonatados bajo el manto de Felix, que es interrumpida, posiblemente debido a la presencia de los conglomerados volcánicos y filitas del manto de Felix. Hay una perturbación positiva provocada por un horts y alcanza los materiales de Felix y niveles miopliocenos. Cerca de la costa se observa una entrada de agua salina y relativamente caliente.

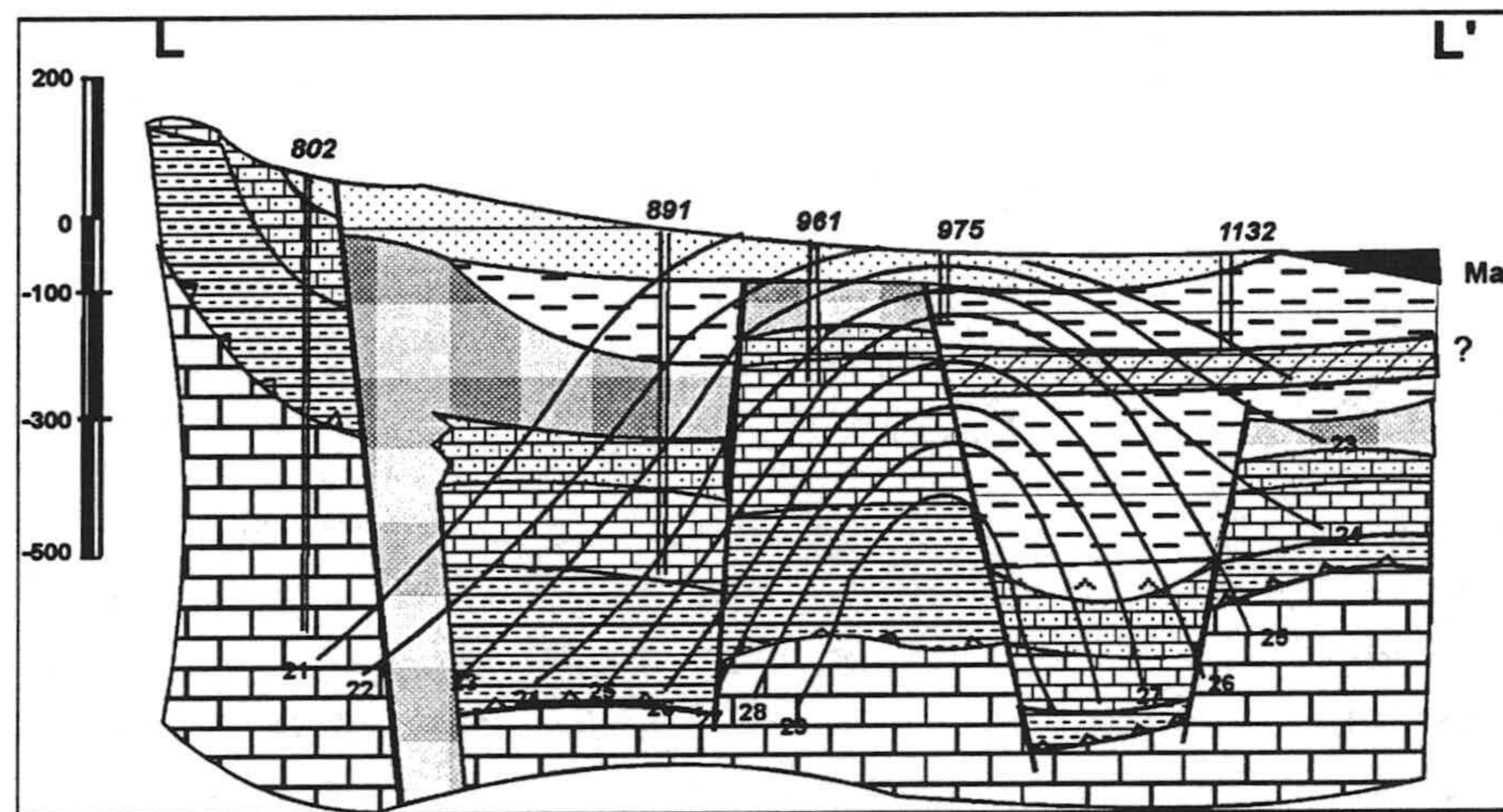


Figura 68.- Perfil vertical de temperatura, corte LL'.

Corte KK'

Tiene una dirección N-S, desde el N de Aguadulce hasta el mar. En la -fig- se observa la disposición de las isotermas. Se puede interpretar como un flujo proveniente de Sierra de Gádor, de unos 23 °C, es interrumpido por la entrada de agua fría marina, que provoca un bajada de los isotermas hasta 19 °C.

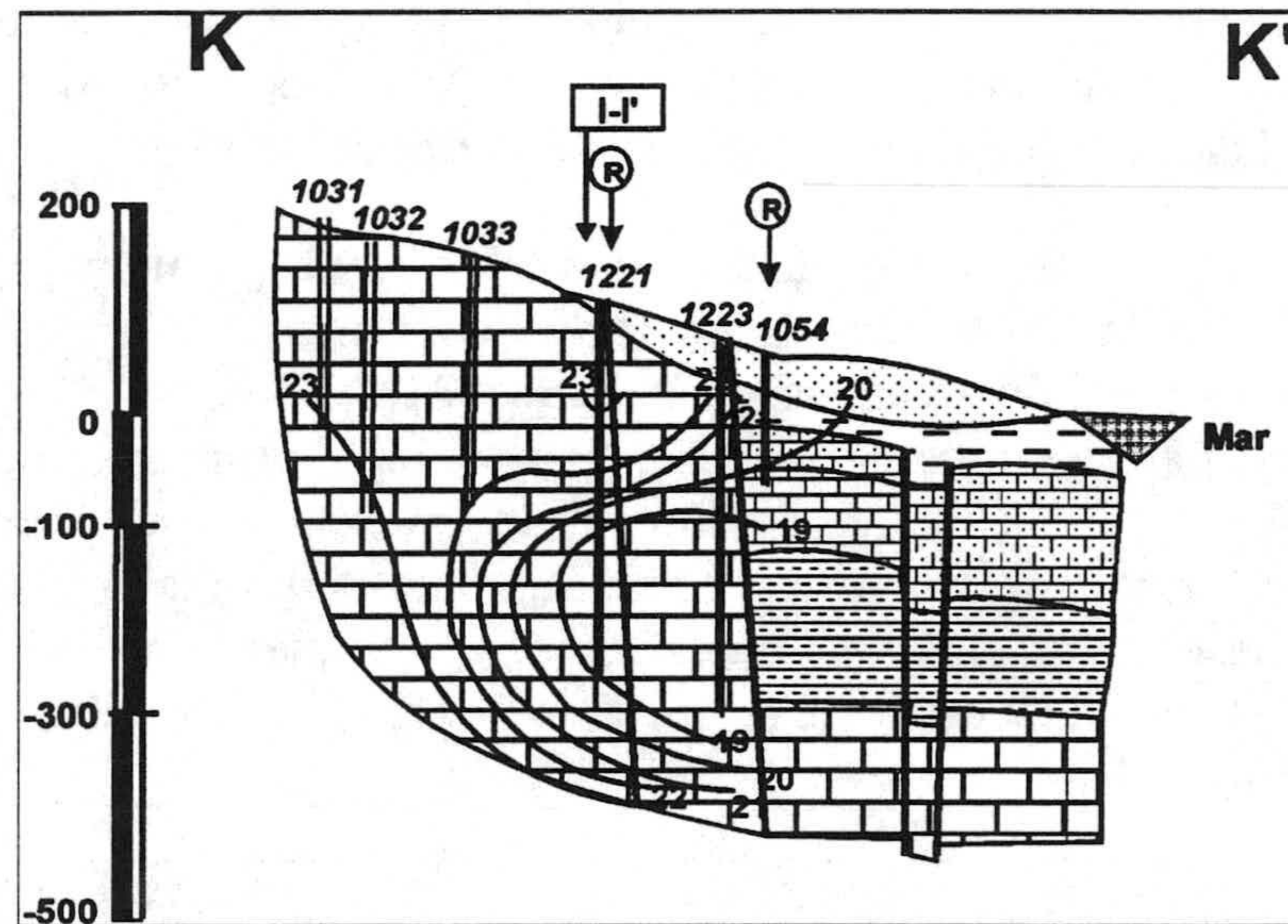


Figura 69.- Perfil vertical de temperatura, corte KK'.

1.5 MAPAS DE ISOTERMAS

Una vez comentadas e interpretadas las secciones verticales, he confeccionado los mapas de distribución de las temperaturas. Para ello, en cada perfil vertical, a una profundidad de 100, 300 y 500 m bajo el nivel del mar, he calculado las isotermas que se cortan en cada perfil y los he representado en un sección horizontal. El siguiente paso es ir uniendo todas las partes que cortan la misma isoterma en todos los perfiles; para ello hay que ajustar las isotermas a la misma profundidad, considerando que en todas las secciones la interpretación sea correcta. Los mapas permiten identificar, al menos de forma orientativa, los flujos preferenciales a una profundidad determinada. Conviene insistir en que la densidad de datos no es la idónea para conseguir el mejor trazado posible, por lo que en muchos casos he tenido que utilizar la imaginación. No obstante considero que los resultados obtenidos son bastantes coherentes y arrojan mucha luz sobre el funcionamiento general de las unidades del Campo de Dalías

1.5.1 MAPA DE ISOTERMAS A -100 M S.N.M.

En el mapa de la figura 70 se observa la distribución espacial de las isotermas. Al N de El Ejido están las isotermas de menor temperatura y aumentan hacia el S

y el SW, aquí las isotermas tienen forma cerrada y alcanzan los 26°C, y disminuyen en el sector costero de Balerna-Punta de Baños de donde tienen un valor de 20-21 °C. En el sector central del mapa una disminución de éstas para aumentar más hacia el sur, en el horts de Guardias Viejas, donde adoptan una disposición alargada en dirección N60E y donde alcanzan el valor máximo. Al S de Vicar esta la isoterma de menor temperatura 18°C y se produce un crecimiento hacia el SE, y adoptan una forma alargada y alcanzan el valor de 25°C. Al N de Aguadulce tienen un valor de 23°C y disminuyen hasta 20, junto a la costa.

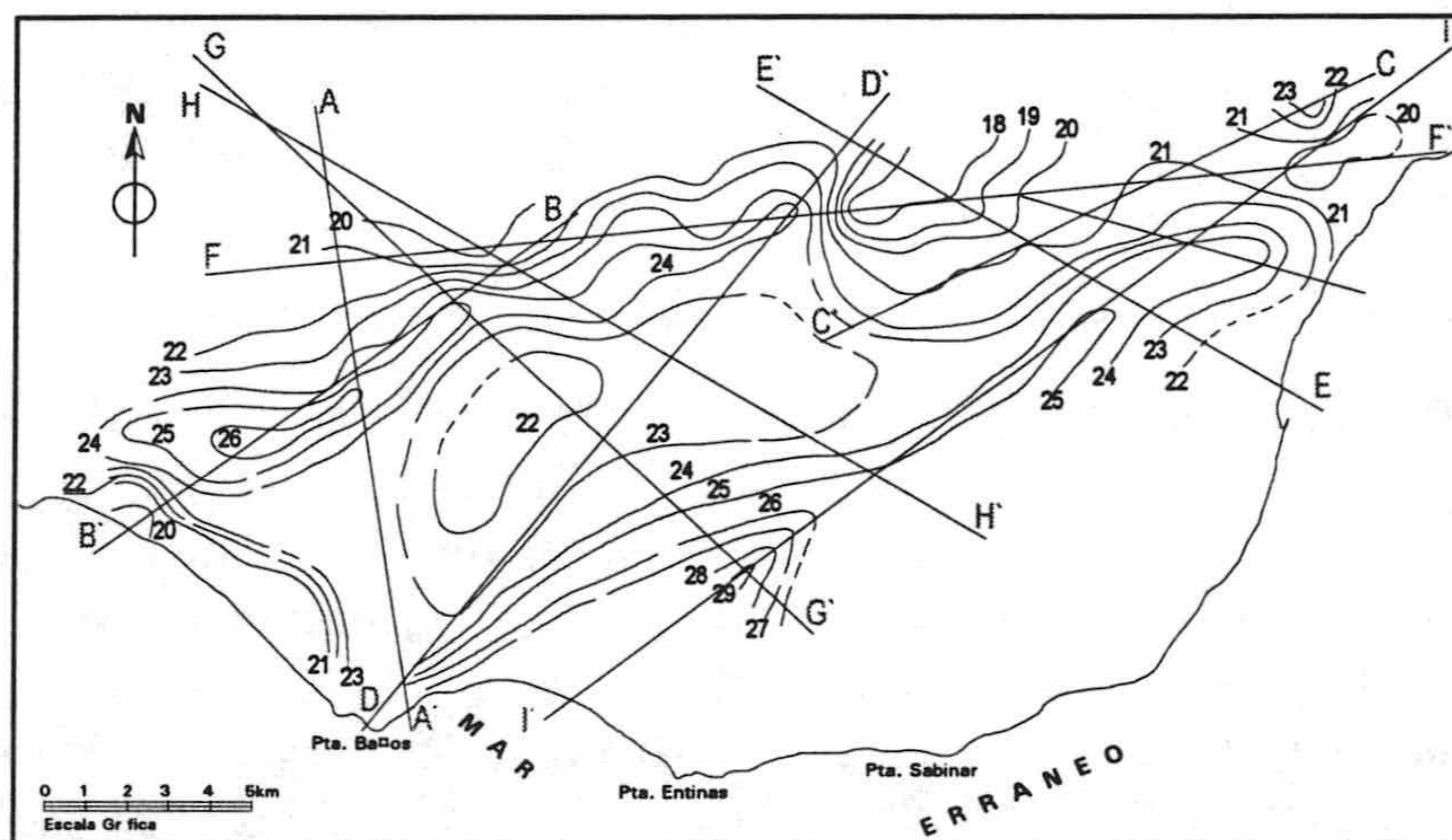


Figura 70.- Mapa de isotermas a -100m s.m.n.

En la parte occidental del mapa, concretamente al Norte de el Ejido, hay una entrada de aguas de infiltración a 20 °C, coincidiendo con la fracturación N120E que alimentan al acuífero más profundo y posiblemente al acuífero superior (Plioceno) en este área.

Al pie de Sierra de Gádor, en la zona central del mapa, se observa una entrada de agua a mayor temperatura, que quizá sea debida a un flujo un poco más profundo de dirección N140E.

Al este de la localidad de Vicar se observa un flujo superficial de aguas frías, de dirección N45E y otro de dirección N140E, de circulación rápida hacia el sur, que es la alimentación preferencial del acuífero carbonatado profundo y del pliocuatnario. Estos flujos son interrumpidos por otros más profundos, verticales y más calientes, de dirección N60-70E, que más al sur afectan a los materiales

pliocenos y miocenos. En el sector de Aguadulce se observa una entrada de aguas del acuífero carbonatado de unos 23 °C, que es interrumpido por aguas más frías, debido al proceso de intrusión que se produce en este sector.

El acuífero de Balerma-Las Marinas, en su parte central tiene una temperatura de unos 22 ó 23 °C, quizá debida a la influencia del acuífero profundo. En Guardias Viejas hay un ascenso vertical de flujo que en los Baños alcanza 32 °C. Desde Guardias Viejas y en dirección N60-70E, coincidiendo con el horts y su prolongación, hay un ascenso de flujos preferenciales verticales a través de los planos de fracturas. En Balanegra se observa una entrada de aguas frías, en relación a la intrusión que se está produciendo actualmente. Al norte de esta localidad se observa un flujo de mayor temperatura, alargado en la dirección N60E, posiblemente ligado a un flujo regional de Sierra de Gádor.

1.5.2 MAPA DE ISOTERMAS A -300 M S.N.M.

Las distribución espacial de las isotermas es muy parecida al mapa anterior. Se siguen manteniendo las isotermas 20-21°C al N de El Ejido y van aumentando hacia el S y el SW, donde alcanzan un valor de 28°C y disminuyen en el sector costero de Balanegra a 22. Hay un área central en el mapa donde disminuyen para ascender en el horts a 35°C. Se mantienen el valor de 18°C al S de Vicar y van aumentando hacia el SE y adoptan una disposición alargada en la misma dirección del horts y disminuyen hacia la costa. Desde el N de Agudulce hacia el S hay una disminución, y en la costa hay un valor de 19°C.

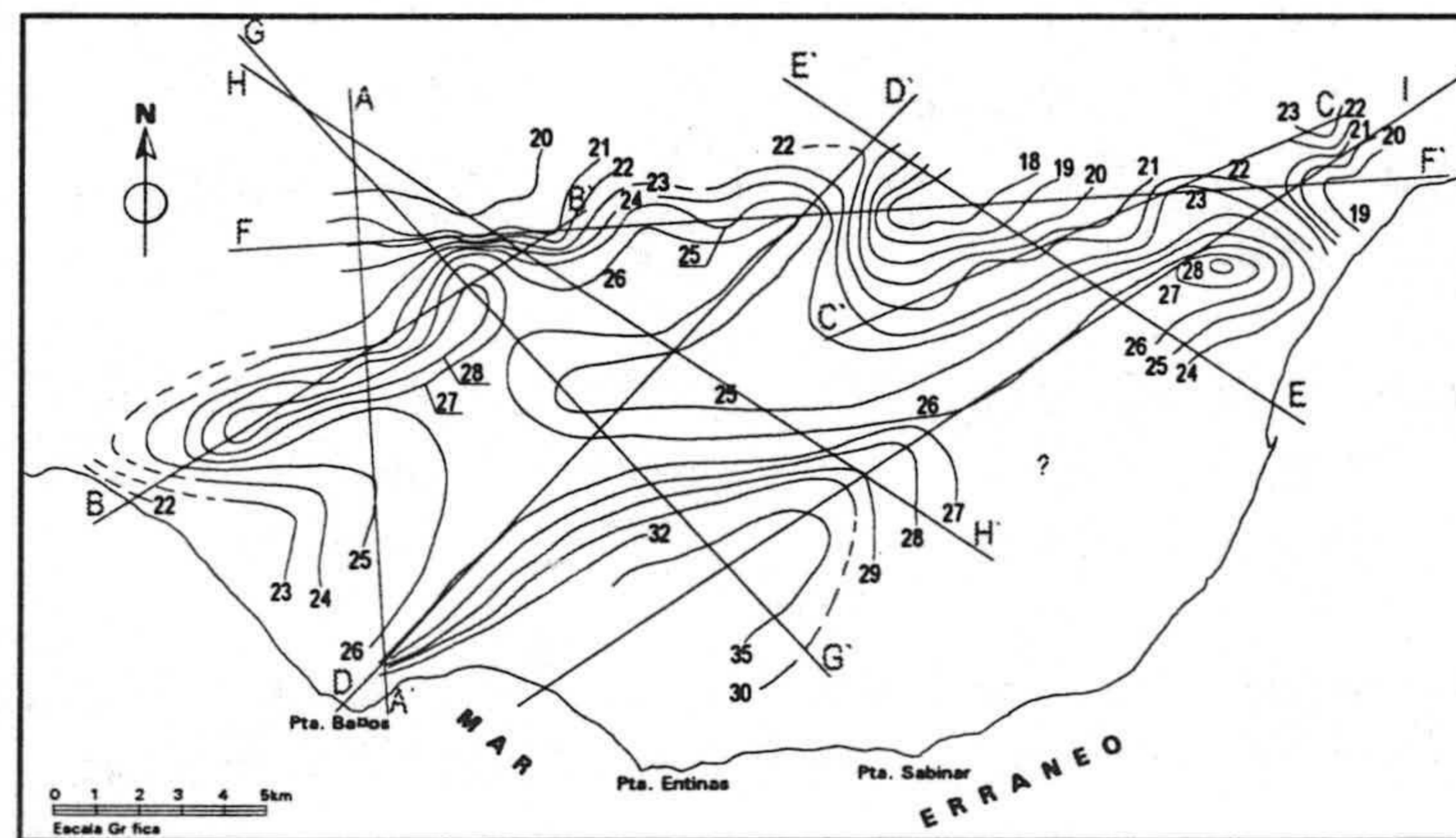


Figura 71.- Mapa de isotermas a -300m s.m.n.

En este mapa se observan mejor los flujos preferenciales de entrada de agua fría de sierra de Gádor. Igual que sucedía en el anterior, se mantiene la entrada de aguas frías al N de El Ejido, de dirección N120E. En la parte central del Campo se observa una entrada, de dirección N140E.

En las proximidades de Vúcar se sigue manteniendo el flujo más superficial de aguas frías, el cual se relaciona con la alimentación preferencial del acuífero carbonatado de Gádor sobre el manto de Felix. En la Gangosa se observa una perturbación del flujo proveniente de la Sierra con las fracturas de dirección N60-70E, que puede actuar de barrera hidrogeológica, y hacia el S hay un ascenso de flujos profundos calientes. Se sigue manteniendo la intrusión en el área de Aguadulce y (además de una intrusión, al Norte de Roquetas) de aguas actuales y otro más profunda, posiblemente ligadas a aguas congénitas. En Balanegra se sigue manteniendo la intrusión y quizá también en el sector costero de Balanegra-Guardias Viejas. En esta localidad se mantiene el ascenso de flujos profundos calientes de los Baños y al oeste de esta localidad hay un ascenso de flujos verticales de dirección N60-70E.

En este mapa lo más importante a destacar es la disposición de las isotermas comprendidas entre 21-23 °C, que representan la temperatura del acuífero carbonatado superficial, paralelo a la falda de Sierra de Gádor

1.5.3 MAPA DE ISOTERMAS A -500 M S.N.M.

En la figura 72 se observa de la distribución isotermas, se mantienen las entradas de aguas frías al N de El Ejido y al S de Vúcar, y hay tres áreas donde la temperatura es elevada que son : al NW del Ejido, en el horts de Guardias Viejas y al S de La Gangosa, estas áreas corresponden al ascenso de aguas calientes relacionados con fracturas.

Se siguen manteniendo las entradas de los flujos de aguas frías, sobre todo al Norte de El Ejido, y en el sector de Vúcar, que van a alimentar al acuífero carbonatado profundo, en dos direcciones NE y NW, y posiblemente haya una alimentación hacia el Horst de Guardias Viejas. Desde el N de El Ejido se observa igualmente una entrada de aguas hacia el acuífero profundo; al W de esta localidad, la forma cerrada de las isotermas entre 27-30 °C es posible que la componente del flujo sea vertical. En el sector costero entre Balerna y Guardias Viejas hay una perturbación de las isotermas debido a entradas de aguas provenientes del mar, que puede ser debido a un proceso de intrusión. Al sur de la Puebla de Vúcar, se observa un ascenso de flujos profundos de dirección N60-70E,

que alcanzan temperaturas de 28 ó 29 °C, sería la temperatura del acuífero carbonatado profundo. En Aguadulce se observa una entrada de aguas , proveniente de Sierra de Gádor. En Guardias Viejas se mantiene el ascenso de flujos profundos, al NE de esta localidad se observa un ascenso de las isothermas, que superan los 40 °C y los flujos parece que se dirigen al EN.

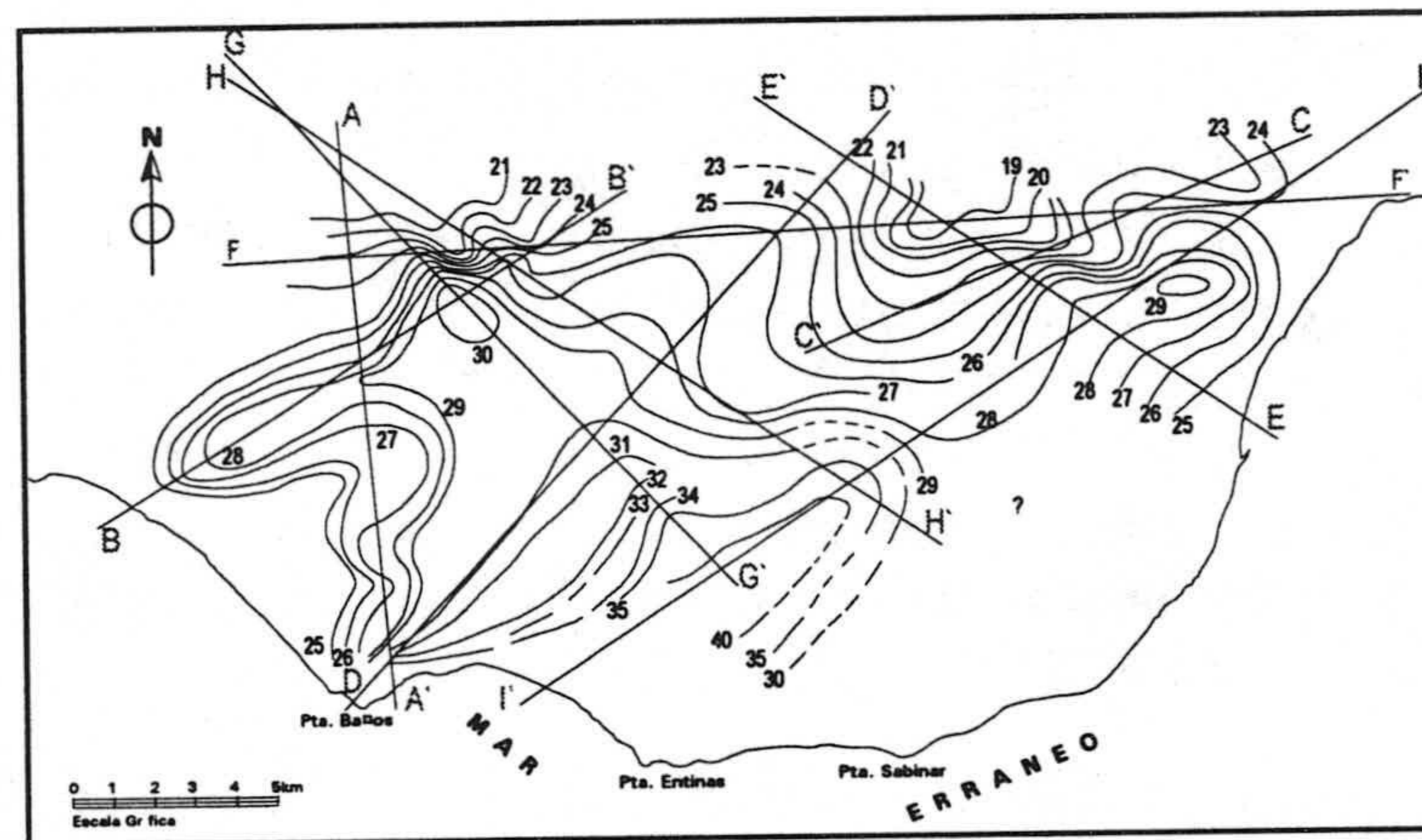


Figura 72.- Mapa de isothermas a -500m s.m.n.

La importancia de este mapa es que nos va a definir el flujo profundo del Campo de Dalías representado por la isoterma de 28 °C, que ocupa la parte occidental del Campo, desde el W de El Ejido, hasta Guardias Viejas, todo el horts, y su continuación hasta el S de la Gangosa. Como hemos visto, anteriormente, el flujo más superficial (21-23 °C) y este, hay una gradación de valores que serían la mezcla de ambos flujos.

1.6 HIPÓTESIS DE ALIMENTACIÓN Y CIRCULACIÓN HÍDRICAS

La temperatura se ha utilizado como parámetro para comprender las relaciones entre conjunto geológico, hidrogeológico y el flujo subterráneo. En los distintos cortes se podido comprobar que la alimentación principal del Campo de Dalías procede de la Sierra de Gádor. En el mapa de isopiezas de -100 m s.n.m. se delimitan una serie de áreas donde la temperatura está comprendía entre 20-22 °C, concretamente al N de El Ejido y al S de Vicar, se observa un flujo que van a alimentar al acuífero profundo y al plioceno en los diversos sectores del Campo.

En Balanegra se deduce la entrada de una entrada de agua marina más fría, así como entre esta localidad y Guardias Viejas. En el acuífero de Aguadulce, en las proximidades de la Rambla de rambla de Vúcar se observa también un flujo de aguas frías en dos direcciones, coincidiendo con la fracturación, que alimentan al acuífero profundo y al plioceno en este sector. En Aguadulce se produce una bajada de temperatura coincidiendo con las áreas afectadas por la intrusión marina, así como hacía la Gangosa. Hay un ascenso de aguas a una temperatura de unos 28 °C que se observa desde el N de El Ejido hasta Balanegra mientras que en el sector de la Gangosa, hay otras aguas comprendidas entre 23 y 28 °C que pueden ser mezcla de las de menor y mayor temperatura. En el sector costero de Balerma-Guardias Viejas se observa una entrada de agua marina coincidiendo con la isoterma de 22 °C. En el mapa de -500 m s.n.m., se detecta la gran extensión que ocupa la isoterma de 28 °C que correspondería al acuífero profundo en el sector occidental siendo esta más reducida en el sector de la Gangosa. En el sector de Guardias Viejas, coincidiendo con el horst se observa la ascensión de aguas a calientes que superan los 40 °C, dando una anomalía térmica positiva quizá se deba a una componente regional del flujo, que continúa hasta el S de Vúcar.

Como se ha visto en los distintos cortes , y en los mapas de isotermas, la gran importancia hidrogeológica que tiene la fracturación en el Campo, que condiciona el flujo principal de los acuíferos, sobre todo las fracturas de dirección N70E, y las N130E y otras de menor importancia en este sector como las N45E. El primero de ellos está caracterizado por la gran importancia tectónica y paleogeográfica en la evolución de las Cordilleras Béticas y el segundo por la gran longitud de sus fracturas. La intersección de ambos sistemas (N70E y N130E) condiciona la intensidad actividad tectónica del área y la localización de las principales surgencias termales (Benavente y Galdeano, 1985). Las direcciones principales de karstificación parecen corresponder al sistema N130E y N45E y las de menor al N60E, estos sistemas están presentes en Campo y parece que las áreas de mayor temperatura corresponde con la intersección de los mismos.

1.7 PERFILES DE CONDUCTIVIDAD

Con los datos de los perfiles termométricos realizados en los sondeos y los respectivos registros de conductividades he realizado una serie de cortes de conductividades sobre la misma base que los cortes termométricos (figuras 73 hasta 84). En ellos he diferenciado, con flechas los posibles flujos deducidos de las isotermas y de las isoconductividades. Quiero resaltar el complemento tan

importante que supone el conocimiento o la interpretación de la distribución en dos direcciones de la conductividad de las aguas, en lo que a la matización de las deducciones obtenidas del estudio de las temperaturas se refiere.

En el corte J-J' el agua de alimentación proveniente de Sierra de Gádor es caliente y de baja concentración salina, está es interrumpida por la entrada de agua de mar debido a la intrusión, según demuestran los registros realizados en los piezómetros. A través de las fracturas puede haber una ascensión de aguas calientes y salinas.

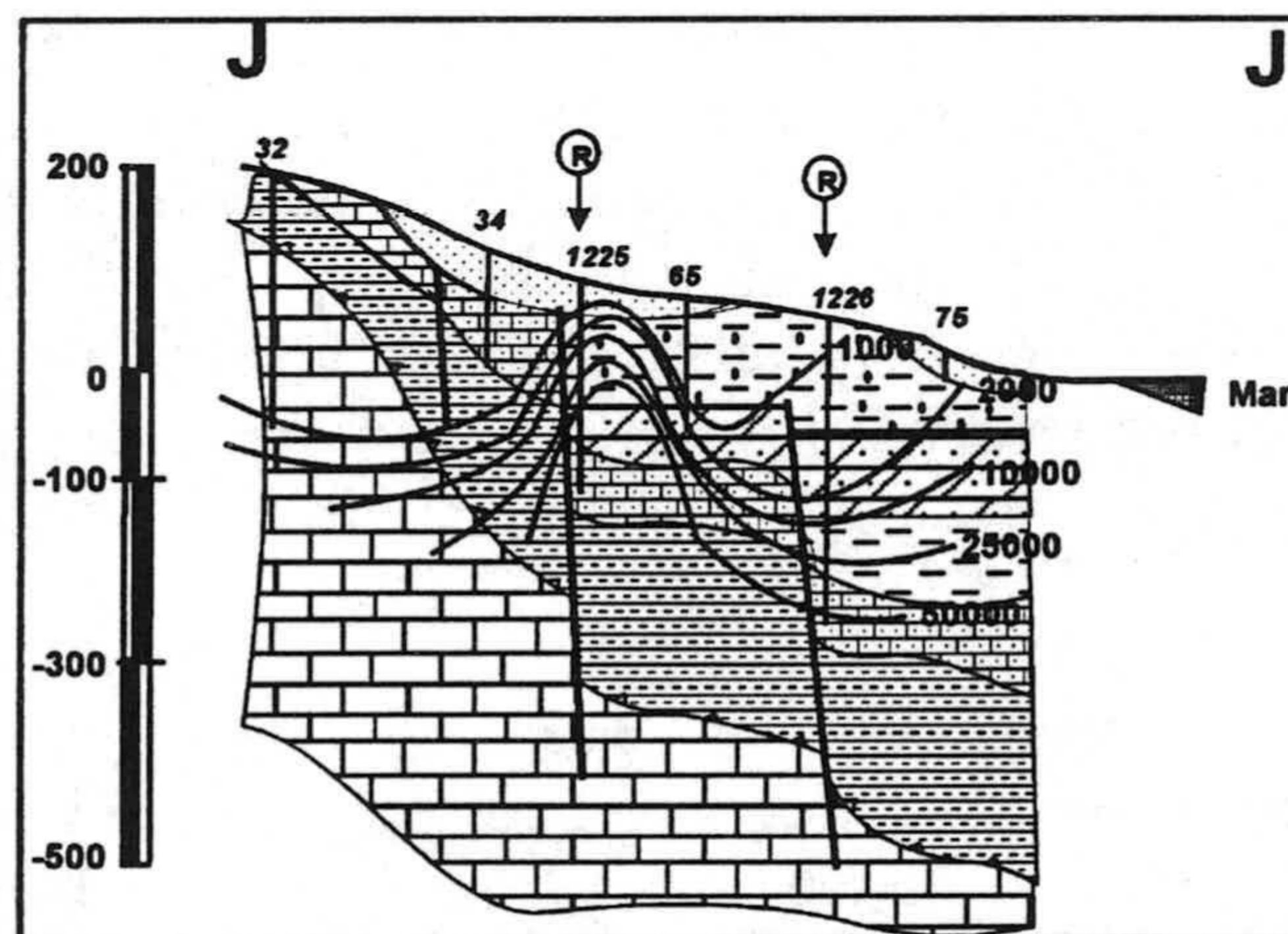


Figura 73.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte JJ'.

En el corte A-A' el agua de alimentación de Gádor sería de baja temperatura y bajo contenido salino, ligeramente superior a $500 \mu\text{Scm}^{-1}$, aunque aguas abajo y según las direcciones citadas en el corte correspondiente a las isotermas, se registra un flujo ascendente caliente. En este corte se sitúan unos sondeos que al inicio de su explotación arrojaron un agua de alta temperatura pero muy baja concentración salina; captan las calizas de Gádor infrayacentes al graben. A partir del año 1993 empezaron a incrementar su contenido salino llegando a bombear una auténtica salmuera. Interpreto todo ello como debido a la movilización de aguas ligadas a las evaporitas miocenas cuya distribución espacial se muestra en el corte. En el sector costero hay ascenso de flujos calientes de aguas no muy salinas. Las aguas del plioceno tendrán una concentración superior a las de Gádor en su área de alimentación, por lo que el agua de rebosamiento de estos materiales contribuiría a incrementar la concentración salina de las aguas de Gádor en su franja de influencia.

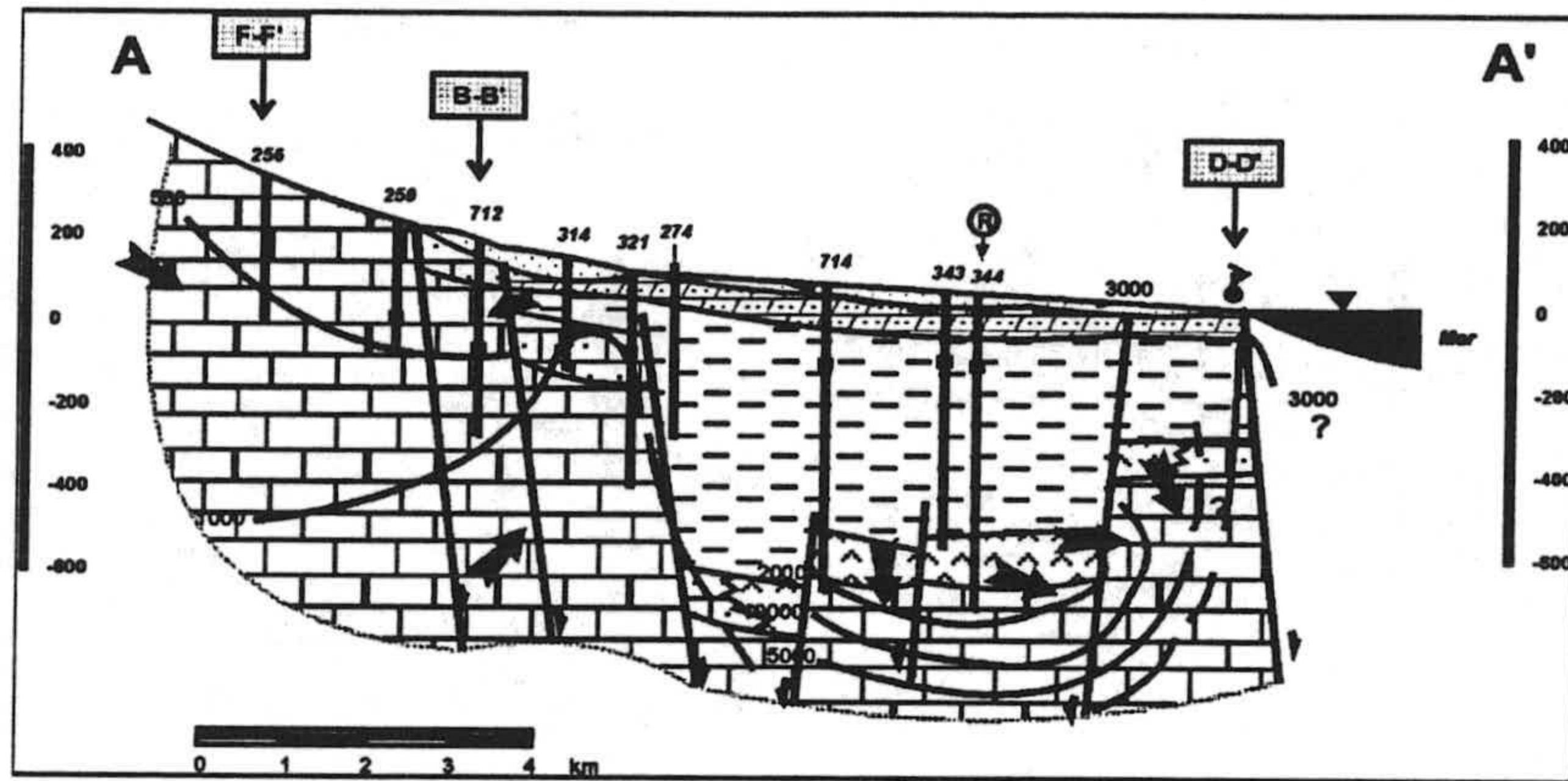


Figura 74.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte AA'.

El corte B-B' presenta dos anomalías más significativas correspondientes a flujos verticales de aguas calientes y bajo contenido salino a lo largo de las dos fracturas principales reflejadas en el corte. El registro realizado en el piezómetro cercano al mar pone de manifiesto la existencia de intrusión marina (aguas frías altamente salinas).

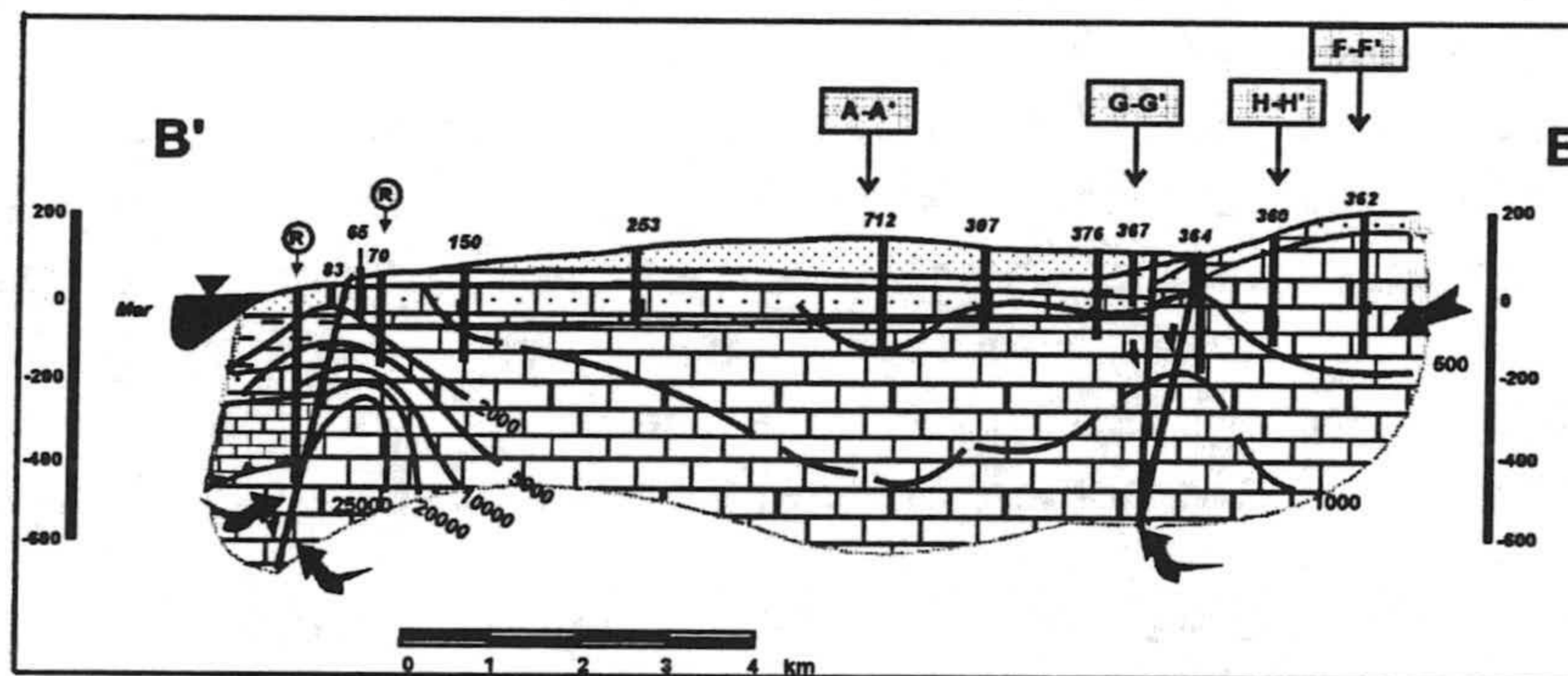


Figura 75.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte BB'.

En el corte G-G' se detecta la existencia de un aumento continuado de la conductividad en las aguas del acuífero de Balerna-Las Marinas (calcarenitas pliocenos). Las aguas de esta unidad alimentarían a las de Balanegra, cuya concentración salina se vería aumentada en el punto de corte con el horst. Pienso que puede existir una alimentación a partir de los materiales miocenos que en esta transversal tendrían un cierto contenido evaporítico, lo que se traduciría por un cierto aporte salino y caliente aunque no muy exagerado.

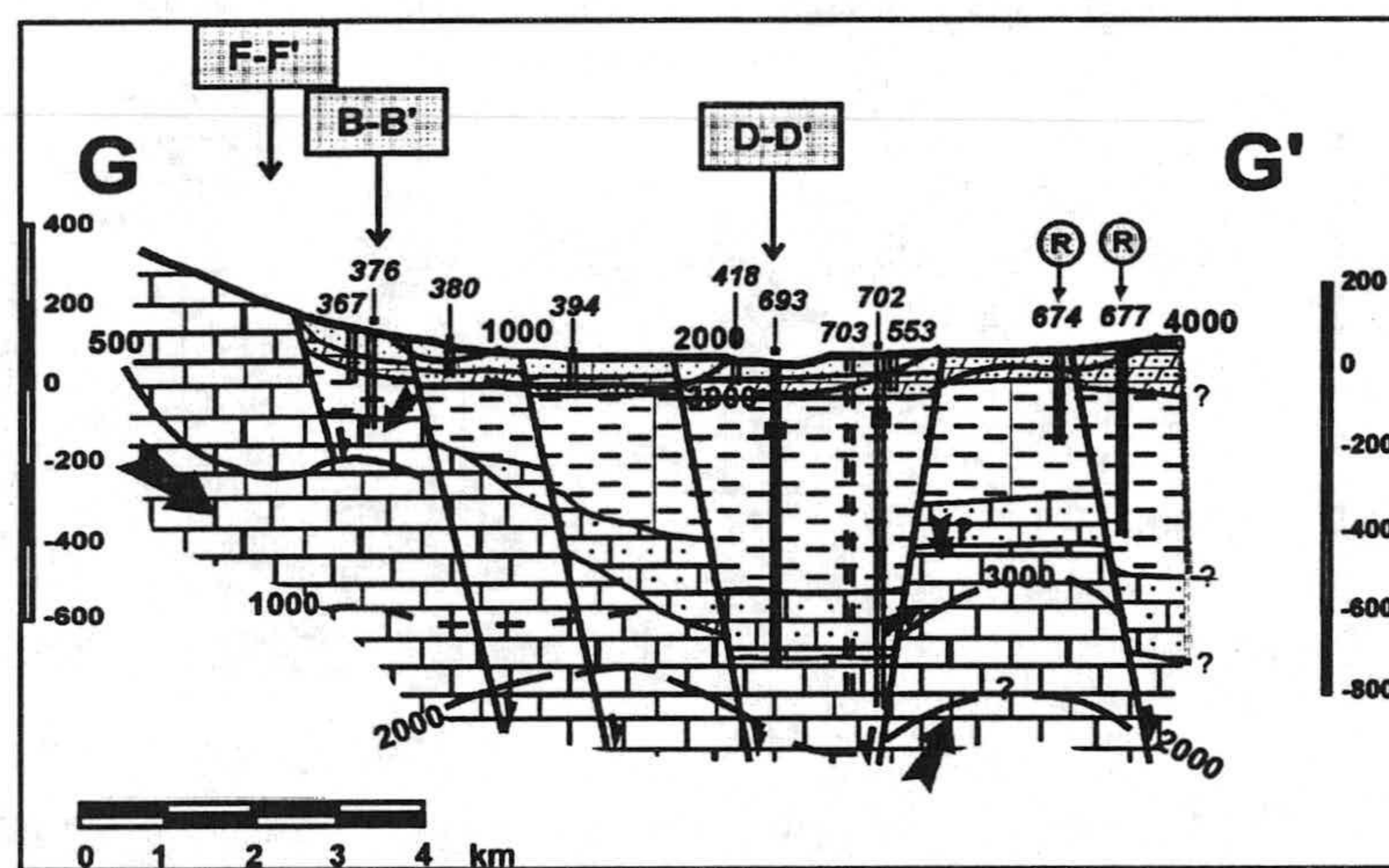


Figura 76.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte GG'.

El corte H-H' sigue mostrando la existencia de una alimentación de aguas frías y de bajo contenido salino a partir de Gádor. Asimismo, el mioceno evaporítico alimentaría a los materiales infrayacentes aportando aguas muy altamente concentradas. En el borde del graben se deduce la posible existencia de una alimentación ascendente pero de aguas de bajo contenido salino correspondientes a flujos intermedios procedentes de Gádor. Las aguas del Plioceno rebosantes hacia la unidad de Balanegra aportarían aguas más salinas que las propias del acuífero; paralelamente las aguas de la transición calcarenitas-margas pliocenos, aún saturadas de aguas salobres, alimentarían localmente a la unidad de Balerma-Las Marinas. Las salmueras miocenos alimentarían a las calizas infrayacentes, dando una notable anomalía en el valor de su conductividad.

El corte D-D' muestra una alimentación de aguas frías y poco salinas en el borde con Gádor, calientes y dulces en las fracturas siguientes, frías y con concentraciones relativamente altas en el rebosadero de la unidad de Balerma-Las Marinas, remobilización de aguas frías altamente salinas de las margas pliocenos hacia las calcareníticas de Balerma-Las Marinas, y movilización de aguas salobres de las margas pliocenos hacia el mioceno calcarenítico y/o evaporítico y hacia las calizas infrayacentes, aunque sin llegar a producir una anomalía hidrogeoquímica relevante.

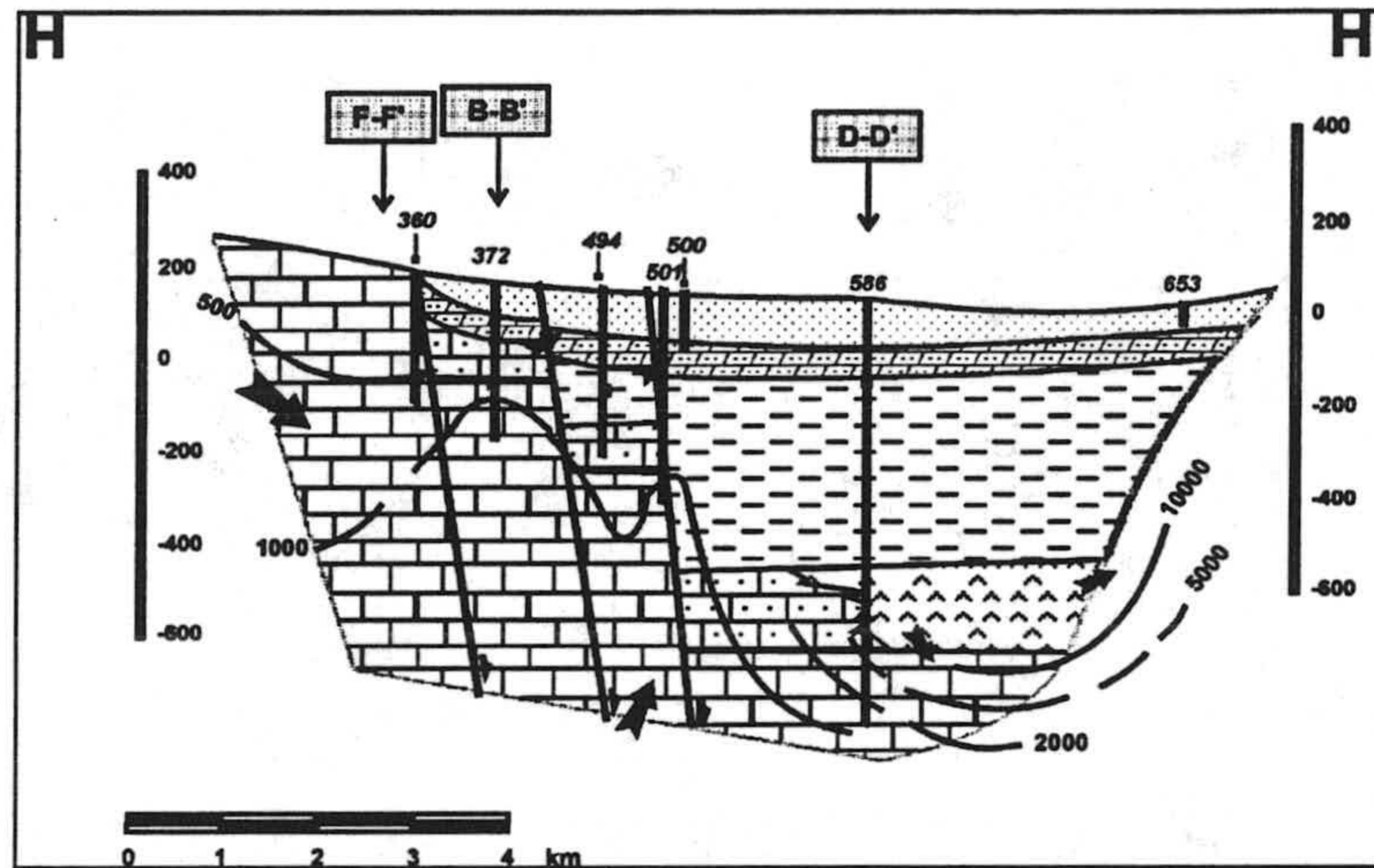


Figura 77.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte HH'.

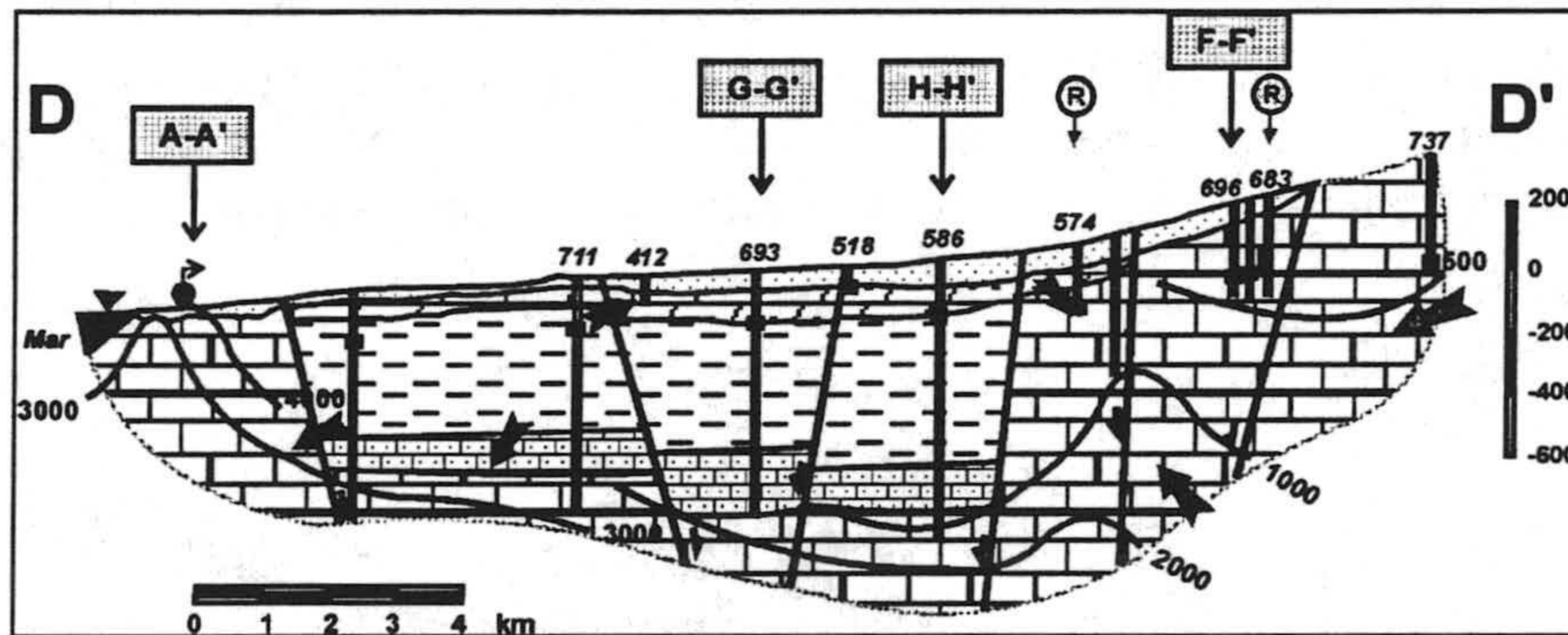


Figura 78.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte DD'.

El corte E-E' es bastante complejo puesto que corresponde ya a la superposición de los dos mantos; se detecta con gran nitidez la existencia de una anomalía geoquímica muy importante en el acuífero superficial, con valores de la conductividad superiores a $10.000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, y cuyo origen sería la intrusión marina posiblemente a través de materiales pliocenos calcareníticos, aunque sin descartar que pueda hacerse a través de las calizas de Gádor en su extremo oriental. Las aguas frías de Gádor aumentarían su temperatura en el sentido del flujo, aunque no así su salinidad, por lo que los pozos que captan las calizas confinadas

presentan aguas de muy buena calidad y anomalía geotérmica positiva. Todo ello será objeto de un detenido análisis más adelante.

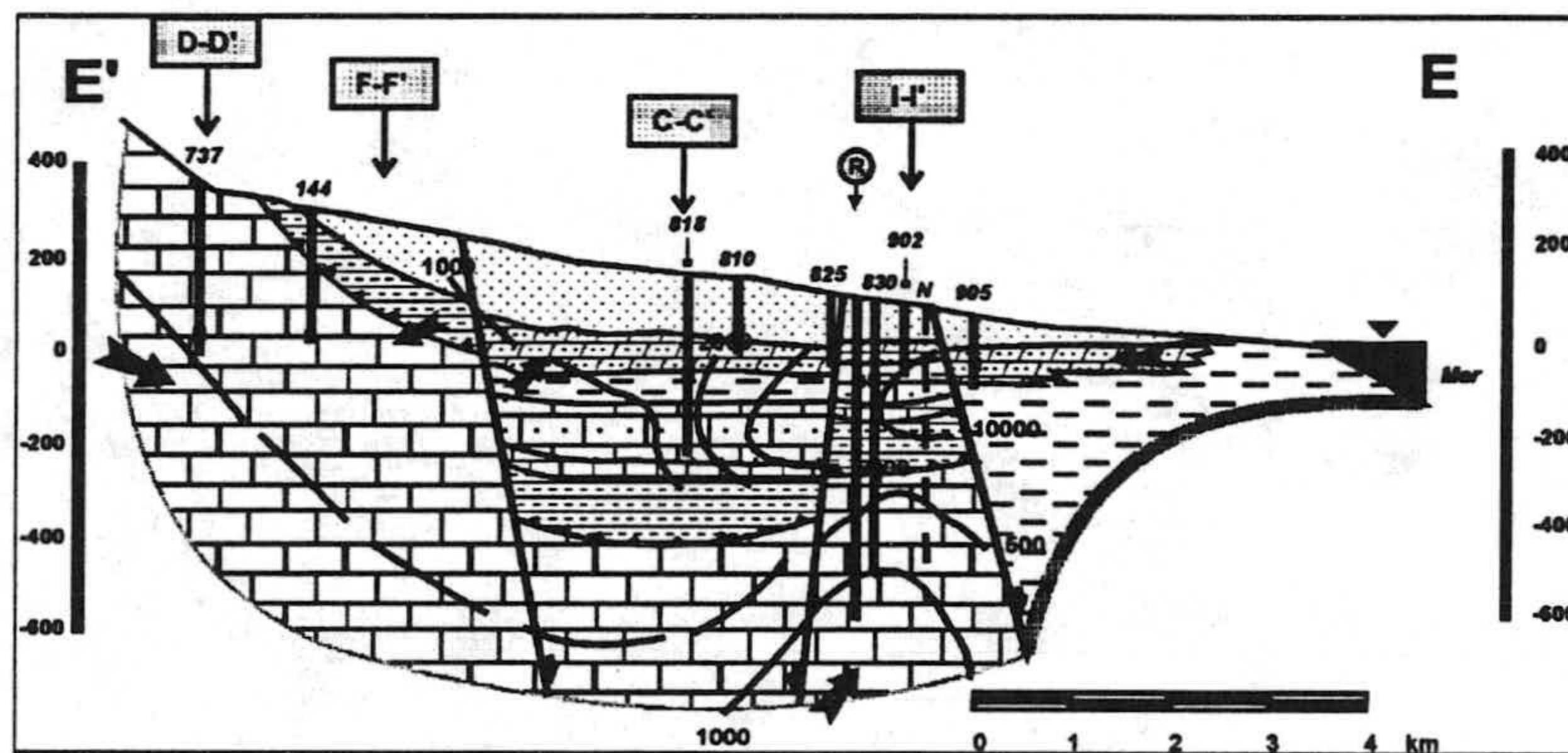


Figura 79.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte EE'.

El corte C-C' pone de manifiesto la existencia de intrusión marina escasamente visible en los materiales de Gádor y muy flagrante en los de Felix. Los yesos intercalados en los materiales miocenos también pueden contribuir a aumentar la salinidad del entorno. Asimismo, se detecta la existencia de un posible flujo vertical en relación con las grandes fracturas que compartimentan el acuífero.

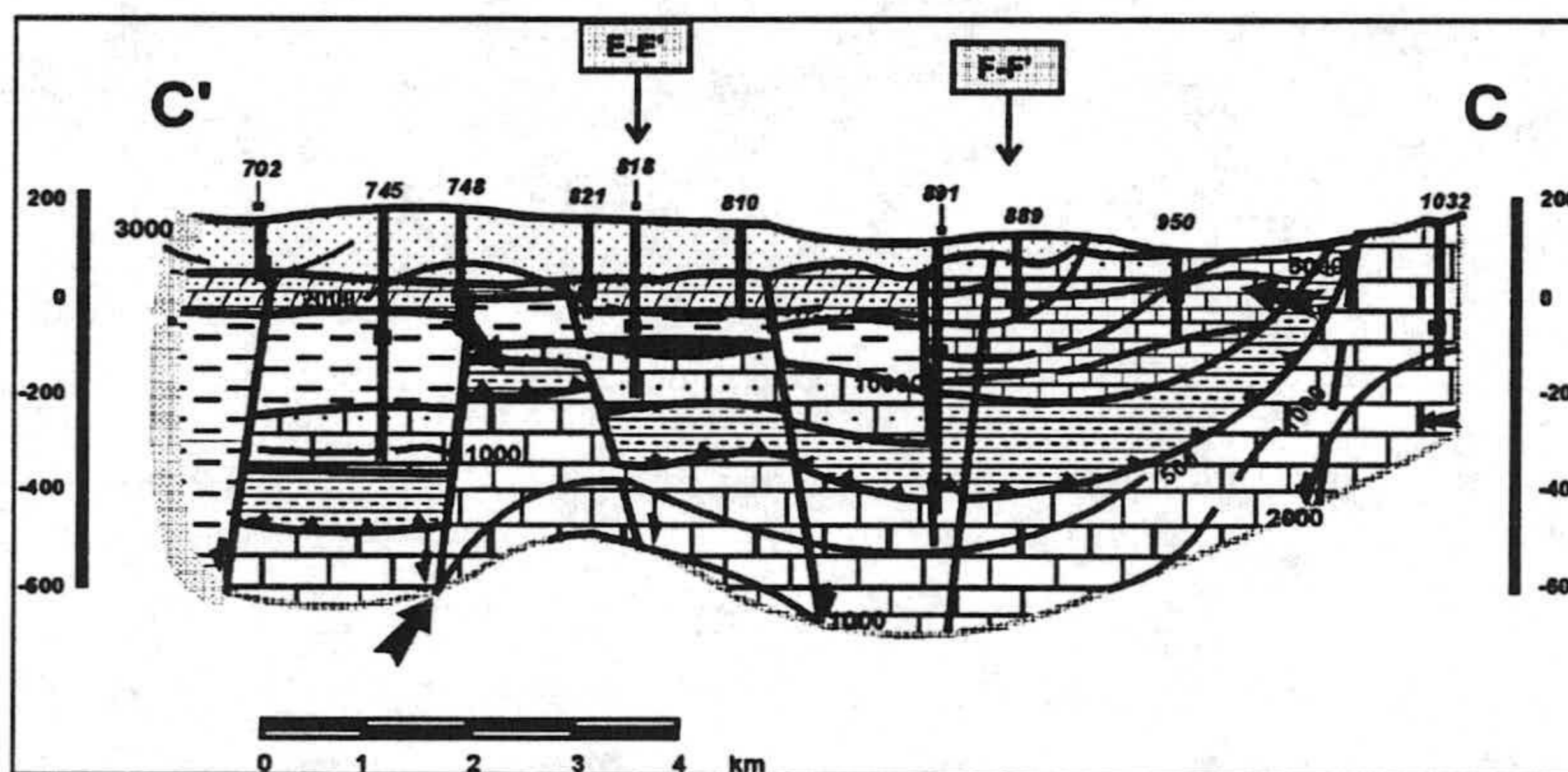


Figura 80.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte EE'.

El corte I-I' es mucho más resolutivo con respecto a la identificación de un proceso de intrusión marina tanto en las calizas de Gádor como en los materiales de Felix y suprayacentes. Se llegan a superar los $25.000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en los primeros y 10.000 en los segundos. Bajo los materiales de Felix yacen los de Gádor (acuífero

profundo) que tienen aguas de muy bajo contenido salino, como consecuencia de situarse en la franja de flujo preferencial anteriormente comentada, pero que ya registran un calentamiento de sus aguas. No se descarta que los yesos miocenos, atravesados por algunos sondeos, contribuyan a aumentar la salinidad en este sector (desequilibrio entre sulfatos marinos y sulfatos totales de muchos pozos).

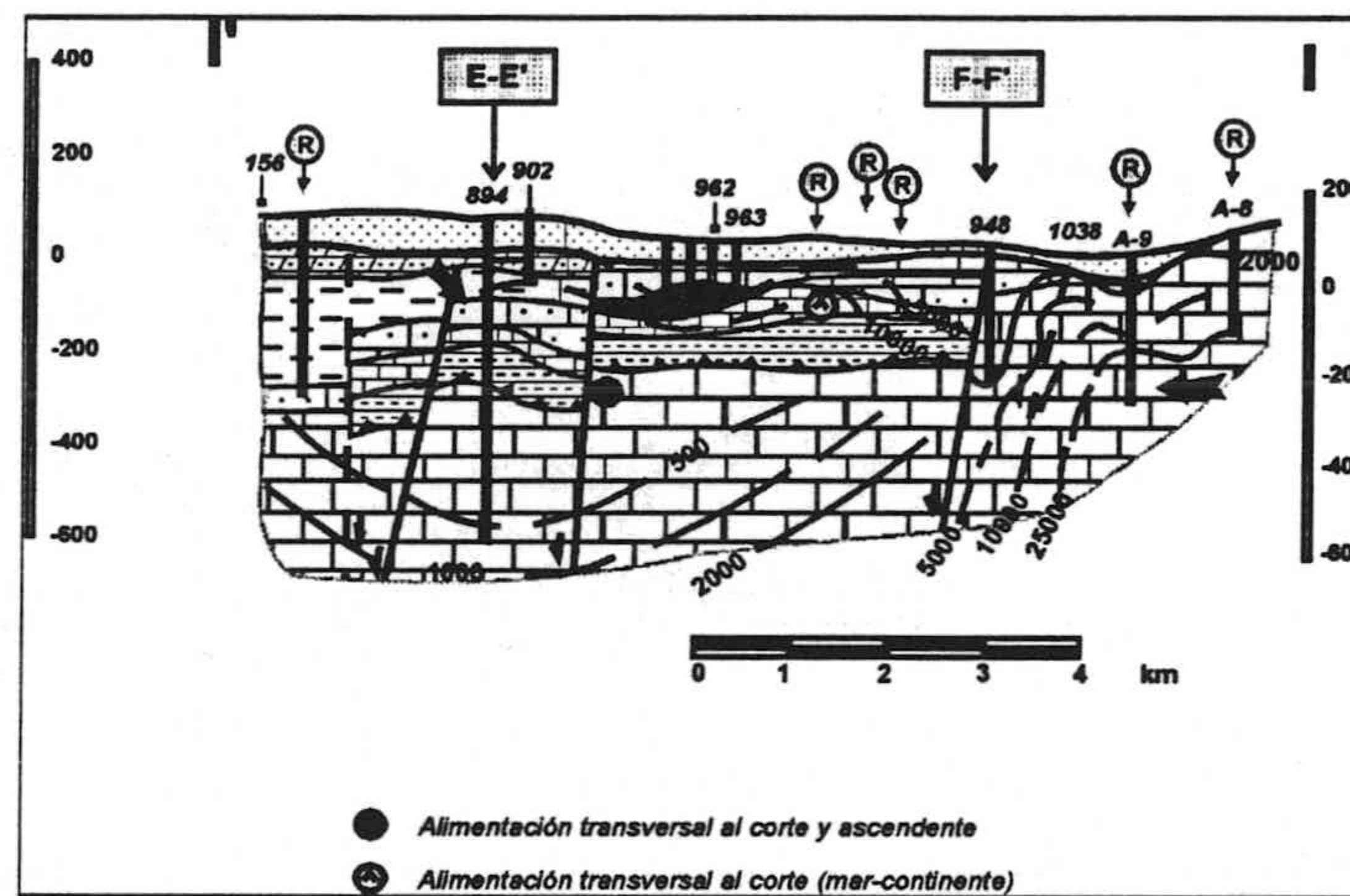


Figura 81.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte II'.

El corte L-L' hay una entrada de aguas frías proveniente de Gádor. Hay una ascensión de aguas calientes y de buena calidad a través de las fracturas bajo los materiales del manto de Felix, y cercana a la costa posiblemente hay una entrada profunda de aguas salinas y calientes. Según el registro realizado en el piezómetro A-4 hay una entrada de aguas salinas y frías como consecuencia de la intrusión de agua de mar.

El corte F-F', sensiblemente paralelo al borde de la Sierra de Gádor, viene a confirmar lo expuesto en los cortes que lo interceptan. Toda la mitad occidental indica la existencia de un flujo transversal procedente de la Sierra de Gádor de aguas frías y bajo contenido salino, con un sector preferente bajo el área confinada por el manto de Felix, también identificado por la anomalía geotérmica negativa. Las aguas aumentan su conductividad con la proximidad al mar en donde se llega a detectar un proceso de intrusión marina, muy visible en los materiales de Felix sobreexplotado durante mucho más tiempo, así como en los materiales carbonatados de Aguadulce.

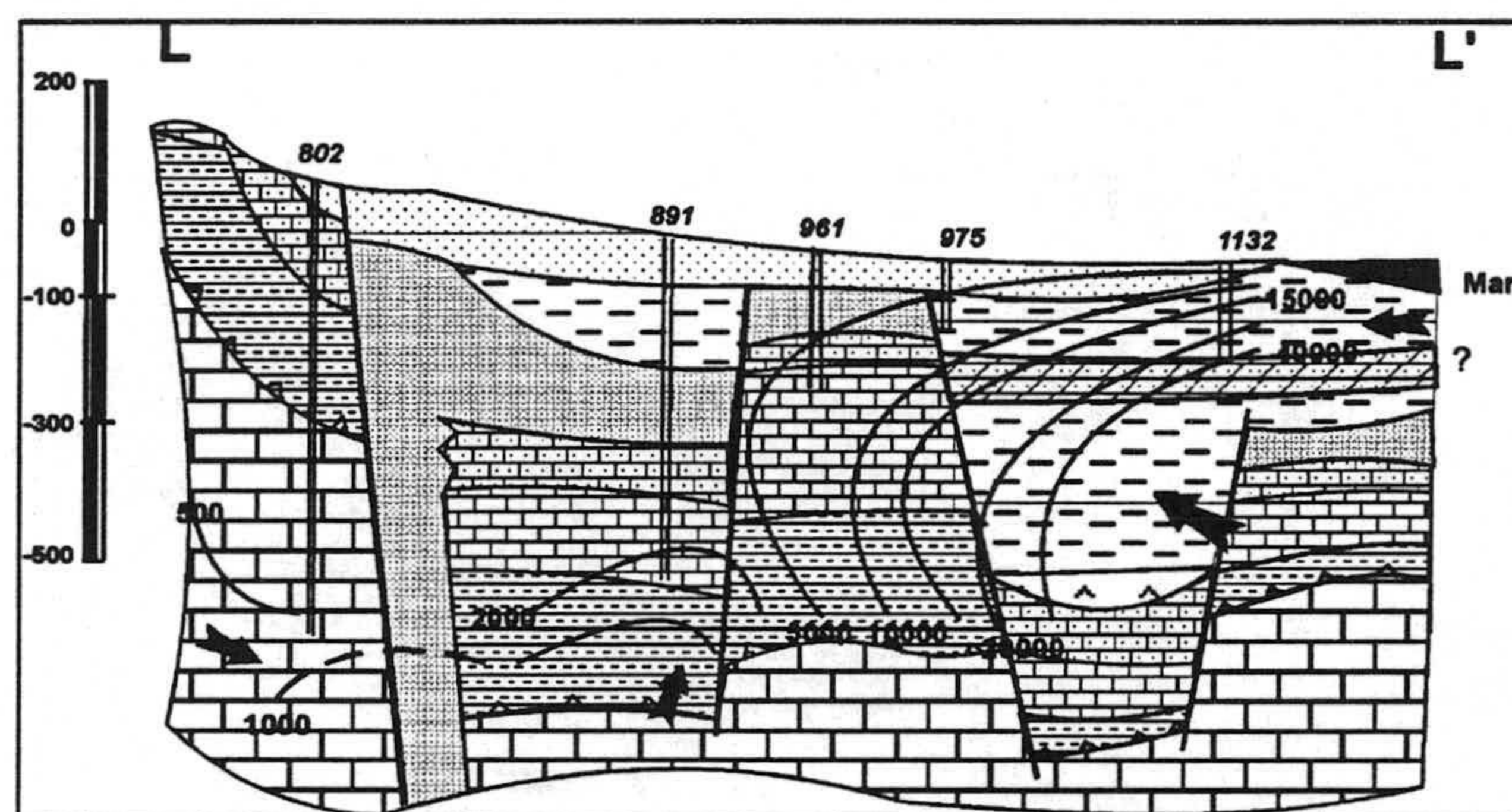


Figura 82.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte LL'.

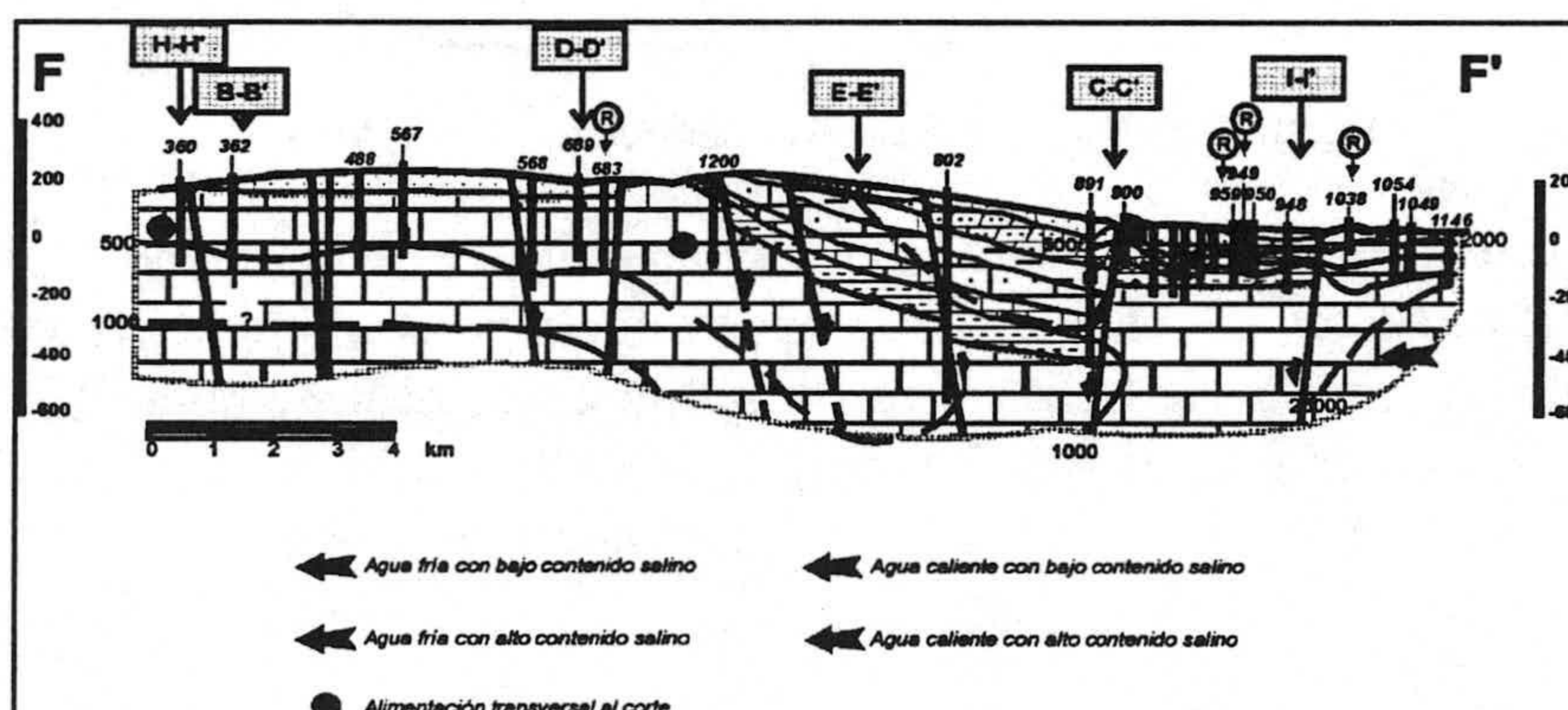


Figura 83.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte FF'.

El corte K-K', esta realizado desde el N de Aguadulce hasta el mar, hay una entrada de aguas calientes y bajo contenido salino, que es interrumpido por otro de aguas frias y salinas debido a la intrusión, como lo demuestran todos los registros del área. Es posible que haya un flujo profundo vertical de aguas salinas y calientes.

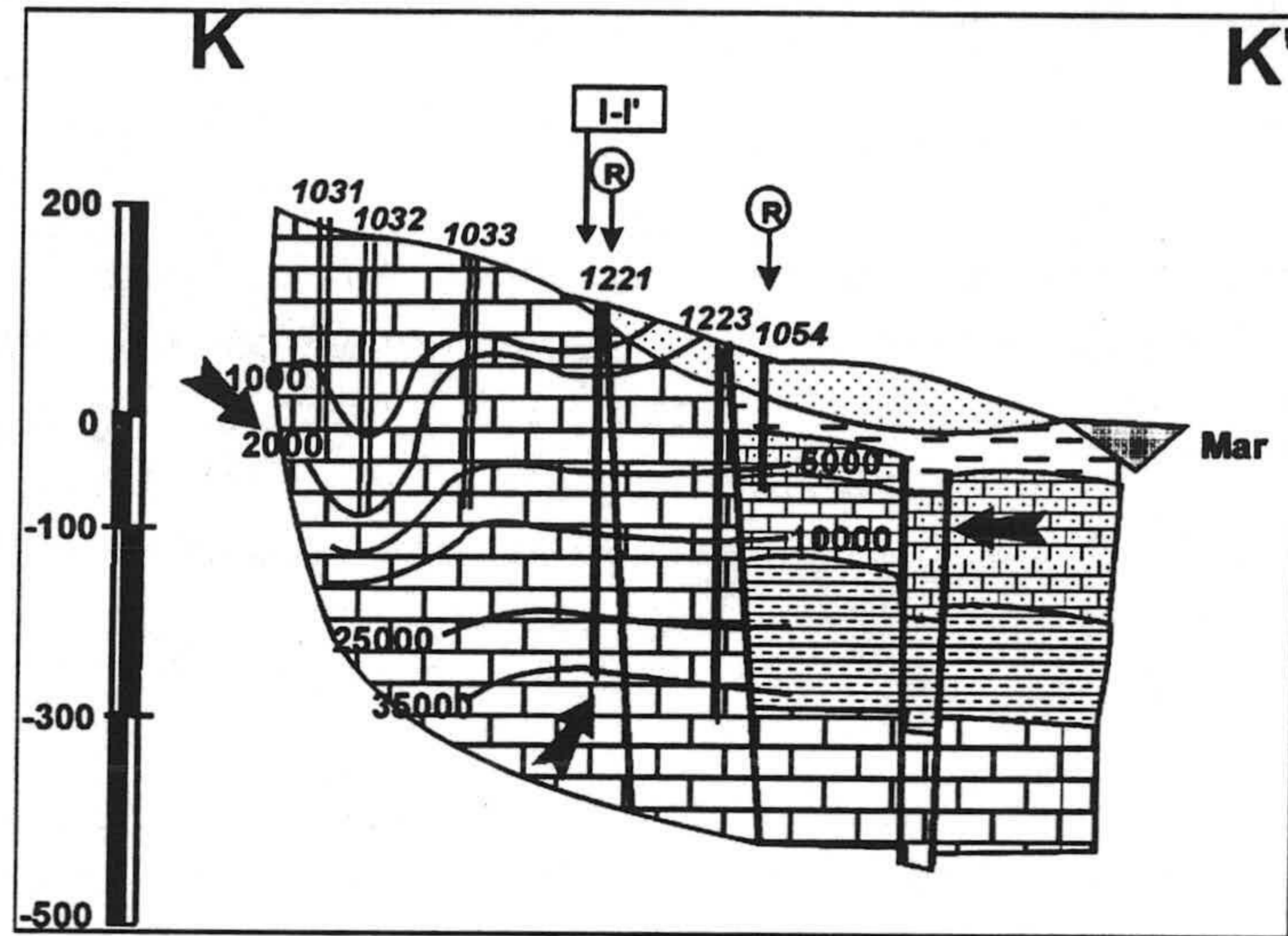


Figura 84.- Perfil vertical de conductividad eléctrica, corte KK'.

2. TRAZADORES HIDROGEOQUÍMICOS

2.1 ASPECTOS GENERALES

Un trazador hidrogeoquímico se define como cualquier parámetro químico medible en un agua subterránea sea directamente, por una manifestación física (por ejemplo la temperatura o la conductividad eléctrica) o por la instauración de una relación particular entre agua y roca. El aporte debido a una fuente particular podría ser denominado como trazador de un fenómeno particular o de una determinada interacción. Tales trazadores hidrogeoquímicos son una parte considerable de los trazadores ambientales.

En la historia de la evolución de un agua existen factores geoquímicos que influyen sobre los constituyentes, por ejemplo, el progresivo acercamiento a la saturación en la fase de lavado o de lixiviado. Un agua que circula en un determinado ambiente litológico físicoquímico mostrará una fuerte correlación entre todos los constituyentes extraídos de la roca. La correlación entre la concentración de dos constituyentes disueltos en el agua puede atenuarse o incluso eliminarse debido a la intervención de factores que influyen selectivamente sobre la concentración de uno sólo de éstos, dando por lo tanto origen a las anomalías. Estas anomalías están ligadas a la activación de procesos químicos y a variaciones de las condiciones químico-físicas del agua o a aportes de agua con características excepcionales o extrañas. Aquellos trazadores ambientales que en cada uno de los grupos de agua permanecen correlacionados, pueden considerarse indicadores conservativos.

Un "trazador conservativo" tiene la característica de ser aportado por una sola fuente y, una vez que se ha introducido en el sistema, no sufre variaciones posteriores. Normalmente entre los constituyentes mayoritarios, los cloruros, pueden considerarse como trazadores conservativos. Éstos proceden de sales naturales presentes en la matriz acuífera o de una fuente salina, por ejemplo el mar y no se separan del sistema o no desaparecen del sistema debido a que forman sales muy solubles, que precipitan sólo en casos extremos. Sin embargo algunas excepciones, que discutiré inmediatamente, hacen que tal postulado sea difícil de mantener en muchas ocasiones. Por el contrario, la existencia o la variación de la concentración de un constituyente está ligada a la instauración de una fenomenología particular física o química. El comportamiento de tales constituyentes no podrá considerarse conservativo en el ámbito de un determinado sistema considerado, es decir, los valores del parámetro químico serán variables

de acuerdo con el fenómeno considerado. Tal parámetro podrá denominarse como trazador no conservativo o "trazador de proceso", por lo que resultará identificativo del mismo fenómeno. Tal variabilidad será visible como anomalía, si los datos químicos se comparan en correlación con un parámetro conservativo. En un estudio hidrogeoquímico correlación y anomalía son, por lo tanto, igualmente significativos.

2.2 ANTECEDENTES HIDROGEOQUÍMICOS

El IGME, en el Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas, Estudio Hidrogeológico de la Cuenca Sur: Almería, Informe Técnico V: Campo Dalías (IGME-IRYDA, 1977) trata de una manera somera la hidrogeoquímica del área; en dicho informe se dice que, durante el inventario en 1972, se tomaron muestras en 101 puntos del Campo, de las que 77 pertenecían al acuífero "detrítico plio-cuaternario" y el resto a los acuíferos "dolomítico" y "detrítico mioceno".

En los acuíferos "dolomítico" y "detrítico mioceno", el contenido en cloruros es siempre inferior a 200 mg.L^{-1} . "Las aguas de este acuífero son bicarbonatadas y con contenidos en Mg^{2+} , como es lógico. Son aguas perfectamente utilizables para riego por su bajo SAR y no se determina ninguna degradación en su recorrido por el propio acuífero.

En la "zona Este", donde están conectados hidráulicamente los conglomerados cuaternarios en las calcarenitas pliocenas y con alimentación desde el N por la sierra, "la calidad puede considerarse aceptable" (valores de contenido en cloruros incluso inferiores a 200 mg.L^{-1}) con degradación hacia el mar, sobre todo desde el Este del eje El Parador-La Mojonera que llegan a alcanzar valores superiores a 1 g.L^{-1} ; la anomalía se manifiesta, además, por la evolución del contenido en sulfatos y por el peligro de alcalinización del suelo.

El resto del Campo ("zona central y sur"), donde las calcarenitas descansan sobre margas también pliocenas, tiene mejor calidad en la parte N y W de este área (desde menos de 200 mg.L^{-1} en cloruros) que en el centro (hasta 1000 mg.L^{-1}) y se registra un importante deterioro hacia el S (1000 a 4000 mg.L^{-1} de cloruros). Algo parecido se manifiesta con el peligro de alcalinización del suelo, por lo que los pozos más meridionales, de escasa profundidad, están abandonados y donde el IGME insinúa la existencia de intrusión marina. Se dice que en el centro "se observan síntomas de salinización". El IGME deduce un "empeoramiento bastante importante de la calidad" en los alrededores de La Aldeilla (Santa María del Águila) y de la carretera Las Norias-Roquetas de Mar que ha dado lugar al abandono de pozos. Concluyen,

diciendo que las calcarenitas tienen aguas de facies clorurada sódica, más acusada cuando nos acercamos hacia la costa.

Desde 1975 hasta 1979 la labor del IGME se ciñó al control rutinario de niveles piezométricos y a algunos muestreos hidrogeoquímicos; estos trabajos se enmarcaron en el Programa Nacional de Estudios para la Gestión y Conservación de los Acuíferos. En 1980 se llevó a cabo un estudio, también por parte del IGME con ENADIMSA como empresa consultora, tendente a determinar el riesgo de intrusión marina en el Campo y de forma muy especial en los extremos oriental y occidental.

En 1980, y dentro de toda la Cuenca Sur, en otra publicación dedican algunos apartados breves a comentarios sobre la calidad de las aguas subterráneas del Campo de Dalias. Su edición se hizo dentro del Programa Nacional de Gestión y Conservación de los acuíferos y en la Colección Informe del IGME.

González Murcia (1981), en su Tesis de Licenciatura, indica que los componentes mayoritarios de las aguas naturales se encuentran por encima de los normales, y que algunos pozos situados cerca de la franja litoral presentan contenidos salinos tan altos que revelan un posible fenómeno de intrusión marina. Martínez Vidal y González Murcia (1983), dieron a conocer una síntesis del citado trabajo; en el mismo ponen de manifiesto la desigual calidad de las aguas del Campo para su uso en regadío, y detectan la existencia de indicios de contaminación por nitratos, cuyo origen se debería a la prácticas agrícolas.

En los años 1984 y 1985, (DIPUTACION DE ALMERIA-IGME, 1984 y 1985) se elaboran informes sobre los abastecimientos urbanos de la provincia de Almería, donde se reflejan 38 análisis químicos de otros tantos puntos de agua.

En Febrero de 1984, iniciamos las tareas preliminares del primer estudio sistemático para llegar a la caracterización hidrogeoquímica de las aguas de los distintos acuíferos del Campo de Dalias, utilizando una red de muestreo con densidad de puntos y distribución espacial suficiente para ello. Hasta esa fecha los estudios hidrogeoquímicos realizados son escasos y no están referidos a las diferentes unidades. Una de las mayores lagunas en el conocimiento hidrogeológico del área se refiere a los aspectos esenciales objeto de este estudio: la hidrogeoquímica; en efecto, hasta entonces los estudios hidrogeoquímicos se habían ceñido a los comentarios de una serie de análisis químicos de menos de dos centenares de muestras de aguas procedentes de captaciones de todo el Campo, sin que se hubiera realizado un control espacial y temporal más o menos continuado. El IGME (1982) deduce que las aguas del Acuífero Inferior Occidental presentan facies

bicarbonatada cálcico-magnésica y residuo inferior a 1 g.L^{-1} ; En cuanto al total de sales disueltas en las aguas del acuífero, se alcanza un máximo en la mitad Sur ($4,5$ y más g.L^{-1}) y decrece de forma progresiva hacia el Norte donde contienen de 1 a $1,5 \text{ g.L}^{-1}$. Desde el punto de vista hidrogeoquímico, en el sistema del Sector Noreste, concluyen que se trata de aguas de "salinidad muy aceptable", salvo en el borde costero en donde se pueden superar 2 g.L^{-1} de cloruros, cuyo origen estaría en relación con el lavado de formaciones deltaicas de contenido alto en sales.

En Noviembre de 1985 la Universidad de Granada firmó el convenio de colaboración con el IARA, para la realización del proyecto de investigación "Caracterización hidrogeoquímica del Campo de Dalías" (Pulido Bosch et al., 1987), con el Dr. Pulido Bosch, como responsable y coordinador del estudio; el Dr. Martínez Vidal, como responsable de los análisis químicos de las aguas; el Dr. Benavente Herrera, responsable del tratamiento estadístico de los datos fisicoquímicos de las aguas, el Dr. Navarrete como responsable de las redes de muestreo y del filtrado y pretratamiento de los datos; y otros investigadores entre los que destaco a los entonces tesinandos Antonio Macías Caba y yo mismo.

En Mayo de 1988 se firmó un nuevo convenio entre el IARA y la Universidad de Granada para la " Realización de tareas de seguimiento y control hidrogeoquímico del Campo de Dalías, asimismo con el Dr. Pulido Bosch como responsable y prácticamente los mismos colaboradores.

Los resultados obtenidos hicieron posible la realización de dos Tesis de Licenciatura (Macías, 1988 y Molina, 1989), y de la Tesis Doctoral de Fernando Navarrete Lopez-Cozar así como distintos trabajos de investigación (Pulido Bosch et al., 1987, 1988 a, 1988 b, 1988 c, 1988 d, 1988 e, 1988 f, 1989 a, 1989 b, 1989 c y 1989 d 1990 a y 1990 b, 1992, 1993, 1994 y 1996).

Thauvin (1986), en su Tesis Doctoral, hace una breve mención a la hidroquímica conocida en el Informe del IGME de 1982 y profundiza más en el estudio de la intrusión marina. Por otra parte, prosigue el IGME con estudios en el área y en 1985 empieza a ocuparse de una manera sistemática de la hidrogeoquímica del campo. Domínguez y González (1986 y 1987) dan a conocer estudios sobre intrusión marina en las áreas de Balerna y Aguadulce; el IGME publicó una brevísima síntesis de los mismos en 1987. Domínguez et al. (1988), en un artículo sobre la Síntesis Hidrogeológica del Campo de Dalías y su entorno, dedican un capítulo a la calidad del agua en el que parten de datos relativos a más de 2000 análisis químicos, pero que se refieren a muestreos realizados desde 1972. Se limitan a exponer las facies predominantes en los acuíferos en Mayo de 1987 y representan en

histogramas los valores de los parámetros físicoquímicos determinados. Reconocen que no están en condiciones de establecer la evolución temporal y no describen su distribución espacial.

Dominguez et al., (1993) publican las características hidroquímicas del Acuífero Inferior Occidental, así como estudios preliminares de salinidad y registros de temperatura. Estos mismos autores, en 1994, aplican técnicas isotópicas como apoyo al conocimiento del funcionamiento de los acuíferos del Sector Noreste.

Jimenez et al., (1994) estudian la caracterización espacial de la evolución de los contenidos en nitratos durante el periodo 1988-1990 en el Campo de Dalías. Dominguez et al., (1995) describen la situación de los acuíferos del Campo de Dalías, en relación con la declaración de sobreexplotación, y llegan a la conclusión de que la situación es preocupante y que el proceso de salinización en marcha, cuyo seguimiento en profundidad y hacia el interior escapa a la disponibilidad actual, por falta de sondeos para su control, ha afectado a los acuíferos de cobertera y se intensifica en los inferiores, habiéndose generado condiciones piezométricas que favorecen la intrusión marina. En los acuíferos del Sector Noreste (1996), la distribución espacial y el crecimiento de los bombeos esta produciendo un deterioro progresivo de éstos y como ejemplo de este impacto presentan un esquema muy sintetizado en los cambios registrados de flujos en diferentes periodos.

Vallejos (1997) estudia parte del área en su Tesis Doctoral “ Caracterización hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor”. Llega a importantes conclusiones, pues mediante técnicas estadísticas, la unidad de Aguadulce y de Balanegra pueden tratarse conjuntamente como una única unidad, desde el punto de vista hidroquímico; también aplica el modelo PHREEQM de balance de masas a esta unidad.

2.3 UNIDAD DE AGUADULCE

2.3.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS IONES

Para caracterizar los procesos que dan lugar a la salinización de las aguas, me refiriré al muestreo semestral de Octubre de 1991, por ser el muestreo del que tengo más datos de iones minoritarios. Las características físico-químicas de la unidad, de los años anteriores han quedado expuestas en el apartado 7.3. En este apartado voy a representar los mapas de distribución espacial del año 1991 correspondiente al semestral de octubre y algunas veces haré alusión al de 1996. Representaré solo los

iones Cl^- , SO_4^{2-} y NO_3^- con el fin de atender a los principales procesos que dan lugar a la salinización de las aguas

Los cloruros y los sulfatos están directamente relacionados con la salinización; el ión cloruro es, a menudo, claro índice del proceso de salinización por intrusión marina, aunque puede tener otros orígenes. El ion sulfato, aunque también puede justificarse por el mismo fenómeno, puede tener otras causas que den lugar al elevado contenido medido en algunos sectores del Campo de Dalías. El ion nitrato está en relación con procesos antrópicos, sobre todo con las prácticas agrícolas en el área.

La distribución espacial del ión cloruro se observa en la figura 85. Al N del acuífero se miden los valores inferiores a 25 mg.L^{-1} y aumentan hacia el SE; en el área de la Gangosa hay una extensa franja con dos umbrales que superan los 3000 mg.L^{-1} . En el sector costero de Roquetas de Mar los valores son inferiores a 1000 mg.L^{-1} . En Aguadulce se miden valores superiores a 500 mg.L^{-1} .

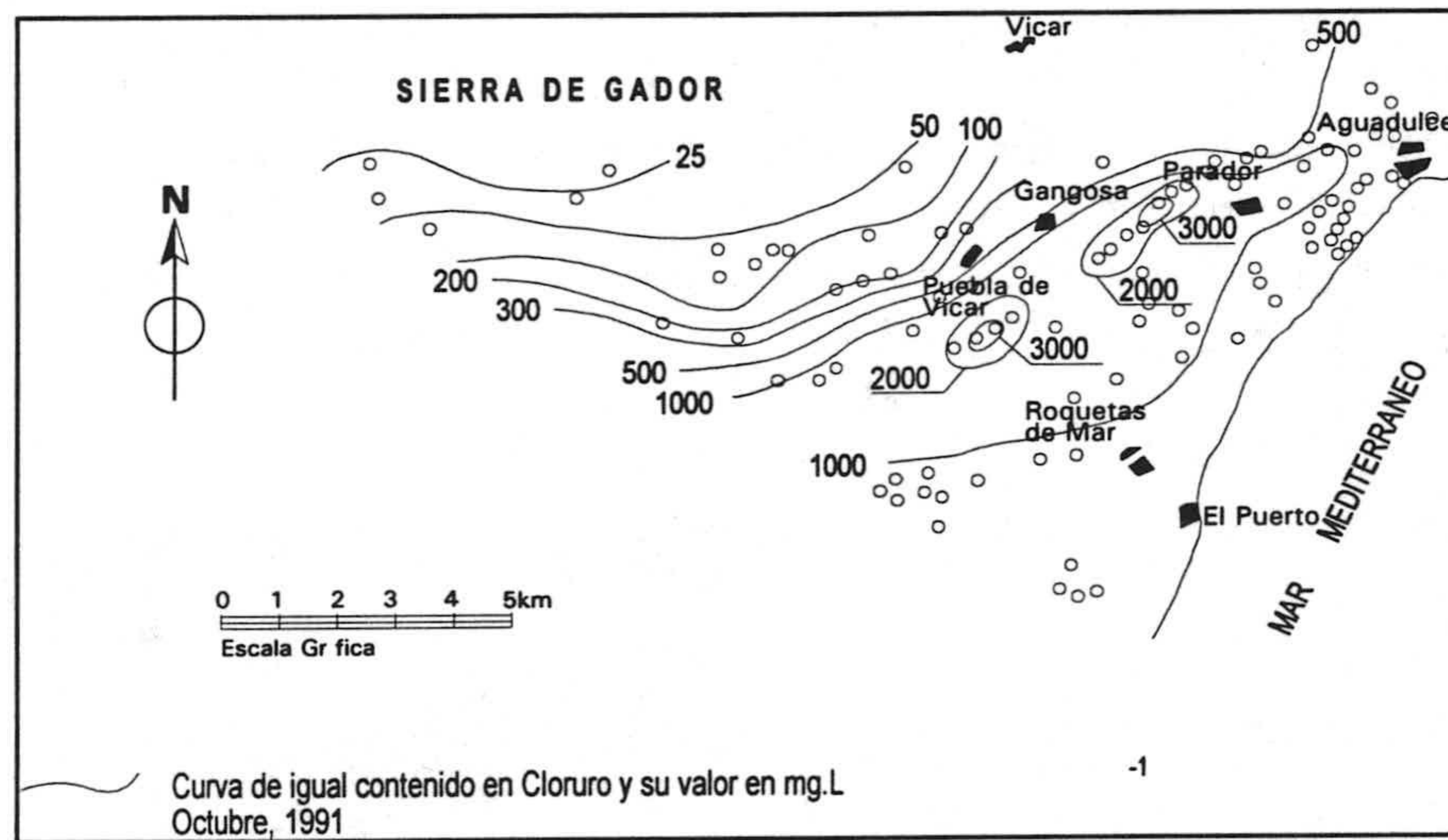


Figura 85.- Distribución espacial del ion cloruro, octubre 1991.

La distribución espacial del ión cloruro en Junio de 1996 hay diferencias importantes con respecto a los años anteriores. Al Norte del acuífero se miden valores inferiores a 25 mg.L^{-1} y aumentan hacia el SE, encontrándose el máximo en el punto 827, situado al Norte del Sector III (en este sector se dejó de bombear en

1993). El valor máximo coincide ahora con una fuerte explotación debido al abastecimiento a Roquetas de Mar, que genera una gran área de valores superiores a 1000 mg.L^{-1} , con un conoide que supera los 2000, que ocupa desde Aguadulce hasta el Norte de Roquetas; en el sector costero de ambas localidades los valores son inferiores a 1000 mg.L^{-1} . En Aguadulce la superficie que ocupa la isolinea de 1000 mg.L^{-1} es mucho mayor

En el año 1991 se empiezan a perforar sondeos profundos (500-900 m) que captan las calizas ó dolomias de Gádor con agua de buena calidad y se abandonan los sondeos situados en los materiales mio-pliocenos y los situados en el sector III (Gangosa) que abastecían a Almería. Los nuevos sondeos de abastecimiento se sitúan al Norte del acuífero, en la Rambla de Bernal.

La distribución de las isolneas del contenido en este ión sulfato es muy parecida a los del ión Cl^- . Al N se sitúan los valores inferiores a 25 mg.L^{-1} y van aumentando hacia el Sur. Concretamente desde Aguadulce al Norte de Roquetas se superan los 300 mg.L^{-1} . En la Gangosa hay dos conoides que superan los 500 mg.L^{-1} . En la costa, los valores son inferiores a 200 mg.L^{-1} , igual que en Aguadulce. En el año 1996, la distribución espacial de las isolneas del contenido en este ión es muy parecida a la del año 1991. Al N se sitúan los valores inferiores a 25 mg.L^{-1} y aumentan hacia el Sur; desde la Gangosa al Norte de Roquetas se superan los 300 mg.L^{-1} . En Aguadulce los valores son inferiores a 200 mg.L^{-1} ; sólo se supera esta cantidad en el sector costero. En el acuífero carbonatado profundo se miden valores comprendidos entre $25 - 50 \text{ mg.L}^{-1}$.

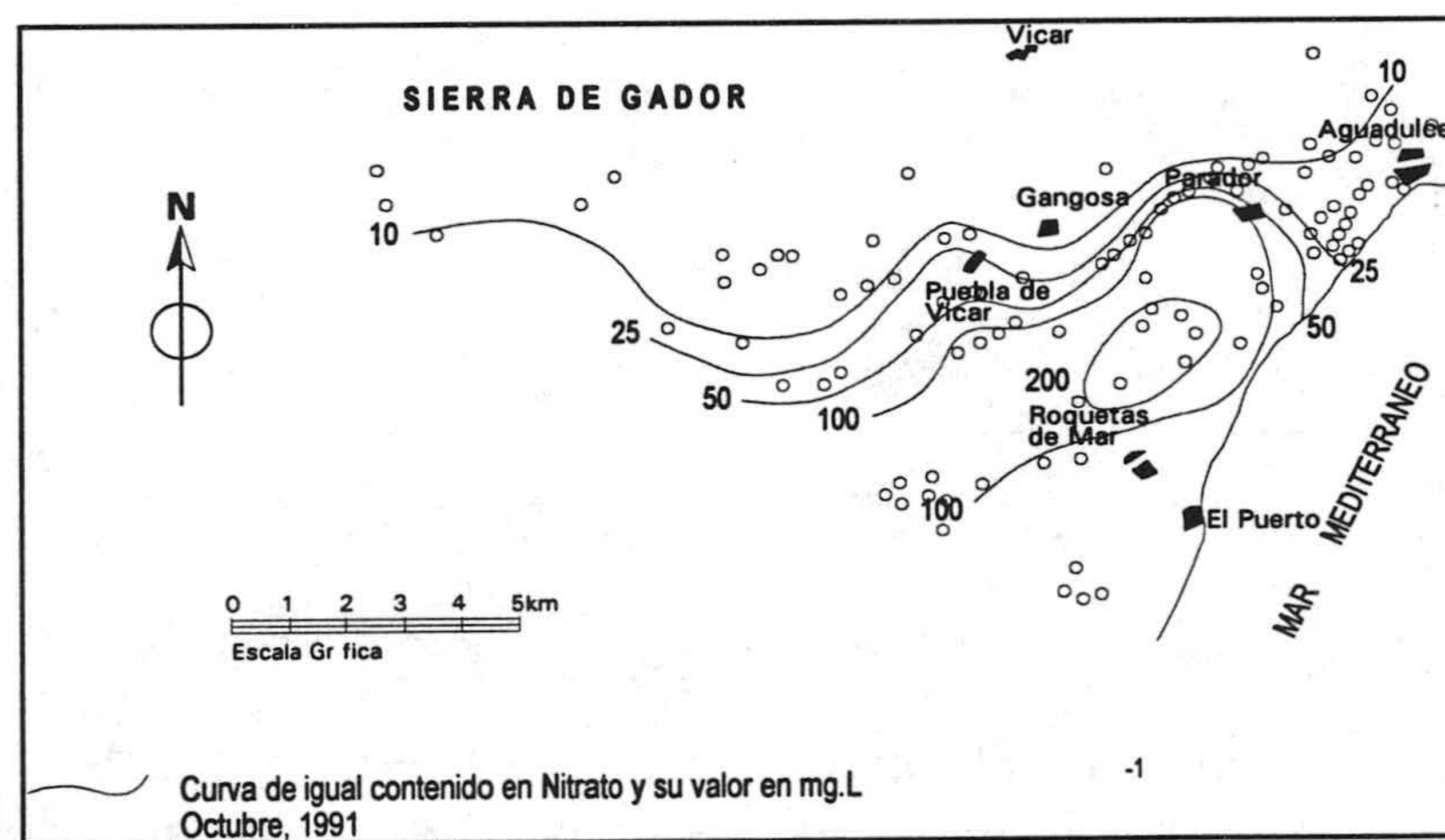


Figura 86.- Distribución espacial del ion nitrato, octubre 1991.

La distribución espacial de ion nitrato en el año 1991 se observa en la figura 86; los valores inferiores a 10 mg.L^{-1} están situados al N. Los contenidos van aumentando de Norte a Sur, donde se localiza una extensa área con valores superiores a 100 mg.L^{-1} . Al Norte de Roquetas de Mar hay un área donde se superan los 200 mg.L^{-1} ; los valores decrecen hacia la costa. En Aguadulce los valores están comprendidos entre 10 y 25 mg.L^{-1} . En el año 1996, la distribución al N del acuífero es la misma, pero al S hay una disminución de valores; la isolínea superior a 50 mg.L^{-1} ocupa desde el Sector III hasta el mar. Al N de Roquetas del Mar hay un máximo que supera los 200 mg.L^{-1} .

2.3.2 PROCESOS DE SALINIZACIÓN

2.3.2.1 Relaciones generales

La salinización de las aguas es uno de los factores consecuentes a la intrusión de agua de mar que más fácilmente se determina. El objetivo principal es detectar el proceso y su evolución y los métodos hidrogeoquímicos ofrecen una buena resolución para ello. Para identificar los tipos de aguas existentes en la unidad he representado los resultados analíticos mediante el diagrama de Piper.

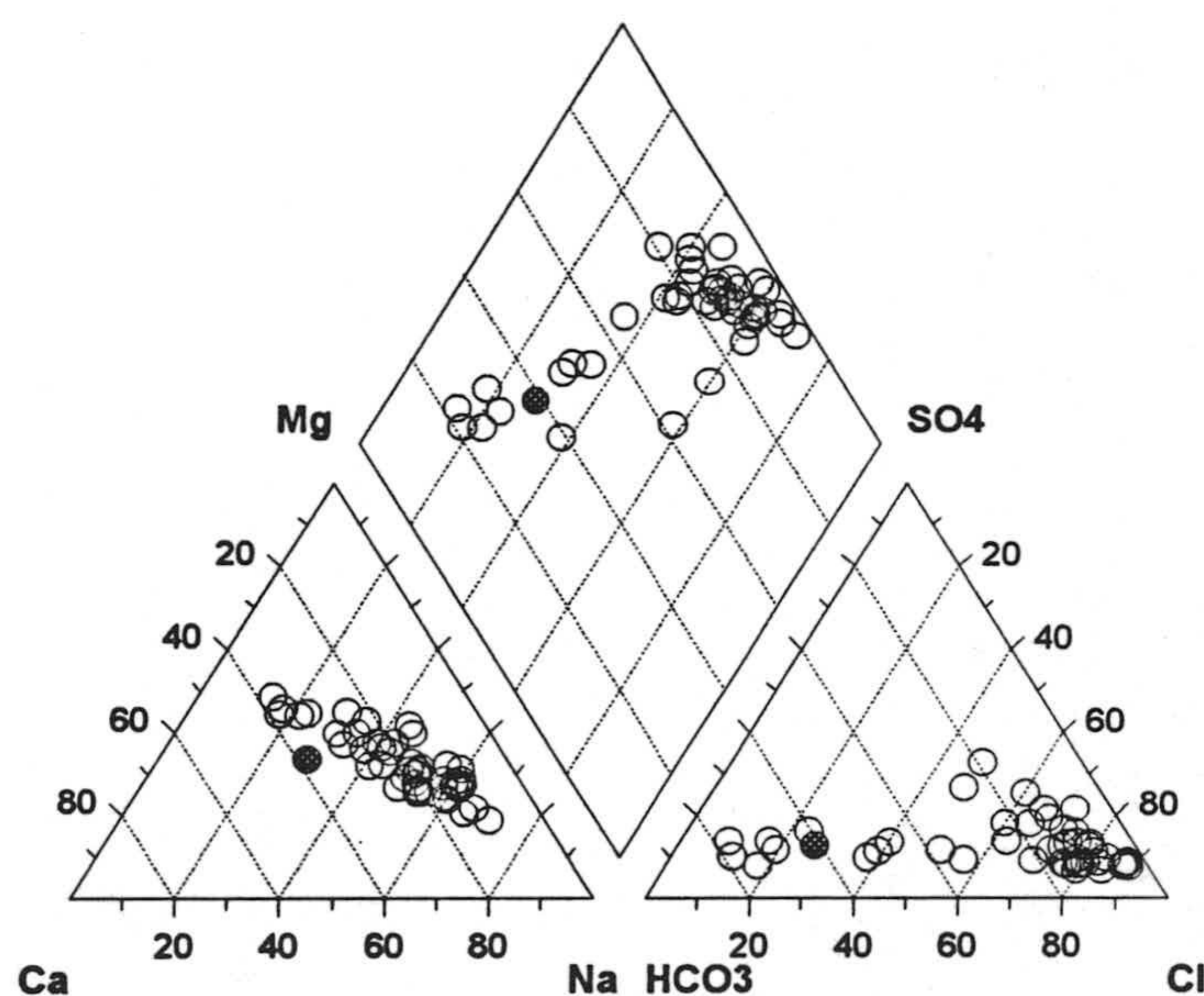


Figura 87.- Diagrama triangular de Piper.

En la figura 87, se muestra la situación de todos los puntos correspondientes al muestreo de Octubre de 1991, 49 en total. Como puede verse, en el triángulo de los aniones se deduce la existencia de una gradación desde aguas bicarbonatadas hasta aguas cloruradas, insinuándose una rama ascendente en el sentido del aumento del contenido en sulfatos. En el triángulo de los cationes todas las muestras caen dentro de un triángulo en cuyo extremo estaría el sodio y la base se sitúa entre 60 y 30% del calcio. El mar aparece claro en el extremo de una mezcla; hay un enriquecimiento de sulfato de origen diferente al mar, y se pone de manifiesto la existencia de otro tipo de procesos que se verán posteriormente.

La cantidad de agua dulce que en un acuífero participa en el proceso de salinización no puede ser considerada teniendo en cuenta una regla fija, debido a que cada sistema es del todo particular; raramente se encuentran situaciones simples, por lo que normalmente sólo un estudio hidrogeoquímico integrado en el contexto hidrogeológico general permite conocer las vías evolutivas del agua dulce subterránea e individualizar el tipo químico que representa el punto de partida en la salinización. En el ámbito de las aguas dulces presentes en cada uno de los distintos acuíferos existe siempre un cierto campo de variación de las características químicas. Es necesario, por tanto, una cierta cautela al escoger un agua representativa de la componente dulce que participa en una mezcla, debido a que pequeñas variaciones en la concentración iónica de partida pueden influir en el cálculo de los valores de los delta iónicos.

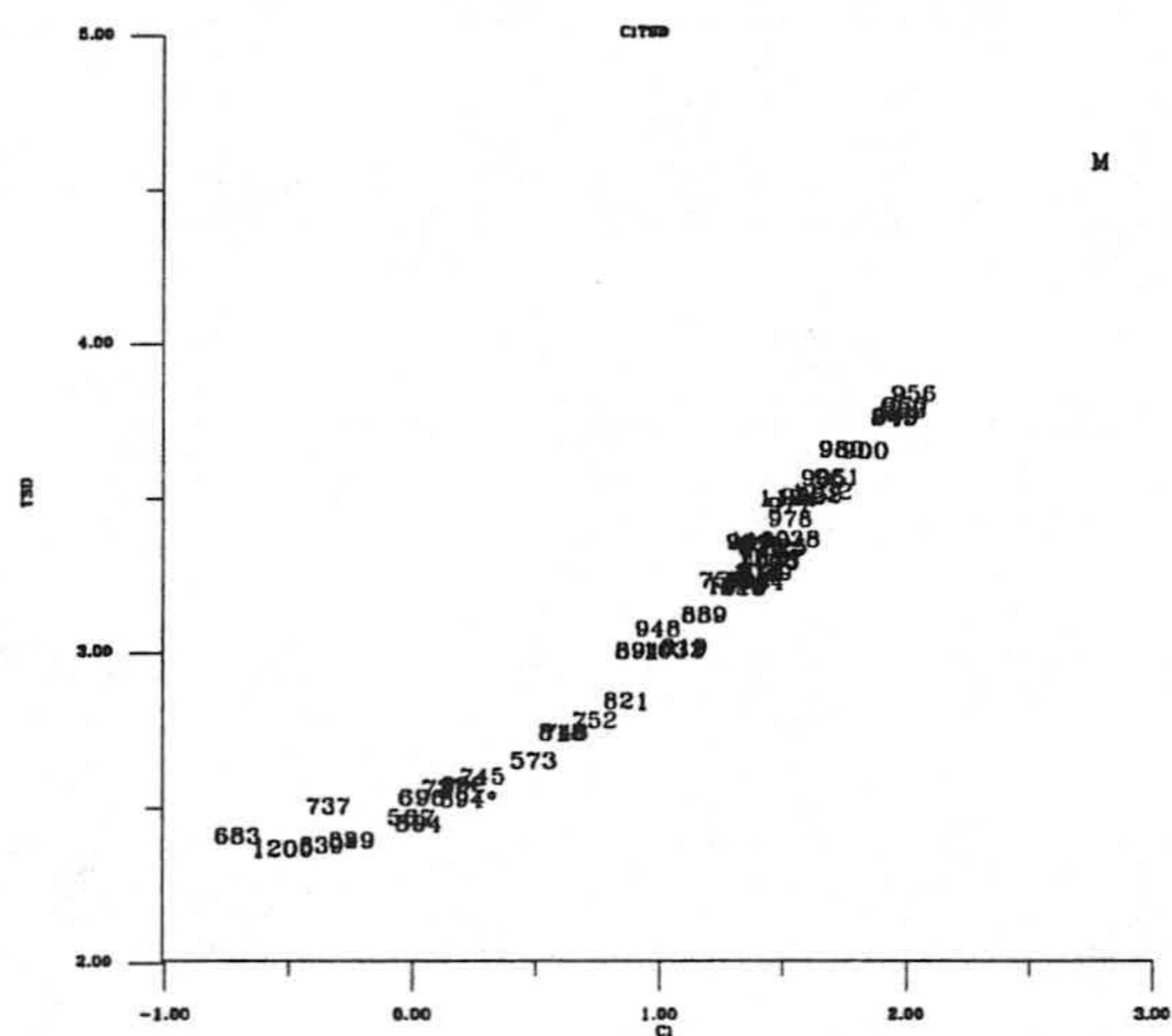


Figura 88.- Relación entre el contenido en cloruro (mq.L^{-1}) y TDS (mg.L^{-1}).

En la figura 88 se representan las relaciones entre las concentraciones de Cl^- y el contenido en el total de sólidos disueltos. El crecimiento en ión Cl^- tiene dos tendencias, la primera es debida a la interacción agua roca en ambiente carbonático; la segunda debida a la presencia de sales en la matriz rocosa y, sobre todo al proceso de mezcla con agua de origen marino. La interpretación de la variación de la salinidad en relación al cloruro representa un primer paso para distinguir agua dulce y agua en vía de salinización. Este gráfico permite diferenciar las aguas dulces de este acuífero y las aguas salinizadas del acuífero plioceno y carbonatado. En la primera tendencia están todos los puntos que explotan el acuífero carbonatado de Gádor.

En la figura 89 se representa el contenido de Cl^- y Na^+ ; también se ha representado el mar. Existe una buena linealidad en las muestras, aunque parece que hay una disminución del contenido en Na^+ . Hay una evolución desde las muestras situadas al pie de la Sierra hacia el interior del Campo. En la figura--, se representan el ion Cl^- frente al Ca^{2+} , se observa un enriquecimiento en Ca^{2+} en todas las muestras; se diferencian fundamentalmente tres sectores en este gráfico donde va aumentando el contenido carbonatado, las muestras situadas al pie de la Sierra de Gádor, las situadas en el acuífero profundo y las situadas cerca ó en contacto con el manto de Felix.

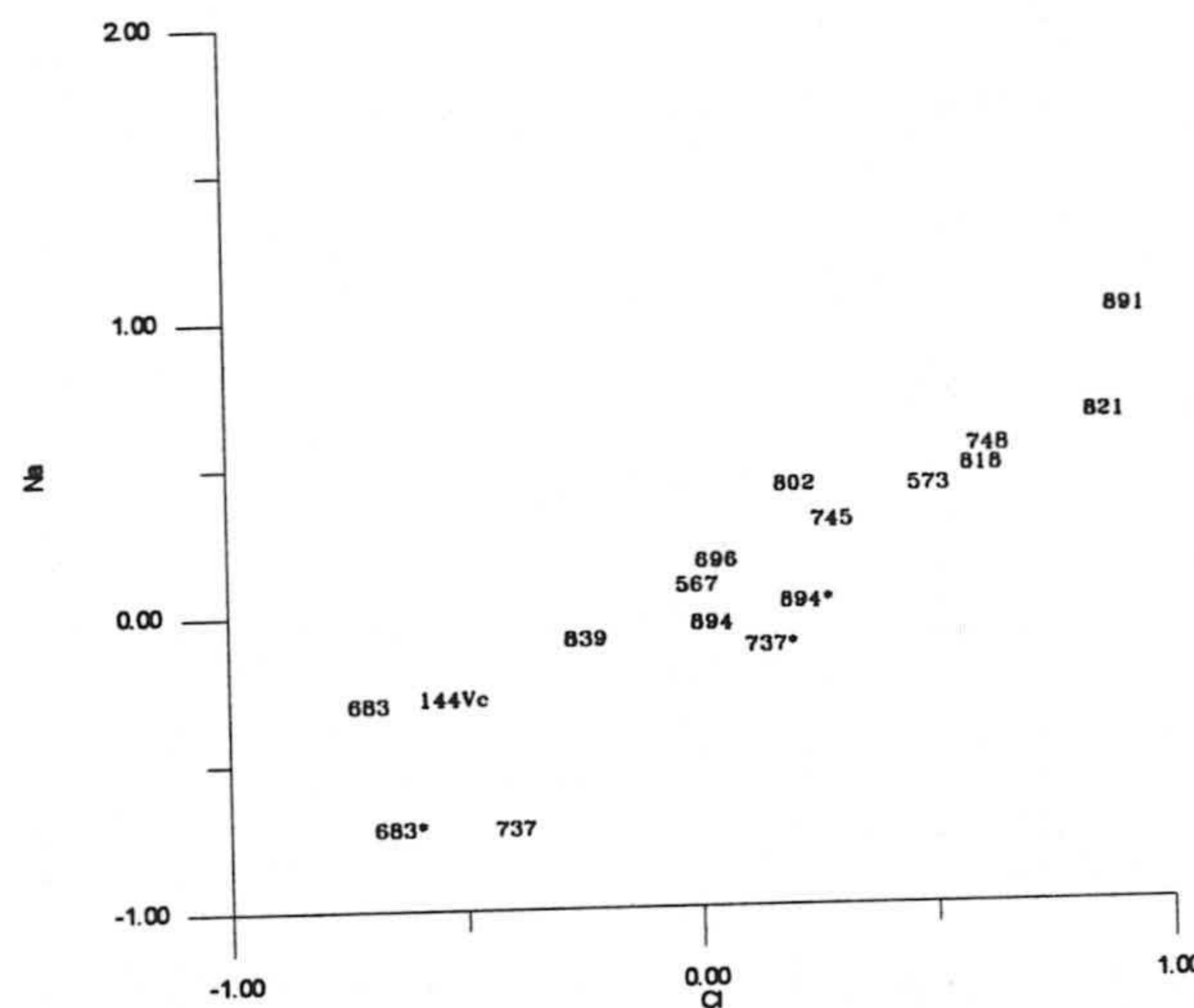


Figura 89.- Relación entre el contenido en cloruro y sodio (mg.L^{-1}).

La relación entre el ión Cl^- y Mg^{2+} se observa en la figura 90. Conforme va aumentando el contenido de Cl^- , aumenta linealmente Mg^{2+} ; se diferencian líneas de

evolución diferentes entre el acuífero carbonatado más superficial y el profundo. En la figura 91 se representan los contenidos en Cl^- y SO_4^{2-} ; hay una evolución lineal entre estos dos parámetros, desde las muestras situadas en calizas o dolomías tanto superficiales ó profundos, y las que están cerca del contacto mioceno ó plioceno, así como en el contacto entre los mantos. Se observa que el aumento en el contenido en sulfatos, tendría un origen no marino.

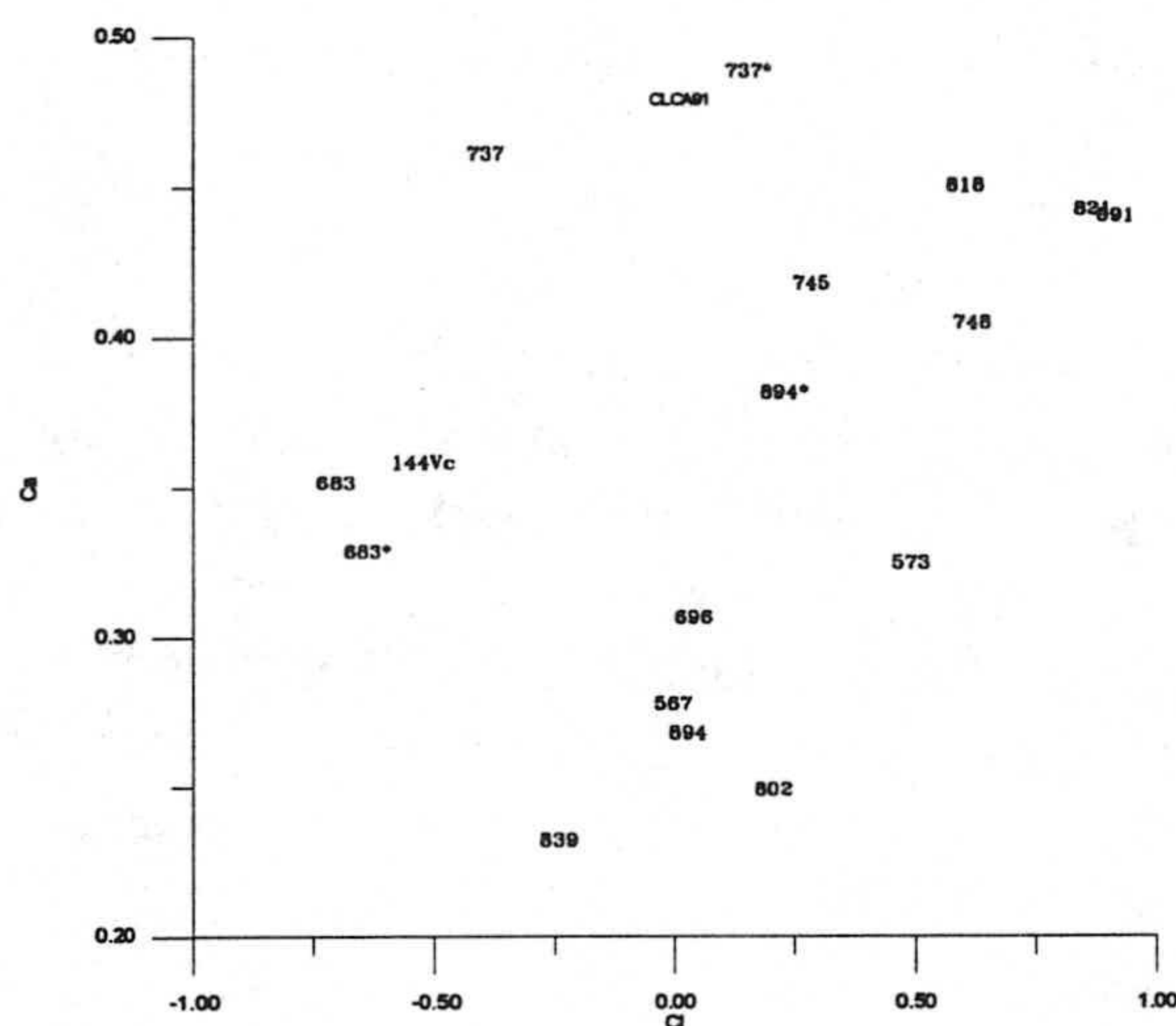


Figura 90.- Relación entre el contenido en cloruro y calcio (meq. L^{-1}).

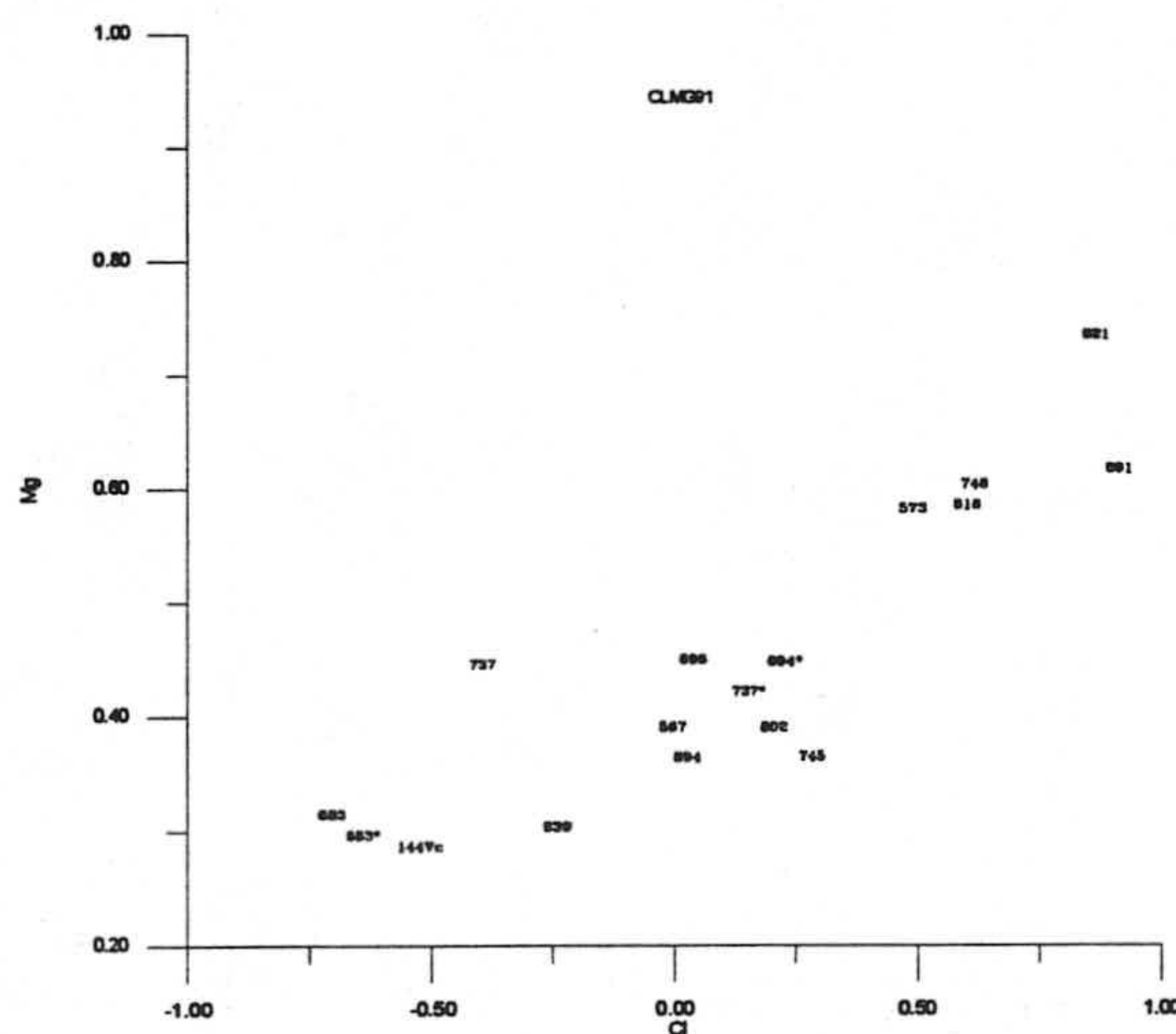


Figura 91.- Relación entre el contenido en cloruro y magnesio (meq L^{-1}).

En la figura 92 se representan el HCO_3^- frente a la suma de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$. Hay un enriquecimiento de todas las muestras en Ca^{2+} y Mg^{2+} al aumentar el contenido en bicarbonatos. En la figura 93 se observa la relación entre el ion SO_4^{2-} frente $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$. Hay una evolución de las aguas desde el acuífero carbonatado-dolomítico hacia el aumento de sulfatos y bicarbonatos hacia las sondeos que captan mioplioceno, el aumento es mayor en los sondeos que están situados en las proximidades de la conexión entre los mantos.

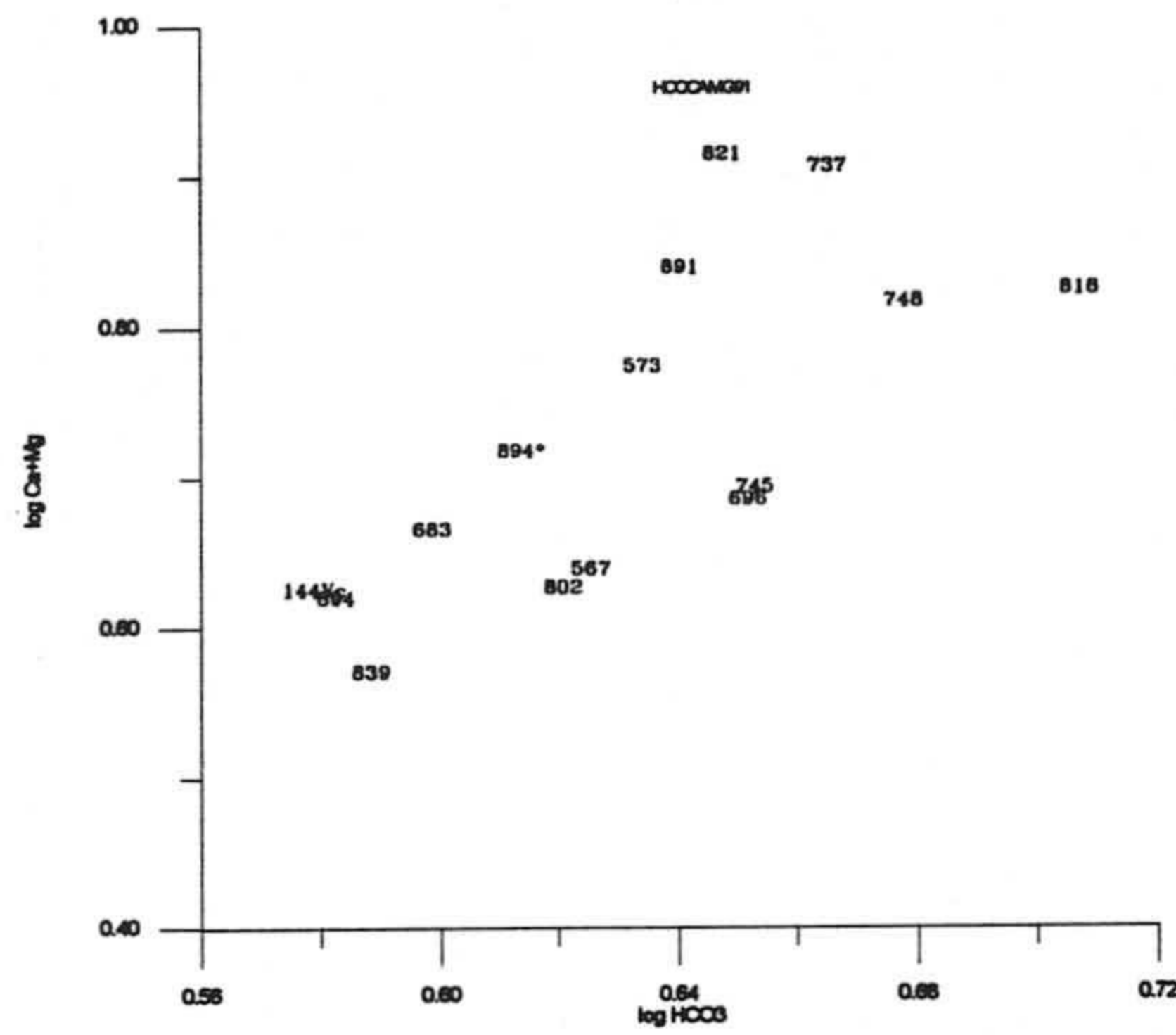


Figura 92.- Relación entre bicarbonato y calcio más magnesio (meq. L⁻¹).

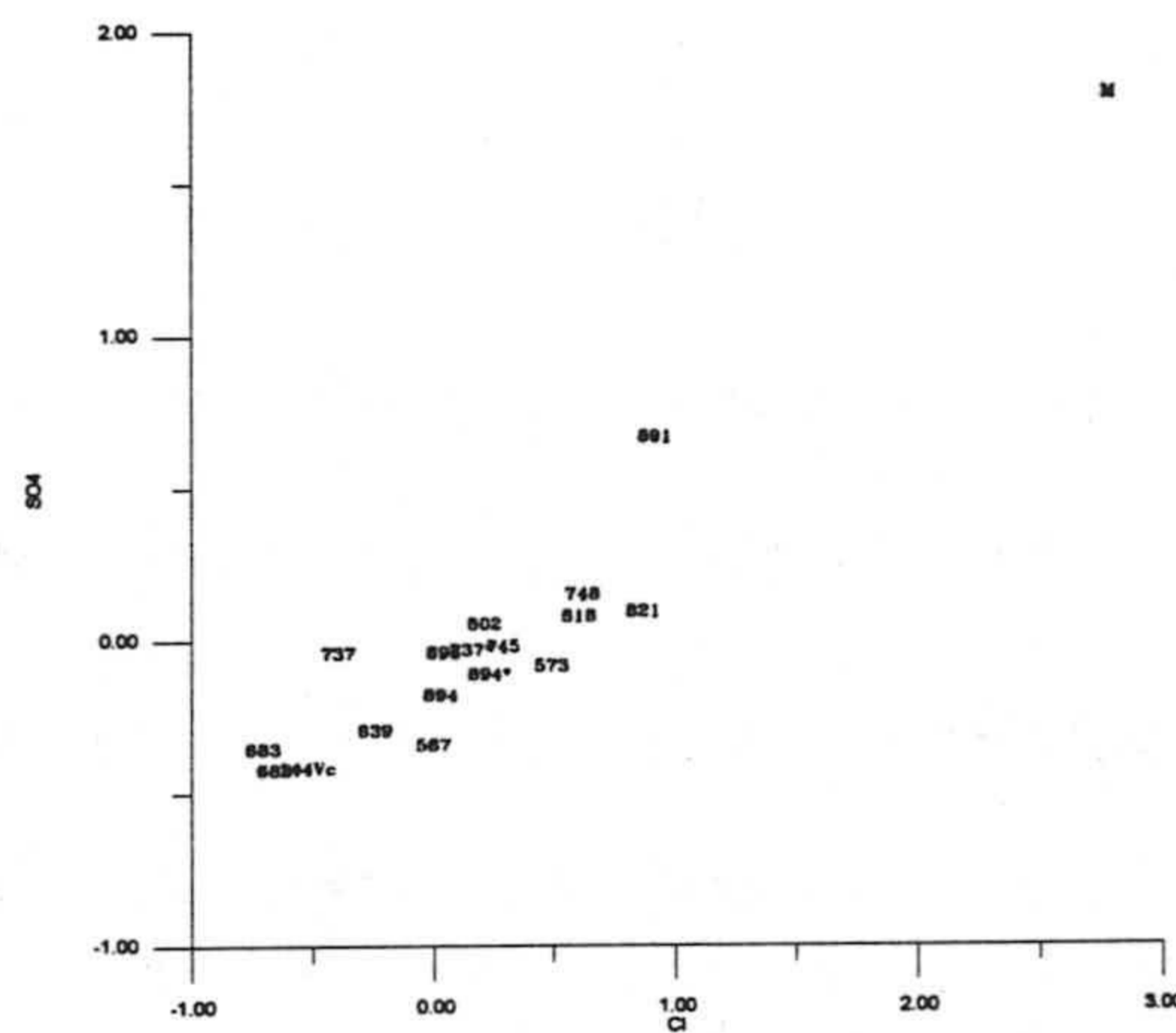


Figura 93.- Relación entre cloruro y sulfato (meq. L⁻¹).

La relación entre los índices de saturación de la calcita y la dolomita se observa en la figura 94. Las muestras subsaturadas tanto en calcita como en dolomita corresponden al acuífero profundo de Gádor. Las muestras sobresaturadas en dolomita y saturadas en calcita corresponden al acuífero carbonatado más superficial; en estas muestras se dan las condiciones para que se produzca dolomitización. Tan sólo hay una muestra sobresaturada respecto a las dos. En la figura 94 se representan los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso frente a los contenidos en miliequivalentes de ion sulfato disuelto. Cuando el contenido en sulfatos es bajo las muestras están ligeramente saturadas o subsaturadas en las tres fases minerales. Parece que cuando aumenta la concentración en sulfato, y produce la precipitación de calcita y se produce dedolomitización. Vallejos (1997) ha aplicado el modelo de evolución geoquímica "Phreeqm" para el acuífero carbonatado; deduce que a partir del área de recarga, y al aumentar la distancia en el sentido de flujo, se dan los mismos procesos descritos anteriormente.

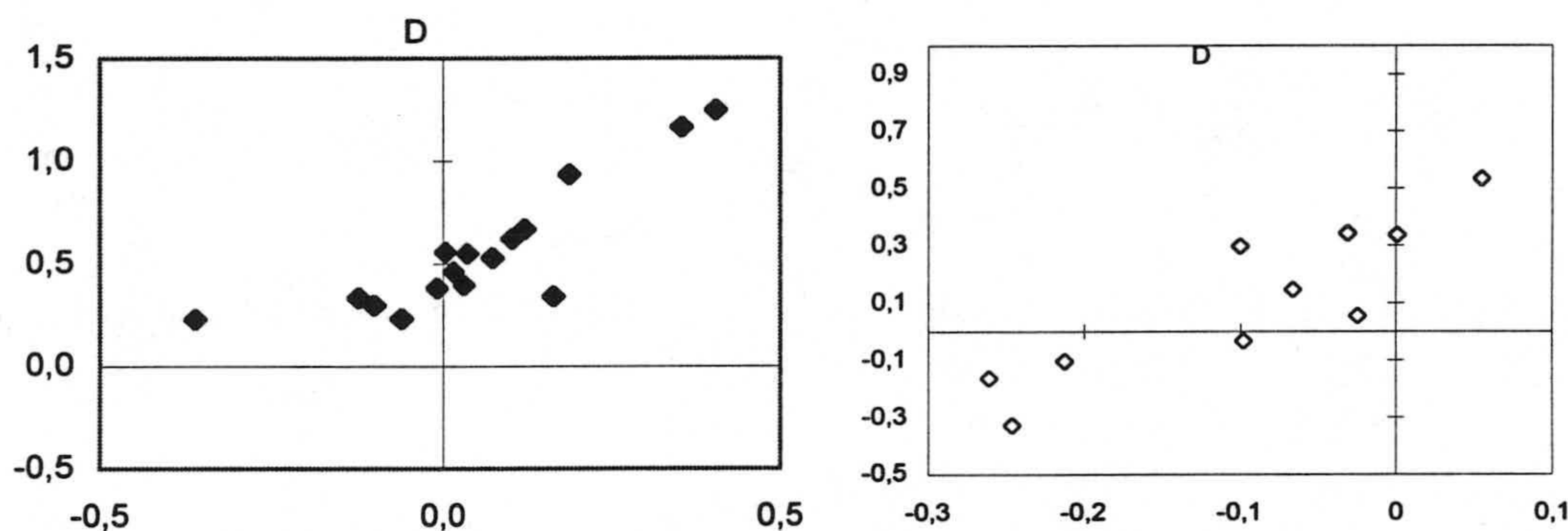


Figura 94.- A) Relación de los índices de saturación de calcita y dolomita.

B) Relación de los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso.

2.3.2.2 El proceso de mezcla agua dulce - agua de mar

Si se considera el ion cloruro como representativo de la proporción de agua de mar intruyente en el acuífero, el estudio de los correspondientes gráficos entre este ion y los iones mayoritarios, así como la relación de las muestras respecto a la hipotética línea de mezcla agua de mar-agua dulce, puede resultar de gran utilidad para identificar procesos anexos al propio fenómeno de mezcla. En la figura 88 correspondiente al Cl^- y al total de sólidos disueltos (TSD), se observa muy bien el

punto inicial de la salinización que corresponde al punto acuífero 821. Voy a coger este punto como el origen de la salinización en la recta hipotética de mezcla, y el agua de mar como extremo opuesto para identificar procesos anexos a la propia mezcla.

En la figura 95 se representan las relaciones entre el contenido de Cl^- y Na^+ con indicación de la línea teórica de mezcla; se deduce la existencia un empobrecimiento en Na^+ , probablemente debido al intercambio iónico.

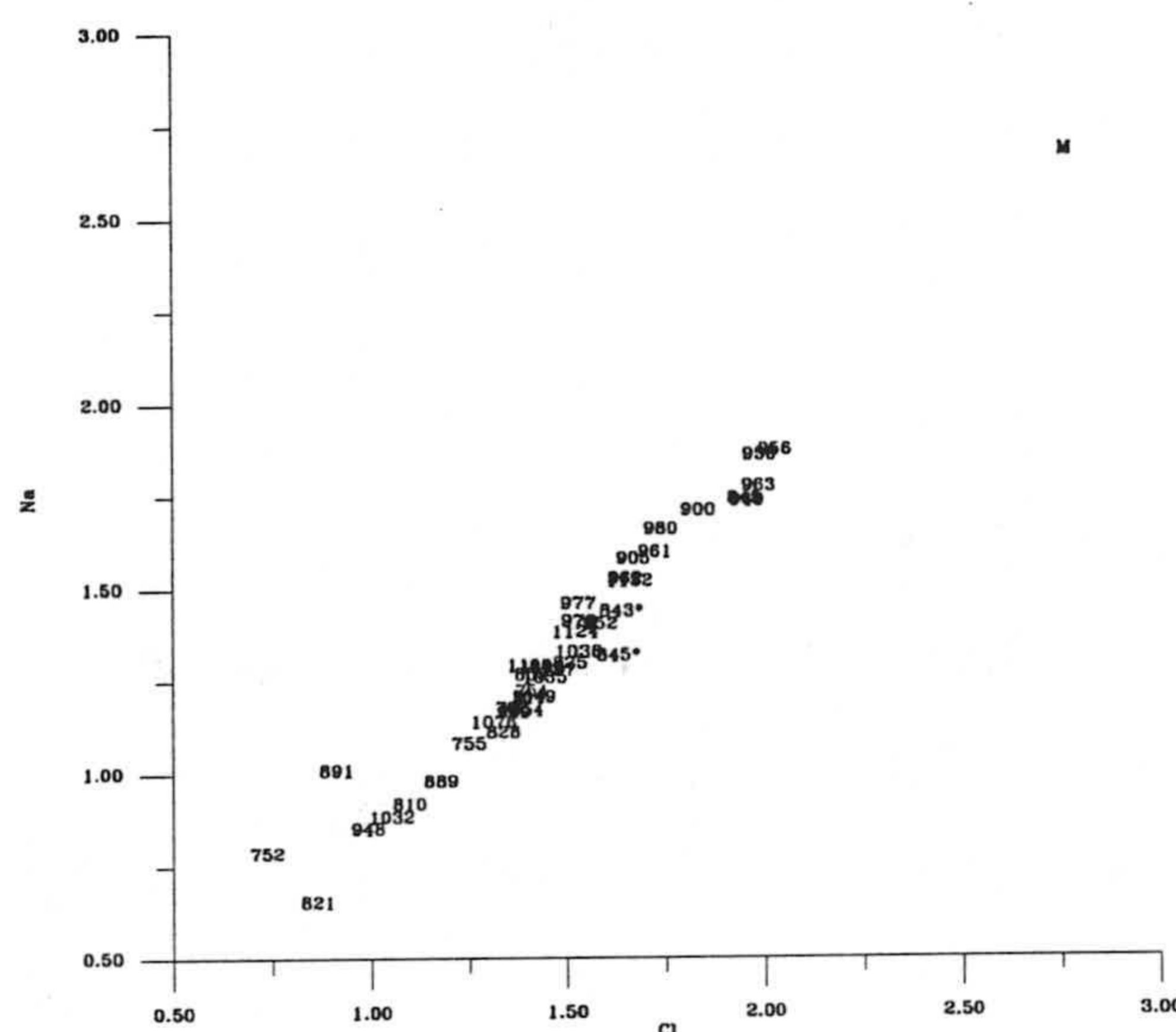


Figura 95.- Relación entre el contenido en cloruro y sodio (meq. L^{-1}).

En la figura 96 se representa el Cl^- frente Ca^{2+} ; hay un enriquecimiento en calcio de todas las muestras, respecto a la línea teórica agua dulce y agua de mar. Ello es posible debido a la disolución de carbonatos y sulfatos.

En la figura 97 se representa el Cl^- frente al Mg^{2+} se observa un empobrecimiento de Mg^{2+} en todas las muestras, que puede ser debido a procesos de dolomitización e igualmente al cambio iónico

En la figura 98 se representan las relaciones entre el Cl^- y SO_4^{2-} ; se observan dos tendencias, una en la que predomina el contenido en sulfato respecto a la línea de mezcla; y otros en los que predomina el contenido en cloruros. Donde predomina el ion Cl^- es fundamentalmente en el área de Aguadulce y sobre todo en el sector de la

Gangosa; y donde predomina el ion SO_4^{2-} , es al N de la Gangosa y en el sector costero al N de Roquetas .

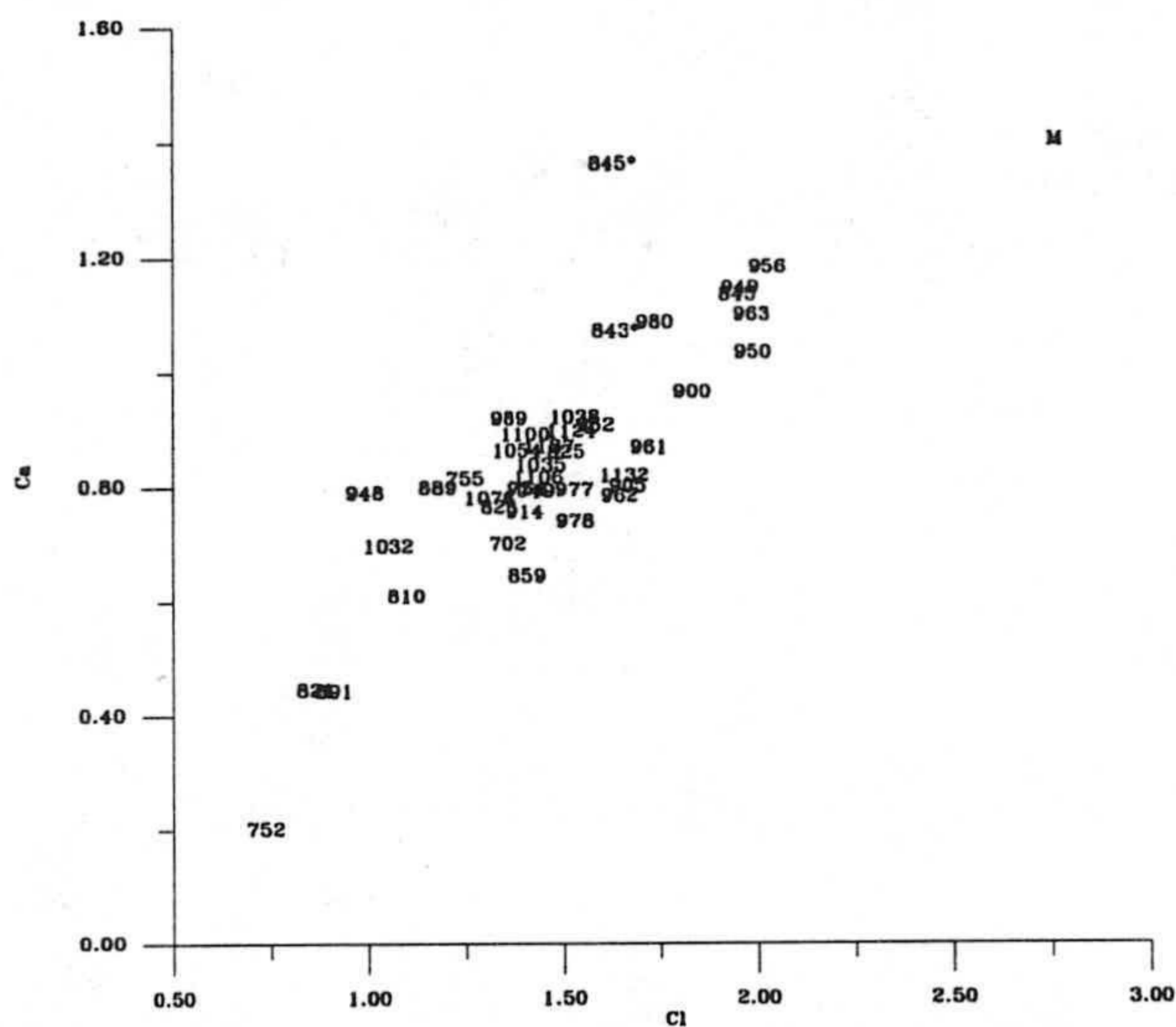


Figura 96.- Relación entre cloruro y calcio (meq. L⁻¹).

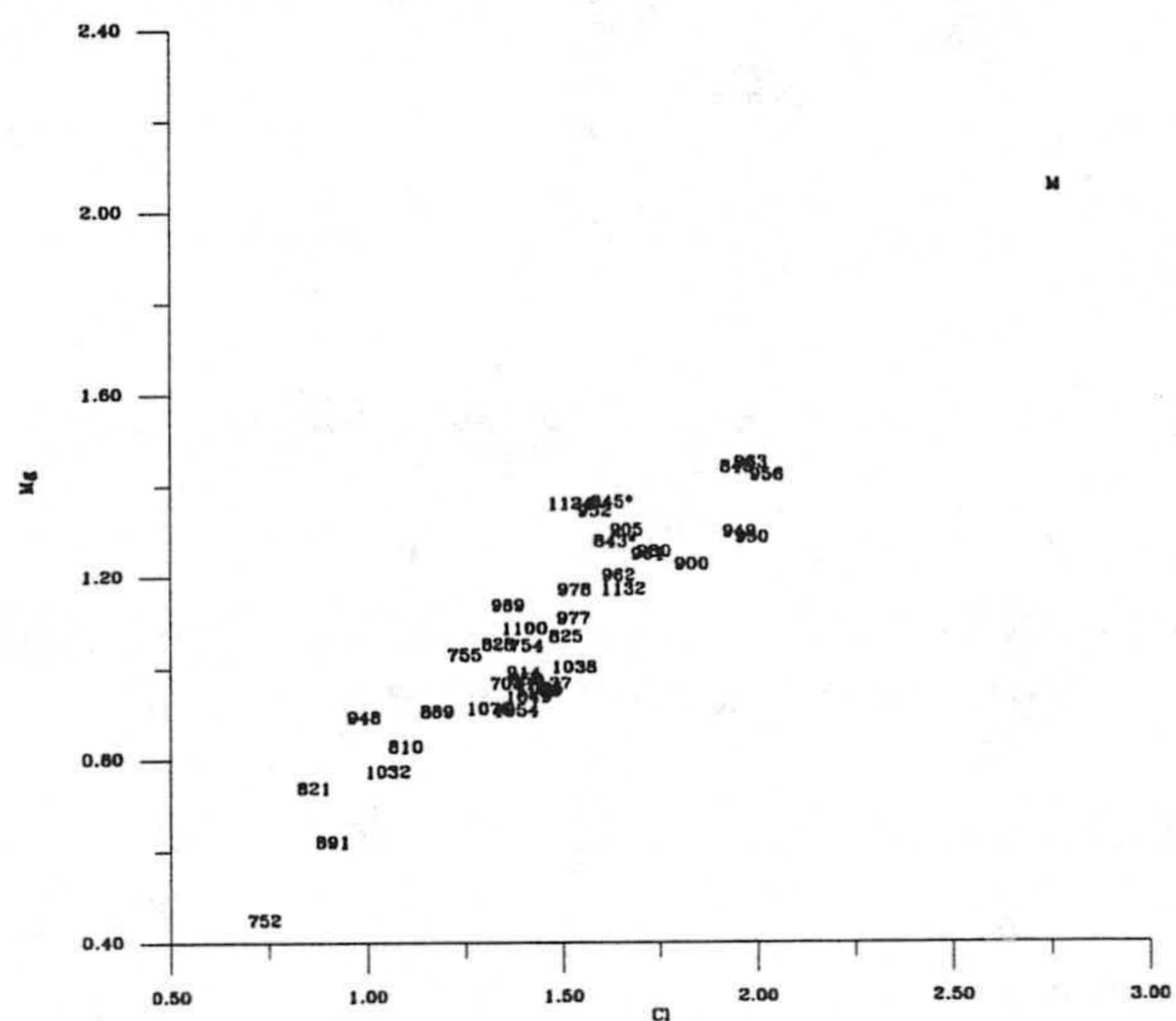


Figura 97.- Relación entre cloruro y magnesio (meq. L⁻¹).

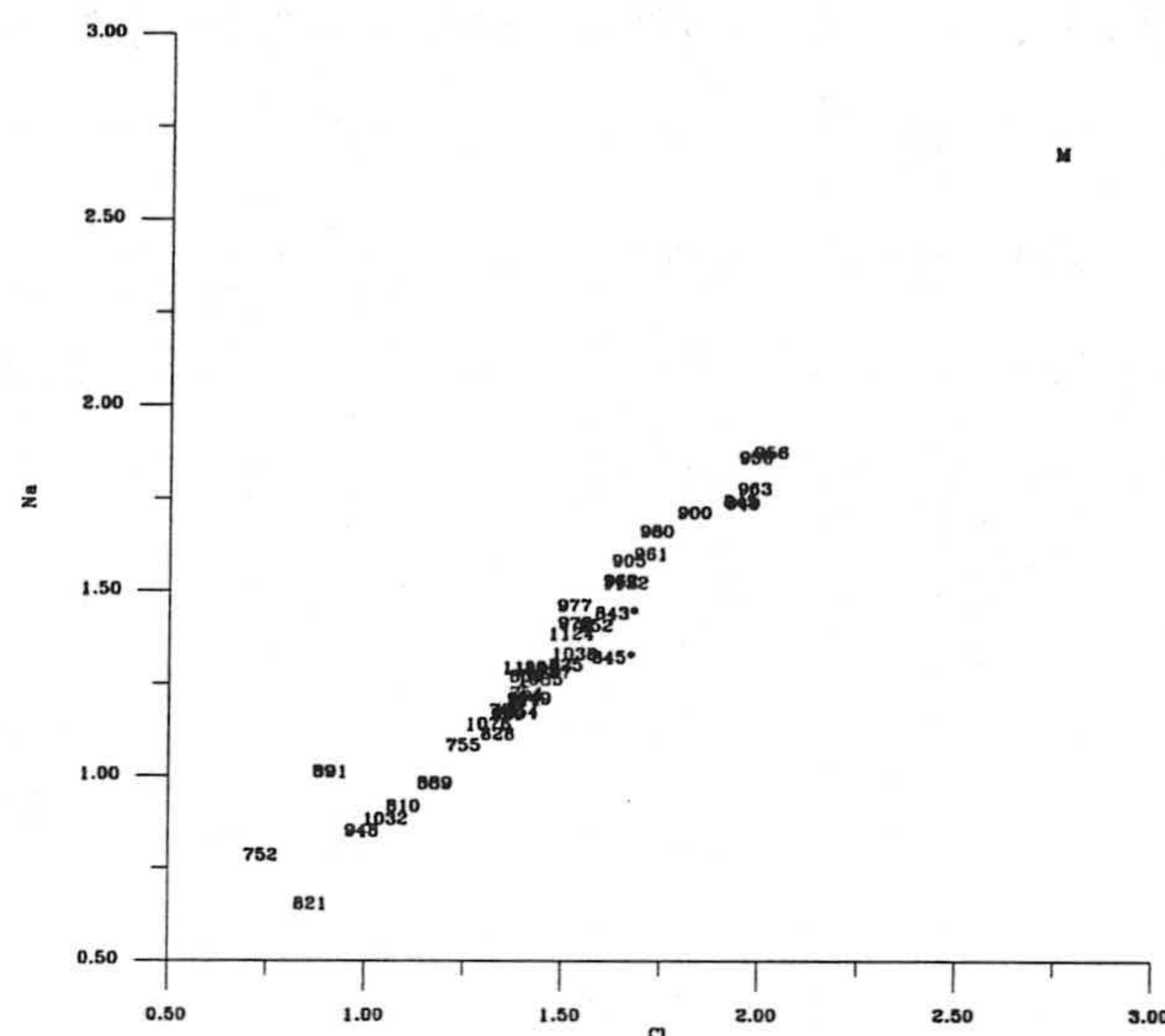


Figura 98.- Relación entre cloruro y sulfato (meq. L⁻¹).

En la figura 99 se representa el SO_4^{2-} frente al Ca^{2+} ; existe en casi todos los muestreos un predominio de calcio respecto a la línea de mezcla teórica debido a la disolución de carbonatos o de sulfatos.

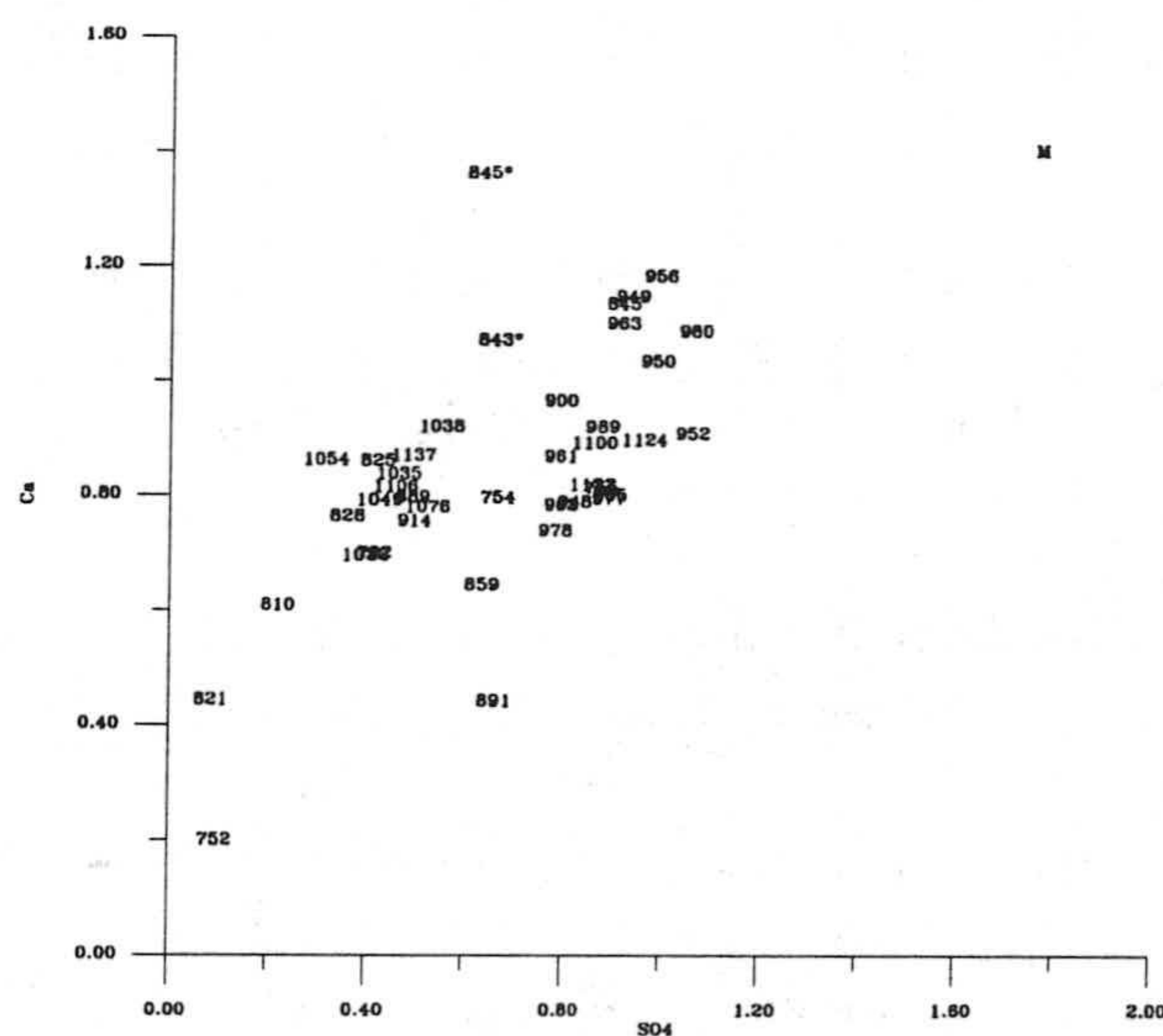


Figura 99.- Relación entre sulfato y calcio (meq. L⁻¹).

En la figura 100 que relaciona Cl^- con K^+ se observa que hay un empobrecimiento en K^+ en casi todas las muestras respecto a la línea teórica de mezcla.

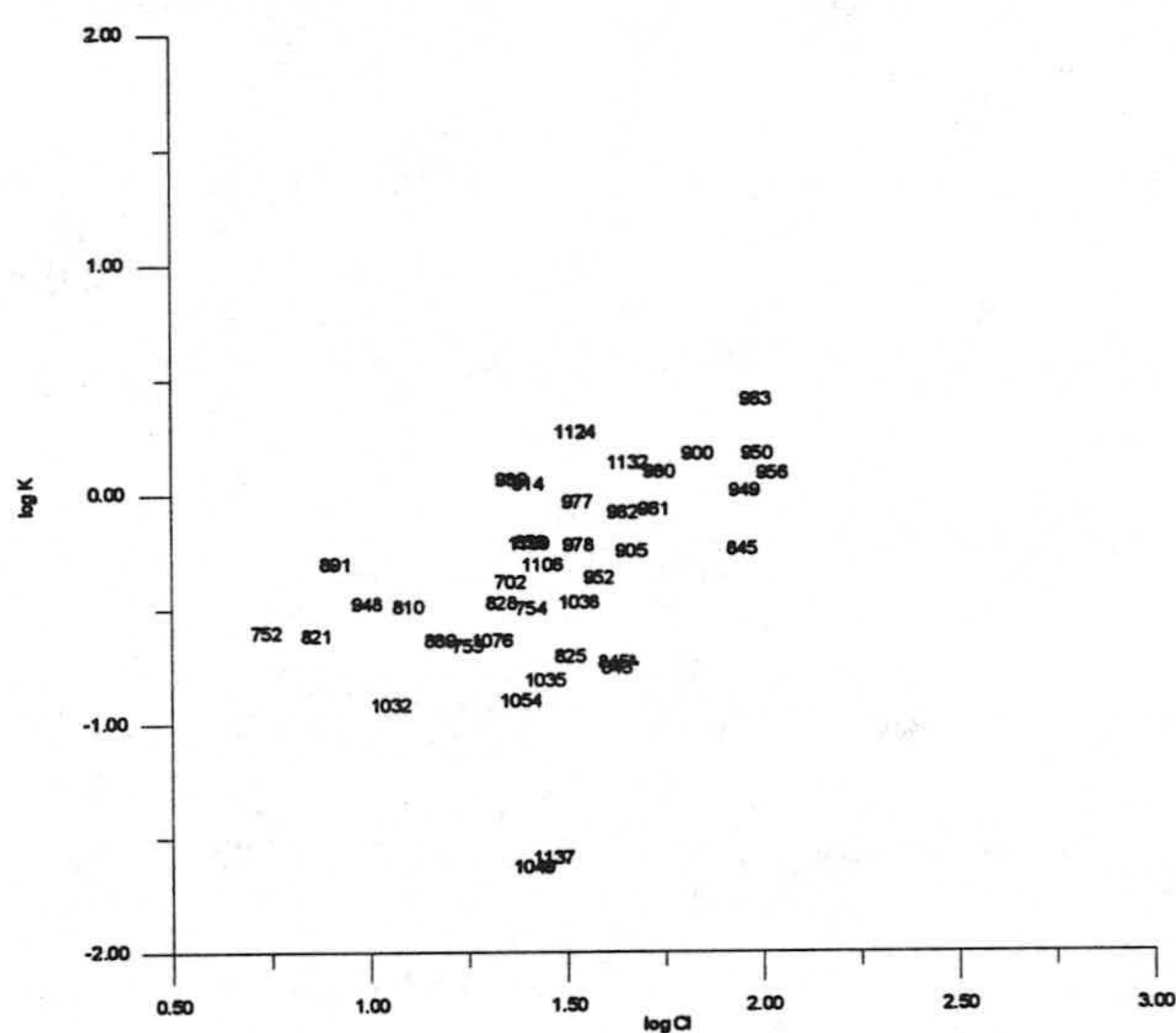


Figura 100.- Relación entre cloruro y potasio (meq. L^{-1}).

Para reconocer la existencia de procesos modificadores que alteren la composición de la mezcla teórica agua dulce-agua de mar, la concentración real de cada constituyente mayoritario se compara con la concentración teórica correspondiente a la mezcla conservativa, formando como miembros externos de la mezcla, el agua de mar (a.m.) recogida en la costa de Almería y el agua dulce (a.d.) del comienzo de la salinización, que como he indicado anteriormente, corresponde al punto 821.

La concentración teórica de cada muestra se calcula a partir del contenido en ion cloruro, elegido como parámetro conservativo del proceso teórico de mezcla en un sistema cerrado y presente en pequeñas proporciones en agua dulce. La situación de las aguas respecto a esta línea puede indicar enriquecimiento preferencial o pérdida de un ión, respecto al otro, lo cual puede interpretarse como debido a determinados procesos químicos (Lloyd and Heathcote, 1985).

El cálculo de Δ iónicos permite reconocer cuantitativamente las diferencias entre las concentraciones teóricas (o concentración de un ión que la muestra debería tener si su composición química fuera resultado únicamente de la mezcla

con agua de mar) y la concentración real en la muestra. Estos valores permiten reconocer numéricamente las desviaciones identificadas gráficamente por los gráficos de dilución. Pueden considerarse como una cuantificación de los fenómenos modificadores relacionados con la reactividad entre el agua salina y el acuífero, o de la intervención de otros procesos salinizadores.

Su cálculo se basa en la premisa de suponer al ión cloruro como indicador absoluto de la intrusión marina. El carácter conservativo de este ión permite su utilización en tal sentido. En función de su concentración en el agua de mar y en el agua dulce seleccionada, representativa del miembro no salino, se calculan las concentraciones teóricas para cada uno de los iones mayoritarios.

$$[\text{ion}]_{\text{teórica}} = A \cdot [\text{Cl}^-]_{\text{real}} + B$$

donde A y B son respectivamente, la pendiente de la recta de dilución o de mezcla agua de mar-agua dulce y la ordenada en el origen de dicha función. Se calculan a partir de las concentraciones del ión cloruro $[\text{Cl}^-]$ y del ión que deseamos $[\text{ion}]$, en el agua de mar (a.m.) y en el agua dulce (a.d.):

$$A = ([\text{ion}]_{\text{a.m.}} - [\text{ion}]_{\text{a.d.}}) / ([\text{Cl}^-]_{\text{a.m.}} - [\text{Cl}^-]_{\text{a.d.}})$$

$$B = [\text{ion}]_{\text{a.m.}} - A \cdot [\text{Cl}^-]_{\text{a.m.}}$$

La diferencia entre los valores teóricos y los reales constituyen los denominados Δ iónicos.

$$\Delta \text{ ion} = [\text{ion}]_{\text{real}} - [\text{ion}]_{\text{teórica}}$$

Muchas veces el estudio de los Δ iónicos permite reconocer procesos yuxtapuestos de salinización, difíciles de precisar a priori. En el acuífero de Aguadulce es difícil saber la aportación de sulfatos entre los materiales acuíferos y el agua de mar. Por ello, el cálculo de los ΔSO_4^{2-} resulta de gran utilidad porque puede representar la existencia de otro tipo de salinización alternativo a la intrusión de agua de mar.

Con el fin de identificar geográficamente la influencia de los dos tipos de salinización en los diferentes sectores del acuífero, he elaborado mapas de ΔSO_4^{2-} y de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$. En la figura 101 correspondiente al ΔSO_4^{2-} se observa que los valores negativos están situados desde Aguadulce, en dirección NE-SW, hasta Roquetas de Mar. Los valores positivos se localizan al N de la Gansosa y al N de

Aguadulce y en la franja costera, al N de Roquetas de Mar. La distribución de las isolíneas de la relación rSO_4^{2-}/rCl^- esta representada en la figura -; los valores inferiores o iguales 0.1 (el valor rSO_4^{2-}/rCl^- en el agua de mar es aproximadamente igual a 0,1) se localizan en la misma situación donde están situados los valores negativos de los ΔSO_4^{2-} . Esto quiere decir que es donde se da intrusión. Los valores positivos corresponden a las áreas donde el sulfato no parece ser de origen marino, que corresponde a los lugares donde la relación SO_4^{2-}/Cl^- , es mayor de 0.1. Otra relación importante para detectar procesos de intrusión es $rCl^-/rHCO_3^-$, el rápido incremento de esta relación es un indicador de la intrusión. En el área de Aguadulce el valor de esta relación varia entre 6-8, mientras que en la Gangosa supera 20, (en el agua de mar esta relación varia entre 20-50).

Como he indicado anteriormente los deltas iónicos constituyen una herramienta para la identificación de procesos modificadores y, aunque éstos deben examinarse con más detalle, comprobar su evolución permitir apreciar variaciones de interés. En la figura 102 se representa la evolución Δ ion en las aguas ordenadas según su contenido en Cl^- ; independiente de su posición geográfica.

En general se aprecia que los valores del ΔCa^{2+} son positivos y los del ΔMg^{2+} algunas veces son positivos y otros son negativos. Los ΔNa^+ y ΔK^+ son negativos, mientras los ΔSO_4^{2-} una veces son positivos y otros negativos. Dada la complejidad que se observa en el gráfico, de la figura 102 voy a separar por áreas los valores para identificar mejor los procesos. Las áreas diferenciadas han sido: Aguadulce, Gangosa y la del N de Roquetas de Mar hasta el mar.

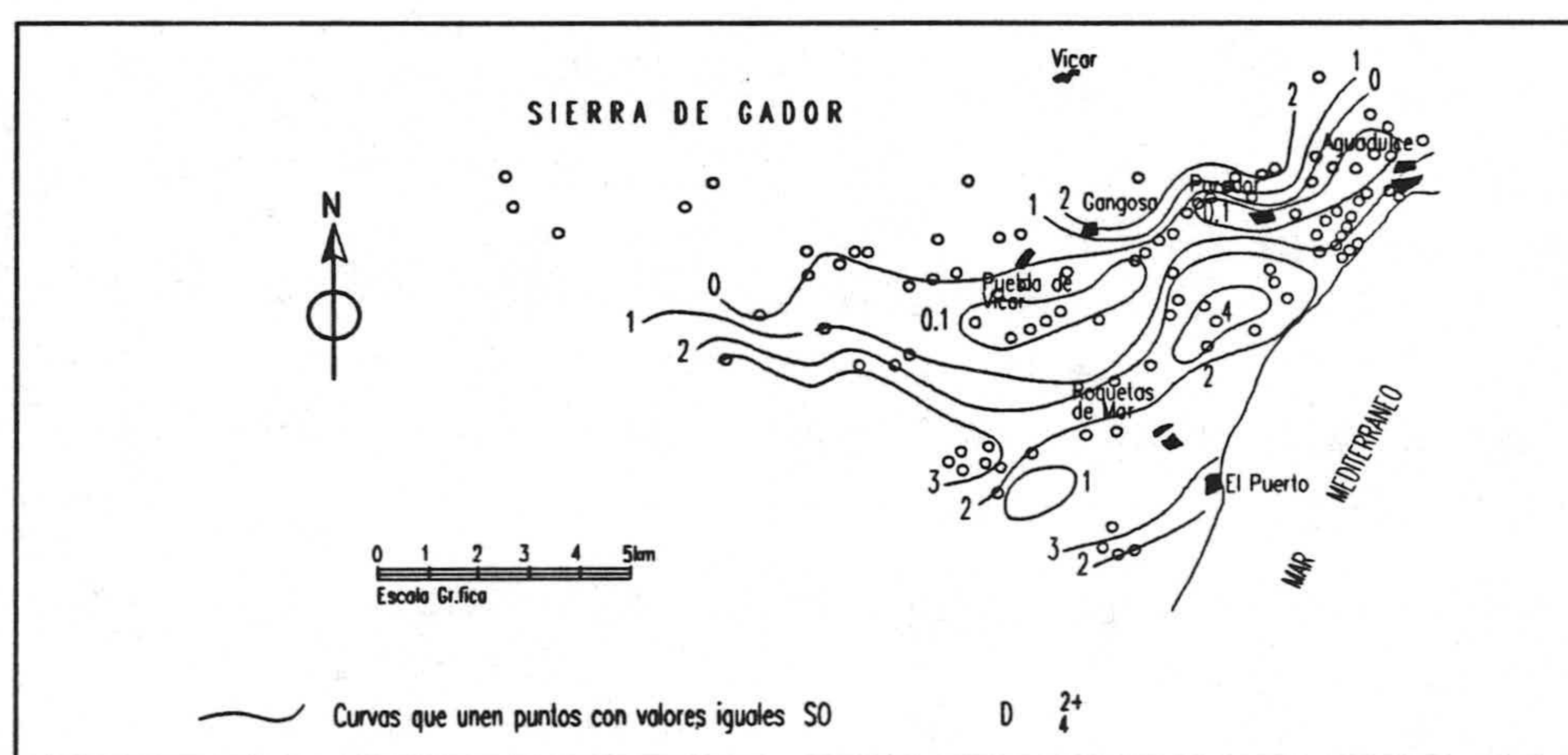


Figura 101.- Líneas de igual valor de delta sulfato.

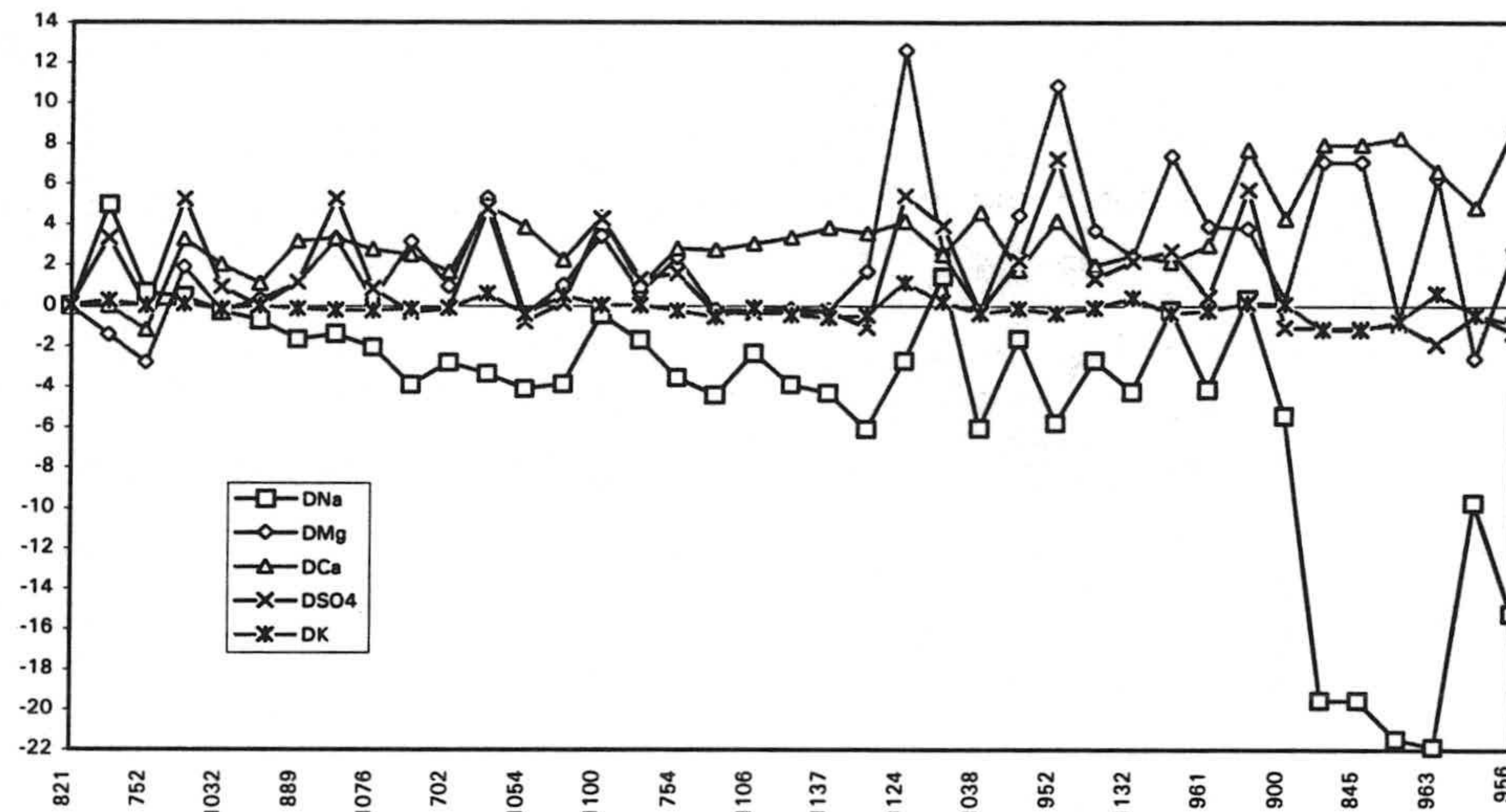


Figura 102.- Evaluación de los delta ion de las aguas ordenadas según un orden creciente de cloruro

En la figura 103 están representadas Δ ion de las muestras de Aguadulce, ordenadas según orden creciente de Cl^- ; se observa que el ΔNa^+ se hace inmediatamente negativo, así como el ΔMg^{2+} (excepto una muestra) y el ΔK^+ . El ΔCa^{2+} siempre es positivo, y el ΔSO_4^{2-} es positivo en las menos salinizadas mientras que en las más se hace negativo.

En la Gangosa los deltas de los muestras se observan en la figura 104 igualmente ordenadas según orden creciente de Cl^- ; en general se observa que los ΔNa^+ y ΔK^+ son negativos, el ΔCa^{2+} es positivo. El ΔMg^{2+} es positivo en las muestras menos salinizadas y posteriormente se hace negativo. El ΔSO_4^{2-} se hace positivo en las menos salinizadas y en las más se hace positivo.

En las muestras desde el N de Roquetas de Mar hasta la costa (figura 105), los ΔNa^+ y ΔK^+ son negativos y los ΔCa^{2+} y ΔMg^{2+} son positivos (en algunas muestras es negativo). El ΔSO_4^{2-} es positivo en las menos salinizadas y en las más es negativo. Es decir que en la unidad tenemos aguas cloruradas, aguas clorudadas con bastante proporción en sulfatos de origen no marino y aguas bicarbonatadas.

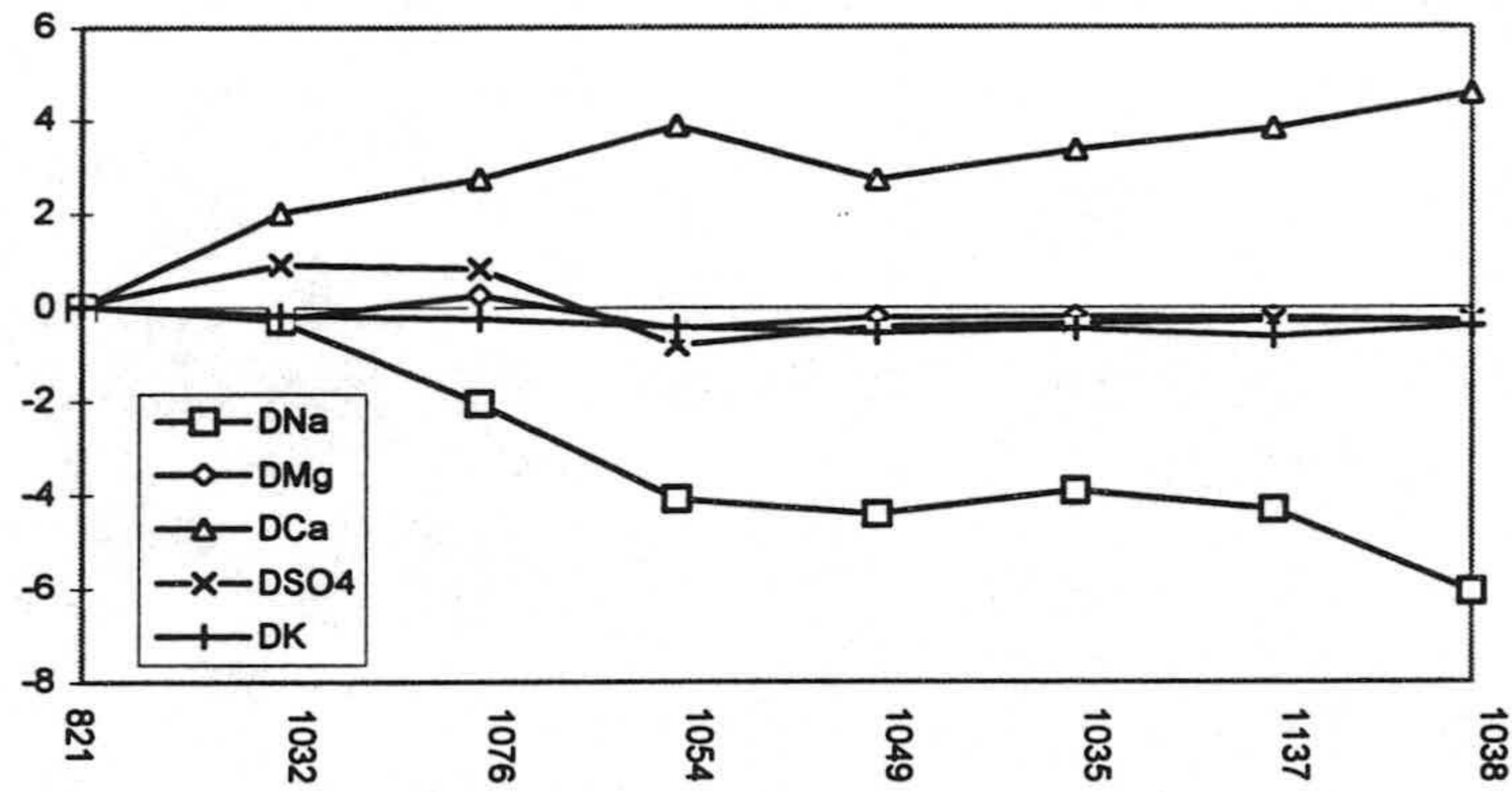


Figura 103.- Evolución de los delta ion de las aguas. Agudulce.

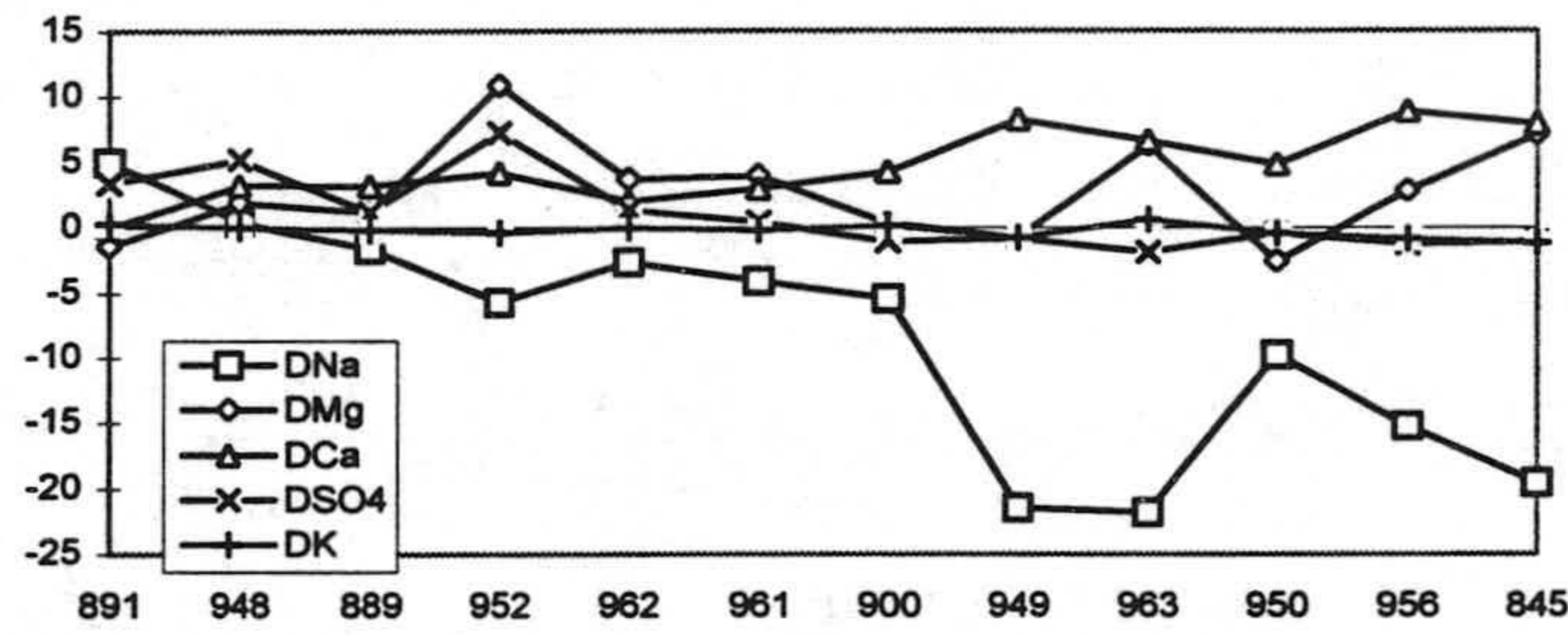


Figura 104. Evolución de los delta ion de las aguas. Gangosa.

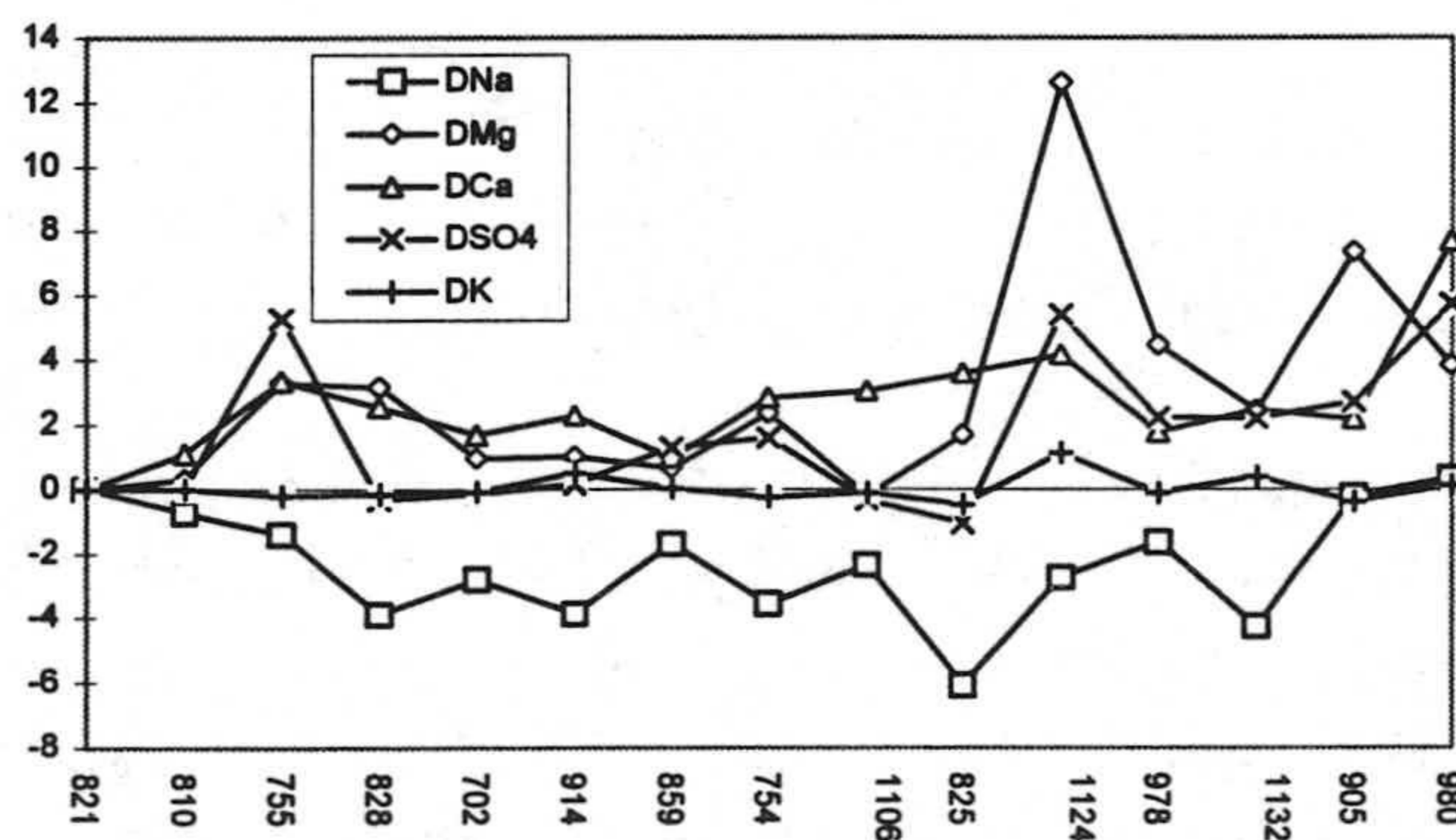


Figura 105. Evolución de los delta ion de las aguas. N de Roquetas de Mar

2.3.3 PROCESOS MODIFICADORES

Las reacciones que se producen en el acuífero como consecuencia del desequilibrio entre la fase acuosa, que ha visto modificada su composición química, y la fase sólida, corresponden a cinco procesos modificadores generales: los relacionados con la precipitación-disolución de carbonatos, el intercambio iónico, la reducción de sulfatos y los procesos de dolomitización y dedolomitización.

La naturaleza carbonatada, las calcarenitas o margas, los limos y los conglomerados de matriz carbonata-arcillosa de unidad de Aguadulce condicionan a priori la importancia relativa de estos procesos. El intercambio iónico será, previsiblemente, el proceso modificador más importante, seguido de los fenómenos que acompañan a las especies carbonatadas. La reducción de sulfatos parece ser un proceso relevante en algunos sectores, ya que ponen de manifiesto las concentraciones de sulfato encontradas. Voy a describir estos procesos para las mismas áreas que he diferenciado anteriormente.

Área de Aguadulce

En la figura 103 se pueden apreciar los deltas iónicos de este área. Los ΔNa^+ y ΔK^+ son progresivamente más negativos según se incrementa el contenido en ion cloruro, mientras que el ΔCa^{2+} , se hace más positivo; esto puede ser justificado por procesos de interacción agua-sedimento, esto es por un proceso de intercambio iónico entre las aguas salinizadas por la intrusión de agua de mar y los materiales de naturaleza carbonatada, fundamentalmente. Es decir, hay un intercambio entre el Ca^{2+} y el Na^+ disuelto, ya que es sabido que el calcio tiene una gran afinidad para la absorción y, por consiguiente, tiene aparente dificultad para ser cedido a la solución. Por este motivo, las reacciones en que se cede calcio a cambio de sodio son referidas como reacciones de intercambio inverso (Howard y Lloyd, 1983). Por él las aguas adquieren un carácter clorurado cálcico y la presencia de sales suele ser indicativo de un proceso de intrusión activa en el acuífero, en el que no se ha encontrado el equilibrio entre las aguas subterráneas y la matriz litológica (Lloyd y Tellan, 1988). En numerosos trabajos se encuentran referencias a este tipo de procesos (Appello y Willensen, 1987; Lloyd y Tellan, 1988; Bosch y Custodio, 1993 y Walraevens et al. 1993). La suma de los ΔNa^+ y ΔK^+ frente a los ΔCa^{2+} tendría que ser una relación lineal, pero se observa que los ΔCa^{2+} son superiores a la suma de los ΔNa^+ y ΔK^+ , esto quiere decir que existe un exceso de calcio que no puede explicarse por el intercambio iónico, posiblemente este relacionado con la disolución de sulfatos.

El ΔMg^{2+} es positivo en una muestra, posiblemente debido a la disolución de dolomita (a continuación se verá, con el cálculo de los índices de saturación) y posteriormente es negativo. El ΔMg^{2+} se hace negativo y parece que acompaña al ΔSO_4^{2-} en un proceso de reducción, aunque puede ser que se produzca intercambio iónico que acompañe al Na^+ , pero la suma de miliequivalentes de Ca^{2+} es inferior a la $\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Mg}^{2+}$; por otro lado, la suma de miliequivalentes de Ca^{2+} y Mg^{2+} es parecida a la $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ en sólo dos muestras. Esto quiere decir, que en algunas muestras es posible que se produzcan procesos de intercambio. También puede suceder que el Mg^{2+} acompañe al SO_4^{2-} en el proceso de reducción de éstos. Otra posible es que la disminución de los contenidos en Mg^{2+} , a partir de los valores correspondientes al agua de mar, y el simultáneo aumento de calcio se deban a procesos de dolomitización.

El ΔSO_4^{2-} en las aguas menos salinizadas es positivo, posiblemente debido a la disolución de yesos, y en las más salinizadas se hace negativo y se produce una reducción de SO_4^{2-} . Es un proceso que se realiza en ambiente reductor con abundante materia orgánica y que consiste en el paso del ion sulfato a un estado inferior de oxidación, en general S^{2-} y a veces S o $\text{S}_2\text{O}_3^{2-}$ (Custodio y Llamas, 1976).

Como manifiestan Stom y Majens (1981), en presencia de oxígeno la principal forma existente es SO_4^{2-} , cuya reducción es solamente posible bajo condiciones anaerobias. Son, por consiguiente, indispensables el ambiente anaerobio y la presencia de materia orgánica.

El ambiente anaerobio viene regulado por el potencial redox; según Lloyd y Hathcote (1985) este proceso viene determinado por una serie de reacciones. El otro proceso que interviene es la materia orgánica; según Schoeller (1962), las bajas concentraciones de sulfatos en las aguas subterráneas se acompañan de la presencia de materia orgánica, existiendo una relación bastante clara entre la presencia de materia orgánica, el descenso de la concentración de sulfato y la presencia de H_2S , sulfuro o hiposulfito.

La reducción de sulfatos, en la que interviene la materia orgánica se produce por dos mecanismos: reacciones bacterianas y reacciones termoquímicas. Las primeras se producen a través de ciertas bacterias sulfatoreductores que actúan como catalizadores químicos (Custodio y Llamas, 1986). Puede estar ligada a la intervención de bacterias de diversos géneros (*Sporovibrio desulfuricans*) a una temperatura óptima de (30° a 45°), mientras que otras variedades pueden estar a mayor temperatura (Schoeller, 1962 y Ghazban et al., 1990). En las reacciones

termoquímicas, existe la posibilidad de que el sulfato pueda ser químicamente reducido a H_2S por reacción de compuestos orgánicos, sin intervención de materia orgánica, proceso que ha sido demostrado tanto en laboratorio (Orr, 1982), como en la naturaleza (Ghazan et al., 1990).

El producto de la reducción de sulfatos puede reaccionar con materiales para formar sulfuros o puede ser eliminado por desgasificación, pasando el H_2S directamente a la atmósfera (Tellan y Lloyd, 1980). La reducción de sulfatos es uno de los principales mecanismos de formación de pirita; tienen su origen en procesos de descomposición de materia orgánica (Beller, 1981).

Área de la Gangosa

En la figura 104 se representan los deltas correspondiente al área de la Gangosa, ordenados igualmente por orden creciente de cloruros. Los ΔNa^+ y ΔK^+ son negativos en todas las muestras. Coincidiendo con la máxima explotación es donde se alcanzan los valores más negativos del acuífero. El ΔCa^{2+} siempre es positivo y se hace más positivo al aumentar la salinización. Lo que se produce es un intercambio iónico inverso Ca^{2+}/Na^+ , como he mencionado anteriormente. Pero existe un exceso de calcio, posiblemente debido a la disolución de sulfatos y carbonatos.

El ΔMg^{2+} es positivo en casi todas las muestras, excepto en dos en las que es negativo. El ΔMg^{2+} positivo posiblemente sea debido a la disolución de dolomita y cuando se hace negativo debe estar relacionado con la reducción de sulfatos.

El ΔSO_4^{2-} es positivo en las menos salinizadas y posteriormente se hace negativo y después pasa de nuevo a positivo. El ΔSO_4^{2-} es negativo, debido posiblemente a reducción de sulfatos como he indicado anteriormente; el que sea positivo puede ser debido a que se produzca disolución de yesos. Los ΔSO_4^{2-} y ΔMg^{2+} siempre van unidos; esto quiere decir que puede ser que estén ligados a los mismos procesos tales como el lexiviado de yesos o de otras sales ricas en ambos iones.

Área del N de Roquetas

En la figura 105 se representan igualmente los deltas correspondiente al área desde el N de Roquetas hasta la costa. El ΔNa^+ es negativo pero va haciéndose menos negativo en los más salinizados (incluso en un punto se hace positivo); el

ΔK^+ es negativo y en algunas muestras de pozos que captan materiales cuaternarios se hace positivo. El ΔCa^{2+} es positivo. Como he indicado anteriormente se produce un intercambio iónico inverso entre el Na^+ y el Ca^{2+} . El ΔMg^{2+} es positivo. El ΔSO_4^{2-} es negativo en los menos salinizados; posteriormente se produce reducción de éste y en los más salinos el ΔSO_4^{2-} es positivo, sobre todo en el sector costero.

En la figura 106 se observan las líneas de igual valor de los ΔNa^+ , éstos son negativos en toda la unidad y alcanzan los valores máximos negativos desde el N de Aguadulce, en dirección N-SW, hasta el S de La Gangosa.

En la figura 107 se observan las líneas de isovalores de los ΔSO_4^{2-} . En todo el sector Norte de este acuífero hay valores positivos, y hay un área central, coincidiendo con la máxima salinización donde los ΔSO_4^{2-} se hacen negativos, y al S los valores son también positivos. En el sector Norte los deltas positivos están relacionados con los sondeos que captan el manto de Felix y el mioceno ó la conexión de éste con el manto de Gádor; y los del Sur están relacionados con los materiales pliocenos. De los dos figuras se deduce que hay reducción de sulfatos donde los valores de los ΔNa^+ son más negativos es decir donde se produce intrusión.

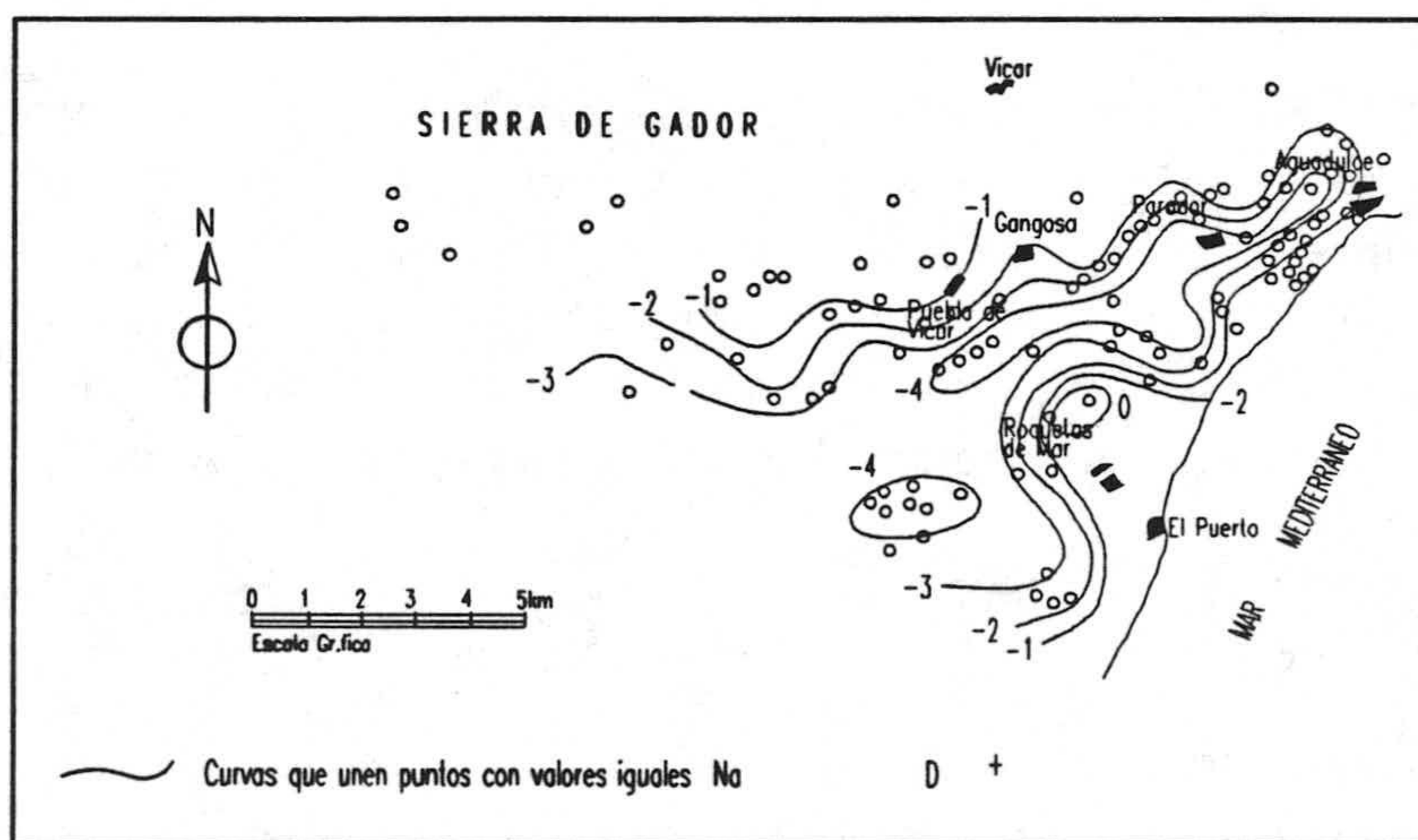


Figura 106.- Líneas de igual valor de delta sodio.

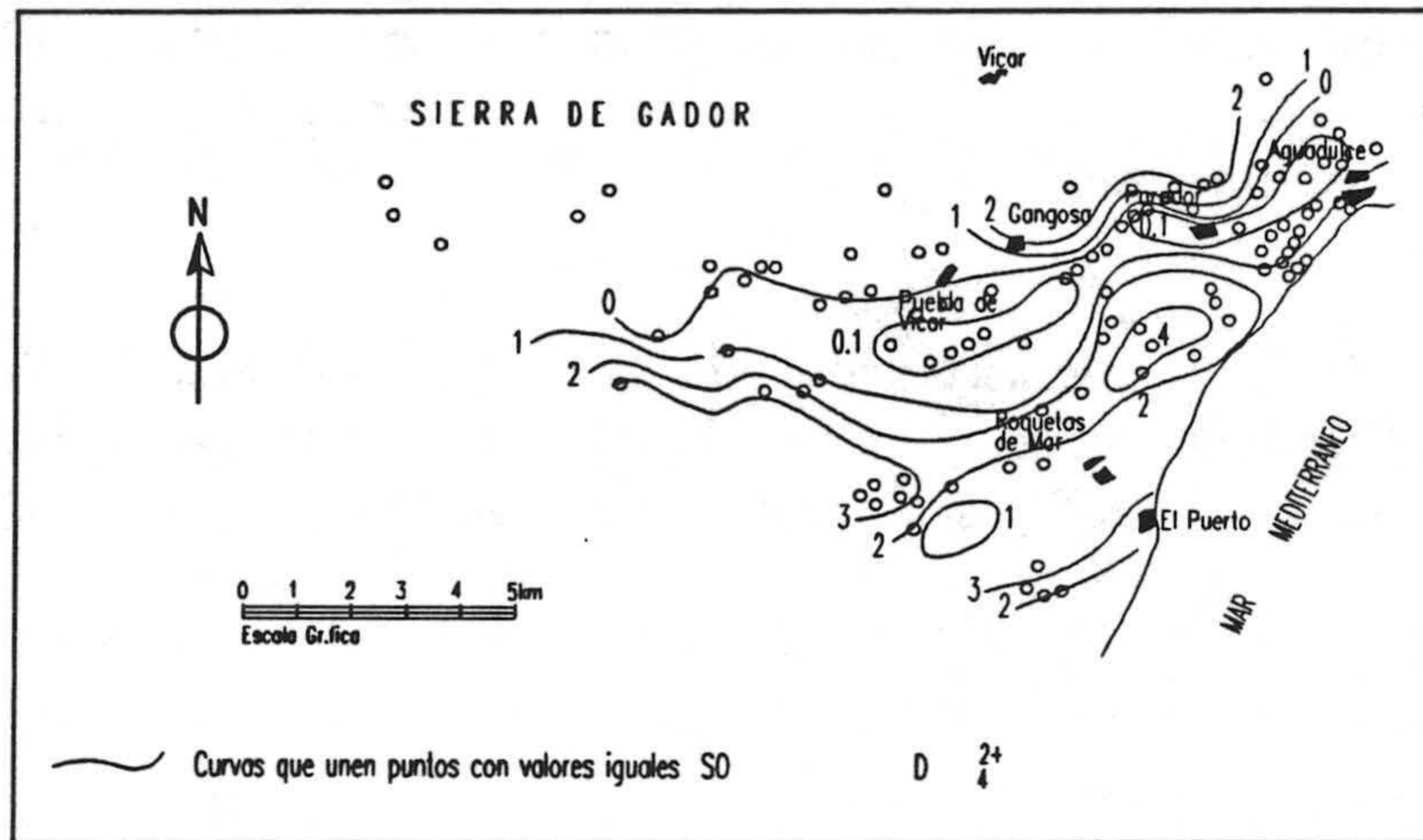


Figura 107.- Líneas de igual valor de delta sulfato.

En todo el sector de Aguadulce los ΔCa^{2+} son negativos, así como en La Gangosa. En el resto, los valores son positivos. Los ΔCa^{+} son positivos en toda la unidad, alcanzando el valor máximo positivo al S de la Gangosa.

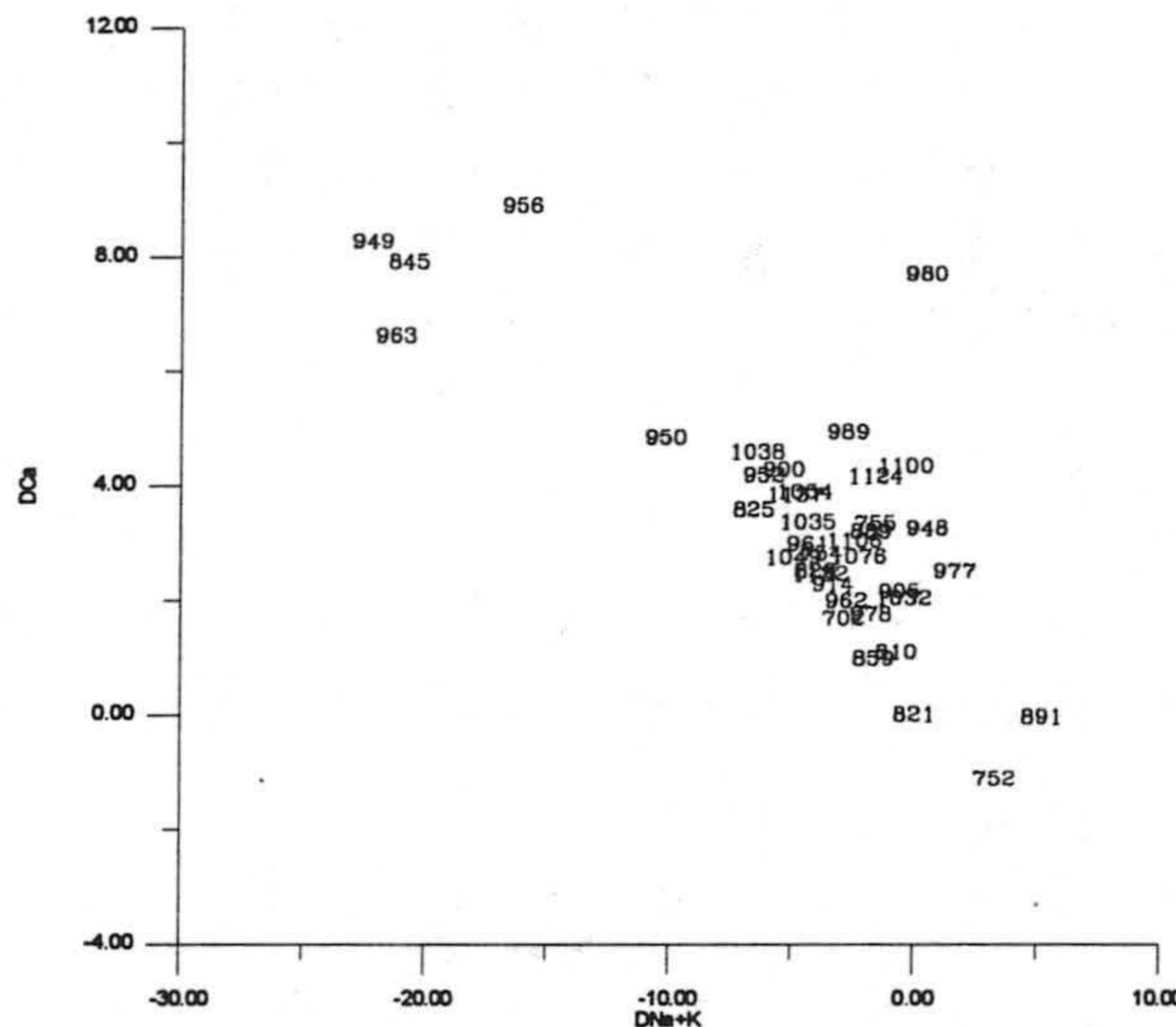


Figura 108.- Relación entre delta calcio y delta sodio más potasio.

En la figura 108 se relacionan los ΔCa^{+} frente a la suma ΔNa^{+} y ΔK^{+} ; tendría que haber una relación lineal entre ambos pero se observa que los ΔCa^{2+} son superiores a la suma ΔNa^{+} y ΔK^{+} . De ello se deduce que existe un exceso de Ca^{2+} que no puede justificarse sólo por intercambio iónico. Hay puntos en el ΔNa^{+} respecto a la suma de ΔCa^{2+} y ΔMg^{2+} que se ajustan a una recta, pero hay otros

que indican que existe un exceso de estos iones. Si se compara los ΔSO_4^{2-} frente a la suma de ΔCa^{2+} y ΔMg^{2+} hay puntos que están relacionados, es decir cuando aumentan los sulfatos también aumentan el calcio y el magnesio.

Con el fin de determinar la posibilidad de que dichas causas se relacionan con procesos de disolución de carbonatos, he procedido a comparar los contenidos en Ca^{2+} y Mg^{2+} con las concentraciones de HCO_3^- en aguas. En la relación entre el contenido de Ca^{2+} y HCO_3^- las muestras se localizan por encima de la recta 1:1 que definen la disolución de CO_3Ca . Si se representan las concentraciones HCO_3^- frente a la suma de Ca^{2+} y Mg^{2+} . El comportamiento de las muestras es similar. La posición de los puntos permite deducir que existe un aporte de estos dos cationes que no deriva únicamente de la disolución de dolomita (CaMgHCO_3). Parece ser que los altos valores de ΔCa^{2+} y ΔMg^{2+} están relacionados con procesos de disolución de carbonato cálcico y/ó magnésico y de sulfatos.

En la fig 109 se representan los % de SO_4^{2-} respecto del total de aniones, frente al % de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ respecto del total de cationes; los pozos más salinos tienen un % de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ más bajo y el % de SO_4^{2-} es también bajo, lo que quiere decir que los sulfatos son de origen marino; concretamente en el sector de Aguadulce y de la Gangosa, mientras que los sulfatos de origen no marino están relacionados con el crecimiento Ca^{2+} y Mg^{2+} . Esto quiere decir que están relacionados directamente con materiales yesíferos; están situados al N de la Gangosa y de Aguadulce y en el plioceno del sector costero.

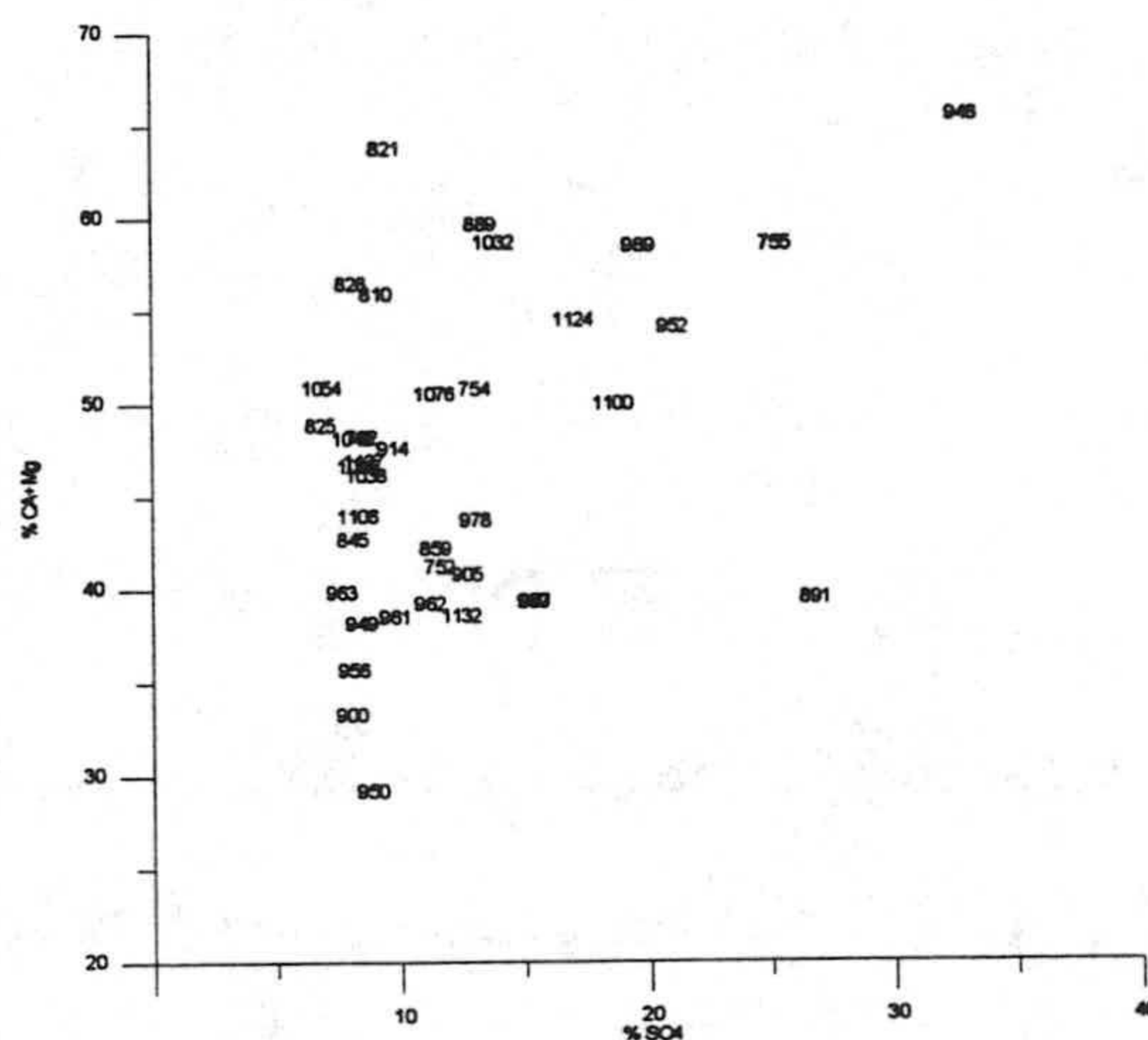


Figura 109.- Relación entre % de sulfato frente a la suma de % de calcio más magnesio.

En la figura 110 se representa las isoclasas del % de HCO_3^- respecto del total de aniones; los pozos situados al N tienen el mayor % de HCO_3^- y conforme vamos hacia el S disminuyen es precisamente en el sector III donde se dan los menores contenidos, donde no superan el 5%; y en Aguadulce no se supera el 10%. Parece que las áreas donde se da intrusión hay una disminución en el contenido en HCO_3^- y un aumento del % Na^+ .

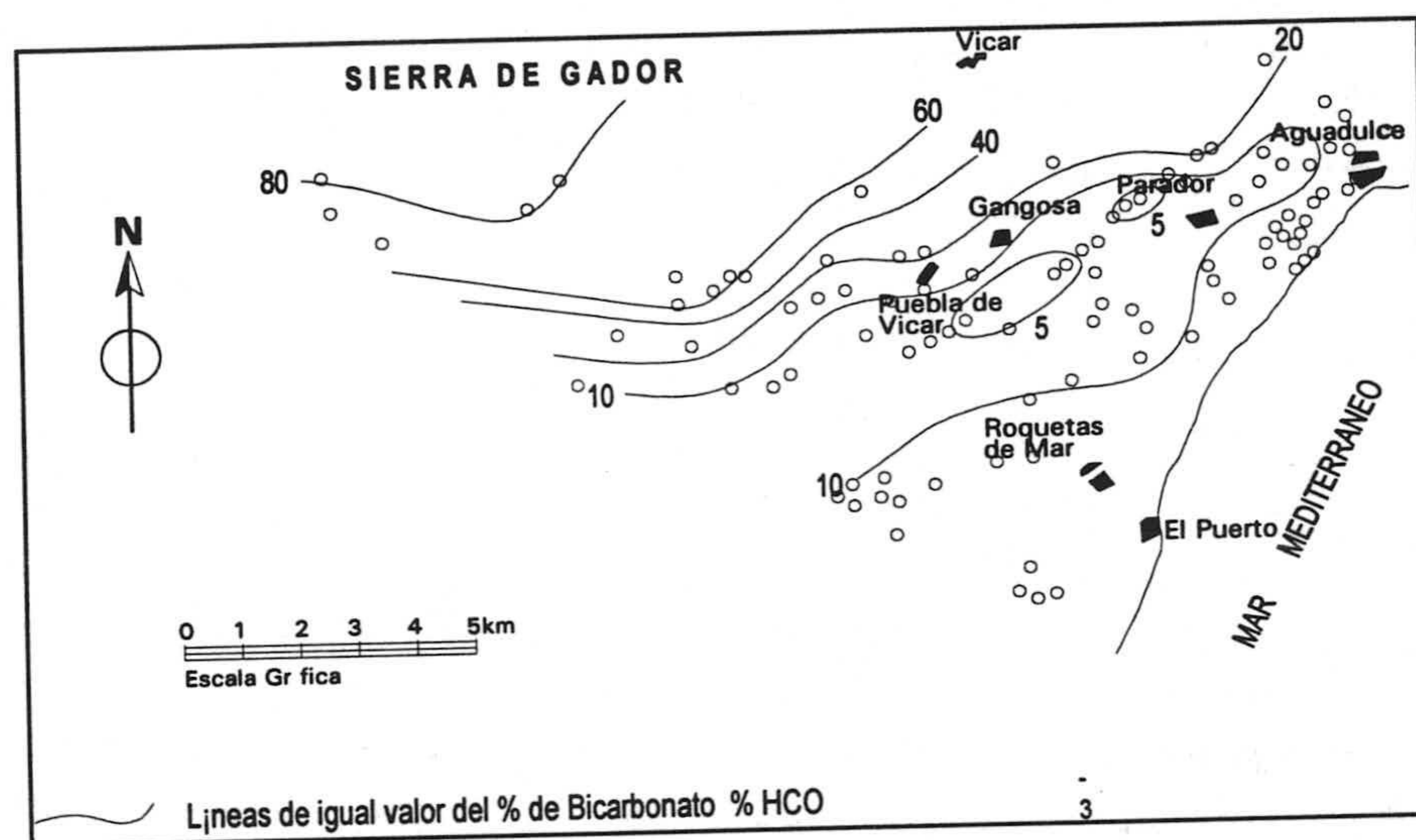


Figura 110.- Líneas de igual valor de % en bicarbonato.

Para comprobar el estado de saturación respecto a las fases minerales de la calcita, dolomita y yeso he calculado los índices de saturación; el programa empleado ha sido el Hidrowin, versión 3 (Calmbasch).

El proceso de mezcla entre aguas dulces y saladas puede llevar al estado de subsaturación del agua salobre originada, lo que conlleva una reactivación del fenómeno kárstico de la matriz carbonatada en contacto con la consiguiente concentración de Ca^{2+} y HCO_3^- . Paralelamente, la solución puede alcanzar la sobresaturación con respecto a la dolomita (Lloyd and Heathcote, 1985; Fidelibus, 1991).

Las condiciones de sobresaturación de las aguas salinas de la zona de difusión, junto a la relación de $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ en la misma, favorecen los procesos de dolomitización. En la naturaleza, la dolomita se forma generalmente por alteración de la calcita o aragonito.

Wigley et al. (1978) establecen como requisito de la dolomitización que las aguas se encuentren subsaturadas en calcita y sobresaturadas en dolomita, condiciones que se alcanzan normalmente en la zona de mezcla agua de mar-agua dulce. Las fuentes de Ca^{2+} y parte del CaO_3^{2-} provienen de la disolución de CaCO_3 , mientras que el Mg^{2+} puede proceder del agua de mar (Hanshaw et al., 1971). La progresiva disminución de los contenidos de Mg^{2+} , a partir de los valores correspondientes al agua de mar y el simultáneo aumento de los contenidos de Ca^{2+} revelan procesos de dolomitización. El ciclo de disolución-precipitación de dolomita puede tener una larga historia de repetición en respuesta a los cambios en la posición de la interfase. Según Margaritz et al., (1980) el requerimiento básico para que se produzca el depósito de dolomita es que la relación $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ sea mayor que 1.

En el área de Aguadulce esta relación es siempre superior a 1. En la figura 111 A se representan la relación de los índices de saturación de calcita y dolomita de este área. Hay dos muestras (1035 y 1049), que están subsaturadas tanto en calcita como en dolomita; hay otras dos (1038 y 1076) sobresaturadas en dolomita y subsaturadas en calcita, por lo que se dan las condiciones para que se de dolomitización. El resto de las muestras están sobresaturadas en ambas. En la figura 111 B se representan los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso frente a los contenidos en miliequivalentes de ion sulfato disuelto. Aunque no se sabe el índice de saturación requerido para la precipitación de la calcita, se piensa que una ligera sobresaturación en ésta provoca las condiciones de dedolomitización necesarias para que la calcita precipite. Cuando el agua permanece en o proxima a la saturación con la calcita y la dolomita, el yeso se disuelve en el sistema.

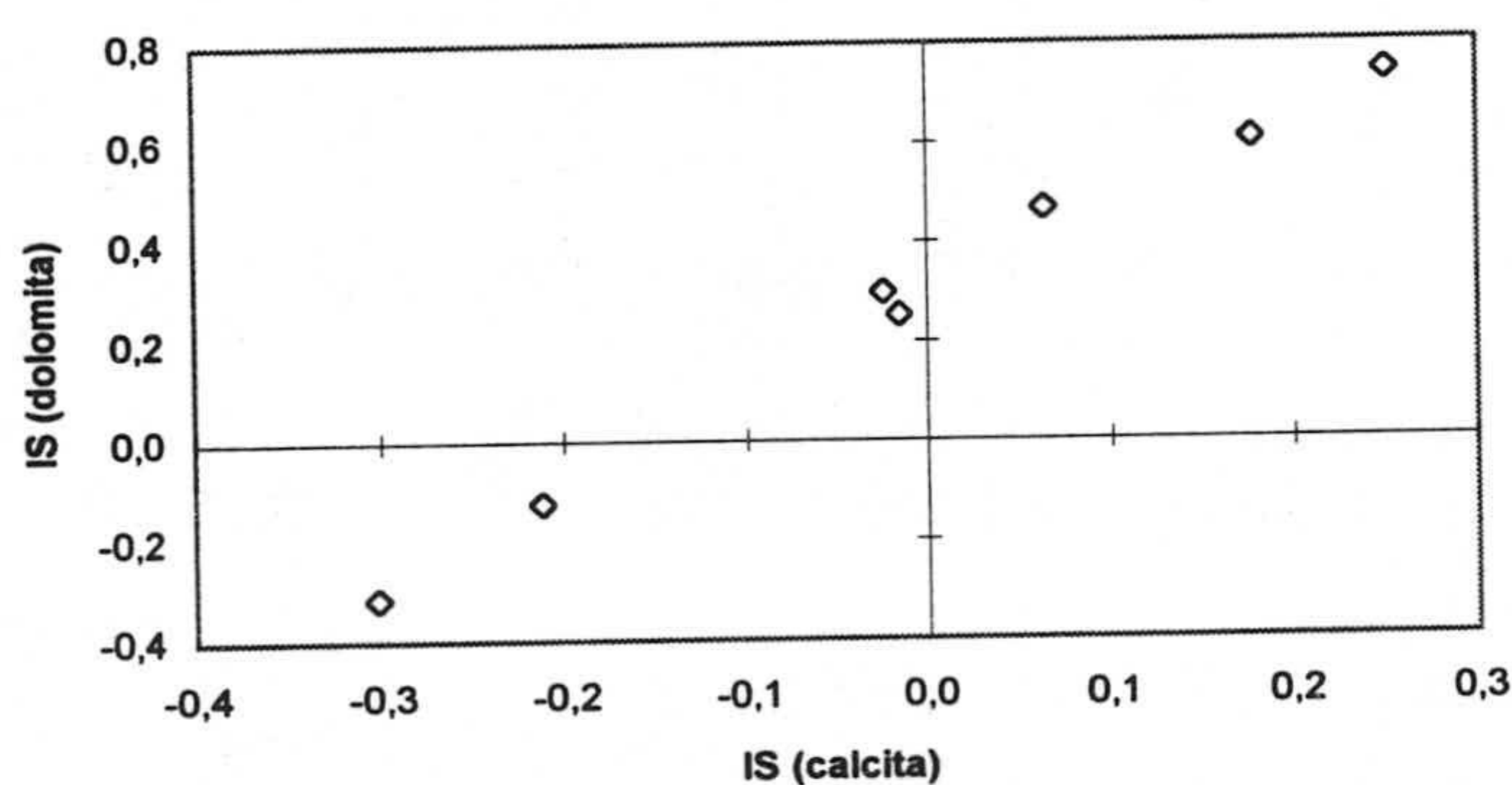


Figura 111 A.- Relación de los índices de saturación de calcita y dolomita.

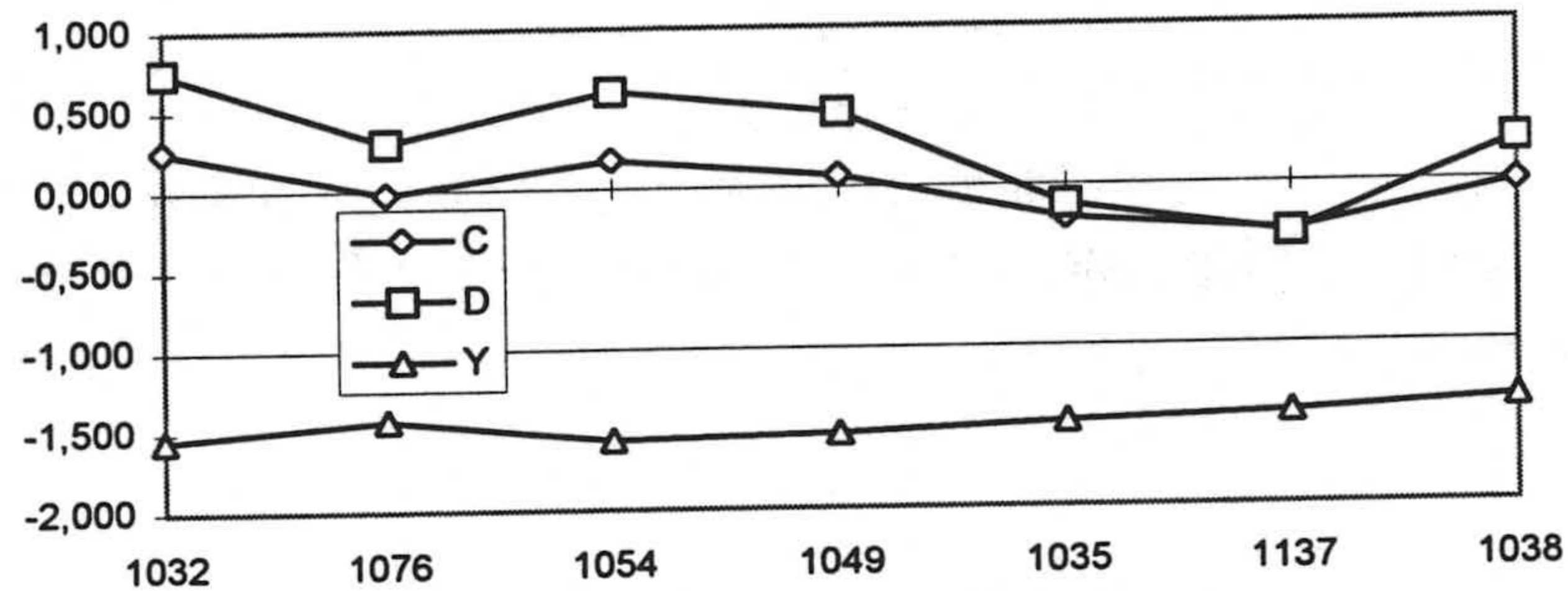
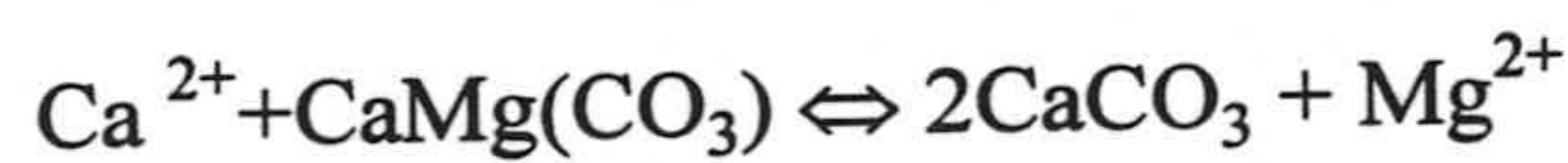


Figura 111 B. - Relación de los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso.

El proceso de dedolomitización se ha descrito en acuíferos que contienen calizas y dolomías en combinación con estratos yesíferos (Back y Hanshaw, 1970; Wigley 1973; Arkinson, 1983; Plummer et al., 1990; Apello y Postma, 1993; Fidelibus et al., 1993). El proceso global se puede describir como resultado de la disolución de yeso o anhidrita y la disolución de dolomita y precipitación de calcita.

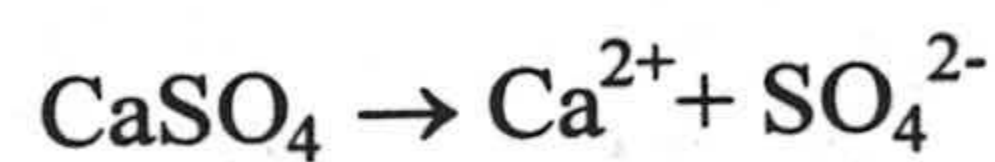
Las reacciones han sido deducidas, en muchos casos, atendiendo a la evolución química del agua y confirmadas mediante estudios petrográficos Deike, (1991). En un acuífero que contiene calizas y dolomías se espera que el agua subterránea esté próxima al equilibrio de ambos minerales:



En esta situación la relación queda fijada como :

$$K_{4.22} = \frac{[\text{Mg}_{2+}]}{[\text{Ca}_{2+}]^2} = \frac{k_{dol}}{k_{cc}^2} = \frac{10^{-17.09}}{(10^{-8.48})^2} = 0.8 \text{ a } 25^\circ$$

La disolución de anhidrita o yeso se produce según la reacción :



El incremento en la concentración de calcio debido a la disolución de yeso provoca la precipitación de calcita. La concentración de HCO_3^- disminuye al precipitar la calcita y esto supone la disolución de dolomita y el incremento de la

disolución de Mg^{2+} . Cuando el Mg^{2+} se incrementa, el Ca^{2+} se incrementa también tal como se observa en la relación anterior. El resultado neto es, por tanto, que la disolución produce la transformación de dolomita en calcita en la roca y produce aguas con un aumento en las concentraciones de Mg^{2+} , Ca^{2+} y SO_4^{2-} y produce la disminución de la alcalinidad. Si el proceso continúa hasta la precipitación de dolomita, concurrentemente con la precipitación de calcita, el proceso continuará hasta el equilibrio con el yeso o con la anhidrita.

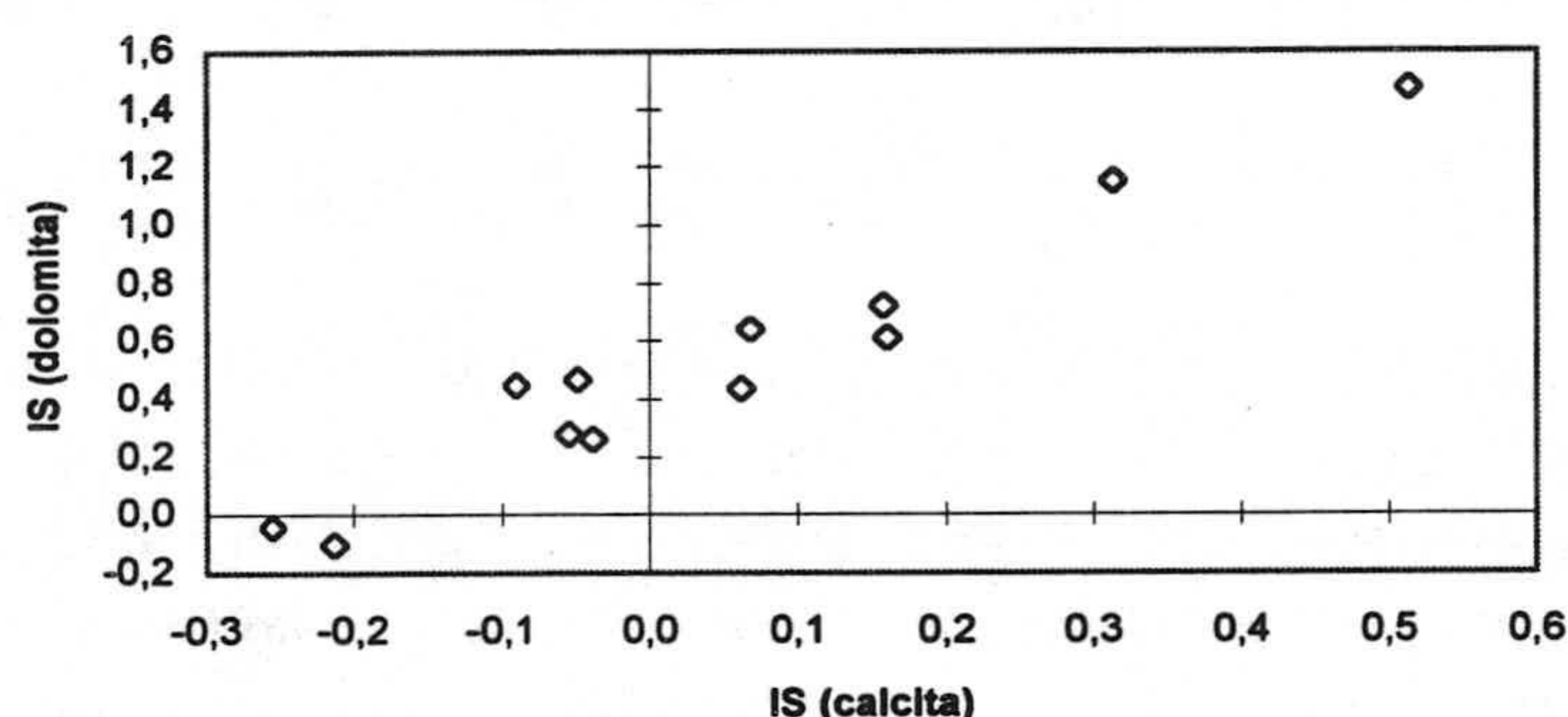


Figura 112 A. Relación de los índices de saturación de calcita y domolita.

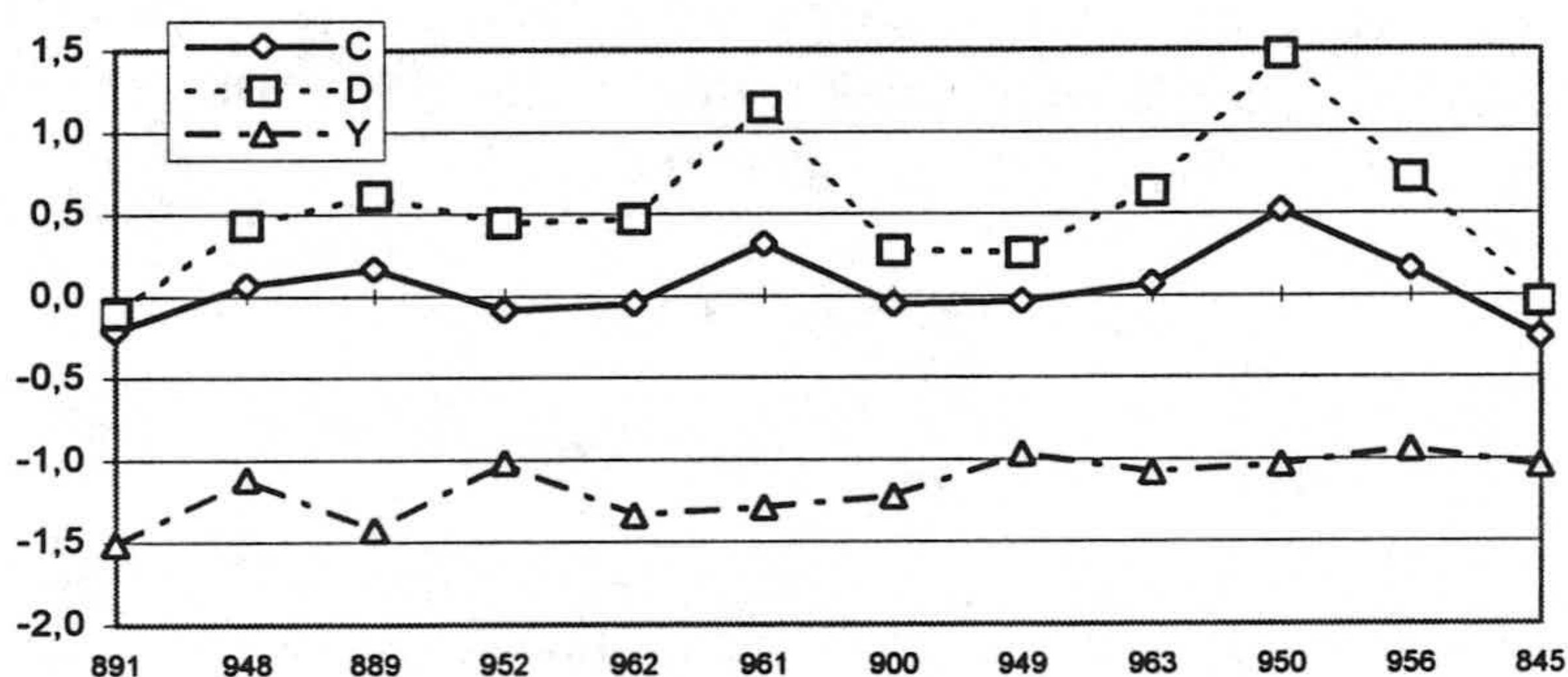


Figura 112 B. Relación de los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso.

En el área de la Gangosa la relación Mg^{2+}/Ca^{2+} varía entre 1.5 y 2.7. En la figura 112 A se representan los índices de saturación de la calcita y dolomita. Hay muestras (891 y 894) que están subsaturadas en ambas. Hay otras (963, 956, 961, 950, 948, 950) que están sobresaturadas en dolomita y subsaturada en calcita, por lo que se dan procesos de dolomitización. Las muestras restantes están sobresaturadas en ambas. En la figura 112 B se representan los índices de saturación de calcita,

dolomita y yeso frente a los contenidos en miliequivalentes de ion sulfato disuelto. Parece que cuando aumenta la concentración en sulfato, las aguas se aproximan a la saturación en yeso; provoca la precipitación en calcita y se produce dedolomitización.

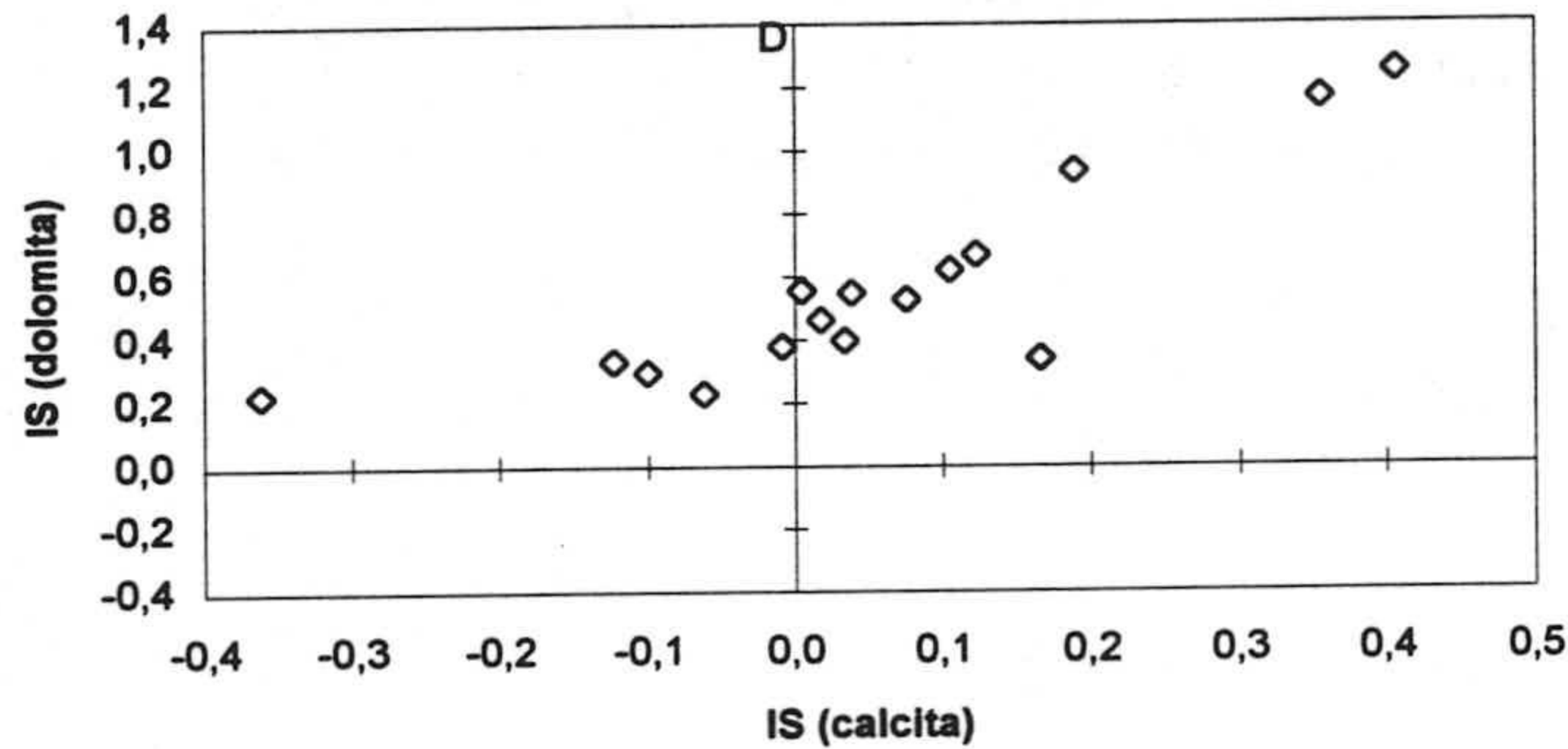


Figura 113 A. Relación de los índices de saturación de calcita y dolomita.

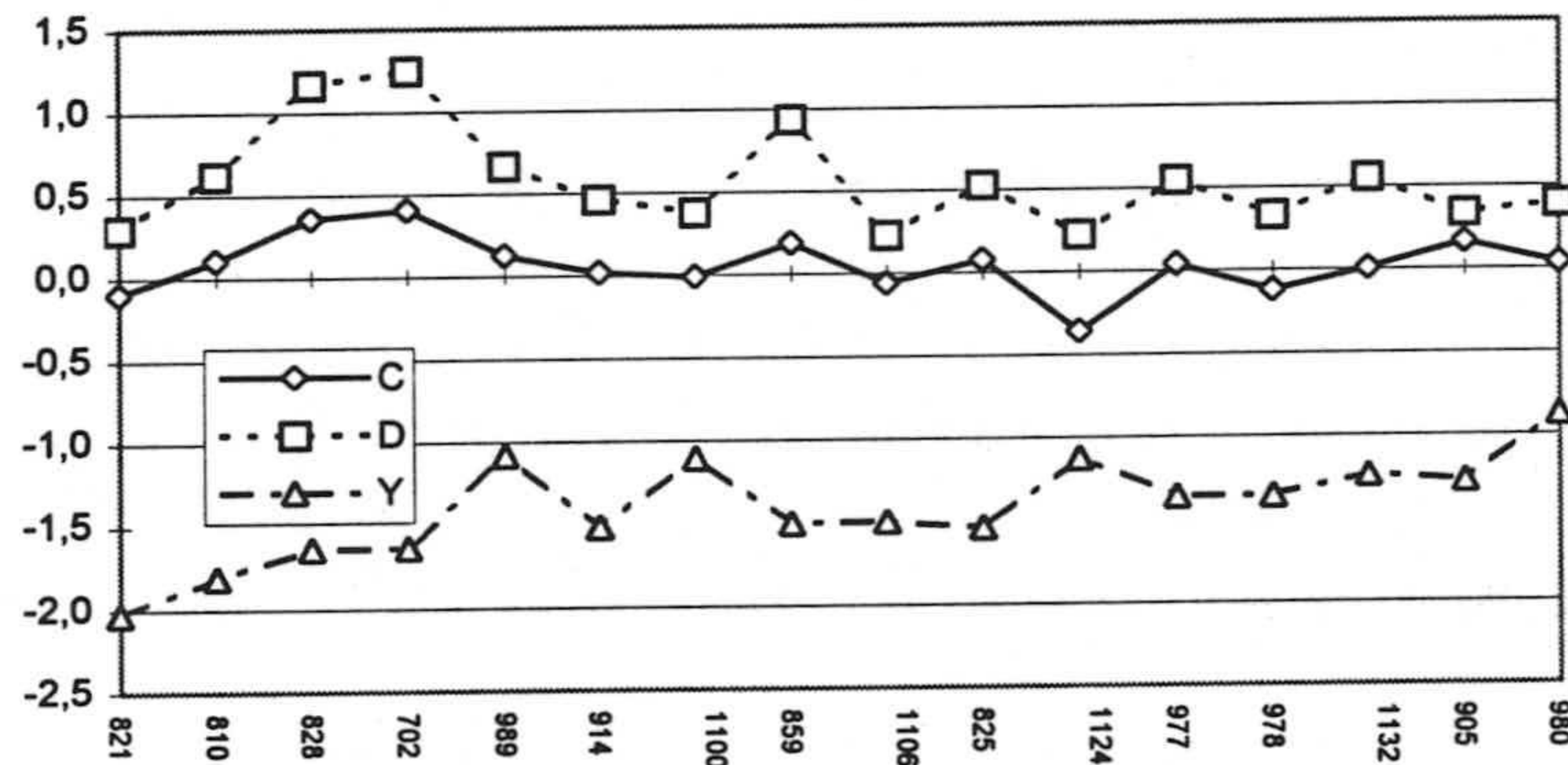


Figura 113 B. Relación de los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso.

En los terrenos pliocenos situados desde el N de Roquetas de Mar hasta el mar, se produce igualmente sobresaturación de dolomita y la calcita esta subsaturada (821 y otras 3 en el cuaternario); las restantes están sobresaturadas (figura 113 A). Los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso frente a los contenidos en miliequivalentes de ion sulfato disuelto se observan en la figura 113 B. Igual que sucede en los casos anteriores, cuando aumenta la concentración en sulfato, las aguas se aproximan a la saturación en yeso y parece que se provoca la precipitación en calcita y produce dedolomitización.

Según hemos visto en las figuras 111, 112 y 113, donde se representan los índices de saturación de la calcita y dolomita, correspondientes a las tres áreas definidas. Respecto a la calcita, los resultados muestran que las muestras subsaturadas corresponden a los puntos acuíferos donde la recarga es mayor o que el % de agua marina es inferior; esto sucede en los puntos localizados al N de Aguaduce y de la Gangosa. A medida que aumenta la proporción de agua de mar la calcita se aproxima a la sobresaturación. Según Vallejos (1997), la subsaturación de la calcita se produce cuando la mezcla es inferior al 13% de agua marina; para valores superiores se produce sobresaturación.

Respecto al dolomita, los puntos situados al N de la unidad están subsaturados, más al S y a medida que aumenta la proporción de agua marina en la mezcla, las muestras están subsaturadas en calcita y sobresaturadas en dolomita. Según Vallejos (op. cit.), esto se produce en la zona de mezcla con fracción de agua marina inferior al 15 %. A medida que aumenta la proporción de agua marina y el contenido en sulfatos (hacia el sector costero), las aguas se aproximan a la saturación en yeso, y la calcita y la dolomita se sobresaturan y se produce dedolomitización.

2.3.4 APORTACIÓN DE LOS IONES MINORITARIOS COMO INDICADORES DE SALINIDAD

Normalmente en los estudios hidroquímicos básicos sobre intrusión marina se utilizan los iones mayoritarios y los procesos que con ellos se producen. Sin embargo, cuando la salinización de las aguas intervienen otros procesos ajenos a la intrusión, la metodología de estudio se complica y no es fácil distinguirlo; es entonces, cuando el estudio de los iones minoritarios se convierte en una herramienta imprescindible (Lloyd et al. 1982; Lloyd y Tellam, 1988).

Al respecto cabe decir que la adquisición de un carácter químico se debe, normalmente, a la interacción con la matriz; por ello, no es fácil predecir los iones minoritarios que serán más útiles en un determinado proceso (Lloyd y Tellam, 1988, Heathcote y Lloyd, 1984/85).

Habitualmente su comportamiento va a ayudar a identificar una serie de procesos físico-químicos invocados para justificar la composición del agua salinizada. Aunque por sí solos no dan información suficiente, su comportamiento va a ayudar en la diagnosis de anomalías derivadas de procesos diferentes a la intrusión y de los procesos que la acompañan.

Los iones minoritarios (B, Br, Li, Sr e I) y algunos más, en el agua de mar se encuentran en concentraciones habitualmente más elevadas que en las aguas dulces subterráneas, por lo que fueron investigados, inicialmente, como indicadores alternativos de la intrusión. Los resultados han revelado que su virtud radica en que pueden ser buenos trazadores de procesos de salinización no vinculados directamente con la intrusión de Agua de Mar. En el muestreo de octubre de 1991 solo he analizado Li^+ , Sr^{2+} y B, por lo que solo me voy a referir a estos.

2.3.4.1 Litio

Se puede encontrar en ambiente igneo, en las últimas fases de cristalización magmática. Varios autores le confieren un origen hidrotermal (Brondi et al., 1973)

El litio puede tener un origen evaporítico y aluden a él para justificar las altas concentraciones de este elemento en algunas aguas (Brondi et al. 1977, Heir y Billings, 1970; Komar y Martínez, 1981)

En las cuencas evaporíticas, algunos elementos menores, precipitan en la fase terminal del proceso de evaporización, alcanzando elevadas concentraciones en las soluciones residuales (Kumar y Martínez, (1981). En estos depósitos, las relaciones Li^+/Cl^- suelen ser superiores al agua del mar, lo cual permite su utilización para la caracterización de las diferentes salmueras.

El litio también se puede encontrar en la halita, carnalita (Sonnenfeld, 1984), también en las redes de los cristales de borato (Sanders, 1991). En ambiente sedimentario, en las rocas carbonatadas el contenido puede establecerse en 5 ppm y sedimentos arcillosos el contenido es mucho más elevado entre 17-207 ppm, con una media de 66 ppm (Heir and Billings, 1970)

La utilidad como trazador ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores, como indicador de procesos de intrusión marina, en acuíferos costeros, debido a su alta concentración en agua de mar respecto a las aguas subterráneas dulces (Brondi et al.1983; Castillo y Morell, 1988, Gimenez y Morell, 1991 Giménez, 1994). En general puede decirse que en acuíferos costeros sometidos a intrusión marina, existe una buena relación lineal entre el contenido de litio y cloruro, siempre que no existen aportes de litio diferentes de Agua de Mar.

El litio puede ser también indicador del tiempo de residuo de las aguas en el acuífero (Brondi et al. 1983) pone de manifiesto que el Agua de Mar intruyente, al interactuar con la roca, se enriquece en litio, este incremento puede con el tiempo de contacto agua-roca.

En este sentido, puede considerarse al litio como trazador ambiental, Tulipano y Fidelibus (1984) apoyan esta hipótesis e indican que el enriquecimiento en Sr^{2+} y el Li^+ se produce probablemente antes del proceso de mezcla agua dulce-agua salada, por la interacción del agua de alimentación en la roca.

Fidelibus y Tulipano (1990) indican que en las surgencias costeras de la Puglia (Italia) la concentración de litio muestra una clara conexión entre los miembros dulce y salino de la mezcla y establecen que su concentración en las aguas puede dar información del tipo de miembro salino presente en la mezcla.

Fidelibus et al (1992), al estudiar la hidroquímica de las aguas de la Plana de Castellón, encuentran valores anormalmente elevados de Li^+ , lo cual les sugiere la existencia de litio relacionado con flujos regionales de circulación profunda.

2.3.4.2 Estroncio

El origen del estroncio puede estar ligado a los carbonatos, ya que éstos controlan el ciclo del Sr^{2+} (Turekian, 1978). Paropkari (1990) sugiere que los contenidos de carbonato cálcico y estroncio en los sedimentos derivan de los componentes esqueléticos y, por tanto biogénicos, existiendo una buena correlación entre ambos.

El aragonito y la calcita son los carbonatos primarios más importantes en ambientes primarios y en ellos pueden alojarse importantes cantidades de estroncio, que ocupan las posiciones del calcio, principalmente en el aragonito (Chilingar et al. 1967; Bathurst, 1971).

En ambiente evaporítico, es frecuente encontrar concentraciones importantes de Sr^{2+} , presente como elemento traza, en forma de soluciones sólidas o como celestina (SrSO_4), mineral donde el Sr es un componente mayoritario y no traza.

Las concentraciones de estroncio en este ambiente están controlados, en gran parte por el equilibrio con la celestina en la cuenca evaporítica (Lance and Bezbindowski, 1981). Para algunos autores, la celestina precipita únicamente en el estado de halita, lo que contrasta con otras opiniones que sugieren que la

precipitación de la celestina es tan temprana como la fase de precipitación del yeso (Müller y Pulhett, 1961 en Turekian, 1978).

El yeso marino puede contener alrededor de 1100 ppm de Sr^{2+} en la fase de carbonatos y 2200 ppm en el punto de saturación del NaCl y 9000 ppm al nivel de saturación de la blodita (Usdowski, 1973 en Turekian, 1978).

La utilidad como trazador ha sido puesta de manifiesto por numerosos autores, así la relación entre el Sr^{2+} y la salinidad ha sido puesta de manifiesto por Arad et al (1986) y Morell et. al (1986) en relación con su interés en la caracterización hidroquímica de la intrusión marina. El valor de la relación $r\text{Sr}^{2+}/r\text{Cl}^-$ en agua de mar es aproximadamente $5.5 \cdot 10^4$ y valores superiores a estos empiezan a ser aportes de agua salada. Las diferencias entre los valores de la relación $r\text{Sr}^{2+}/r\text{Cl}^-$, respecto a los propios del agua dulce, se hacen más notables en las aguas poco salinizadas, donde la proporción de agua dulce, relacionada con aportes no marinos, son comparativamente más importantes. Estas características le otorgan utilidad para la zonación hidroquímica, en relación a la diferente litología de los acuíferos de borde (Morell et al, 1986).

La distribución del estroncio en rocas sedimentarias químicas y bioquímicas ha sido extensamente estudiada por su utilidad potencial en la diagnosis de peleoambientes y como elemento traza diagenético (Turekian, 1978). También puede servir como parámetro de clasificación de aguas subterráneas para mejorar agrupaciones genéticas (Arad et al, 1986).

Los procesos de disolución precipitación de carbonatos han sido invocados por numerosos autores para justificar la presencia de elevadas concentraciones de estroncio en las salmueras, aguas intersticiales o aguas subterráneas. Destacan los trabajos de Plumer et. al. 1976; Arad, 1986;1988,.

Los trabajos de Tulipano y Fidelibus sobre la región de la Puglia Fidelibus (Fidelibus and Tulipano, 1984, 1991; Tulipano and Fidelibus, 1991; Fidelibus, 1991). son de gran interés en el análisis de la utilidad del estroncio sobre la salinidad de las aguas en áreas costeras en acuíferos carbonatados.

2.3.4.3 Boro

El agua de mar es la principal fuente de boro en los sedimentos marinos y las diferencias de contenido en boro, en sedimentos de origen marino y continental, pueden atribuirse a la distinta salinidad que caracteriza a ambos tipos de ambiente.

La presencia de boro en los sedimentos marinos fue puesta de manifiesto por Landergren (1945), que observó la absorción de iones borato en la superficie de los minerales arcillosos en proporción directa a la concentración de boro en la solución. De este fenómeno deriva el hecho de considerar al boro como buen indicador de la salinidad del medio de depósito.

Han sido numerosos los autores que han estudiado el comportamiento del boro en relación de su interés como indicador de paleosalinidad, sin embargo la adsorción del boro y la retención de las arcillas está afectado por muchos otros factores, además de la salinidad de las aguas y por tanto su validez como indicador puede ser cuestionada.

Risacher (1984) (in Risacher and Fritz, 1991) determinan que las altas concentraciones de Li y B pueden en las aguas termales puede deberse tanto a la simple alteración meteorítica de las rocas volcánicas como a la actividad hidrotermal. Es evidente, que las aguas geotermales están generalmente enriquecidas en Li y B. El boro también puede tener un origen antrópico, se utiliza como nutriente de las plantas

Su utilidad como trazador de la intrusión marina, no existe mucha documentación. Así, (Arnorsson, 1986) su relativa alta concentración en agua de mar, en relación a los bajos contenidos en la mayoría de las aguas dulces subterráneas hace pensar en su interés como indicador de procesos de intrusión marina.

Gimenez y Morell (1991) hacen un estudio sobre el interés de la utilización de iones minoritarios en la caracterización de la intrusión marina. Con respecto al boro encuentran que, siempre que no exista otros aportes, se puede utilizar como indicador de la intrusión marina.

Utilidad de los iones minoritarios como indicadores de procesos de salinización en la Unidad de Aguadulce

En la figura 114 están representados gráficamente el contenido de Cl^- y de Li^+ ; de la unidad de Aguadulce y el agua de mar. Existe una gran dispersión de los puntos, el gráfico me permite diferenciar una serie de puntos que están relacionados directamente con el tipo de material acuífero que explotan, así el primer grupo que tiene los menores contenidos, corresponde al acuífero carbonatado con valores aproximadamente de 0.08 mg.L^{-1} ; después aumentan en el contenido hasta 0.10 mg.L^{-1} en las aguas del plioceno que reciben una

alimentación directa del acuífero carbonatado. El segundo grupo se diferencia por un lado algunos puntos del sector costero de Roquetas de Mar, más los situados en el Sector III de La Gangosa, que explotarían las calizas de Felix y el Mioceno (calcarenitas y margas) y el Plioceno. Este grupo tiene contenido entre 0.10 y 0.15 mg.L⁻¹. El tercer grupo estaría formado por los sondeos que están situados en Aguadulce que captan las calizas de Gádor y algunos sondeos algo de mioceno, el contenido es aproximadamente 0.10 mg.L⁻¹.

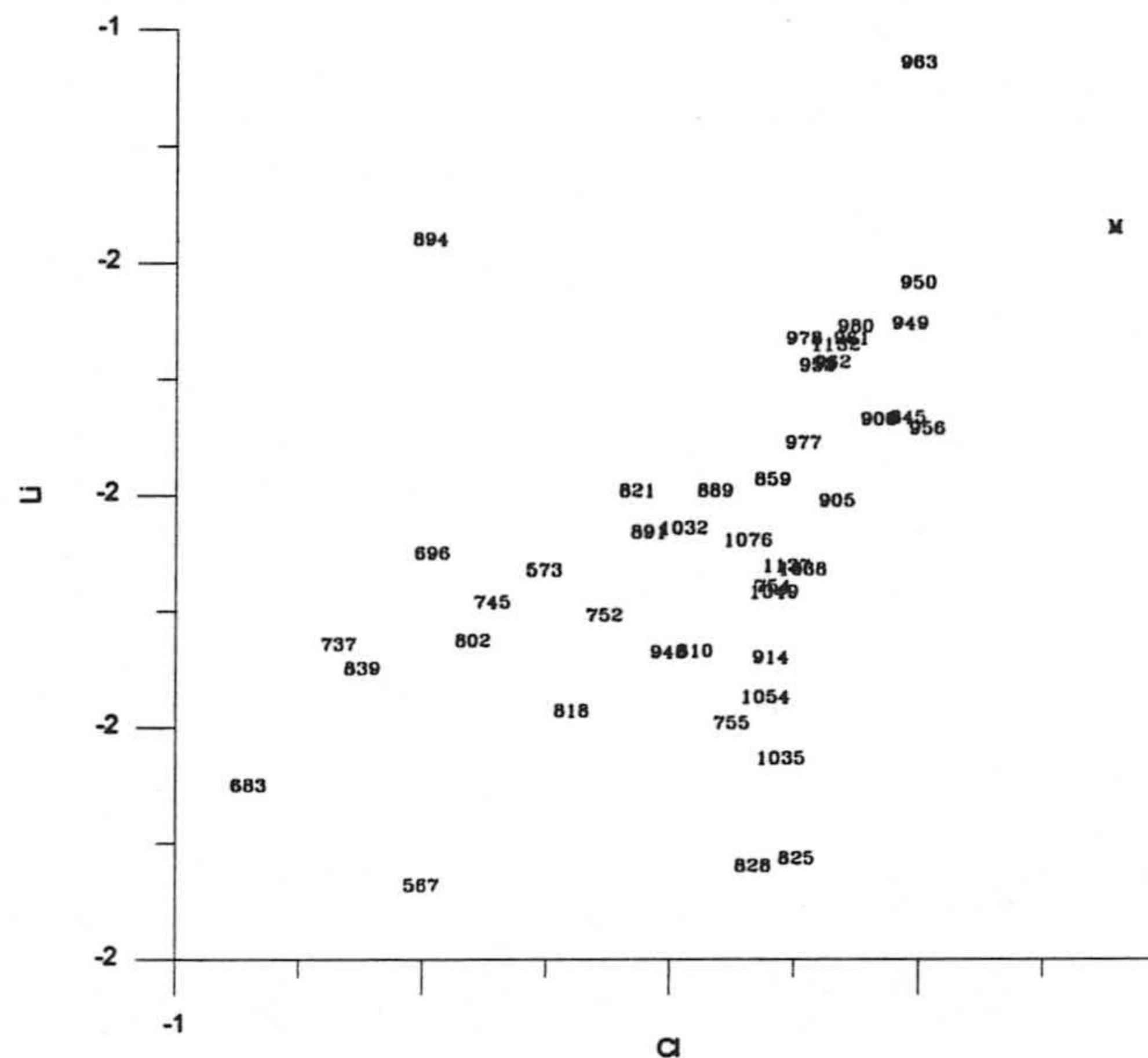


Figura 114.- Relación entre cloruro litio (meq. L⁻¹).

Hay dos puntos con contenido elevado en litio, uno es el n° 894, que capta las calizas del acuífero profundo de Gádor (con una temperatura de 29°C) y el otro es el n° 963, que capta las calizas de Felix y que tiene una temperatura de 24°C ; ambos cerca de fracturas, por lo que pueden estar ligados a flujos profundos hidrotermales .

El primer grupo, es decir, el de los materiales carbonatados de Gádor, tienen en general contenido bajo, igual que el plioceno situado al N de la unidad, el segundo grupo tiene su origen, por un lado, en el lixiviado de sales de los materiales pliocenos y/o miocenos, o incluso que estos materiales contengan algo de yesos (sobre todo en el contacto de las filitas de Felix y el material de Gádor) pero también pueden estar ligados en algunos sectores a aguas profundas donde la

temperatura es elevada. Algunos puntos, del área de la Gangosa, contienen valores elevados, que parecen tener un origen marino.

En la figura 115 se representan la distribución espacial de las isocurvas del contenido en litio en mg.L^{-1} . Los valores inferiores se sitúan al N de la unidad, y van aumentando el contenido hacia el SW. Hay un área desde La Gangosa hasta el N de Roquetas de Mar, con contenidos superiores a 0.12 mg.L^{-1} y dos conoides donde se superan los 0.15 mg.L^{-1} . En el sector costero hay otro punto contenido superior a 0.15 mg.L^{-1} . En Aguadulce los contenidos son inferiores a 0.10 mg.L^{-1} .

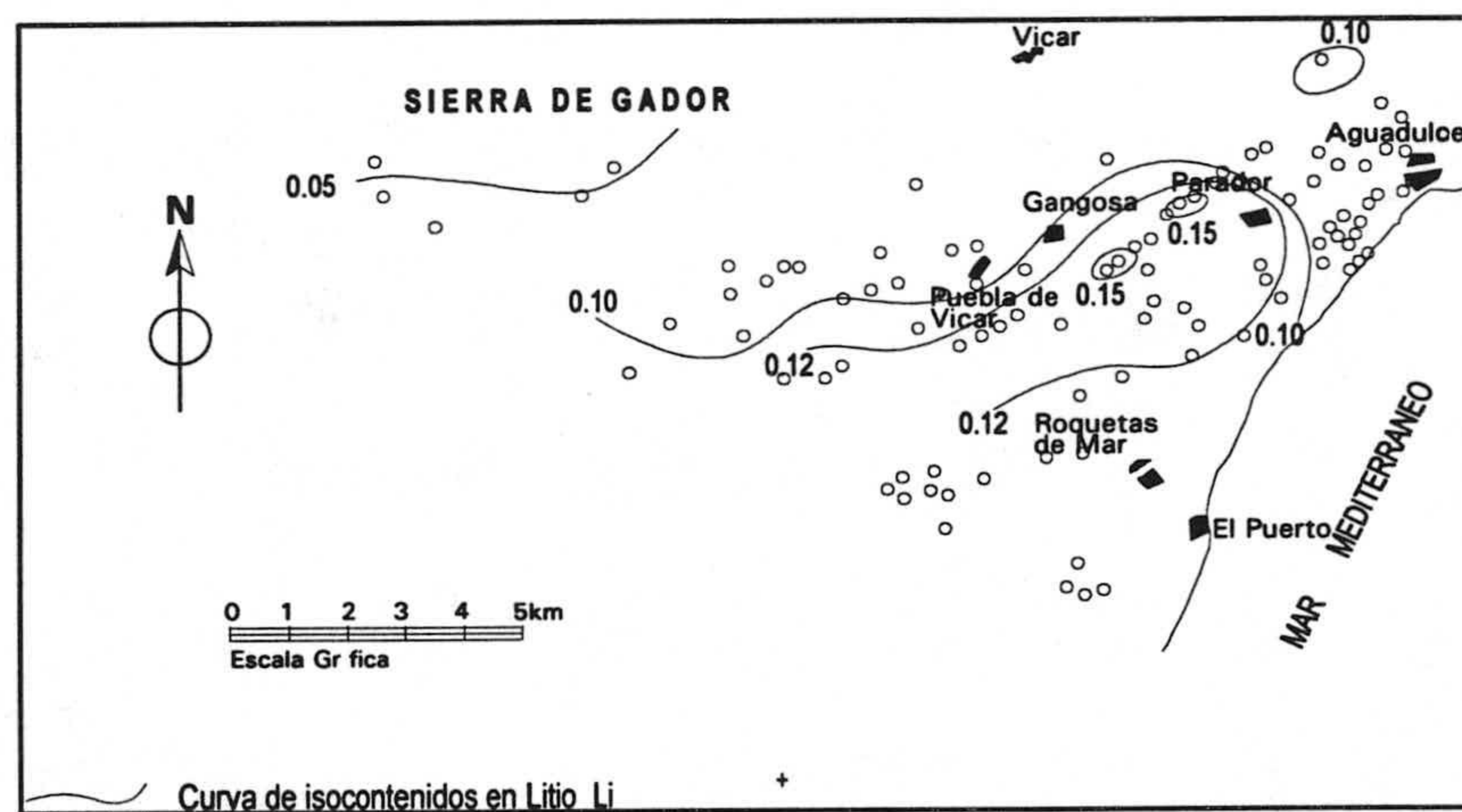


Figura 115.- Líneas de igual valor en litio (mg.L^{-1}).

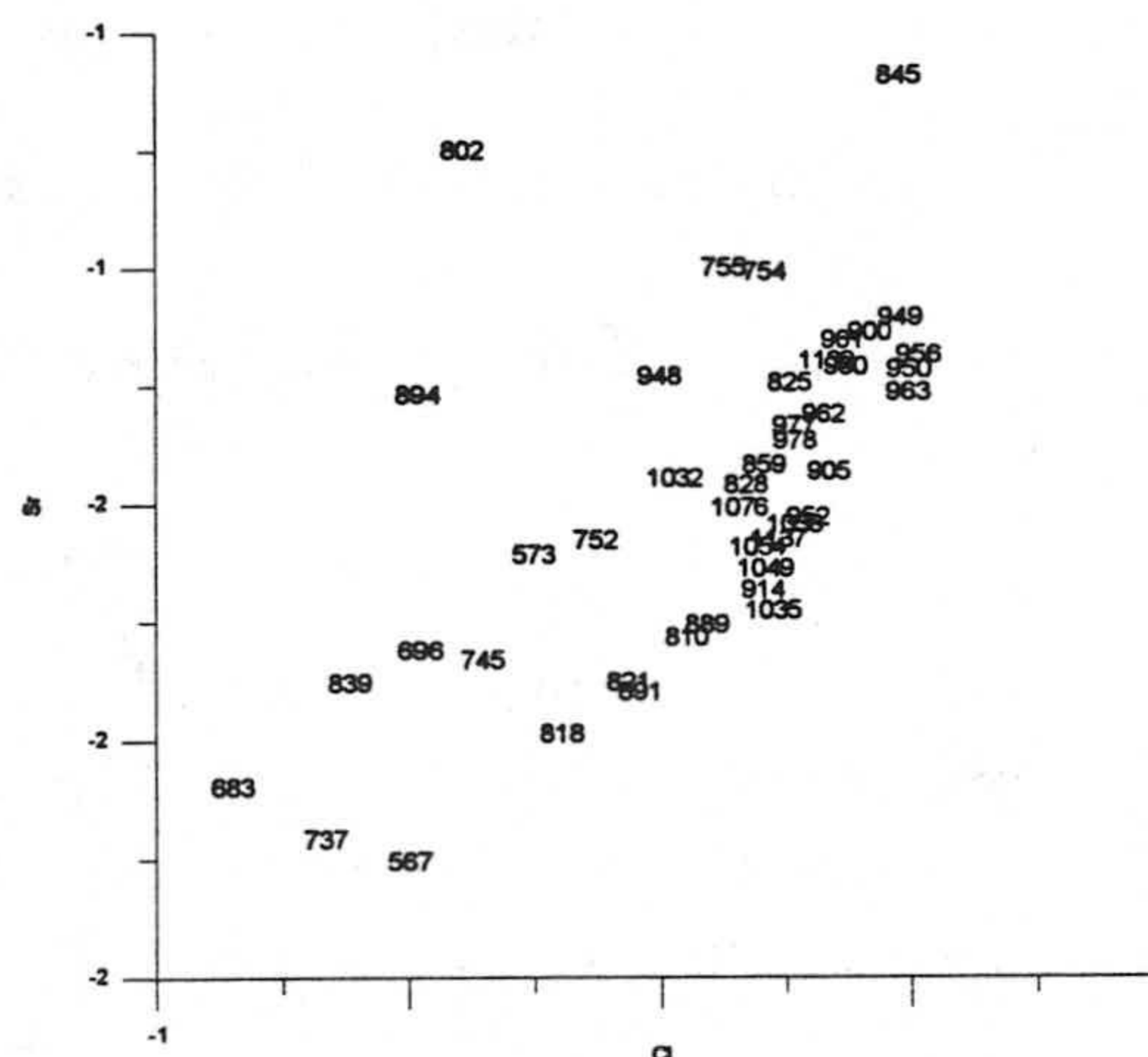


Figura 116. Relación entre cloruro y estroncio (meq.L^{-1}).

En la figura 116 se representan los contenidos de Cl^- y Sr^{2+} y el agua de mar, hay una serie de puntos con contenidos superiores y otros inferiores respecto a la línea de mezcla agua dulce y agua de mar. Los que tienen contenidos superiores son algunos puntos del plioceno y otros que están en relación con el contacto entre los dos mantos sobre todo el punto 894 (8.6 mg.L^{-1}) y el punto 845 (11.6 mg.L^{-1}). Hay otros puntos, del sector III que el origen puede estar ligado al mar y otros con contenidos inferiores a la línea de mezcla que parece tener un origen distintos a los del mar, así como algunos puntos del plioceno del sector costero y de Aguadulce.

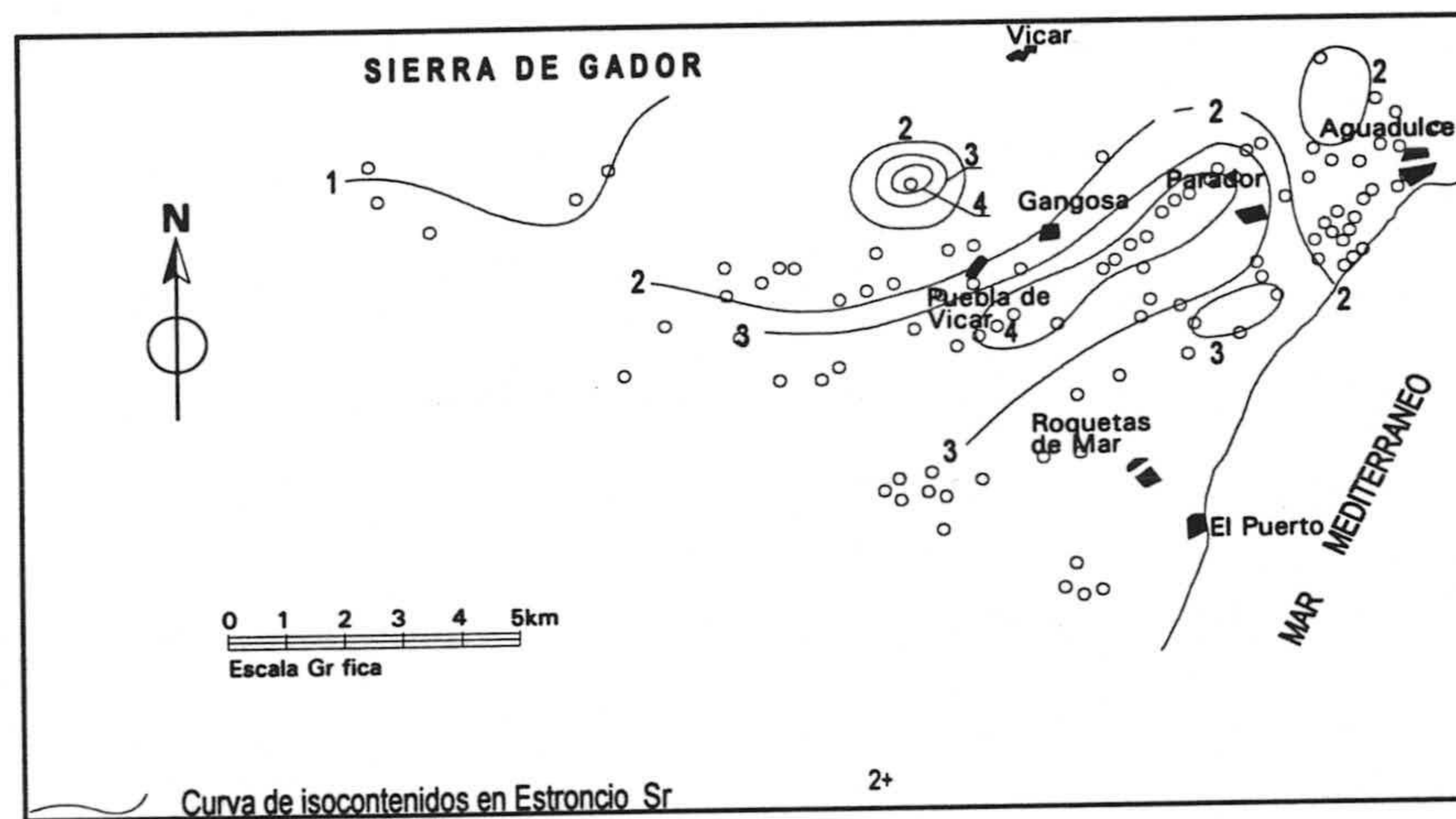


Figura 117.- Líneas de igual valor del contenido en estroncio (mg. L^{-1}).

La distribución espacial se observa en la figura 117. Los sondeos que captan el acuífero carbonatado de Gádor son los que tienen los valores más bajos, entre $0,5$ y 1 mg.L^{-1} , los contenidos van aumentando hacia el SW, y los más elevados son los del sector III y, en este sector, nos diferencia en función de la que captan si son solo calizas de Felix y calcarenitas miocenas y los que captan calizas de Felix, calcarenitas y mioceno margoso, los primeros el valor está comprendido entre 4 y 5 mg L^{-1} y los segundos, por lo general, no llega a 4 mg.L^{-1} , el sector costero de Roquetas está comprendido entre $2,5$ y 3 mg.l^{-1} . En Aguadulce los valores son inferiores a 2 mg.L^{-1} .

En relación al boro en la la figura 118 están representadas las concentraciones de Cl^- y B y también se ha representado el agua de mar. Existe una relación entre estos dos iones, sobre todo en la muestras más salinas que indican el posible origen sea del mar. Hay algunos puntos en el contacto entre los dos mantos con contenidos elevados, posiblemente ligados a flujos profundos.

2.3.5 ANALISIS DE LOS COMPONENTES PRINCIPALES

El estudio de las relaciones entre las variables fisicoquímicas se ha basado en el Análisis de Componentes Principales (ACP) que permite identificar y discriminar grupos de aguas, de donde se pueden inferir otros procesos, Manguin (1982) frecuentemente utilizado en acuíferos costeros (Mollet y Collin, 1992, Giménez 1994, Morell, 1996).

En el año 1991 he realizado el Análisis de los Componentes Principales utilizando las variables: conductividad, cloruros, sulfatos, bicarbonatos, nitratos, sodio, calcio, magnesio y temperatura. Con el fin de evitar que las variables de valores mucho más elevadas (conductividad, Cl^- , Na^+ , etc) enmascaren las influencias de aquellas de valores más reducidos (K^+ , Mg^{2+} , etc) he preferido tipificar las variables, restando su valor a la media y dividiendo por la desviación típica, obteniendo así otro conjunto de variables cuya media es cero y en la desviación típica 1 (variables "concentradas reducidas" de la terminología francesa).

En este caso la conductividad guarda una elevada correlación con Cl^- , Na^+ , Ca^{2+} , SO_4^{2-} , y K^+ , por este orden; tan sólo NO_3^- y HCO_3^- quedan muy descolgados; esto viene a apoyar el que hubiera sido deseable dejar fuera del cálculo a la conductividad, al convertirse en una variable redundante que puede falsear la distribución en los diferentes planos.

La disposición de las variables en el plano I-II muestra que la componente I puede ser considerada de "salinidad" (figura 120), mientras que la II sería la componente *contaminación* (HCO_3^- y NO_3^- en la parte positiva) y *térmica* en la negativa. La componente III está dominada por la temperatura en la parte positiva, quedando HCO_3^- y NO_3^- -en el plano I-III- dentro de una zona bastante neutra, aunque más afín a la componente térmica, lo cual permitirá hacer algunas consideraciones-. En el plano I-II Cl^- , Na^+ y conductividad eléctrica se aproximan a la bisectriz del cuadrante I-(II). Con esta disposición de las variables se podrán identificar grupos de aguas por aspectos bien significativos, de gran carga genética.

La distribución de las variables en el plano I-II permite deducir toda una gradación a lo largo de la componente I, desde las aguas de menor concentración salina -en la parte negativa- hasta las de mayor concentración. Ligeramente ensanchadas en función de las variaciones de temperatura y bicarbonatos más nitratos; en la parte superior del eje se sitúan los puntos gradados por su concentración en SO_4^{2-} , mientras que en la inferior lo están por Na^+ , Cl^- ; los situados sobre el propio eje lo están por el potasio. En el campo de las aguas de

menor contenido salino se diferencia bien un grupo de cuatro puntos, todos ellos de temperatura elevada (683, 696, 839 y 894); la singularidad de este grupo estriba en que dos de ellos (839 y 894) corresponden al sector confinado del manto de Gádor e indicaría origen común. Seis puntos acuíferos quedan muy bien individualizados en el cuadrante negativo de la componente II (900, 949-845, 950, 958 y 963), todos ellos pozos del sector III, altamente salinizados.

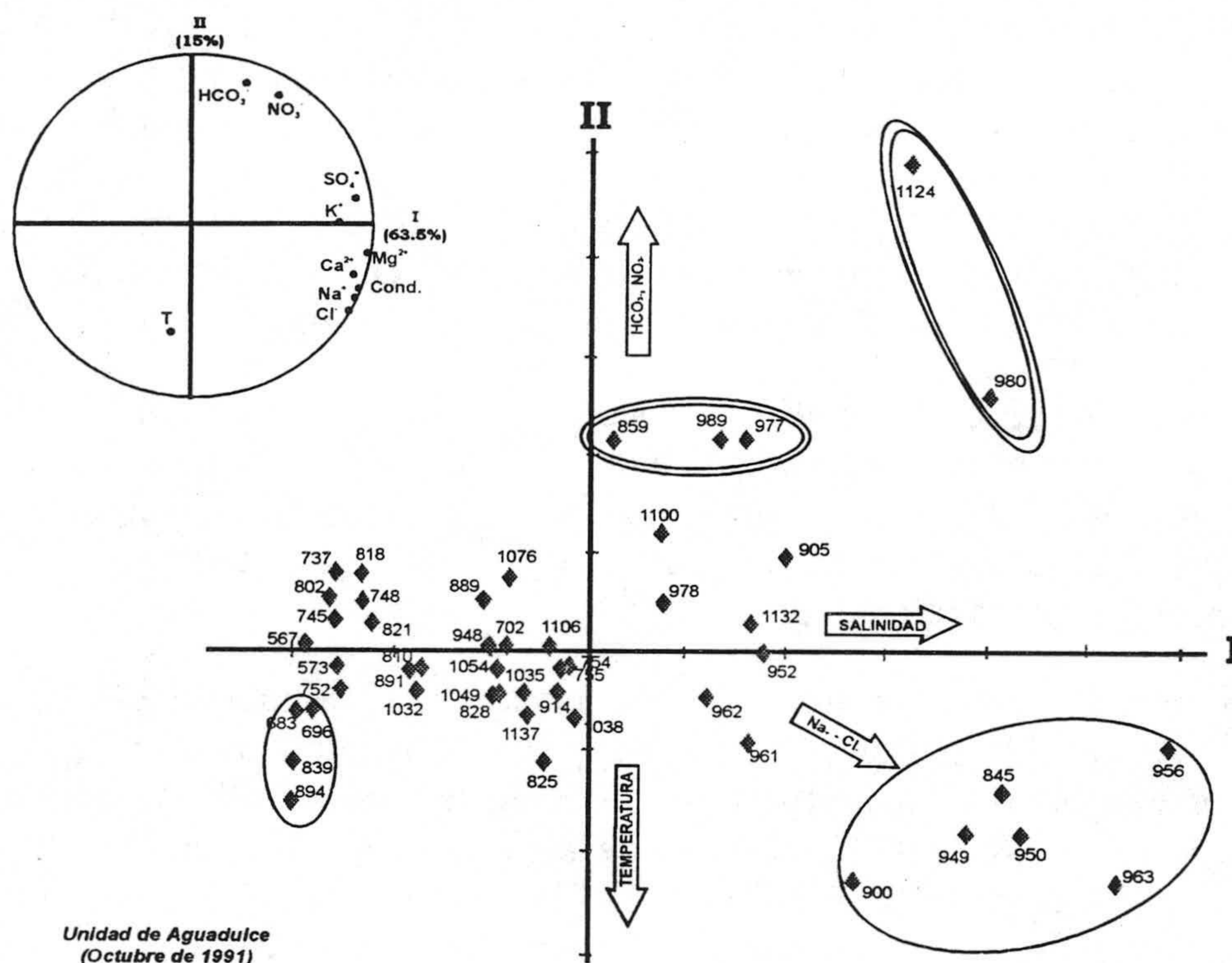


Figura 120.- ACP de variables en el plano I-II.

En el cuadrante positivo se diferencian cinco puntos que tienen en común el que ninguno capta los carbonatos alpujárrides; a su vez dentro de ellos se identifican bien dos subgrupos, uno de mayor contenido en HCO_3^- y NO_3^- -procesos de contaminación dominantes-, pero de contenido salino total elevado (1124 y 980); el otro también de altos contenidos en HCO_3^- y NO_3^- pero contenido total en sales menor (859-989 y 977), uno de los cuales se interpreta como indicativo de la alimentación procedente de Balerna-Las Marinas (859).

En el plano I-III (figura 121) se vuelve a detectar la gradación de la salinidad a lo largo del eje I, mientras que las líneas paralelas entre sí y perpendiculares a la componente III individualizan las aguas por su temperatura; de entre todas estas aguas se identifican bien dos subgrupos, el primero de ellos correspondiente al conoide del sector III, con las aguas más salinas; y el segundo (894, 696 y 839) con las de menor salinidad y alta temperatura; en este caso el 683 ha quedado fuera del grupo, dado que su temperatura no llega a los 25°C.

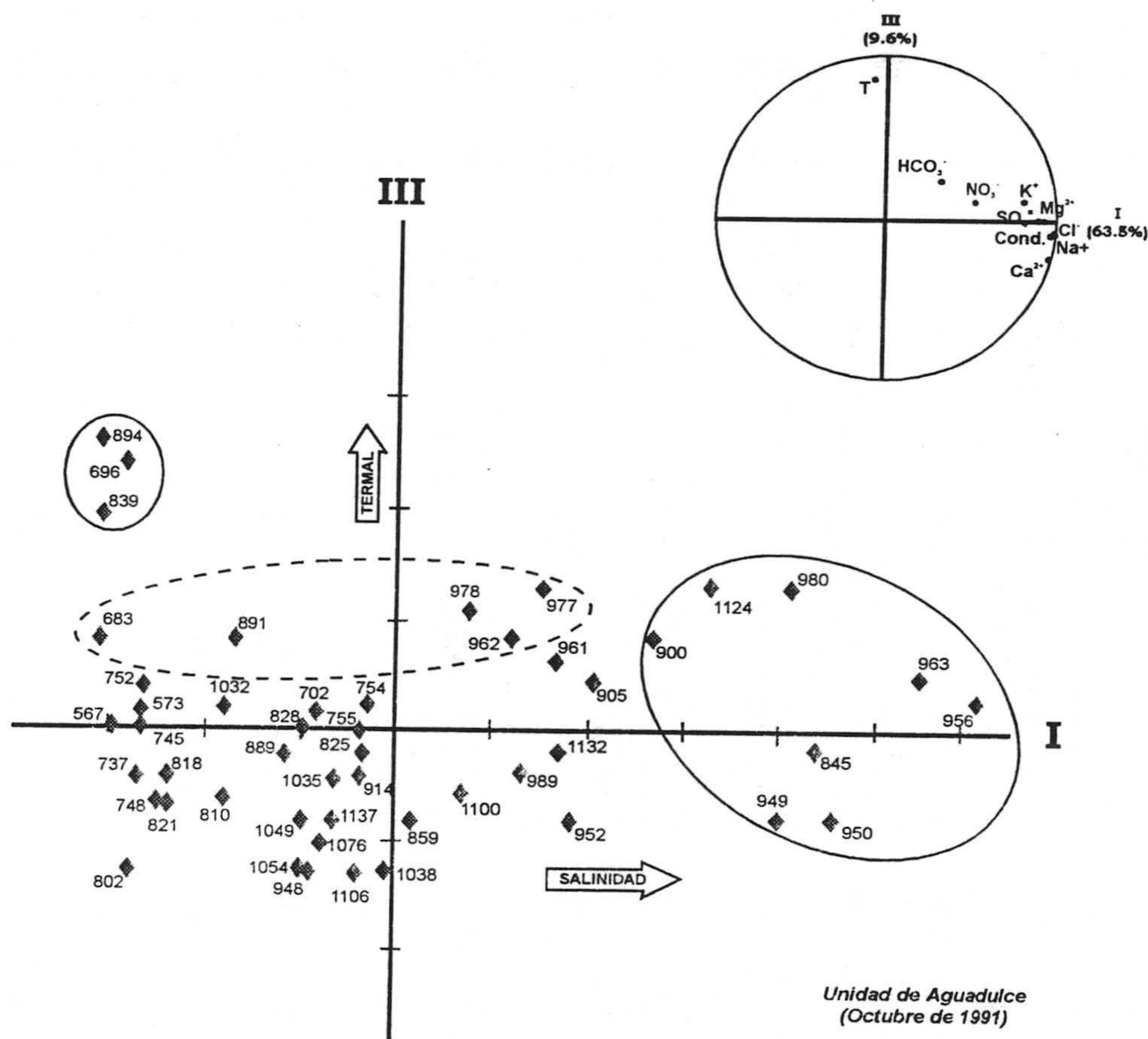


Figura 121.- ACP de variables en el plano I-III.

2.4 UNIDAD DE BALANEGRA

2.4.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS IONES

Las características fisicoquímicas de la unidad en los años anteriores han quedado expuestas en el capítulo anterior en el apartado 6.3. En este apartado voy a representar los iones Cl^- , SO_4^{2-} y NO_3^- correspondientes al semestral de octubre de 1991 y algunas veces haré alusión al de 1996.

La distribución espacial del ion Cl^- para octubre de 1991 se observa en la figura 122. Los valores inferiores a 25 mg.L^{-1} se miden al pie de la Sierra de Gádor y aumentan hacia el SW. En el área de Balanegra los contenidos son superiores a 200 mg.L^{-1} . Al N de Santa María del Águila se miden valores superiores a 500 mg.L^{-1} . La distribución espacial para junio de 1996 es parecida a la del año 1991. Los valores mínimos se sitúan al pie de la Sierra de Gádor y aumentan hacia el S, junto a Santa María del Águila donde se superan los 500 mg.L^{-1} . Hacia el SW, también aumentan y en Balanegra se superan los 300 mg.L^{-1} .

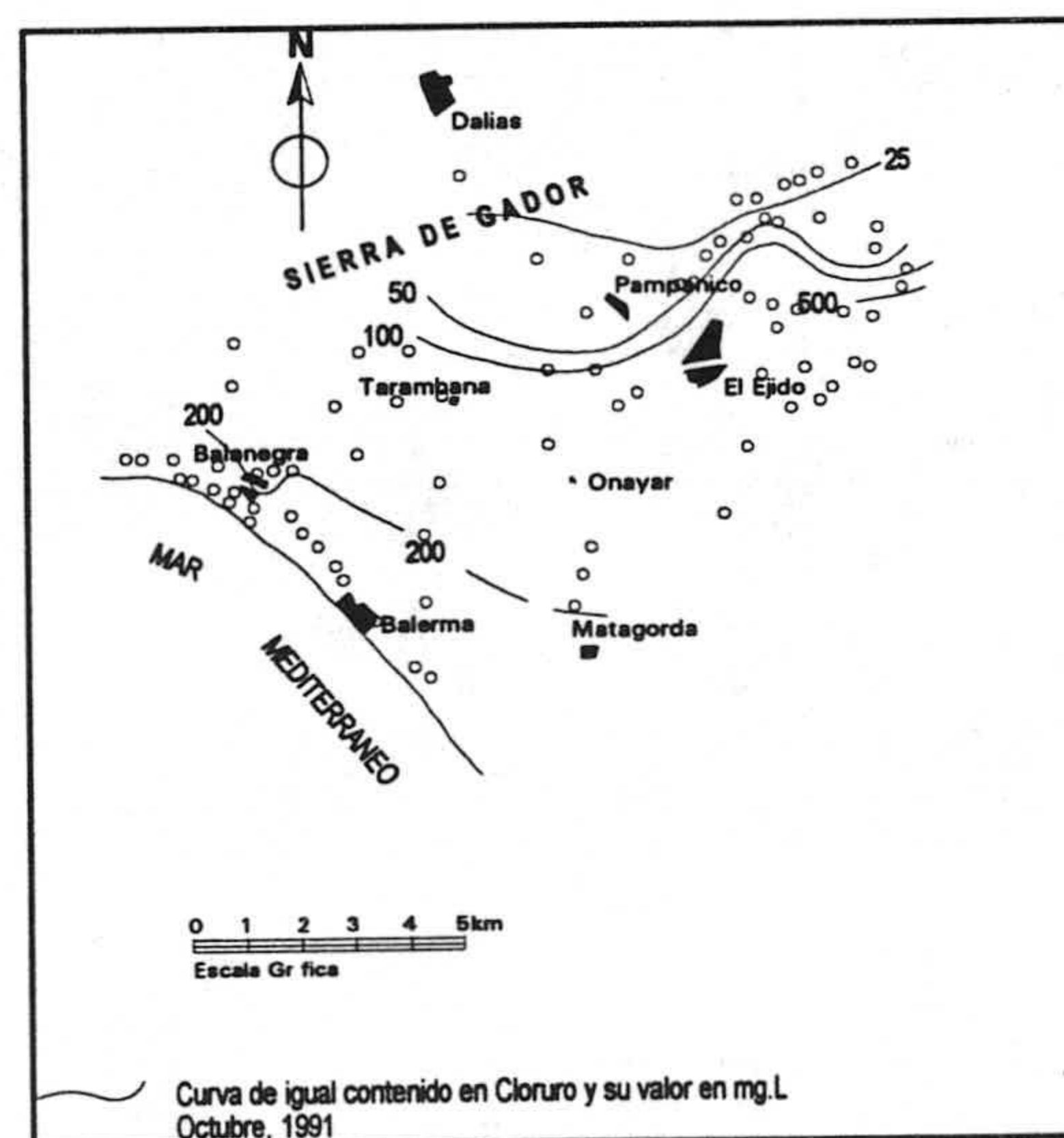


Figura 122.- Distribución espacial ion cloruro (mg.L^{-1}).

La distribución de las isocloras del contenido en ion SO_4^{2-} se observa en la figura 123. Los valores inferiores a 25 mg.L^{-1} se sitúan en el pie de la Sierra de Gádor para aumentar hacia el SW y en el sector costero hasta valores superiores a

200 mg.L⁻¹. Al N de Santa María del Águila se superan los 100 mg.L⁻¹. La distribución en el año 1996, es parecida a la del año 1991.

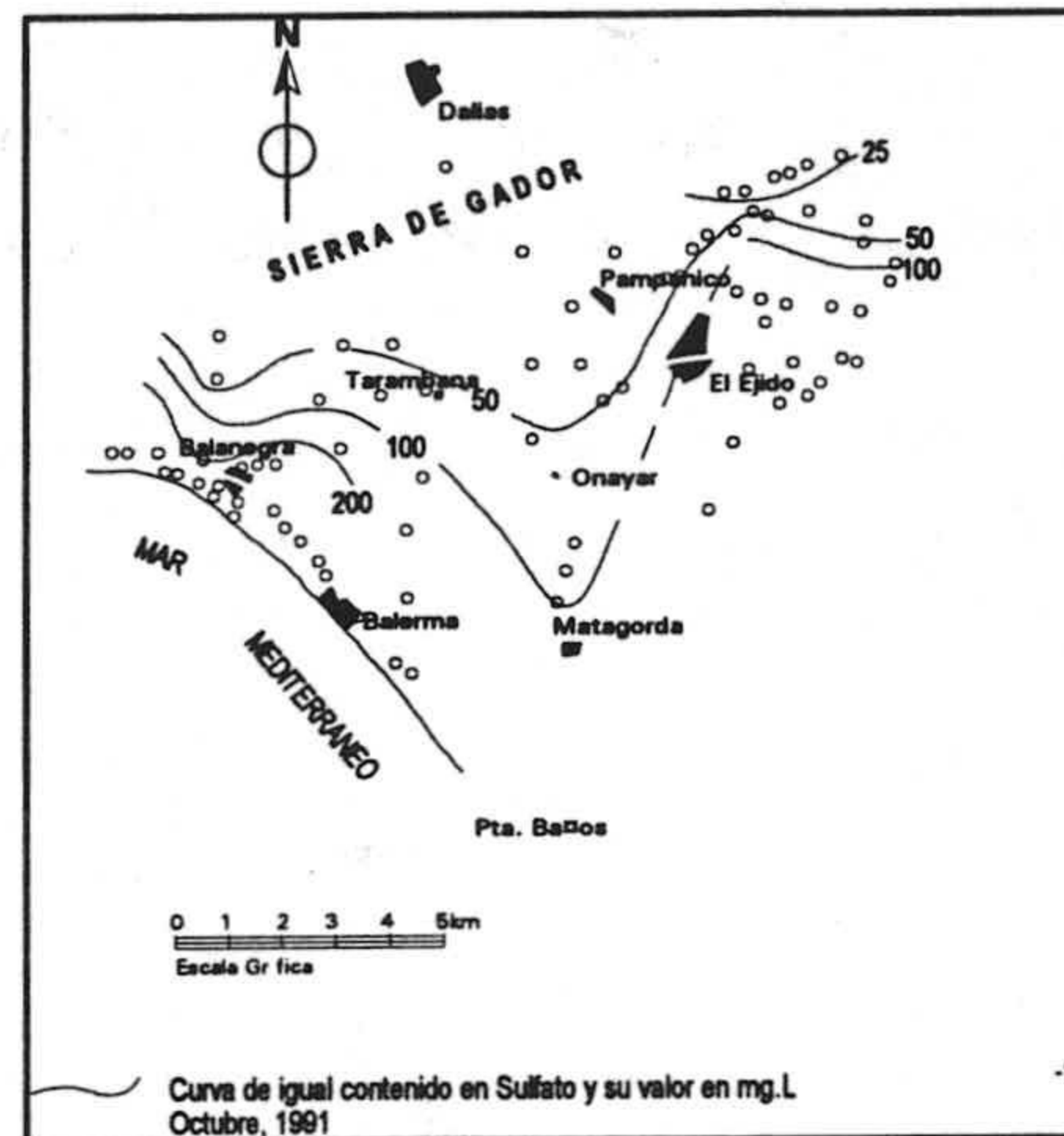


Figura 123.- Distribución espacial ion sulfato (mg.L⁻¹)

La distribución espacial del ion nitrato se observa en la figura 124. Al pié de la Sierra de Gádor hay una extensa franja de valores inferiores a 10 mg.L⁻¹; hay un aumento hacia el sector costero donde se miden valores superiores a 100 mg.L⁻¹. Al N de El Ejido se superan los 25 mg.L⁻¹. En el año 1996, la distribución es la misma, solo que al N de El Ejido se superan los 100 mg.L⁻¹.

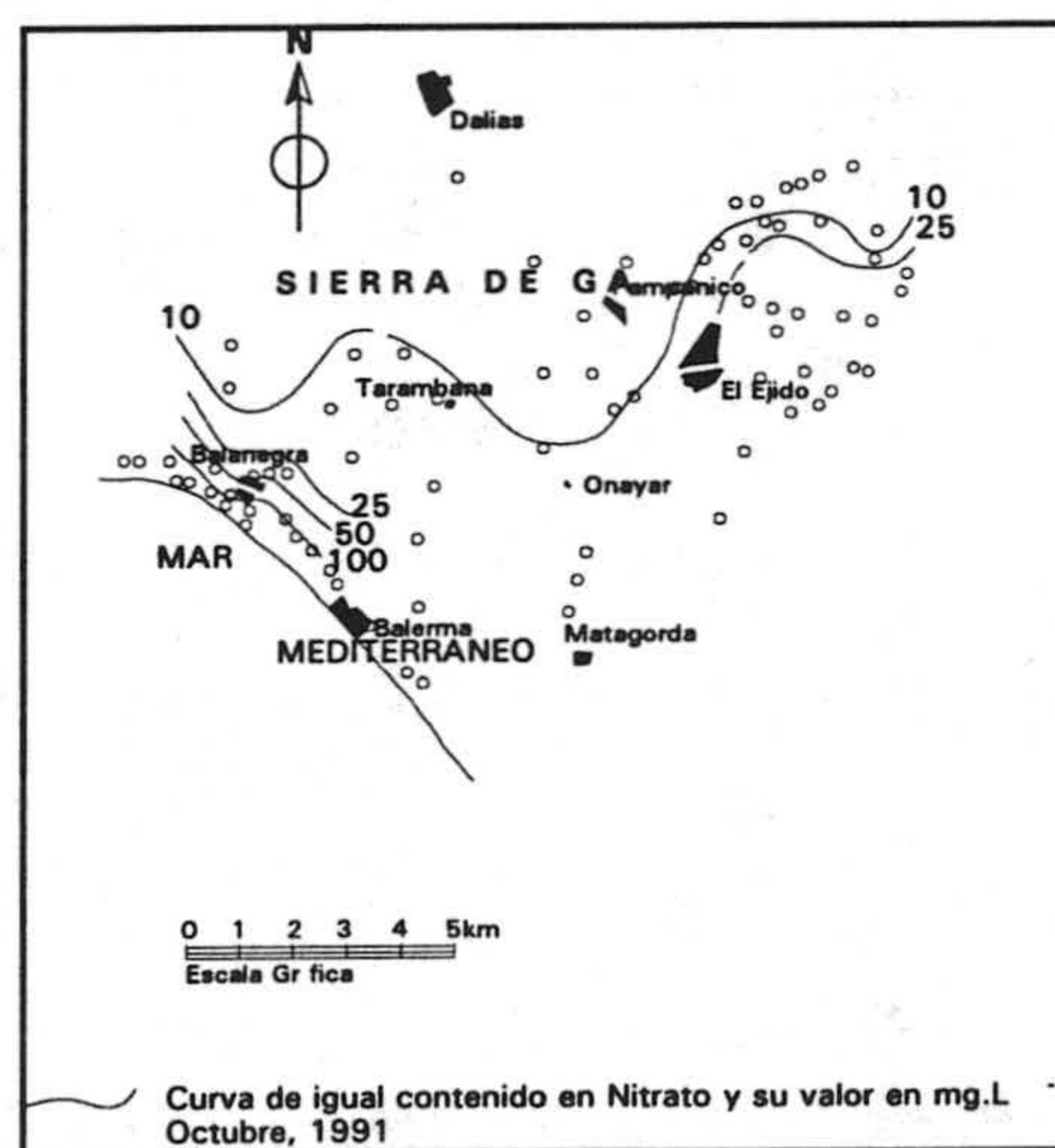


Figura 124.- Distribución espacial ion nitrato (mg.L⁻¹)

2.4.2 PROCESOS DE SALINIZACIÓN

2.4.2.1 Relaciones generales

Para identificar los tipos de aguas existentes en la unidad, he representado las 25 muestras en el diagrama de Piper de la figura 125 predominan las facies mixta, salvo en tres puntos de facies clorurada sódica y ocho puntos de bicarbonatada magnésicocálcica.

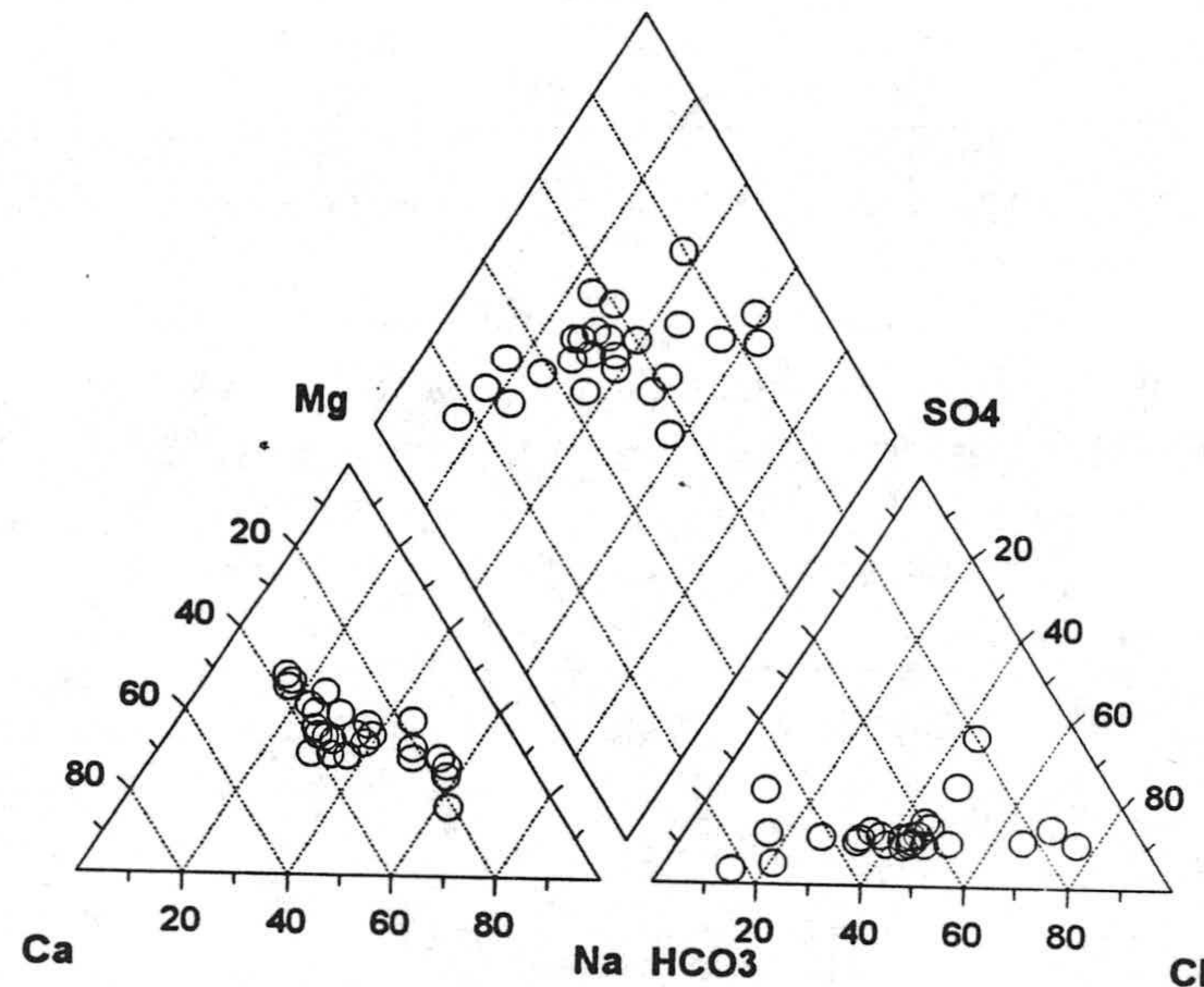


Figura 125.- Diagrama triangular de Piper.

En la figura 126 se representan las relaciones entre el contenido en Cl⁻ y TDS existiendo dos tendencias; la primera me permite diferenciar las aguas del acuífero carbonatado, menos salinas, de las aguas más salinizadas, correspondientes a los materiales miocenos y pliocuaternarios.

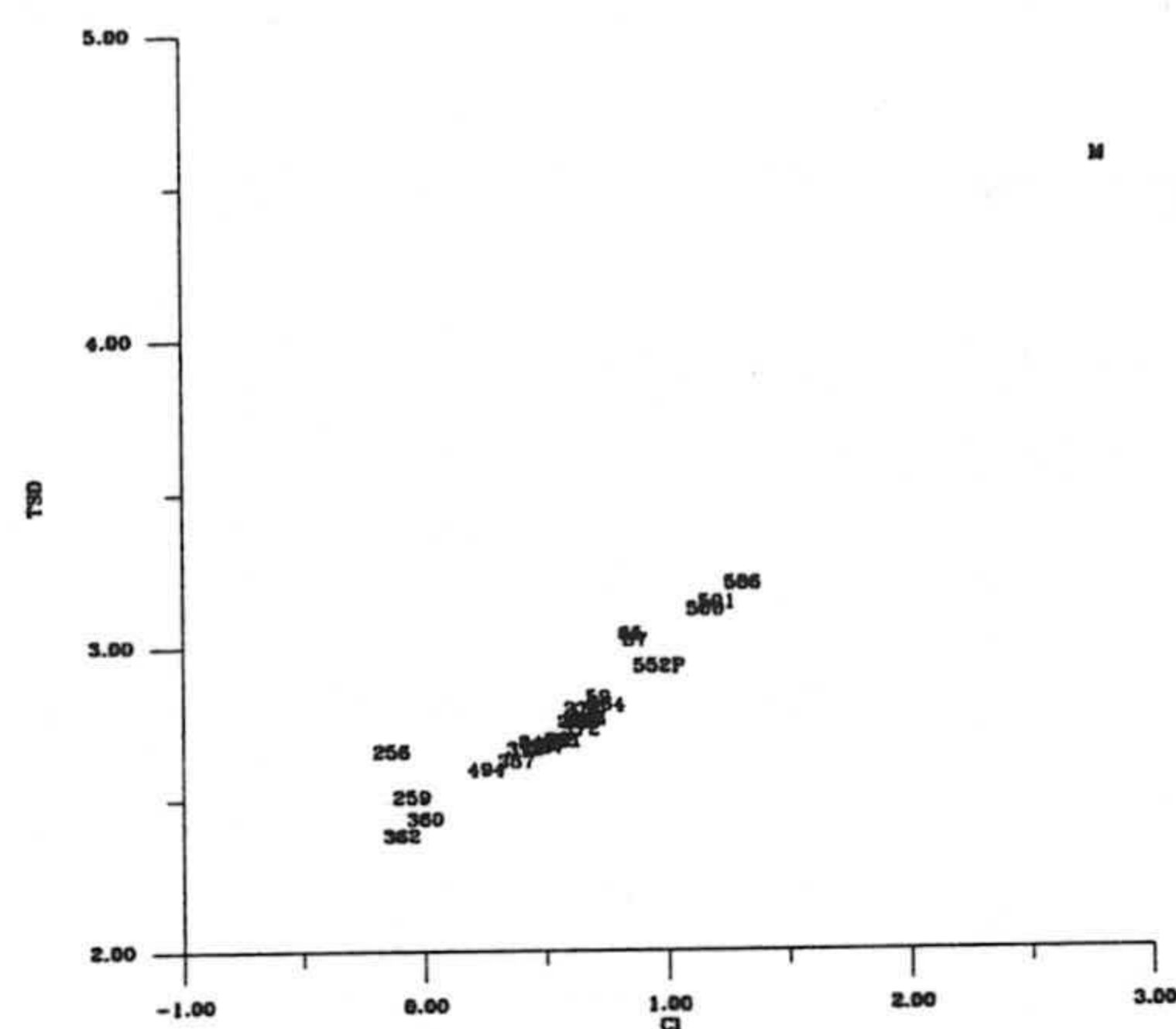


Figura 126.- Relación entre el contenido en cloruro (meq.L⁻¹) y TDS (mg.L⁻¹).

La figura anterior me ha permitido diferenciar el acuífero carbonatado, en el cual casi todos los puntos están situados en el borde de la Sierra, sólo algunos de ellos están en el interior del campo, estando el acuífero confinado.

En la Fig.127 se representa las concentraciones de Cl⁻ y Na⁺; existiendo una buena relación, aunque hay puntos donde domina el ion Cl⁻ y otros donde dominan el Na⁺. Hay un aumento hacia los puntos acuíferos que están situados más hacia el interior del campo.

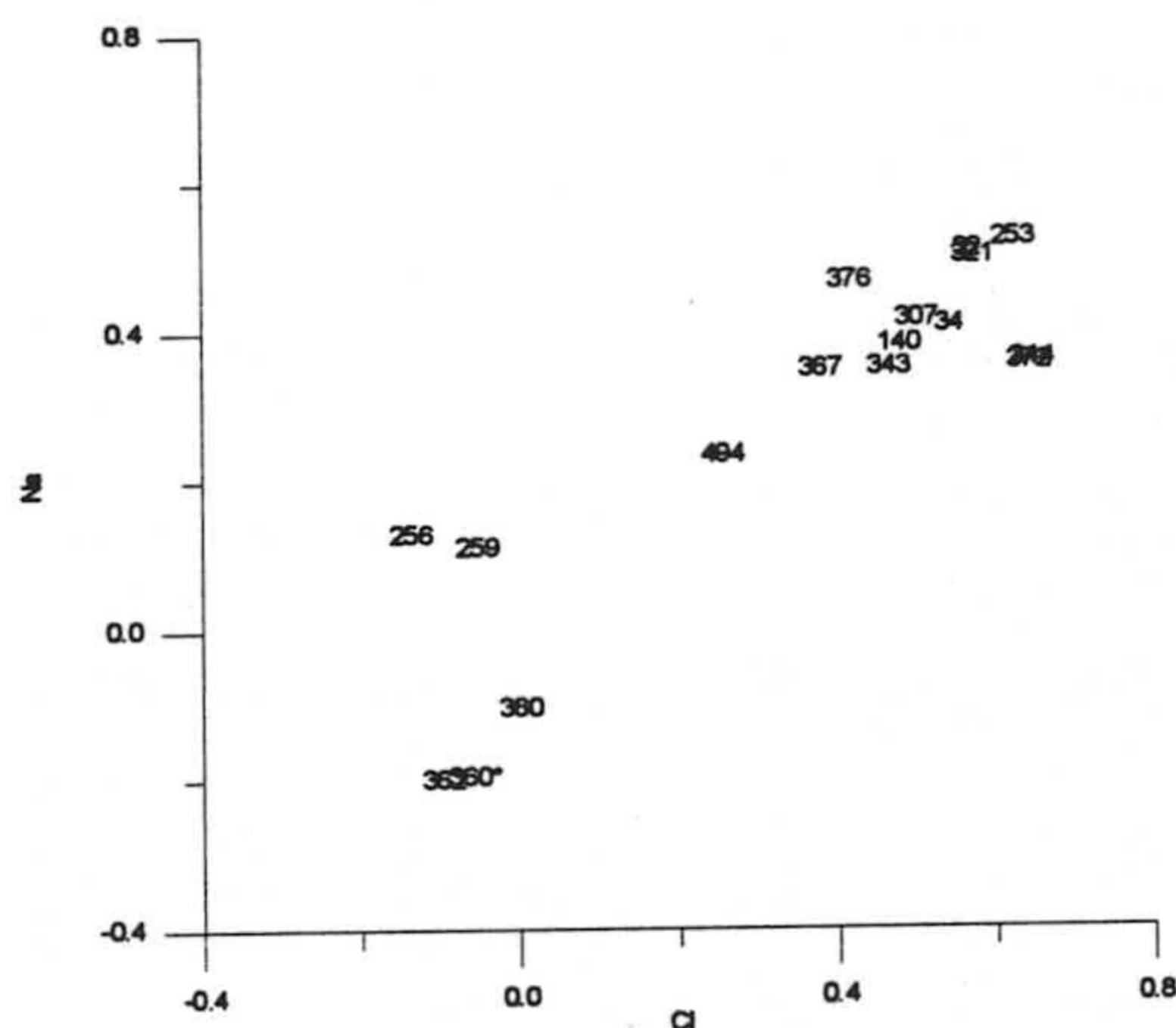


Figura 127.- Relación entre el contenido en cloruro y sodio (meq.L⁻¹).

En la figura 128 representa la concentración de Cl^- frente al Ca^{2+} y se observa igualmente crecimiento de Cl^- y de Ca^{2+} en la dirección del flujo subterráneo, pero hay puntos que muestran dispersión. En la figura 129 donde se representan las concentraciones de Cl^- frente al Mg^{2+} ; existe igualmente un crecimiento de ambos iones, pero dominan Cl^- frente al Mg^{2+} .

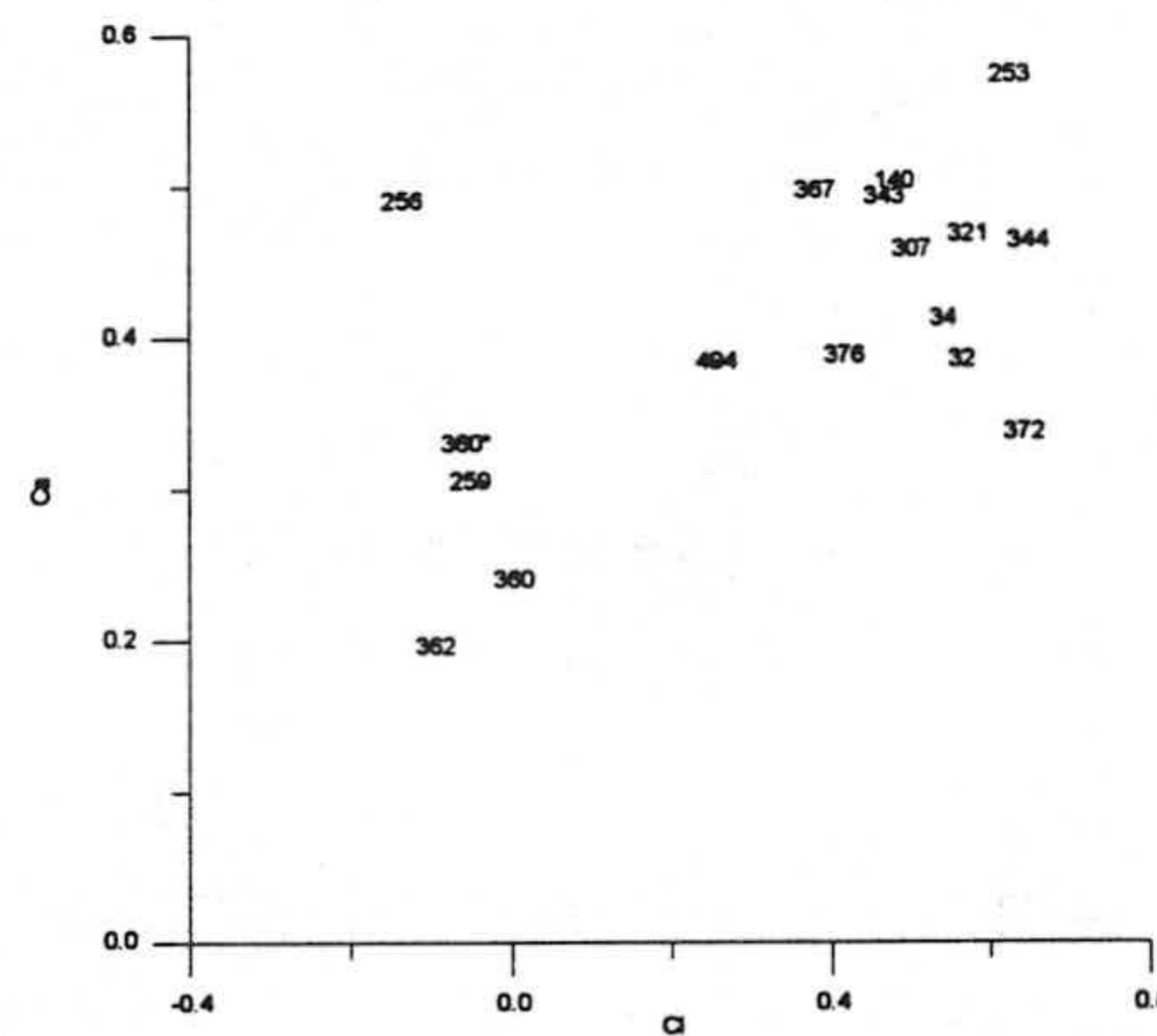


Figura 128.- Relación entre el contenido en cloruro y calcio (meq.L⁻¹).

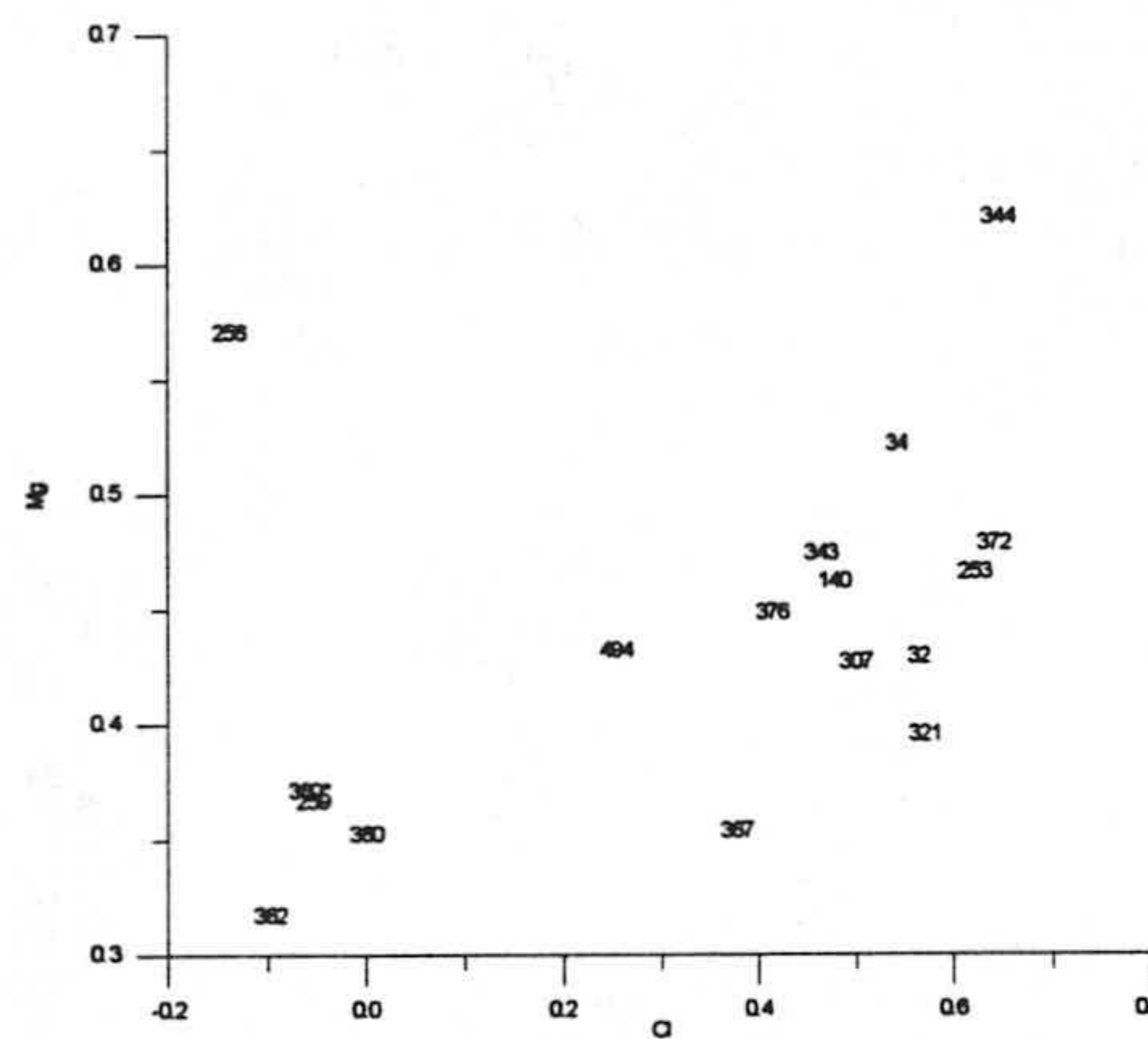


Figura 129.- Relación entre el contenido en cloruro y magnesio (meq.L⁻¹).

En la figura 130 se muestra la relación entre los iones SO_4^{2-} y Ca^{2+} , existiendo una buena linealidad entre ambas, pero predomina el ion Ca^{2+} frente al SO_4^{2-} .

sobre todo en los puntos acuíferos que están más explotados y cerca o en contacto con los materiales miocenos. Sin embargo en la concentración de SO_4^{2-} frente al Mg^{2+} , domina el Mg^{2+} frente a los SO_4^{2-} . Hay una serie de puntos que muestran un crecimiento de los dos iones.

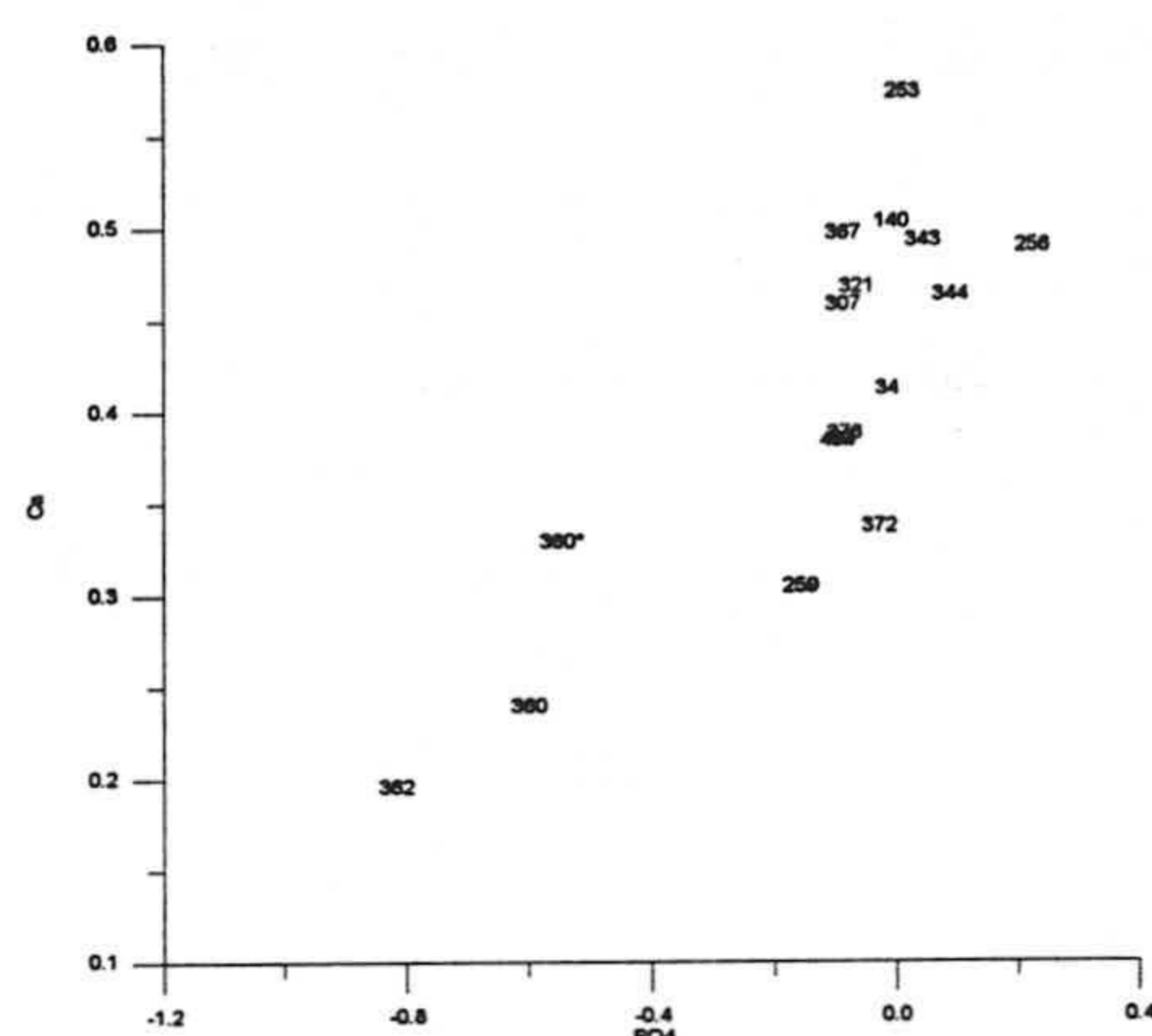


Figura 130.- Relación entre el contenido en sulfato y calcio (meq.L^{-1}).

En la figura 131 se representan las concentraciones de Ca^{2+} y HCO_3^- , todas las muestras, a excepción de una, se localizan por encima de la recta 1:1, que define la disolución del CaCO_3 si se representan las concentraciones de HCO_3^- frente a la suma de los Ca^{2+} y Mg^{2+} , el comportamiento de las muestras es similar, esto permite deducir que existe un aporte de estos cationes que no derivan únicamente de la disolución de la dolomita (CaMgCO_3).

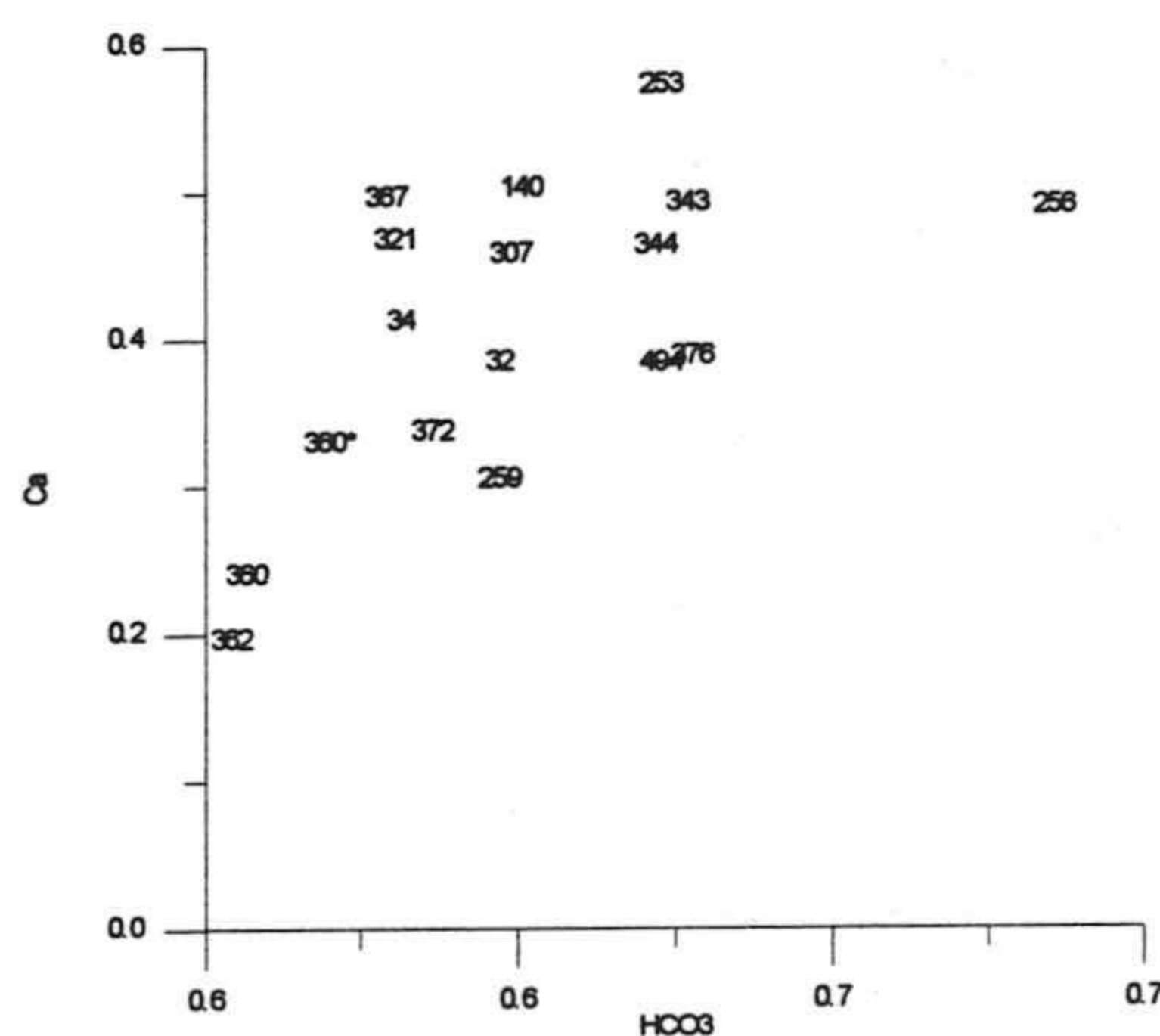


Figura 131.- Relación entre el contenido en bicarbonato y calcio (meq.L^{-1}).

En la figura 132 A) represento la relación de los índices de saturación de la calcita y de la dolomita. Hay una serie de puntos (360, 362, 494), al pie de Sierra de Gádor, cuyas aguas presentan subsaturación con respecto a la calcita y dolomita. Hay un punto, el 32, que está subsaturado en calcita y sobresaturado en dolomita. Los restantes puntos de la unidad están sobresaturados tanto en calcita como en dolomita. Los índices de saturación de la calcita, dolomita y yeso frente al contenido en sulfatos en miliequivalentes se observan en la figura 132 B). Al aumentar la concentración en sulfatos las aguas se acercan a la saturación en yeso y provoca la saturación en calcita. Es decir, según se deduce del gráfico, en la dirección del flujo subterráneo las muestras están subsaturadas, posteriormente, se produce dolomitización, y en los más distales del área de recarga, sobre todo en los sondeos más profundos situados en el centro-sur de la unidad, así como los situados en Balanegra que explotan el mioceno-plioceno, parece ser que se produce dedolomitización.

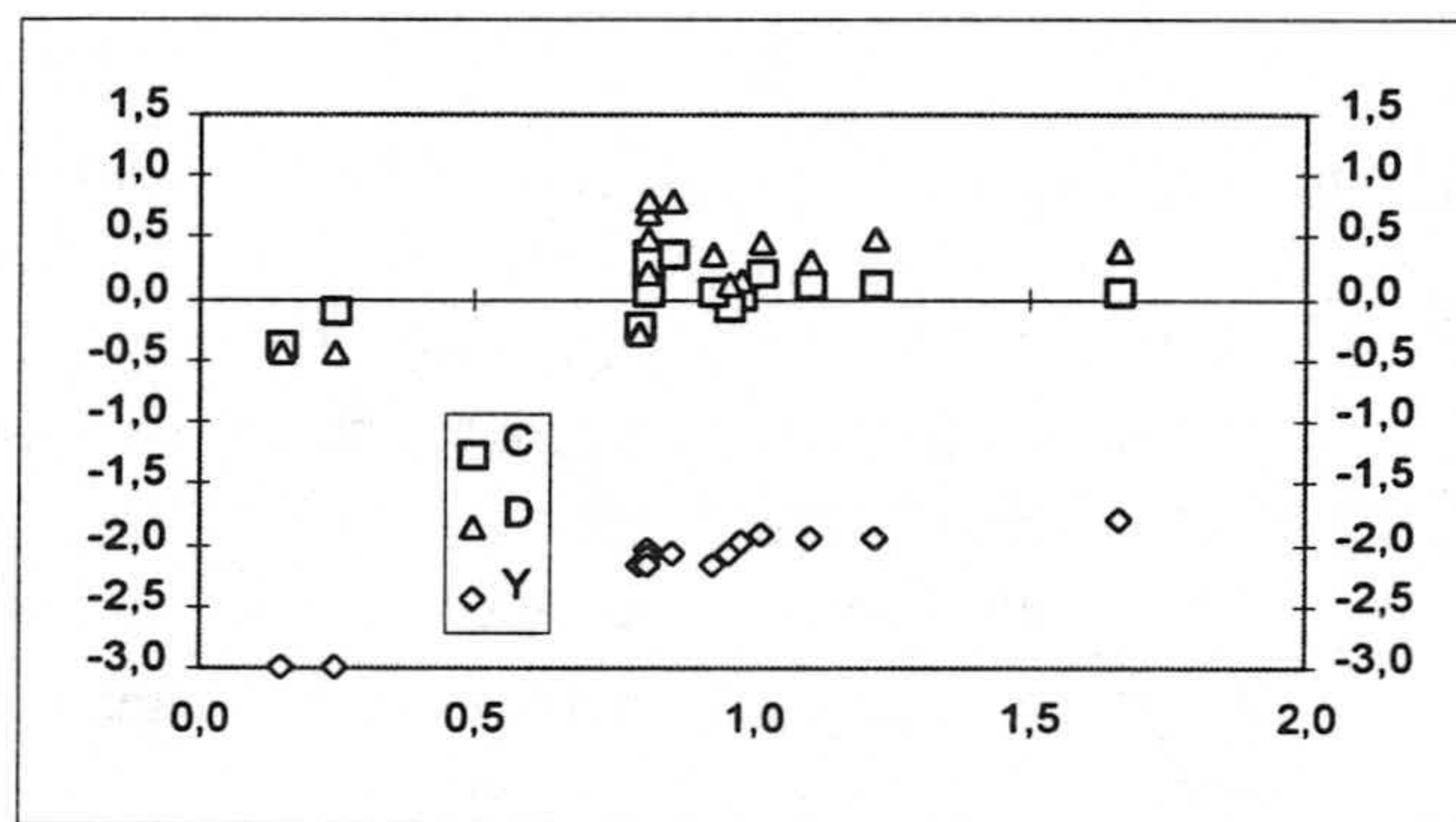


Figura 132 A).- Relación entre los índices de saturación de calcita y dolomita.

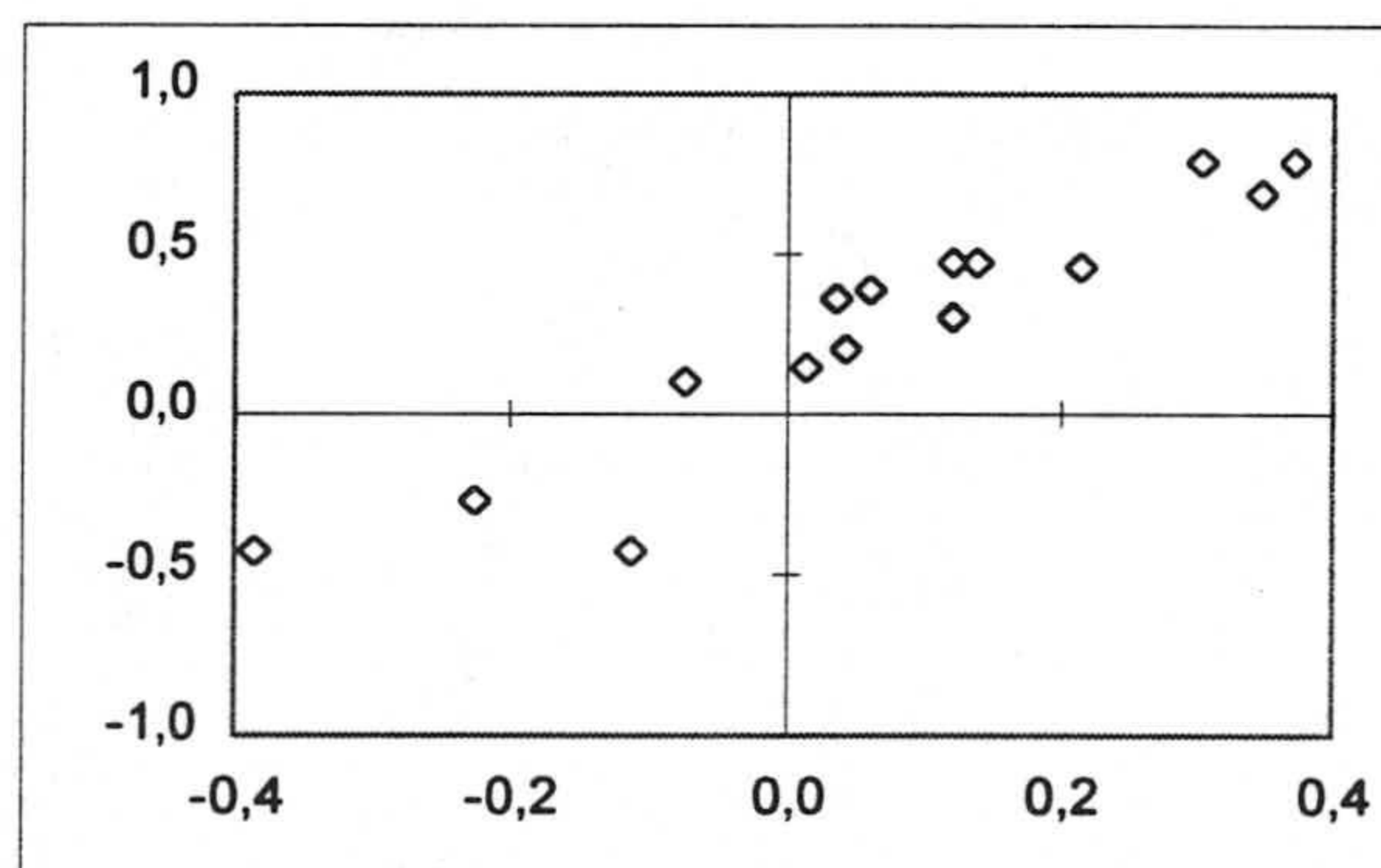


Figura 132 B).- Relación entre los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso.

2.4.2.2 El proceso de mezcla agua dulce-agua de mar

Si se considera el ion cloruro como representativo de la proporción de agua de mar intruyente en el acuífero, el estudio de los correspondientes gráficos entre este ion y los iones mayoritarios, así como la relación de las muestras respecto a la hipotética línea de mezcla agua de mar-agua dulce, puede resultar de gran utilidad para identificar procesos anexos al propio fenómeno de mezcla. Hay que decir que la elección del punto inicial de la salinización para este acuífero no es nada fácil, después de muchas pruebas he elegido el punto 367. El el agua de mar sería el otro extremo.

En la figura 133 represento las concentraciones de Cl^- y Na^+ ; hay puntos con contenidos superiores y otros inferiores respecto a la recta de mezcla agua dulce-agua de mar, esto es debido a los procesos de intercambio.

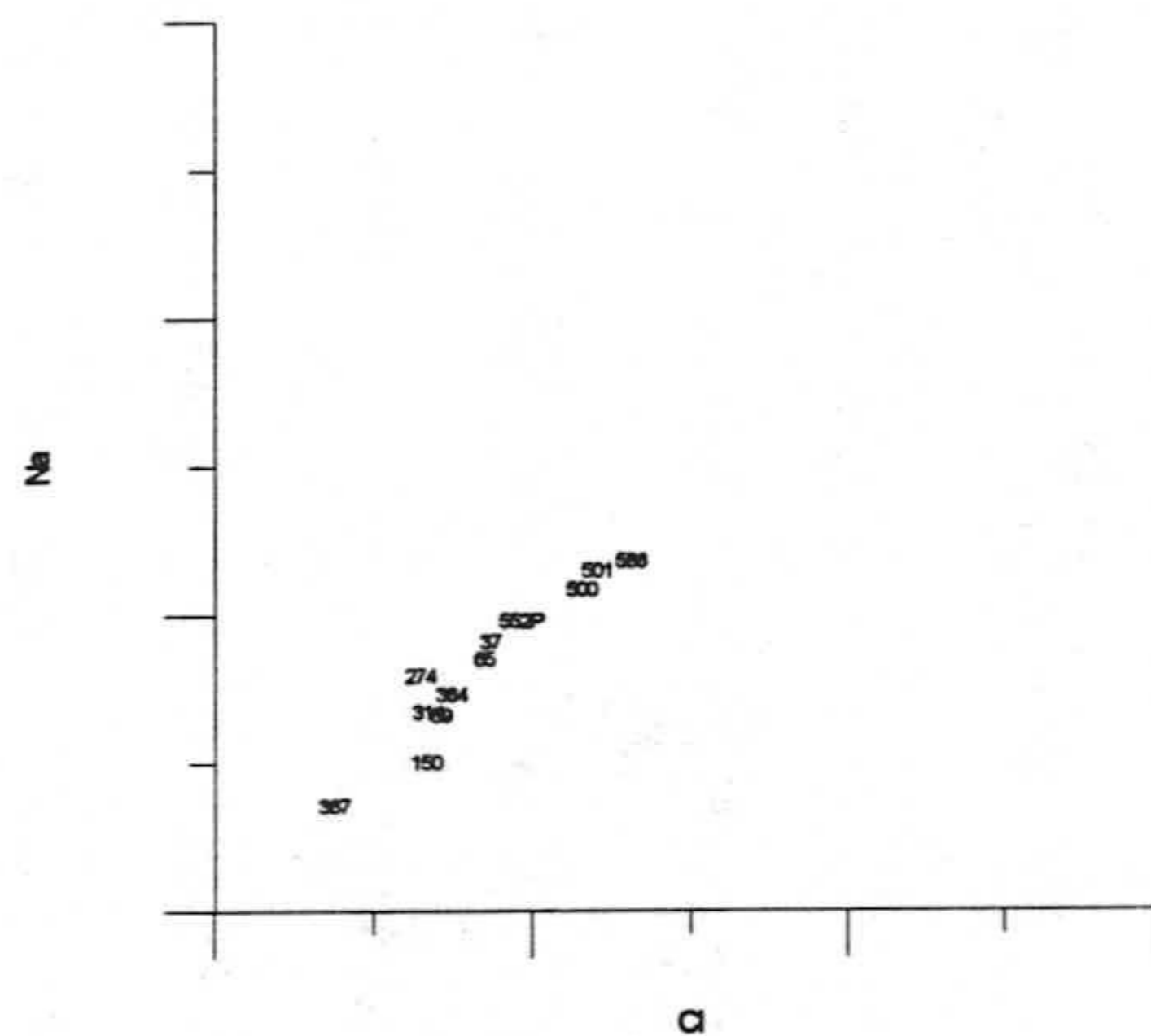


Figura 133.- Relación entre el contenido cloruro y sodio (meq.L^{-1}).

En la figura 134 están representadas la concentraciones de Cl^- y Ca^{2+} , existiendo en casi todos los puntos un predominio de cloruro frente al calcio. La relación del Cl^- frente al Mg^{2+} se observa en la figura 135. Existe en algunos puntos ganancia y en otros pérdida de Mg^{2+} respecto a la línea de mezcla.

En la figura 136, que representa las concentraciones de Cl^- frente a SO_4^{2-} ; igualmente hay unos puntos que domina el sulfato, concretamente los puntos situados en Balanegra y otros en los que el contenido del ion es inferior a la línea de mezcla.

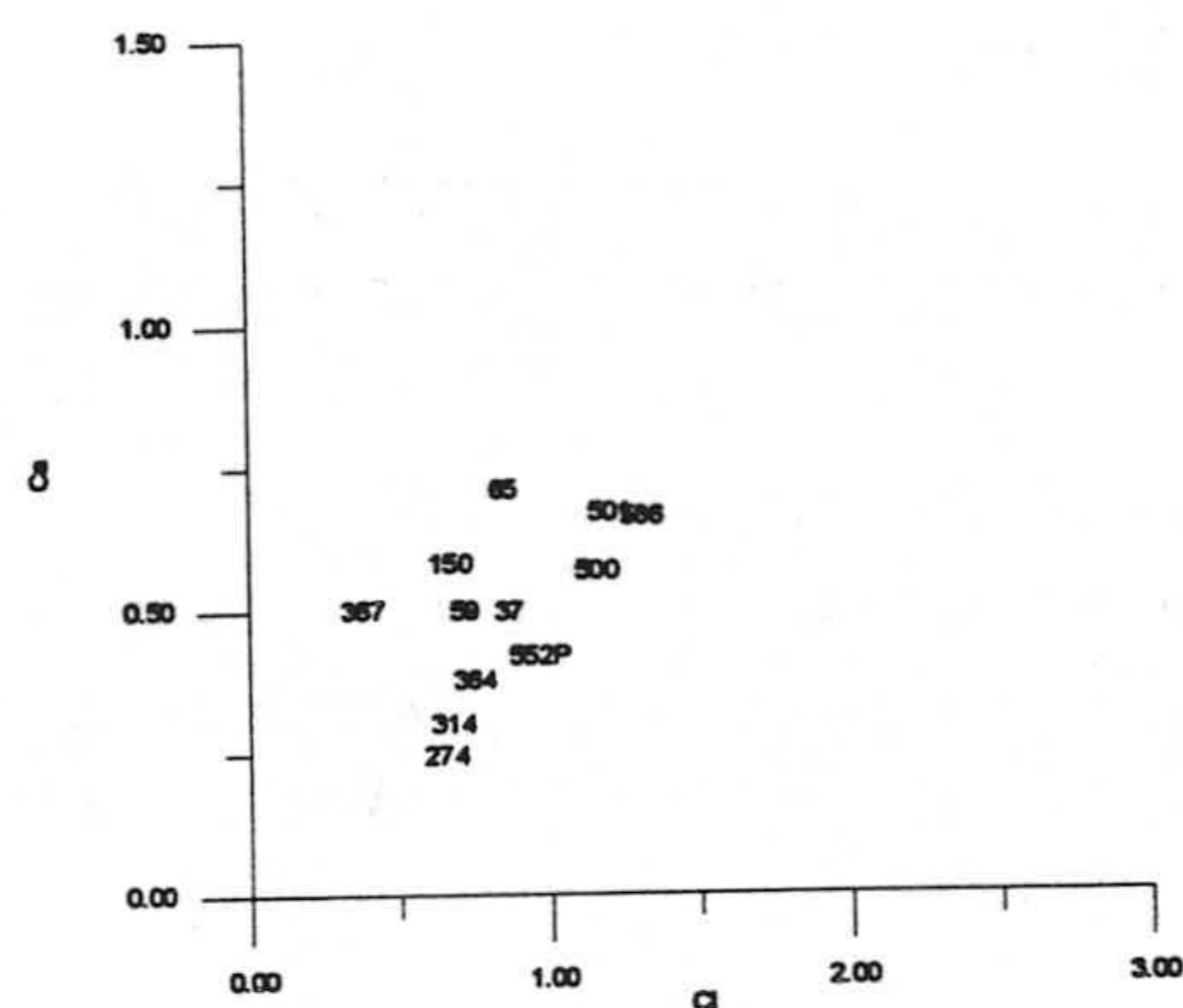


Figura 134.- Relación entre el contenido cloruro y calcio (meq.L⁻¹).

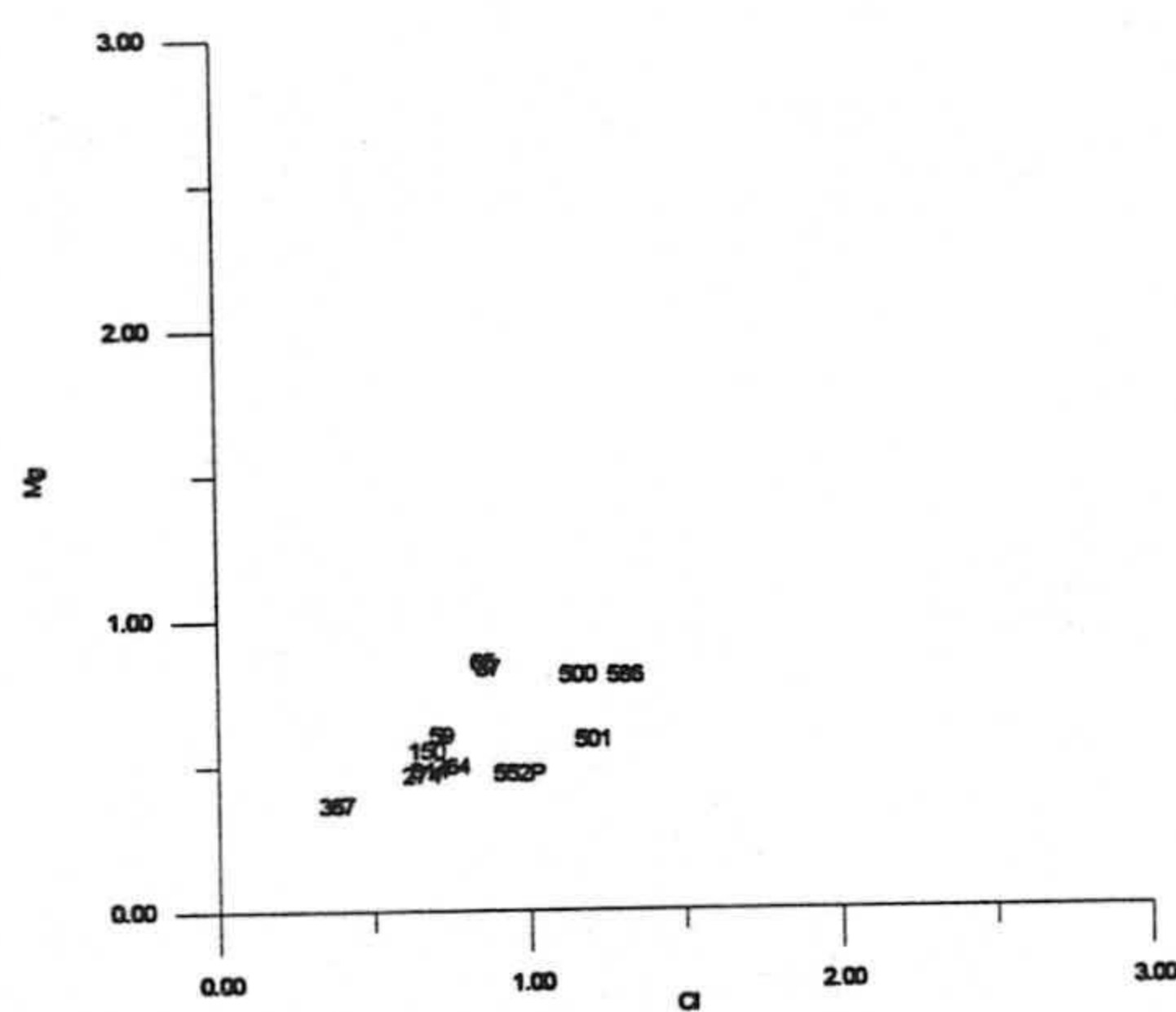


Figura 135.- Relación entre el contenido cloruro y magnesio (meq.L⁻¹).

Si se representa el Cl⁻ frente al K⁺, hay un déficit de K⁺ respecto de la línea de mezcla, exceptuando dos o tres puntos acuíferos (figura 137).

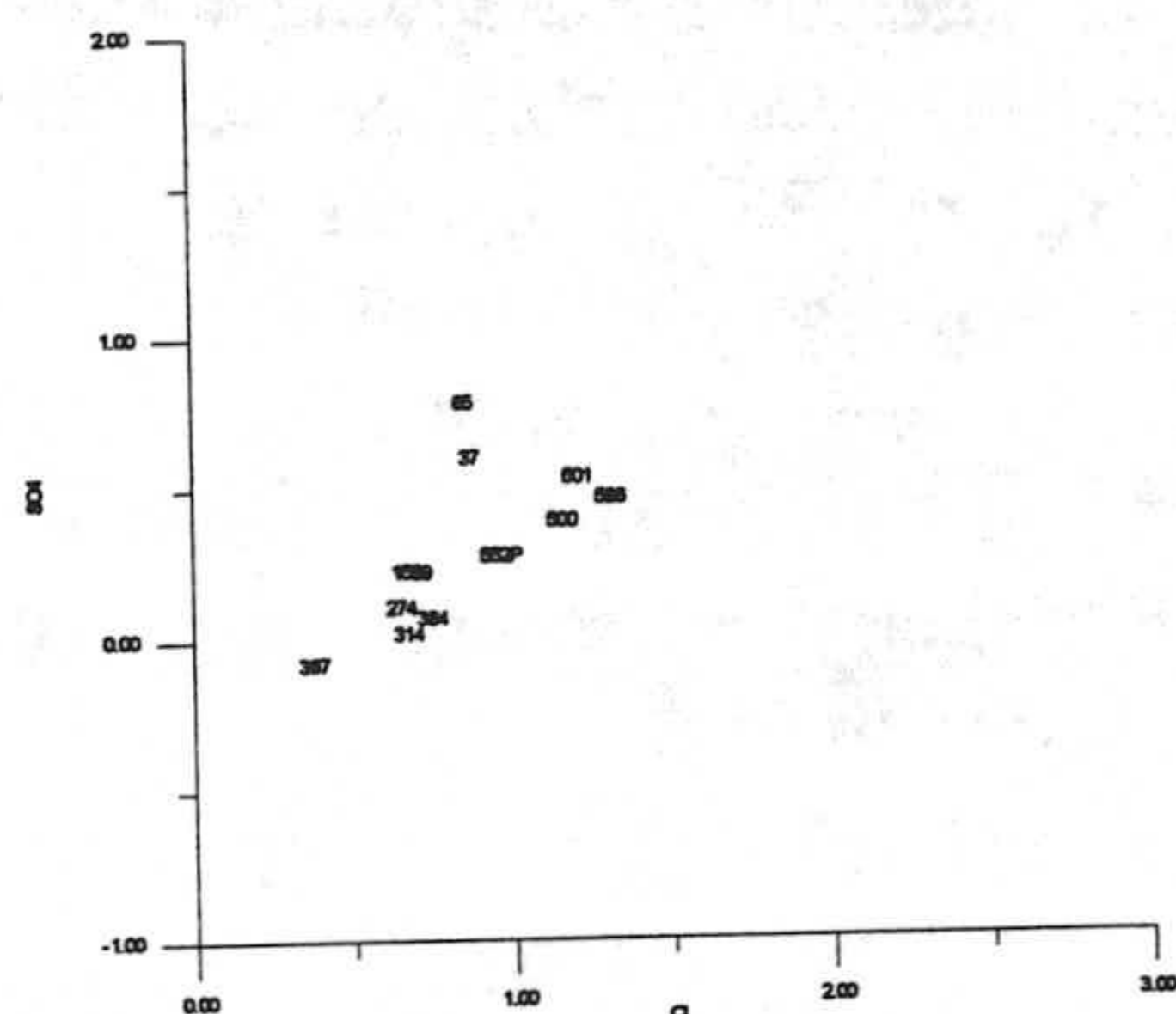


Figura 136.- Relación entre el contenido cloruro y sulfato (meq.L⁻¹).

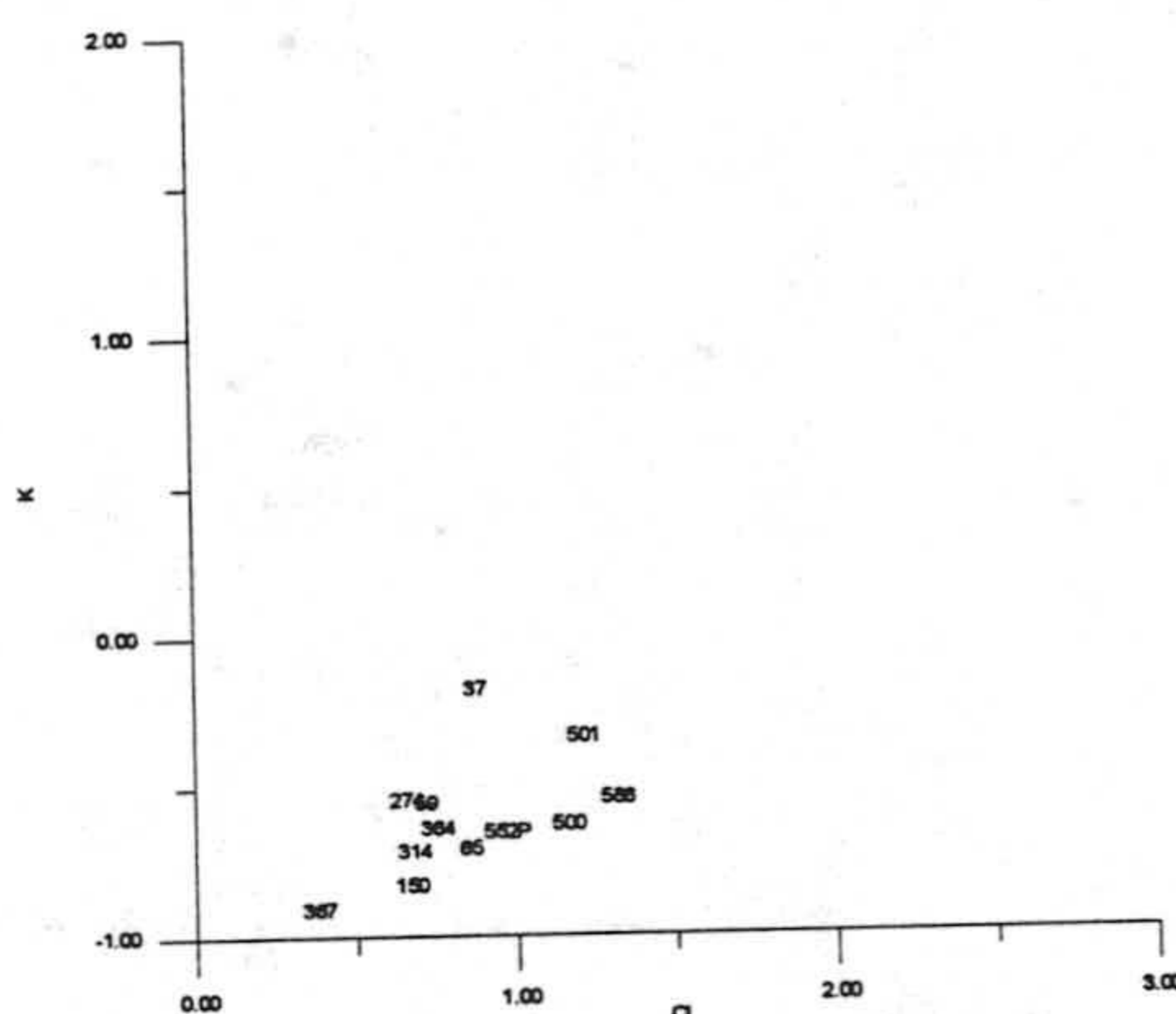


Figura 137.- Relación entre el contenido cloruro y potasio (meq.L⁻¹).

Para reconocer la existencia de procesos modificadores, que alteren la composición de la mezcla teórica agua dulce-agua de mar, la concentración real de cada constituyente se compara con la concentración teórica, correspondiente a la mezcla conservativa, formando como miembros extremos de la mezcla, el agua de mar y el agua dulce comienzo de la salinización. La concentración teórica de cada muestra se calcula según el método expuesto en la unidad de Agudulce.

Las operaciones son sencillas y se ha calculado la recta de mezcla para cada ion, de acuerdo con las concentraciones de este ion y del ion cloruro en agua dulce y agua de mar. Las diferencias entre las concentraciones reales y teóricas se expresan como Δ ion en meq.L⁻¹.

Para identificar los diferentes tipos de salinización en los diversos sectores del acuífero he elaborado mapas de distribución espacial de los ΔSO_4^{2-} y de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$. En la figura 138 se observa la distribución de las isolíneas de $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$. Los valores inferiores se sitúan al N de Santa María del Águila y de El Ejido y van aumentando hacia el SW y en el sector costero de Balanegra se localizan los valores más elevados. Al N de Santa María del Águila la relación $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ es menor. En el sector costero de Balanegra, donde la $r\text{SO}_4^{2-}/r\text{Cl}^-$ coincide con el predominio de ion Cl^- .

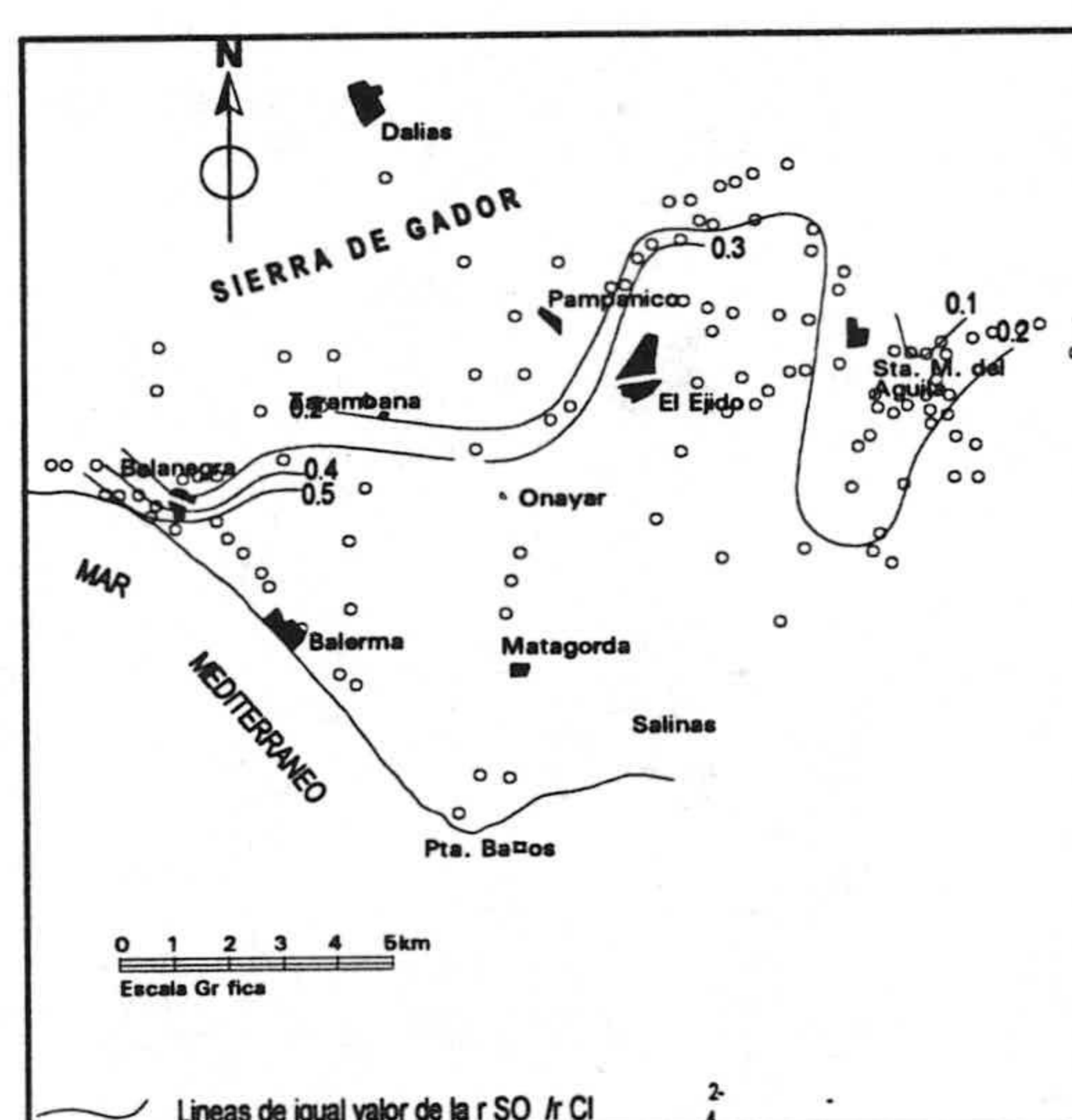


Figura 138.- Lineal de igual valor de la relación sulfato cloruro.

En la figura 139 se representa la distribución espacial de los ΔSO_4^{2-} , ésta es similar a la de la anterior relación; los valores máximos están situados en Balanegra y en Santa María del Águila. Parece que en la unidad hay una mezcla de aguas bicarbonatadas calcico-magnésicas, con agua de mar y conagua de tipo sulfatada.

En la figura 140, está representada la evolución de los deltas iónicos de las aguas con Cl^- crecientes, independientemente de su posición geográfica. Los ΔNa^+ y el ΔK^+ en las menos salinizadas son positivos (excepto en el 150) y en las más salinizadas son negativos. El ΔCa^{2+} es positivo en los menos salinizados y en las

más es negativo. El ΔMg^{2+} es positivo en todas las muestras (excepto en el 693) y el ΔSO_4^{2-} es positivo también en todas las muestras (excepto en el punto 314).

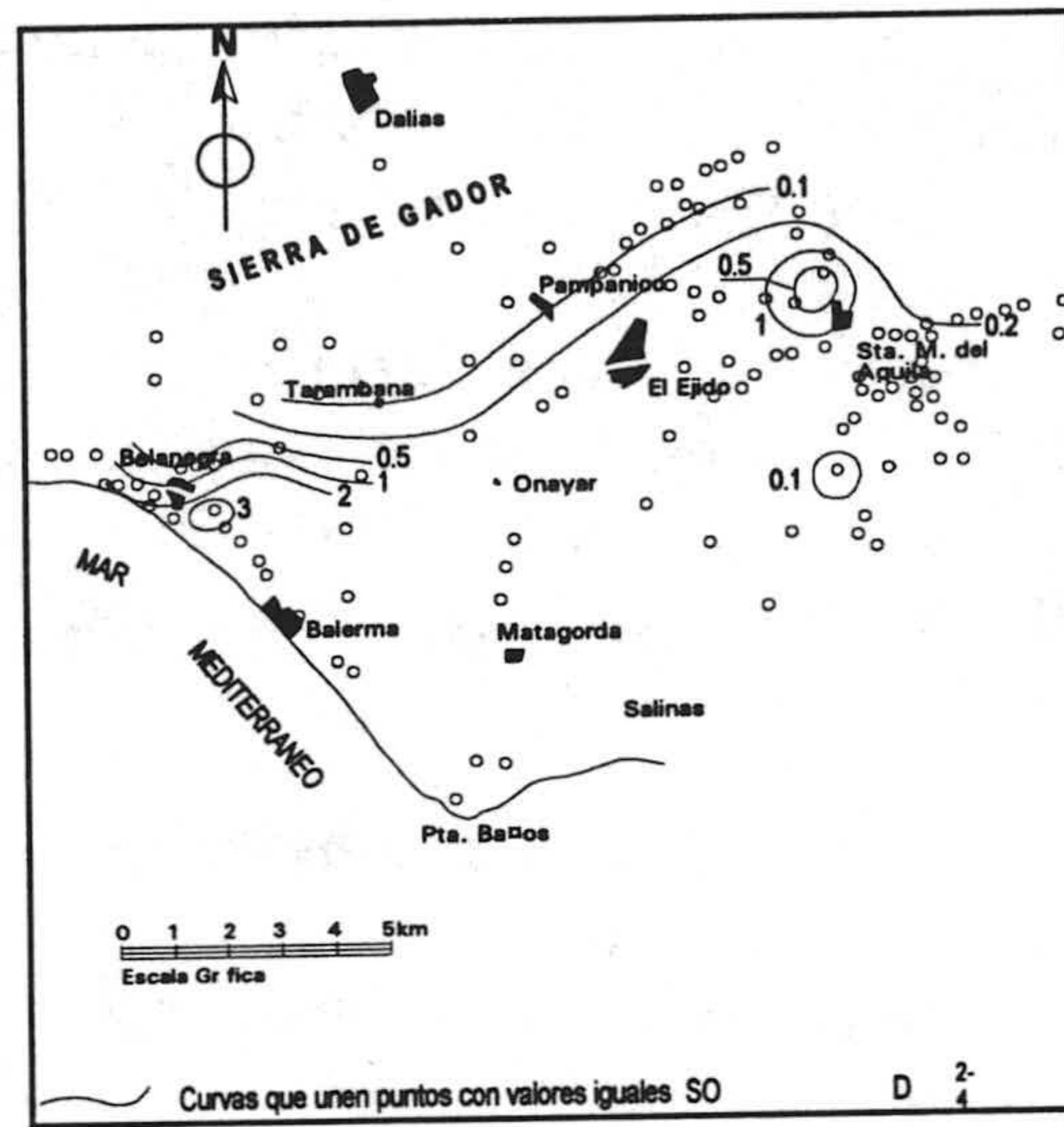


Figura 139.- Línea de igual valor de la relación deltas sulfatos.

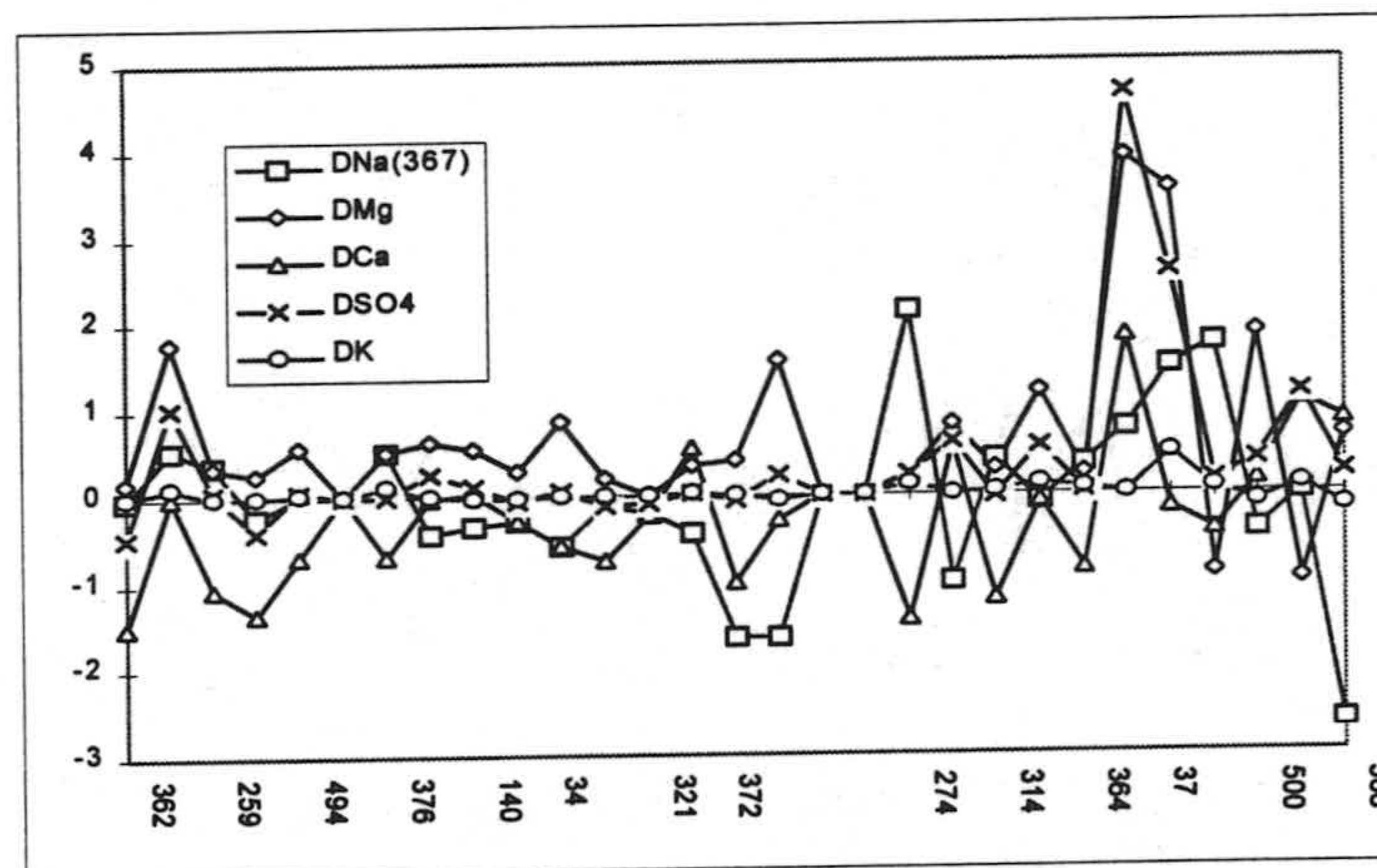


Figura 140.- Evolución de los deltas iónicos de las aguas ordenadas según un orden creciente de cloruros.

2.4.2.3 Procesos modificadores

Los ΔNa^+ y ΔK^+ son positivos en los puntos 274, 314, 364, 65, 37 y 693 mientras que el ΔCa^{2+} es negativo lo que indica un cambio iónico directo, es decir se produce un desequilibrio entre los iones Ca^{2+} y Na^+ , de tal modo que la solución pierde calcio y gana sodio. Los puntos 59, 150, 500, 501, y 586 tienen los ΔNa^+ y ΔK^+ negativos y los ΔCa^{2+} positivos lo que indica un intercambio iónico inverso, es decir se produce una liberación de calcio y una absorción de sodio. Es posible que en los puntos 59 y 150, situados en el sector de Balanegra, se produzca intrusión marina. Los otros puntos 500, 501 y 586, localizados en Santa María del Águila, se puede producir el ascenso de aguas salinas congénitas, tal como trataré de demostrar mas adelante.

El ΔMg^{2+} es positivo (excepto en los puntos 501 y 693 que son negativos). En los sondeos donde el ΔCa^{2+} es positivo, el ΔMg^{2+} también es positivo y puede ser debido a procesos de intercambio, pero hay un par de sondeos profundos que el ΔMg^{2+} es negativo y acompaña al ΔCa^{2+} . Hay exceso de Mg^{2+} que puede ser debido a la precipitación de dolomita o la disolución de yesos. El ΔSO_4^{2-} siempre es positivo debido a la disolución de yesos (excepto en el punto 693 que es negativo, donde posiblemente haya reducción de sulfatos).

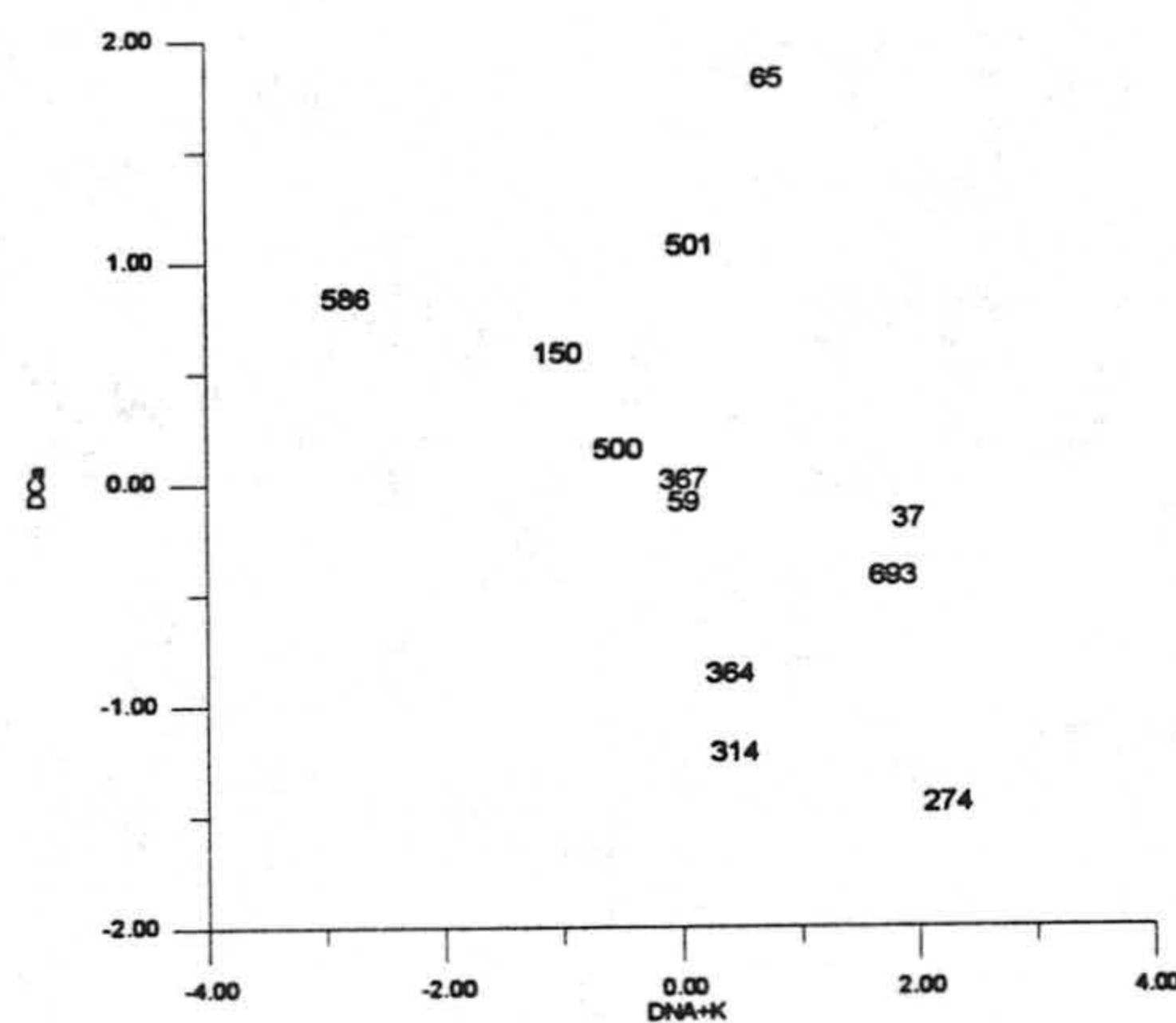


Figura 141.- Relación entre la suma de delta sodio y potasio y la suma de delta calcio y magnesio.

En la figura 141 se relaciona la suma de los ΔNa^+ y ΔK^+ frente a la suma de los ΔCa^{2+} y ΔMg^{2+} existe un exceso Ca^{2+} y Mg^{2+} (excepto en el punto 693) que

no puede explicarse por los procesos de intercambio. Si representamos el ΔSO_4^{2-} frente a la suma de los ΔCa^{2+} y ΔMg^{2+} , se observa que hay unos puntos 501, 37 y 65 que el Ca^{2+} y Mg^{2+} están relacionados con el aumento en sulfatos, posiblemente los excesos Ca^{2+} y Mg^{2+} sea debido al lixiviado de yesos de los materiales pliocenos o miocenos.

La distribución espacial del ΔNa^+ se observa en la figura 142. Los valores negativos están localizados en Santa María del Águila y al NE de Balanegra. Los valores positivos se sitúan al N, y al S de El Ejido y en el sector costero. En la figura -- se observa la distribución espacial del ΔCa^{2+} . Los valores positivos están en Santa María del Águila y al NE de Balanegra. Los valores negativos se localizan al N y al S de El Ejido y en el sector costero de Balanegra. Es decir, que donde se localizan los ΔNa^+ negativos están los ΔCa^{2+} positivos y viceversa, lo que se interprete como la evidencia de la existencia de procesos de intercambio.

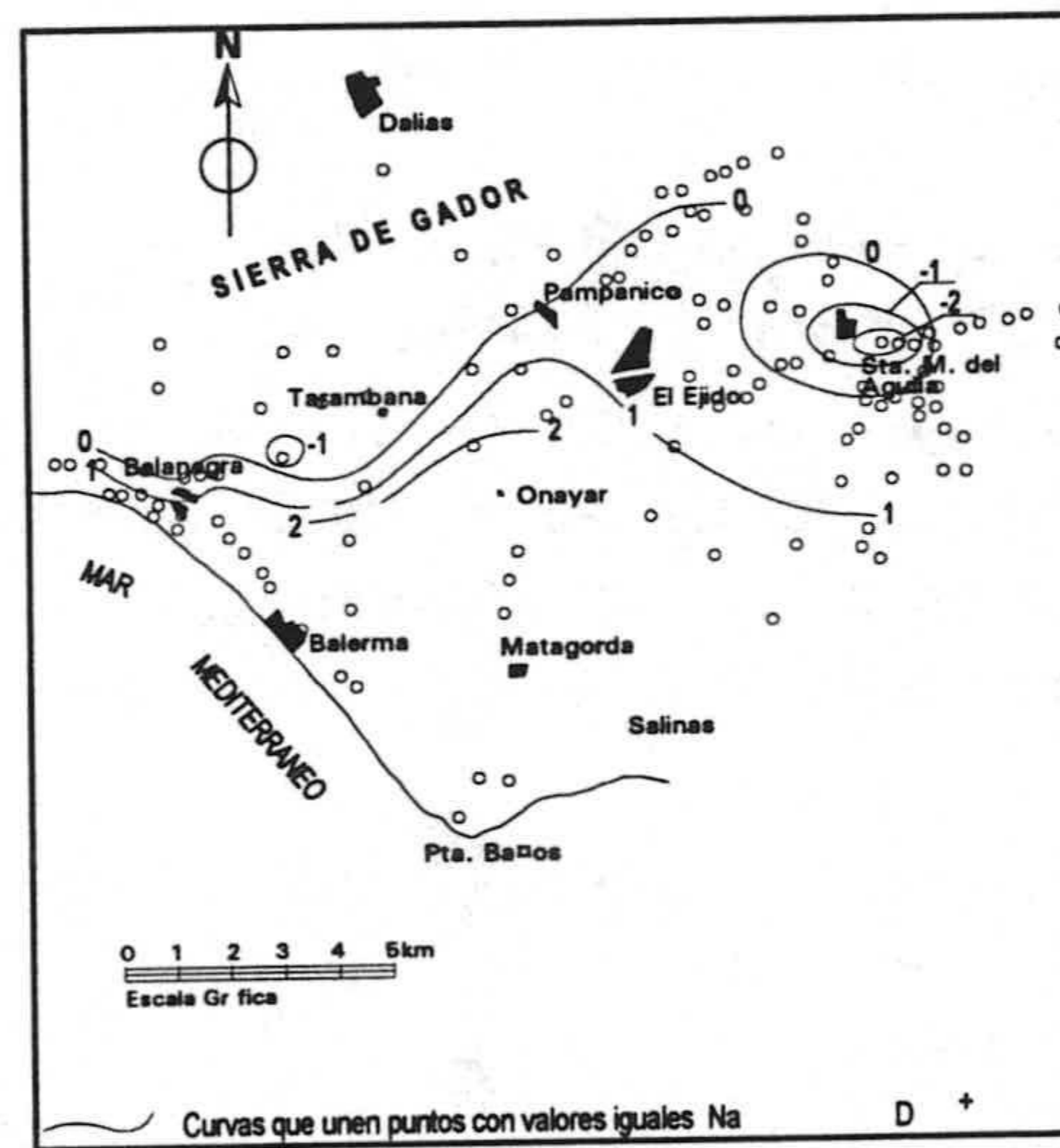


Figura 142.- Distribución espacial de los valores delta sodio.

En la figura 143 se observa la distribución espacial de los valores del ΔMg^{2+} . Al N de Ejido es donde se miden los valores inferiores y aumentan al S y al SW, junto a la costa es donde están los valores más elevados. Solo hay dos puntos con valores negativos el 501 y el 693, situados al N y al S de Santa María del Águila.

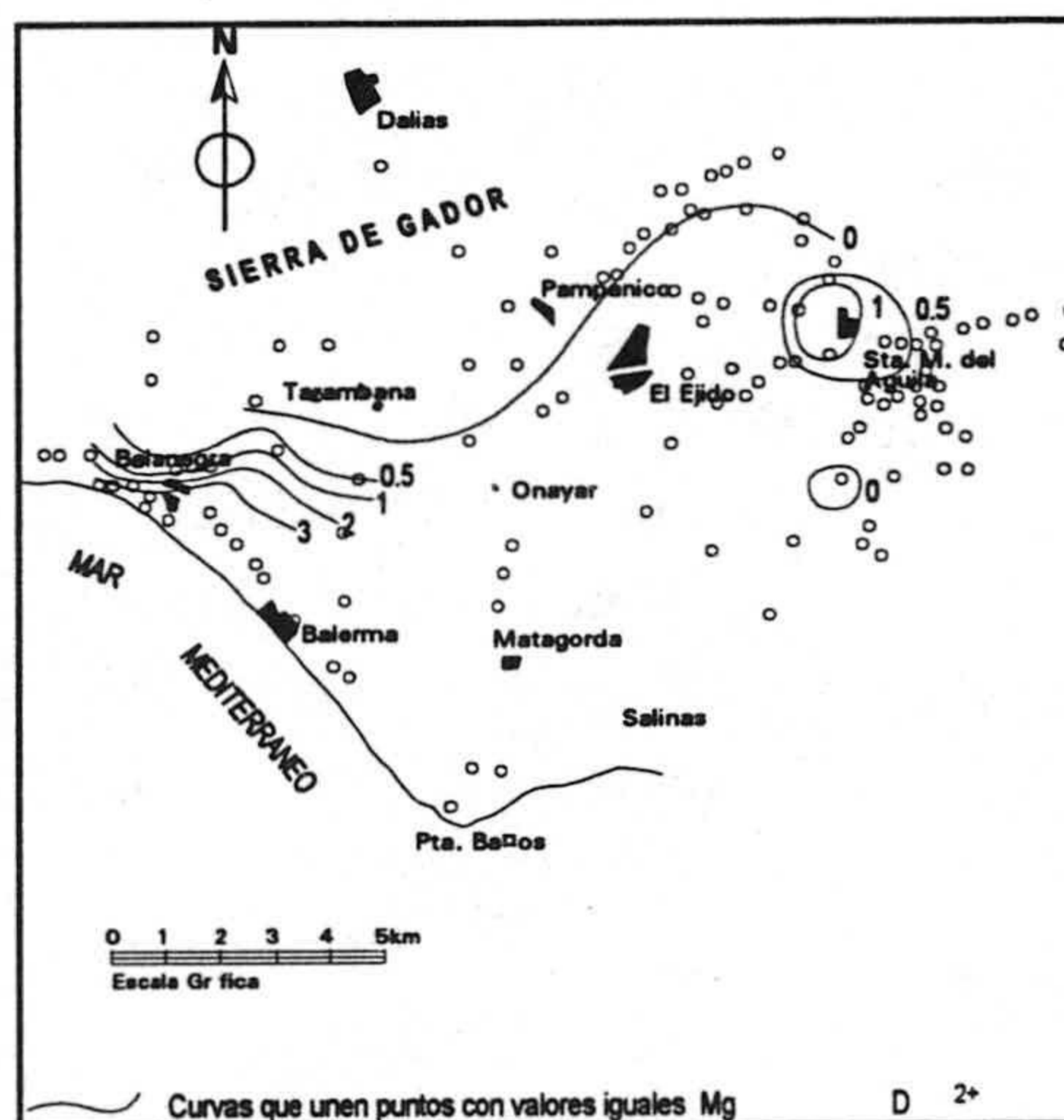


Figura 143.- Distribución espacial de los valores delta magnesio.

En la figura 144 se representan el % de SO_4^{2-} , respecto a la suma de aniones y el % de la suma de Ca^{2+} y Mg^{2+} , respecto a la de cationes. Los puntos 693, 586, 274, 500, 364 y 314, que el origen de los sulfatos están relacionados con el mar si no es el mar actual, quizá podría ser aguas congénitas de origen marino. Y los puntos 37, 65, 59 y 65 están relacionados con el lixiviado de yesos posiblemente de origen plioceno o mioceno.

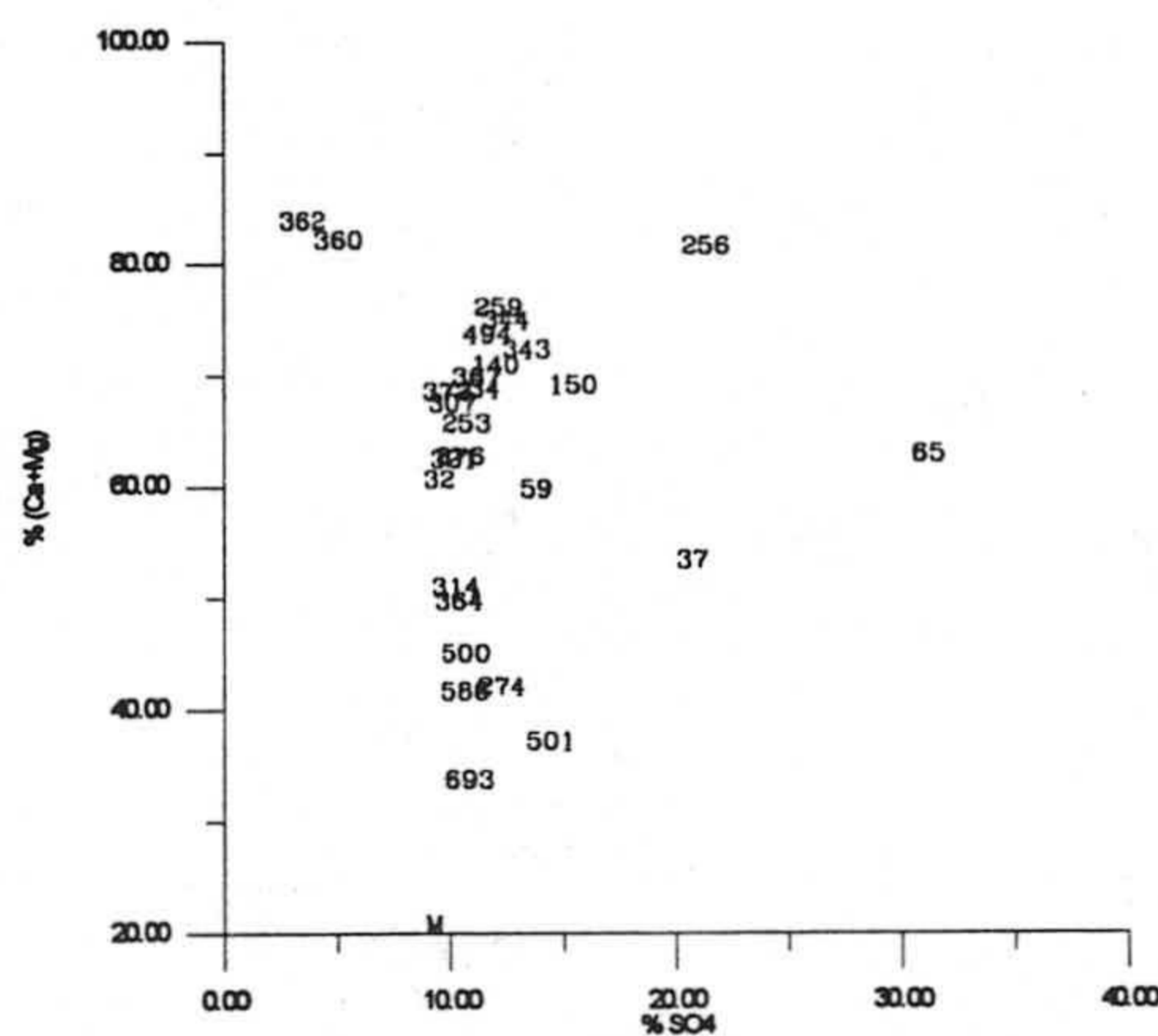


Figura 144.- Relación entre el % de sulfato frente a la suma de calcio y magnesio.

Si representamos la distribución espacial del % de ion bicarbonato frente a la suma de aniones se observa, que los valores superiores se localizan al N y NE de El Ejido y disminuyen al S de esta localidad y en el sector costero, donde se localizan los puntos más salinizados.

La relación de los índices de saturación de calcita y dolomita se observa en la figura 145. Hay solo una muestra (367) que esta subsaturada en calcita y dolomita. Dos muestras (37, 314) que están subsaturadas en calcita y sobresaturadas en dolomita, por lo que se puede dar dolomitización. Las restantes muestras (274, 500, 65, 150, 59 y 86) están sobresaturadas tanto en calcita como en dolomita.

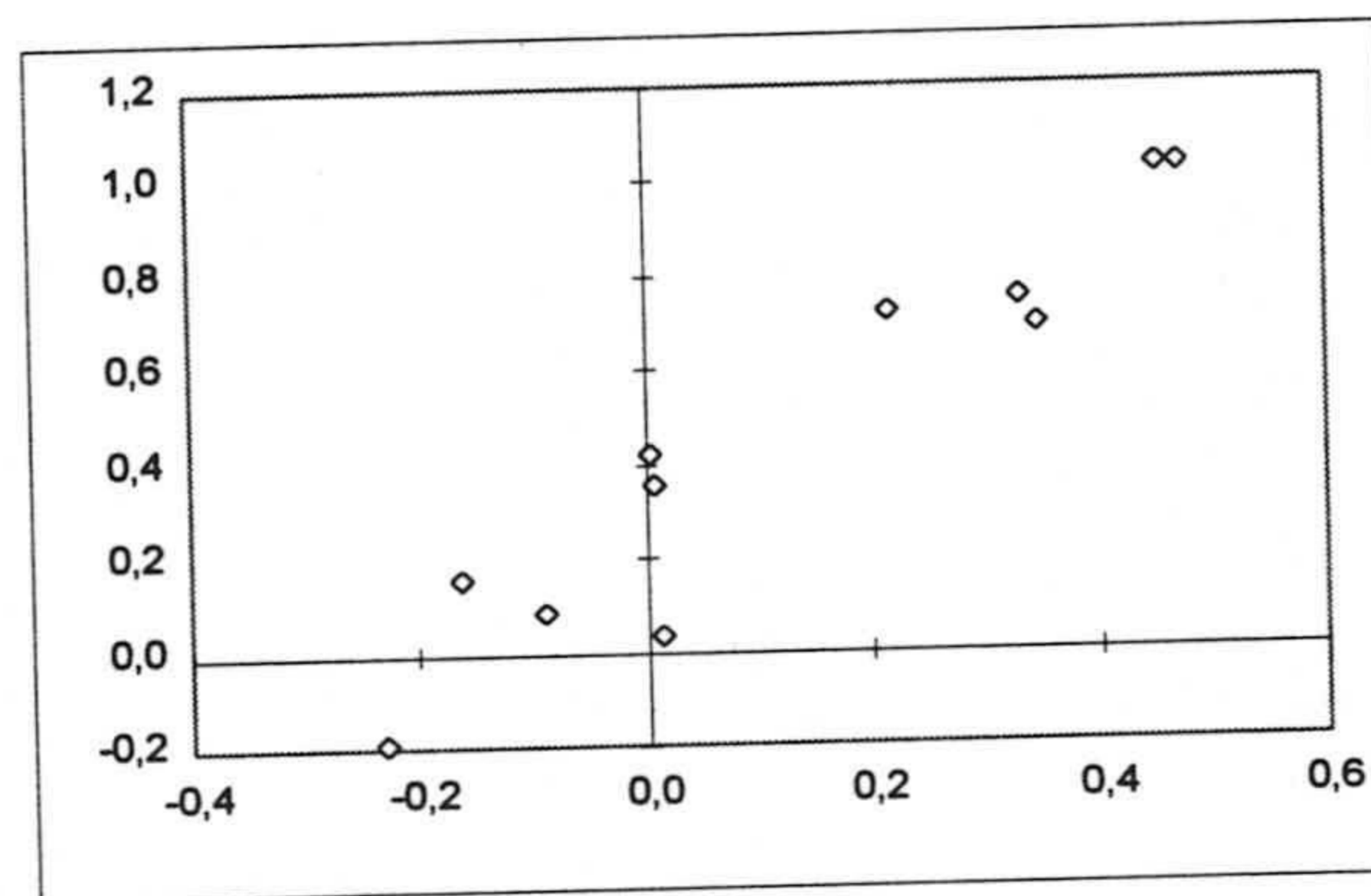


Figura 145.- Relación de los índices de saturación de calcita y dolomita.

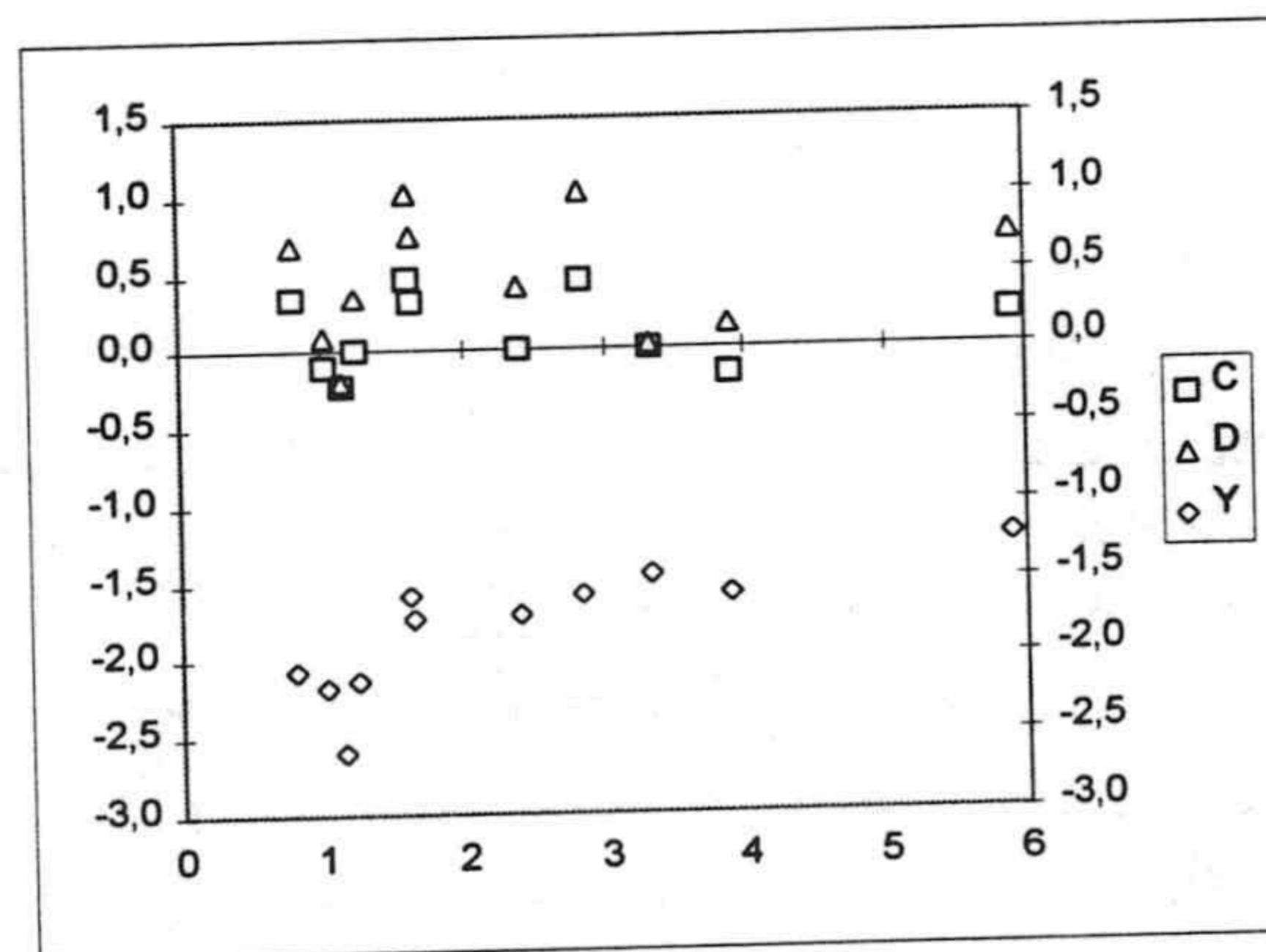


Figura 146.- Relación de los índices de saturación de calcita , dolomita y yeso.

En la figura 146 se representan los índices de saturación de la calcita, dolomita y yeso frente al contenido en miliequivalentes de ion sulfato. Al ir aumentando la concentración en sulfatos las aguas se van aproximando a la saturación en yeso y parece producirse dedolomitización. Sobre todo en los sondeos localizados en Balanegra (150, 59 y 65) que es posible que se de intrusión y explotan los materiales miopliocenos y en el profundo (586) situado al S de Santa María del Águila.

2.4.3 APORTACIÓN DE LOS IONES MINORITARIOS

Al igual que en las unidades anteriores los iones minoritarios elegidos han sido Li^+ ; Sr^{2+} y B, por considerar que pueden dar información complementaria a la suministrada por los mayoritarios.

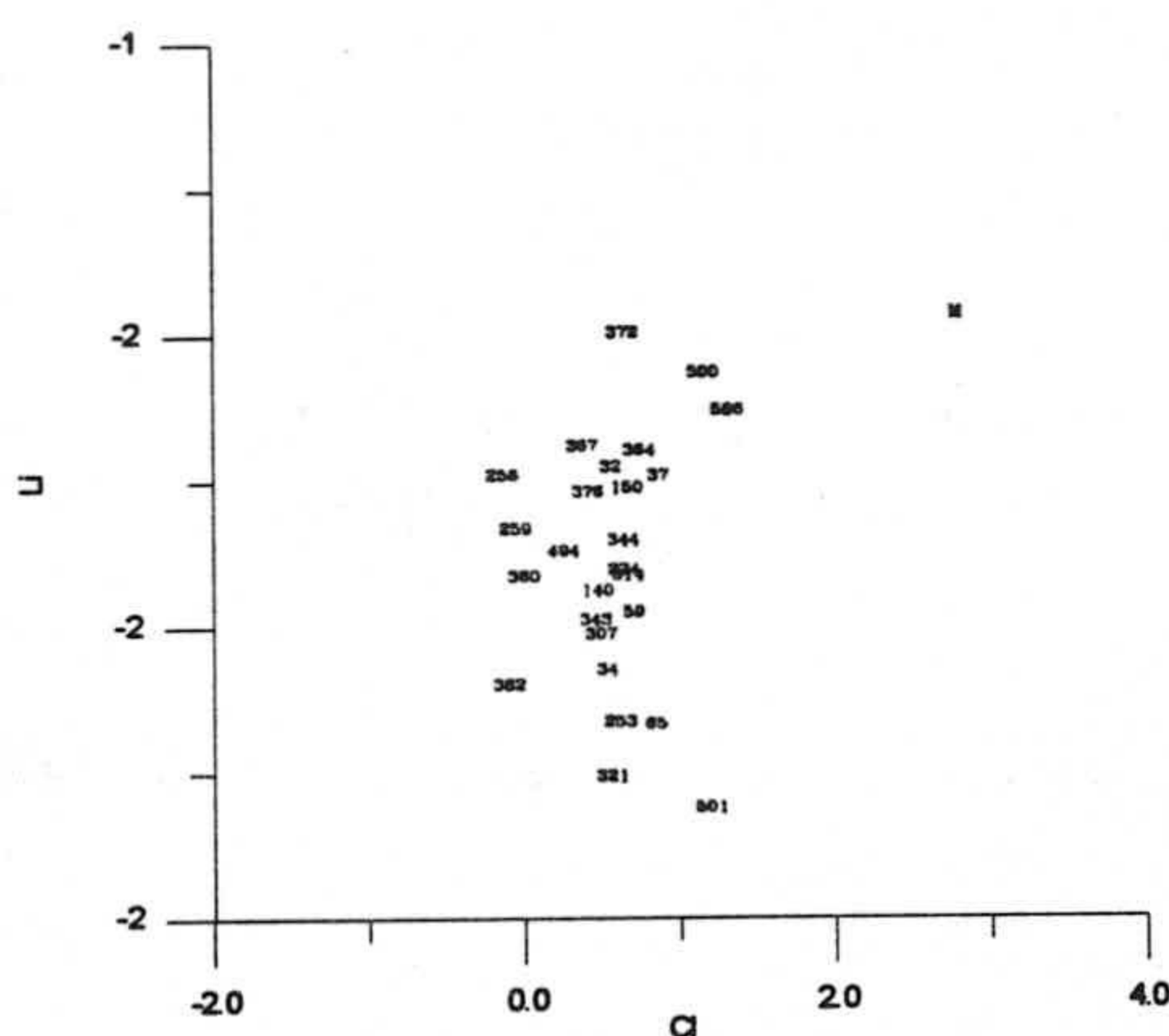


Figura 147.- Relación entre cloruro y litio (meq.L^{-1}).

En la figura 147 se representan las relaciones entre el Cl^- y Li^+ . Se observan dos tendencias. En la primera están los puntos situados al pie de Sierra de Gádor con contenidos más bajos de la relación, estos explotan los materiales carbonatados de Gádor, el contenido en Li^+ aumenta hacia los sondeos que captan o están en relación con los materiales miocenos. En la segunda, se dan los mayores contenidos en Li^+ los puntos captan sobre todo en el acuífero profundo que tiene contenido parecido al agua de mar y aumenta el contenido conforme aumenta la temperatura. El elevado contenido de Li^+ en los sondeos profundos puede estar ligado al origen evaporítico, a los materiales situados en la base del mioceno, pero hay otros sondeos, los situados al S de El Ejido que pueden tener

quizá un origen marino o ligado a flujos profundos de las aguas de la base del mioceno. La distribución espacial del ion Li^+ , se observa en la figura 148. Los contenidos inferiores se dan al pié de Sierra de Gádor y aumentan hacia el SE y SW. Al N de El Ejido (sector IV) se dan los mayores contenidos, debido a la fuerte explotación del área y al ascenso de flujos profundos de aguas en relación con el mioceno.

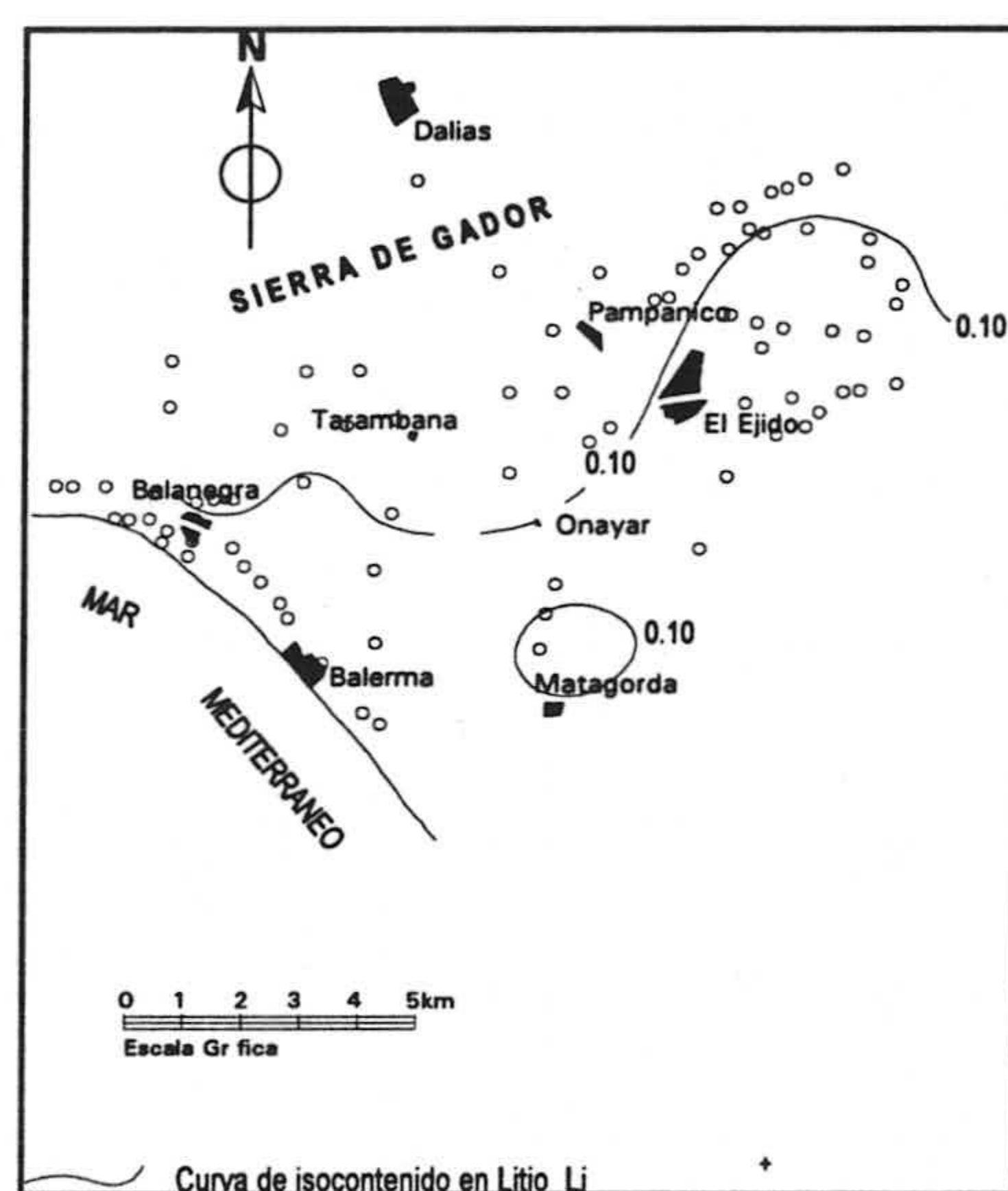


Figura 148.- Líneas de igual valor de contenido en litio (mg.L^{-1})

En la figura 149 represento el Cl^- vs al Sr^{2+} . Hay puntos en los que existe relación con el mar, se diferencian igualmente, las aguas del acuífero carbonatado y las aguas que captan o están en relación con el mioceno, los valores más elevados los presentan los sondeos profundos y algunos sondeos del sector comprendido entre Balanegra y El Ejido. El origen del Sr^{2+} parece estar ligado a los materiales evaporíticos, sobre todo en los sondeos profundos y en el sector costero de Balanegra quizá puedan estar ligados a la intrusión o al aporte de flujos profundos ligados a aguas salinas o a ambos a la vez.. La distribución espacial del ion Sr^{2+} , se observa en la figura 150. Los contenidos inferiores se localizan al N de del acuífero, y aumentan al SE y SW de la localidad de El Ejido. Los mayores contenidos se registran en los sondeos profundos y en el sector costero de Balanegra.

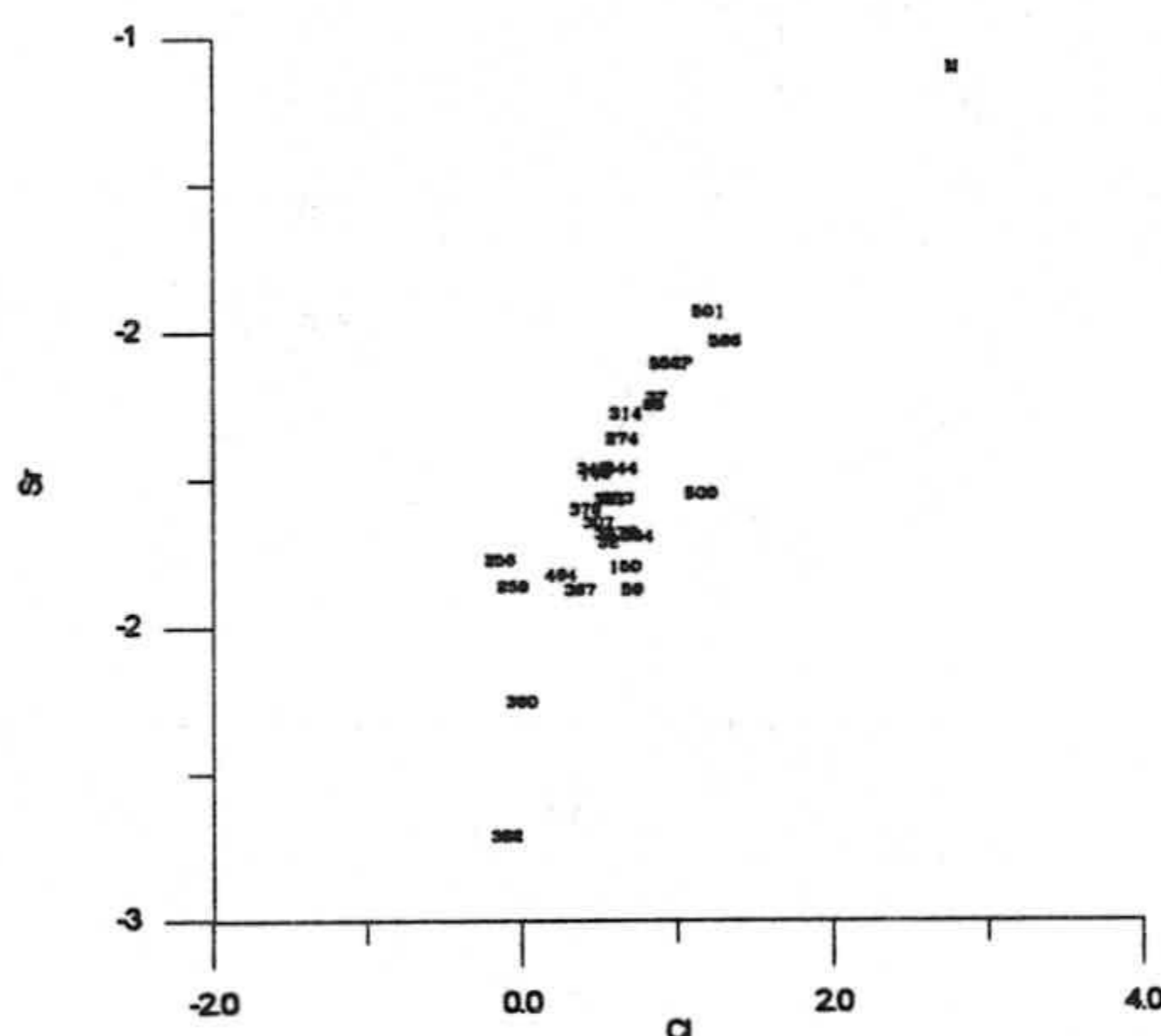


Figura 149.- Relación entre cloruro y estroncio (meq.L^{-1}).

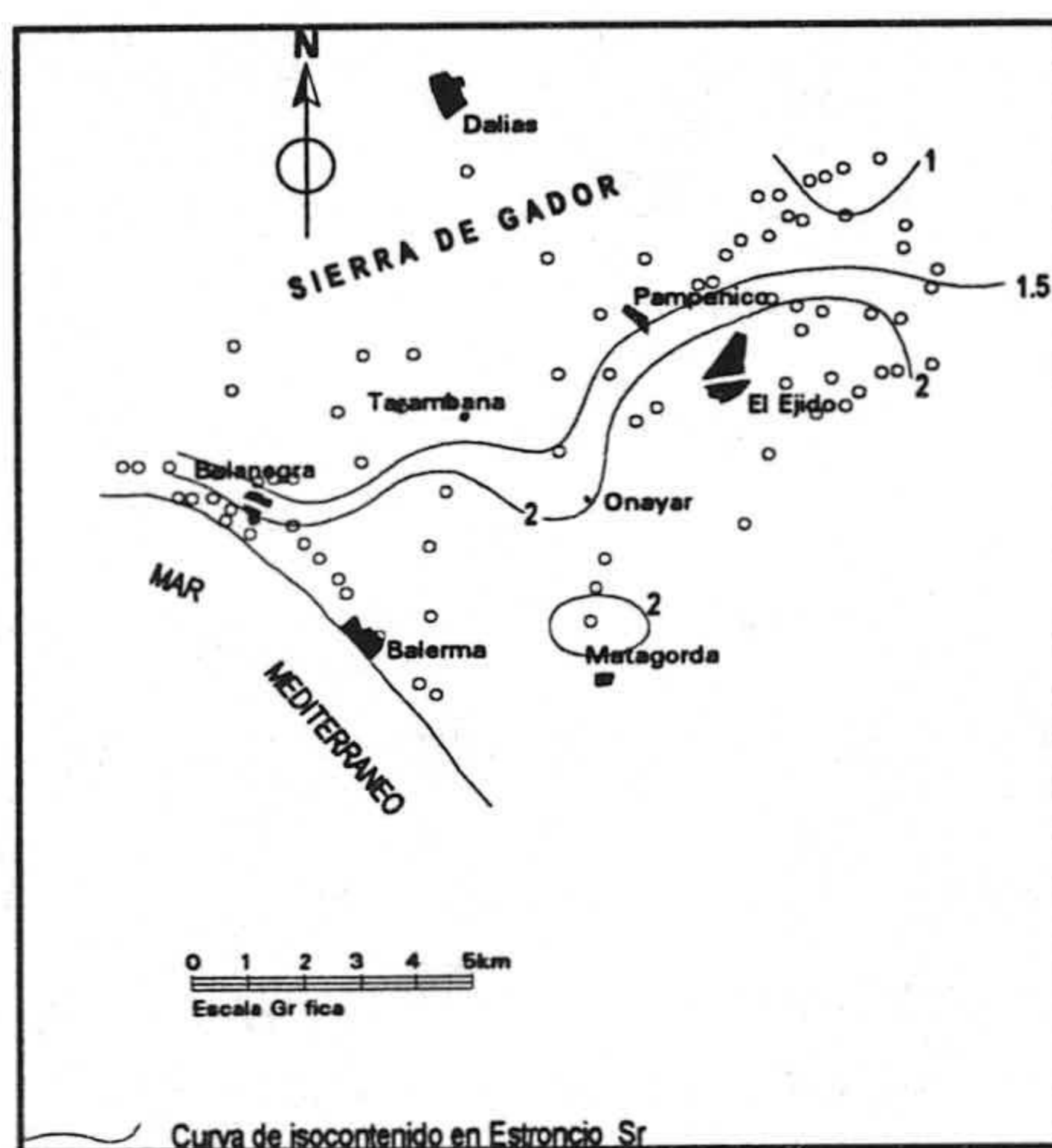


Figura 150.- Líneas de igual valor de contenido en estroncio (mg.L^{-1})

En el figura 151 se relaciona el Cl^- vs B. Separa muy bien las diferentes aguas del acuífero; las aguas carbonatadas, otras intermedios que están en el sector costero al S de El Ejido y al N en el Sector IV, y otras en el acuífero profundo que tiene valores más elevados y que indican la evolución hacia el mar. Hay dos sondeos que tienen valores doble en contenido en B que el mar, uno está situado al SW de El Ejido y otro está en la parte N de El Ejido, quizá con lo relacionado con las filitas de la Escama de Balsa Nueva. El Boro es un buen indicador de paleosalinidad y nos define perfectamente los diferentes orígenes de las aguas, las

carbonatadas ligadas al mioceno y quizá a flujos profundos termales y las del acuífero profundo ligados igualmente a flujos profundos y a sedimentos evaporíticos que quizá tenga influencia marina. La distribución espacial de boro se observa en la figura 152. Los contenidos inferiores se sitúan al N de El Ejido y aumentan hacia el E y SW de esta localidad, igualmente se dan contenidos elevados en el sector costero de Balanegra.

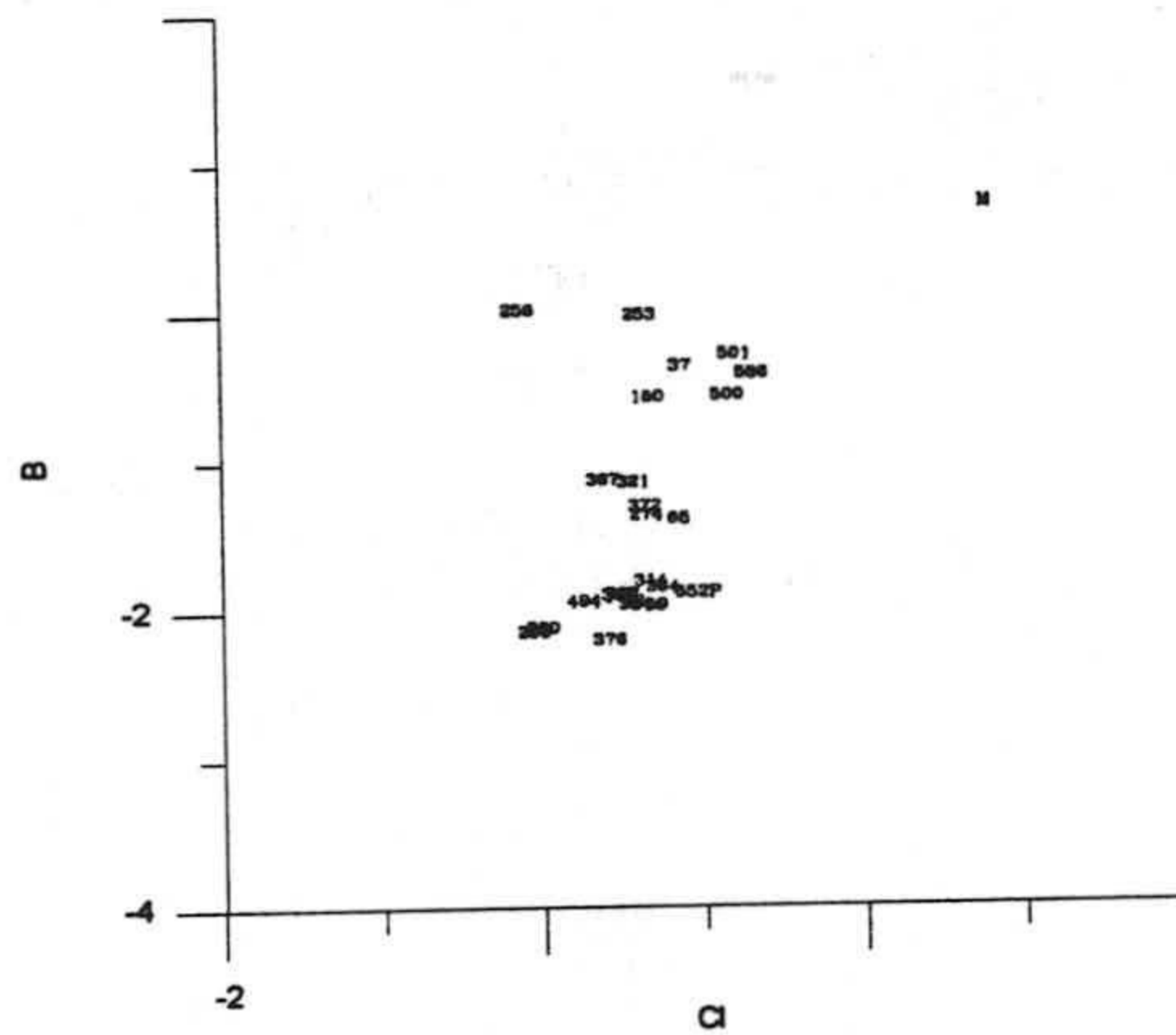


Figura 151.- Relación entre cloruro y boro (meq.L⁻¹).

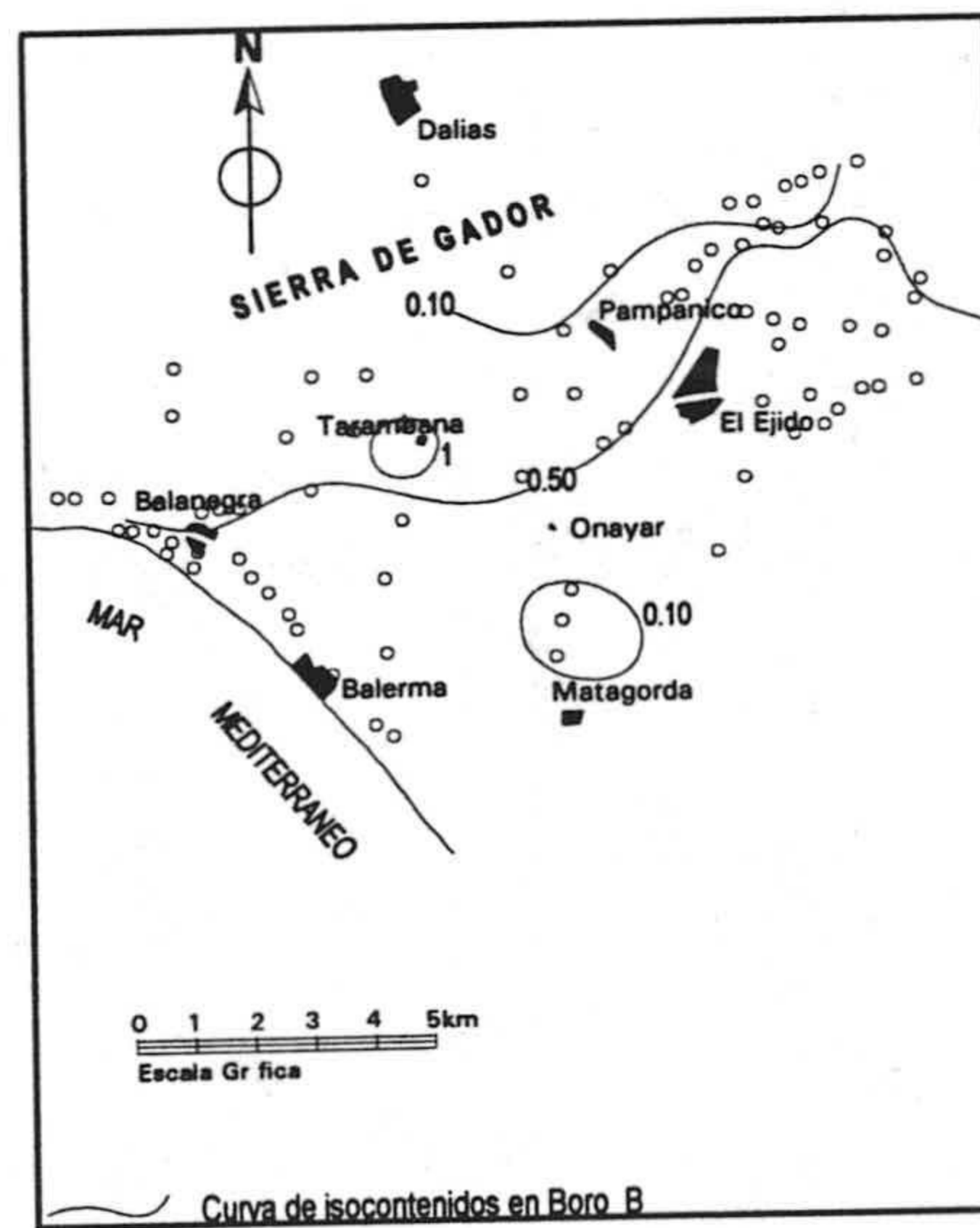


Figura 152.- Líneas de igual valor de contenido en boro (mg.L⁻¹)

2.4.4 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Los cálculos realizados son los mismos que para la unidad ya descrita. La matriz de correlación es diferente de la otra unidad. La conductividad eléctrica se relaciona con el Cl^- y Na^+ a nivel significativo; le siguen, aunque sin importante significación (> 0.7), K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} y SO_4^{2-} . En las figuras 153 y 154 se representan las variables en los planos I-II y I-III. Como es general el eje I, con 56.7 % de la varianza explicada, viene a representar la *salinidad*, en su parte positiva, aunque con notable dispersión de las variables que cubren un ángulo de 90° con los extremos en conductividad y cloruro en los valores negativos y SO_4^{2-} y Mg^{2+} , en los positivos. El eje II, con 19.5 % de la variable explicada, viene condicionado, en el dominio positivo por el contenido en nitrato, y la temperatura en el negativo, aunque con valor menos significativo; se podría calificar, pues a esta componente como *contaminación térmica*.

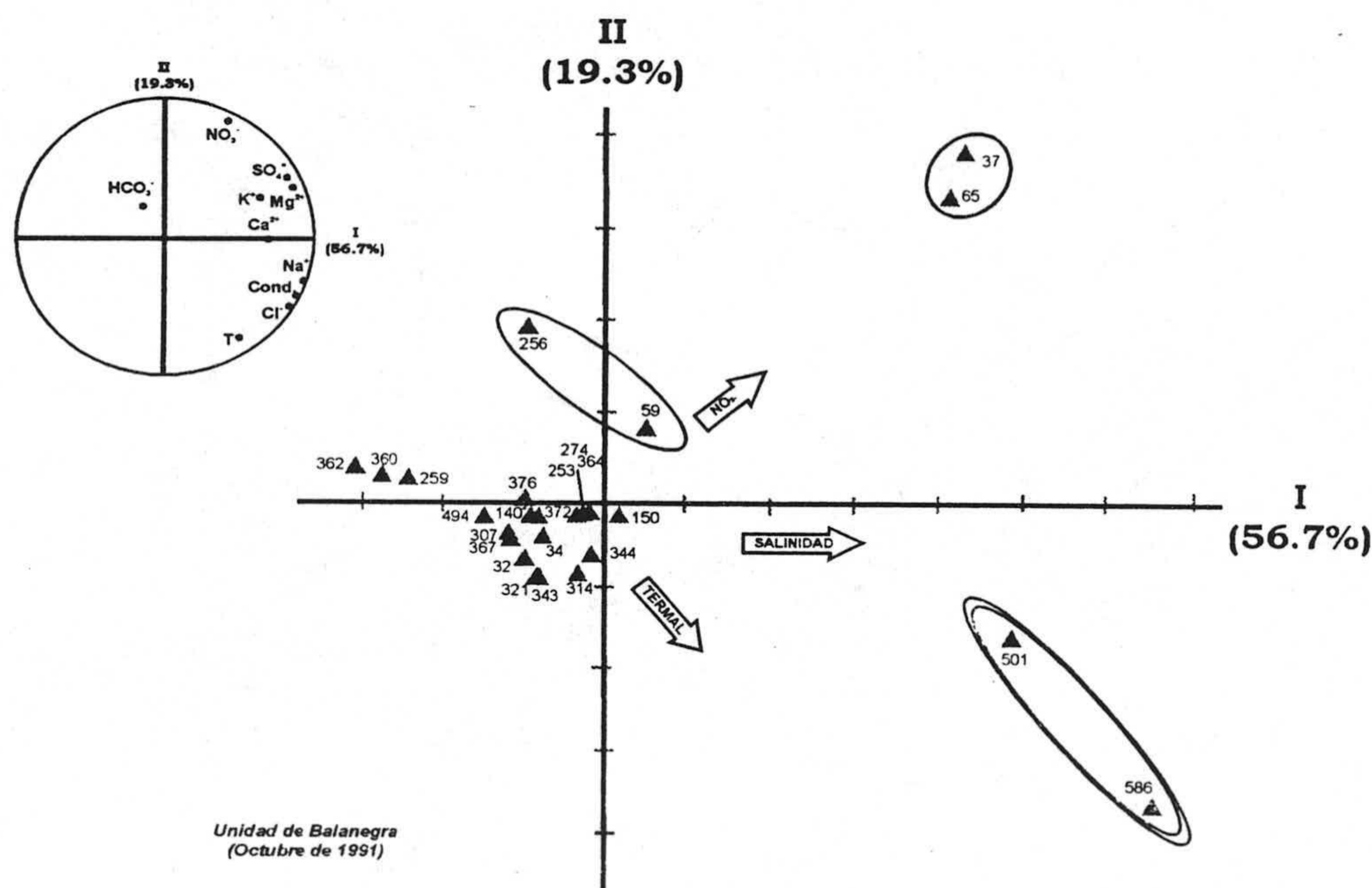


Figura 153. ACP de variables en el plano I-II.

En el plano III-I las variables ocupan posiciones sensiblemente diferentes; la componente III, que explica el 13.1 % de la varianza, está caracterizada esencialmente por el HCO_3^- , cuyo origen puede estar relacionado con procesos de descomposición de la materia orgánica, que dan lugar al aumento de la presión parcial de CO_2 , o con CO_2 de origen profundo; esta última hipótesis sería más clara de detectarse una asociación bicarbonato-temperatura, cosa que no sucede en absoluto. Además en este mismo plano la componente de salinización, también situada en la zona positiva, ocupa un triángulo en cuyo eje positivo se sitúa el K^+ , aproximadamente en la bisectriz, y el Ca^{2+} en el negativo.

Las observaciones en el plano I-II, permiten diferenciar tres subgrupos, y el grupo mayoritario; este último engloba la totalidad de los puntos, excepto seis, todos ellos esencialmente situados en la parte negativa del eje de salinización, dando toda una zonación de aguas menos o más salinas; otro subgrupo, integrado por los puntos 256 y 59, se sitúa a ambos lados de la componente II; corresponden con las aguas de mayor concentración en HCO_3^- . El otro subgrupo queda bien diferenciado a lo largo de la bisectriz positiva entre las componentes I y II, y la integran también los puntos, 37 y 65, por ser los de mayor concentración en NO_3^- , ambos situados en el borde litoral. Finalmente, en la bisectriz del cuadrante negativo de la componente II se discriminan otros dos puntos que corresponden a los de mayor temperatura y mayor contenido salino simultáneo.

En el plano I-III se matizan algunas observaciones; en efecto, la componente I sigue mostrando una gradación en función de la salinidad total, aunque matizada, esta vez por la concentración en HCO_3^- que discrimina bien aquellos puntos de concentración más significativa de HCO_3^- . Los puntos 501 y 586 se diferencian bien del resto, como ya sucedía en el plano I-II, y representan el agua influenciada por la alimentación por desbordamiento procedente de la unidad de Balerna-Las Marinas; a este subgrupo se puede asociar el punto 37, que realmente se caracteriza por tener el valor de K^+ más elevado sensiblemente anómalo. Formando 90° con el anterior se individualiza el nº 65, siendo la concentración en SO_4^{2-} y Ca^{2+} lo que lo identifica; cabría pensar en la influencia en yesos, en este caso, aunque su elevado contenido en NO_3^- , apoyaría una posible influencia de fertilizantes y otros productos aplicados en agricultura.

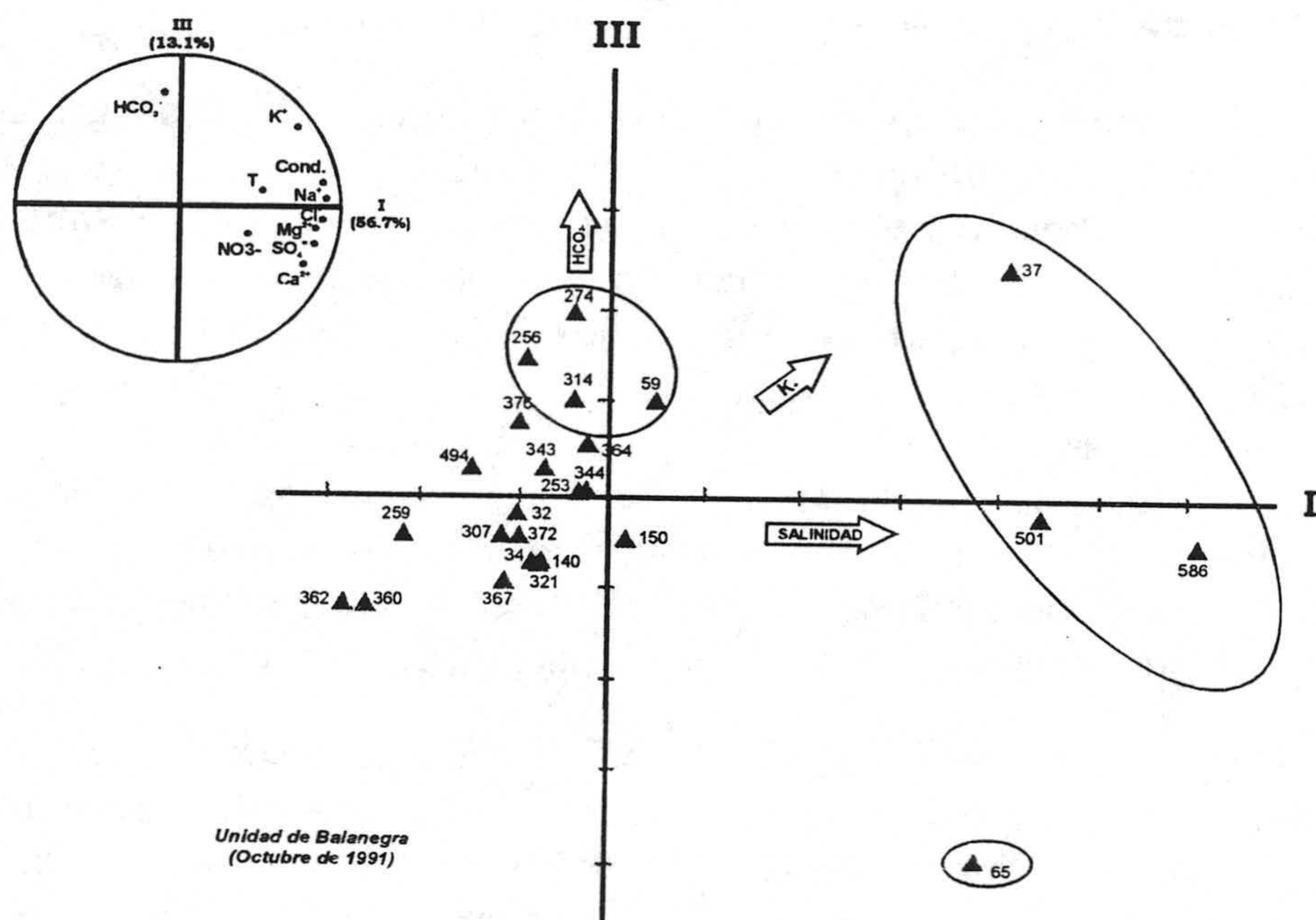


Figura 154. ACP de variables en el plano I-III.

2.5 UNIDAD DE BALERMA-LAS MARINAS

2.5.1 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE ALGUNOS IONES

Para caracterizar los procesos que dan lugar a la salinidad de las aguas, me referiré al muestreo semestral de Octubre de 1991. Las características fisicoquímicas de esta unidad han quedado expuestas en el apartado 5.3 del tema anterior. Voy a representar los mapas de distribución correspondientes al semestral de 1991, aunque algunas veces haré alusión al de 1996. Representaré solo los iones Cl^- , SO_4^{2-} y NO_3^- , con la idea de deducir los procesos que dan lugar a la salinización de las aguas.

La distribución espacial del ion cloruro se observa en la figura 155. Los valores inferiores se miden en el N de Balerma y de El Ejido, y crecen hacia el sector costero, hasta valores superiores a 1000 mg.L^{-1} . Desde el Ejido crecen hacia el SE, con un umbral superior a 1000, desde Santa María del Águila hasta la Mojonera; al SE de esta última localidad se localiza un máximo superior a 2000 mg.L^{-1} . En el sector costero de Las Marinas se miden valores superiores a 1000 mg.L^{-1} . La distribución espacial de este ion en junio de 1996; la distribución de las isolíneas es similar a la del año 1991. La máxima salinidad se observa entre Santa María del Águila y La Mojonera.

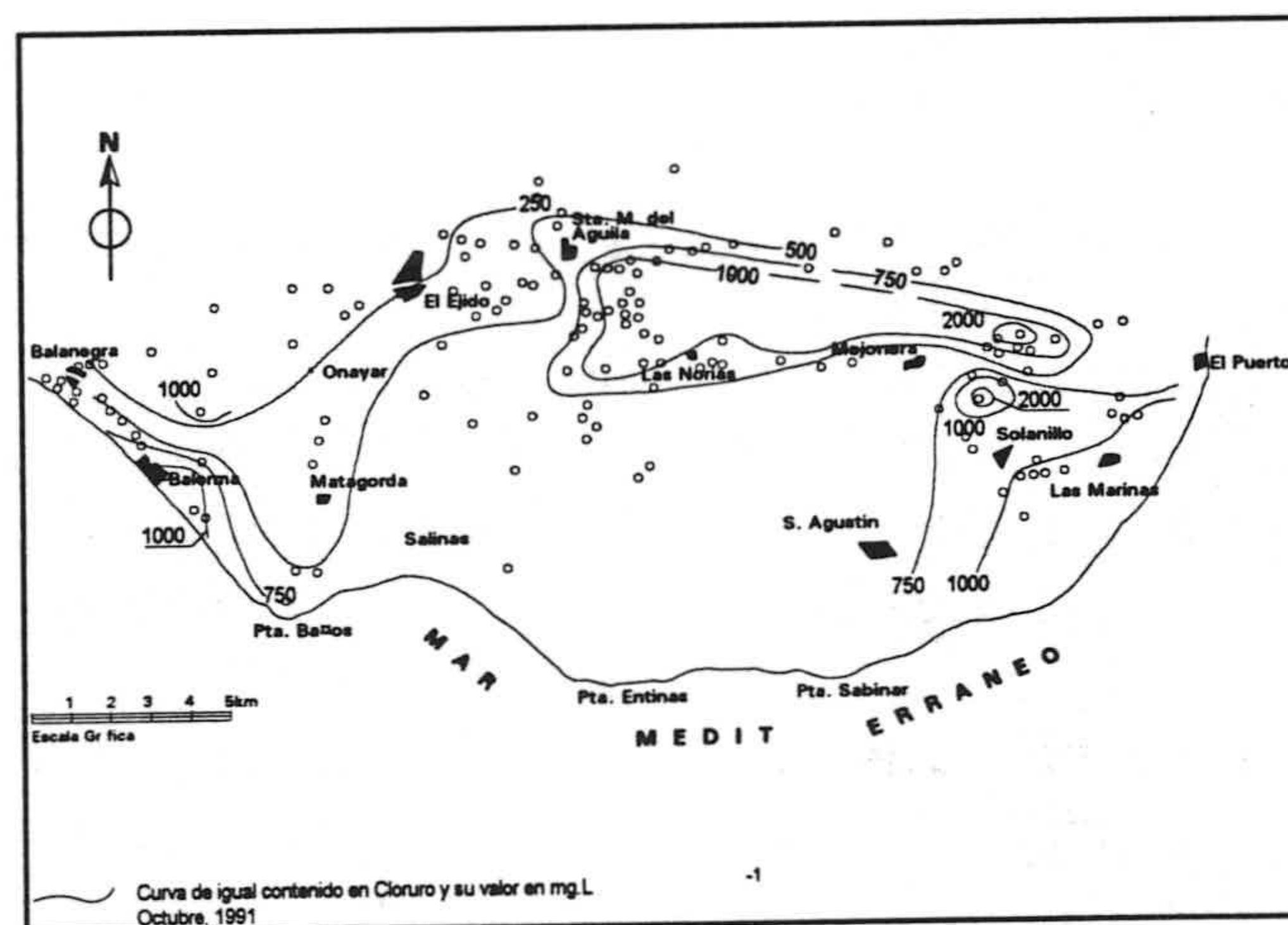


Figura 155.- Distribución espacial del ion cloruro (mg. L^{-1}).

En octubre de 1991 la distribución espacial del ion sulfato (figura 156) es muy parecida a la del ion cloruro; los valores mínimos se sitúan al N de El Ejido y se

produce un crecimiento en dos direcciones, hacia el SE y SW. Hay un crecimiento hacia la costa donde se miden valores superiores a 500 mg.L^{-1} . Hacia el SE se produce igualmente un crecimiento con un máximo de 500 mg.L^{-1} al S de Santa María del Águila, y dos máximos relativos superiores a 400 mg.L^{-1} al E y al SE de La Mojonera. Decrecen hacia la costa hasta valores superiores a 200 mg.L^{-1} . En junio 1996 la distribución espacial es superior a la del año 1991; los valores máximos se sitúan al S de Santa María del Águila y en los sectores costeros de Balerna y Las Marinas (figura 157).

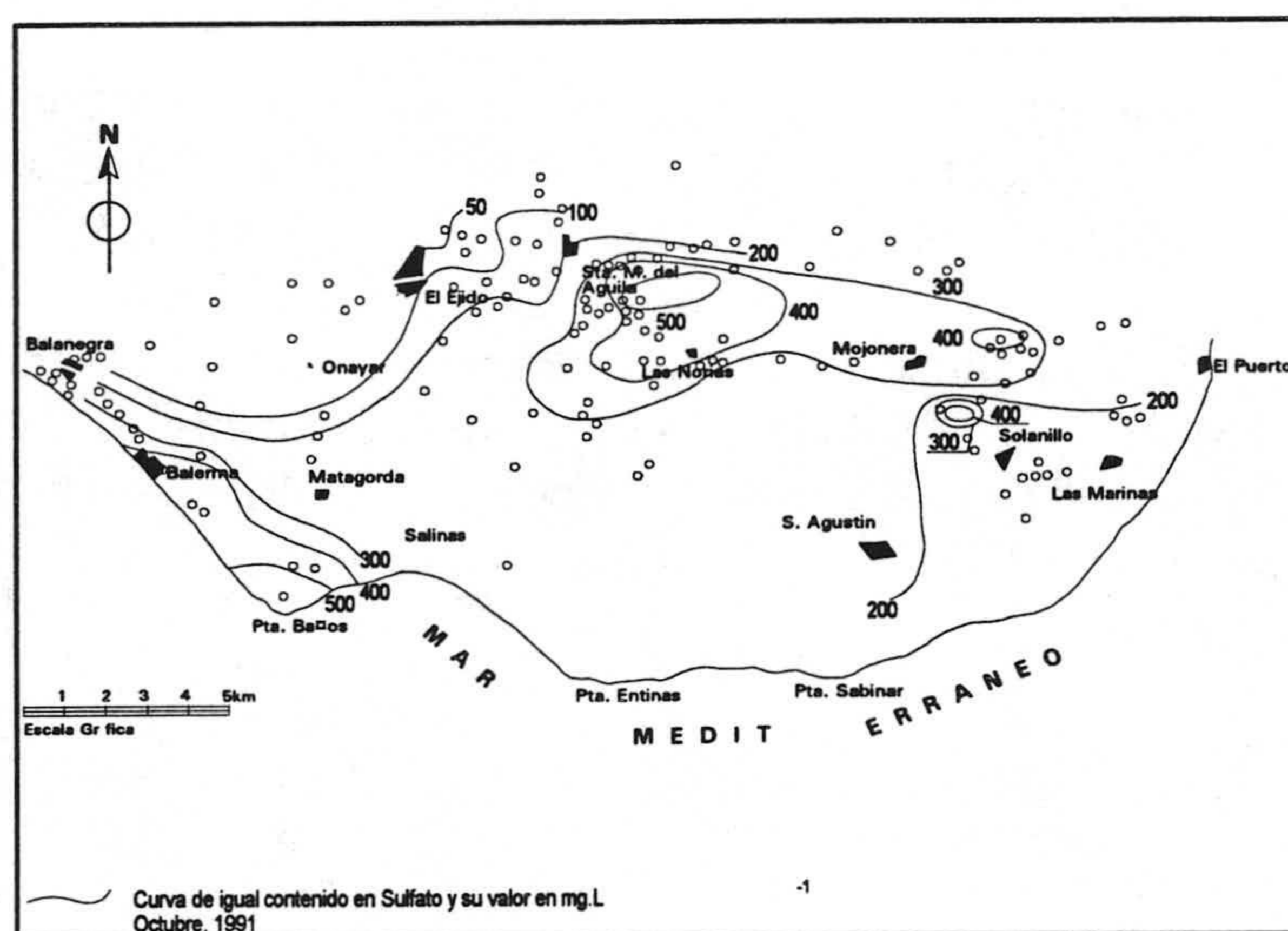


Figura 156.- Distribución espacial del ion sulfato (mg. L^{-1}).

La distribución espacial de la concentración ion nitrato correspondiente al mes de octubre de 1991 se observa en la figura-. Hay un aumento del contenido en nitratos de N a S en todo el acuífero. Al S de Santa María del Águila se miden valores superiores a 200 mg.L^{-1} ; en las áreas costeras de Balanegra y Las Marinas, los valores son más elevados superándose los 300 y 400 mg.L^{-1} , respectivamente. En el año 1996 la situación es idéntica a la del año anterior, tan solo que en los sectores costeros no se superan los 200 mg.L^{-1} .

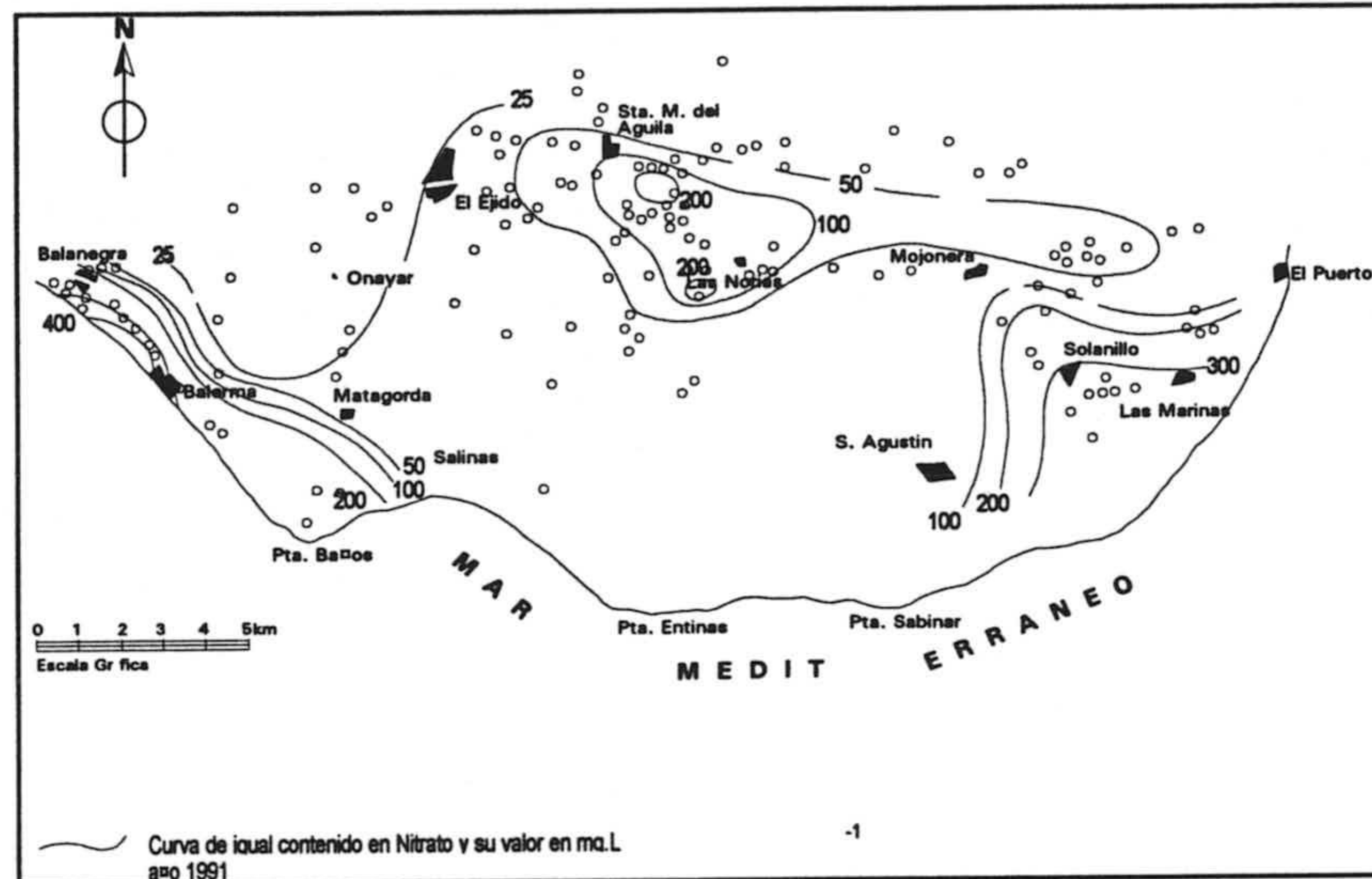


Figura 157.- Distribución espacial del ion nitrato (mg. L^{-1}).

2.5.2 PROCESOS DE SALINIZACIÓN

La salinización de las aguas puede tener diferentes orígenes. Las aguas en el acuífero están sometidas a gran variedad de procesos que contribuyen a modificar las relaciones entre iones y sus concentraciones: entre estos recordemos los procesos de disolución y precipitación, los procesos por disolución de sales y la mezcla de aguas de diferentes orígenes.

Para identificar el carácter de la salinización representamos las muestras en el diagrama de Piper, de la figura 158; se observa que predominan ampliamente las facies clorurada sódica, insinuándose una rama ascendente en el sentido de aumento del contenido en sulfato; también se ha representado el mar, parece que un agua de característica similares puede intervenir en los procesos de mezcla.

En la figura 159 se representa la distribución del ion Cl^- con respecto al total de sólidos disueltos observándose entre los dos parámetros una buena linealidad. Voy a coger el punto 376 como origen de la salinización de la recta hipotética de mezcla, y el agua de mar como extremo para identificar procesos anexos a la propia mezcla.

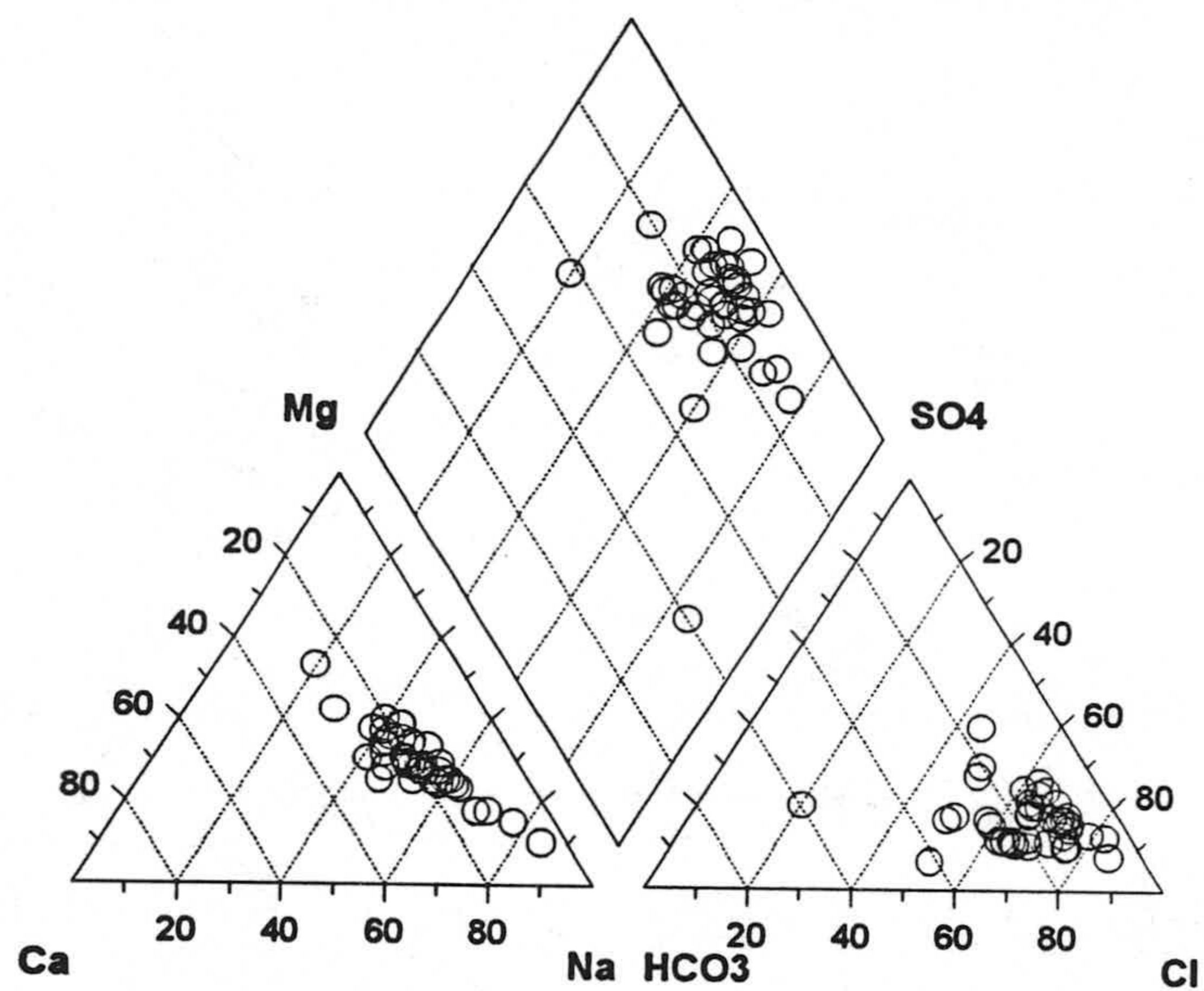


Figura 158.- Diagrama triangular de Piper.

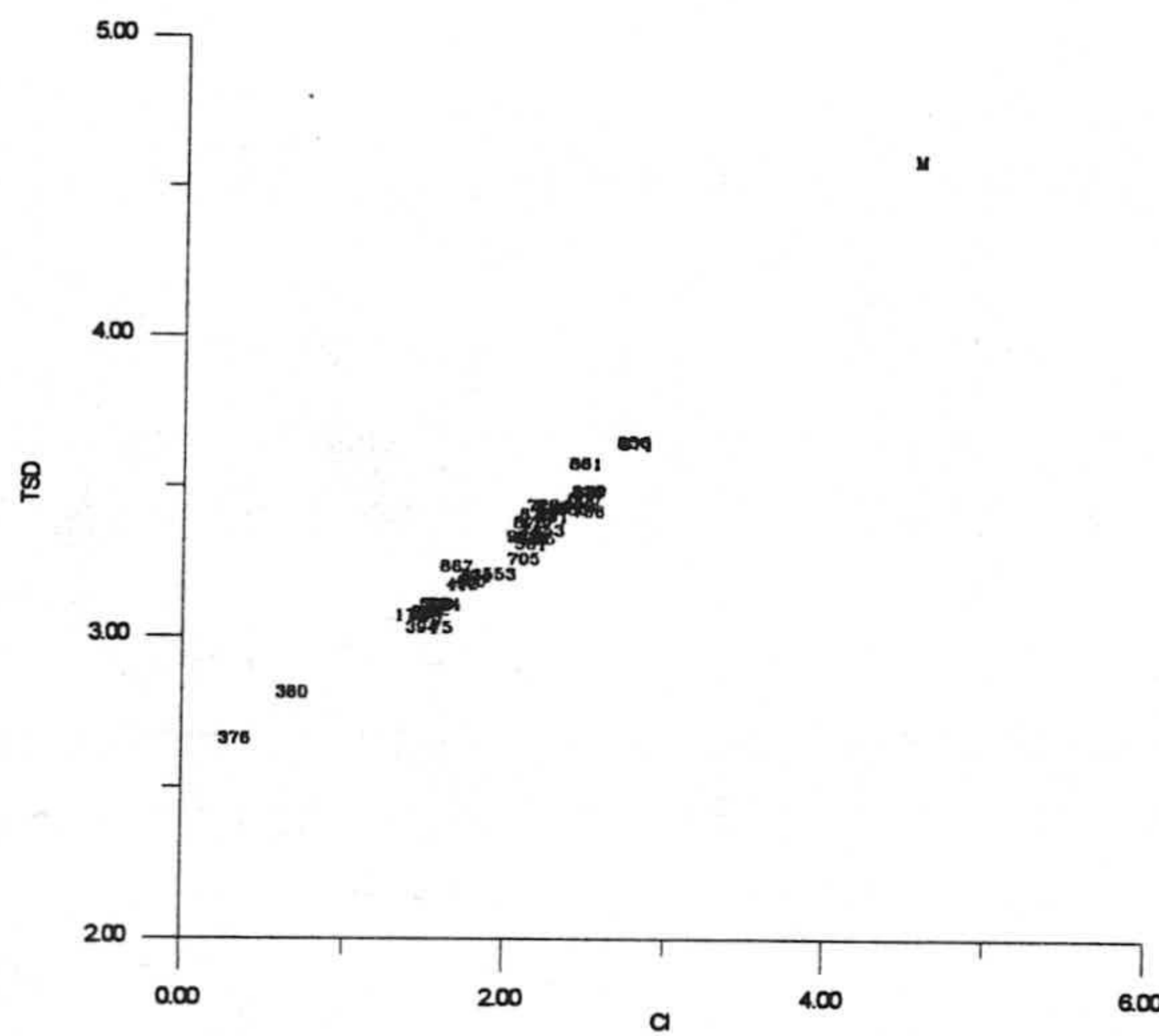


Figura 159.- Relación entre el contenido en cloruro (meq. L^{-1}) y el TDS (mg. L^{-1}).

2.5.2.1 El proceso de mezcla agua dulce - agua de mar

Si consideramos el ion Cl^- como representativo de la proporción de agua de mar o agua salina que hay en el acuífero, voy a estudiar los correspondientes gráficos entre este ion y los iones mayoritarios, así como la relación de las muestras respecto a la línea teórica de mezcla agua dulce agua de mar para identificar procesos anexos a la propia mezcla.

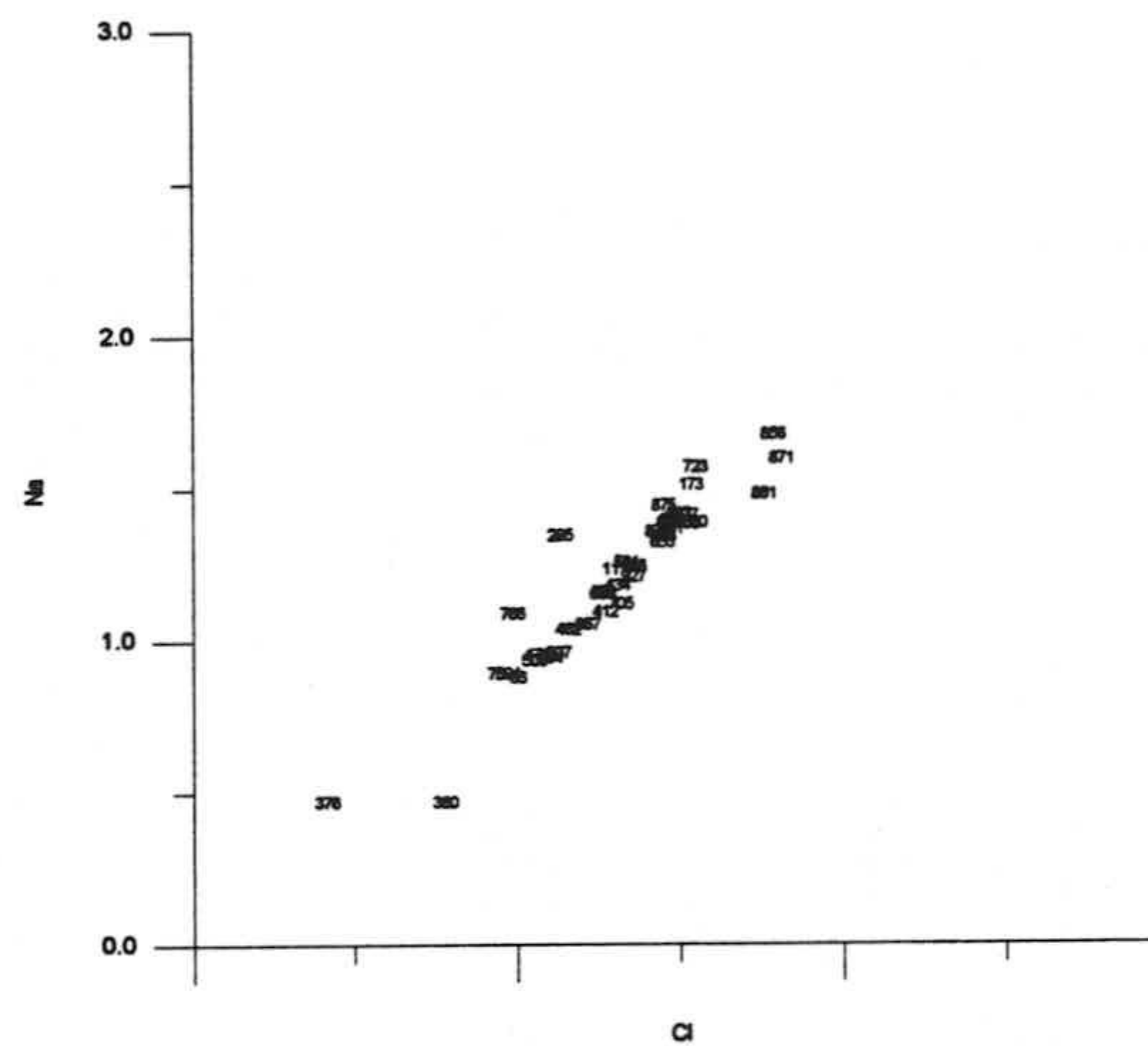


Figura 160. Relación entre el contenido en ion cloruro y sodio (meq. L^{-1}).

En la figura 160 se representan las relaciones entre el contenido en ion Cl^- y Na^+ así como el mar. Existe un déficit de sodio respecto a la recta de mezcla. En la figura 161 se representan al ion Cl^- frente al Ca^{2+} y Mg^{2+} . Hay puntos que el ion Ca^{2+} es superior a la línea de mezcla y otros en los que es inferior. Respecto al ion Mg^{2+} , hay un déficit en todas las muestras respecto a la línea teórica de mezcla.

En la figura 162 del Cl^- frente al SO_4^{2-} , hay un predominio de ion SO_4^{2-} en casi todas las muestras y déficit solo en unas cuantas. En la figura 163 se observa que los valores del ion K^+ son inferiores a la línea de mezcla debido posiblemente al intercambio iónico.

En la figura 163 se observa la distribución del SO_4^{2-} frente Ca^{2+} ; hay un predominio en la mayoría de las muestras SO_4^{2-} ; respecto a la línea de mezcla, y hay otras que hay déficit.

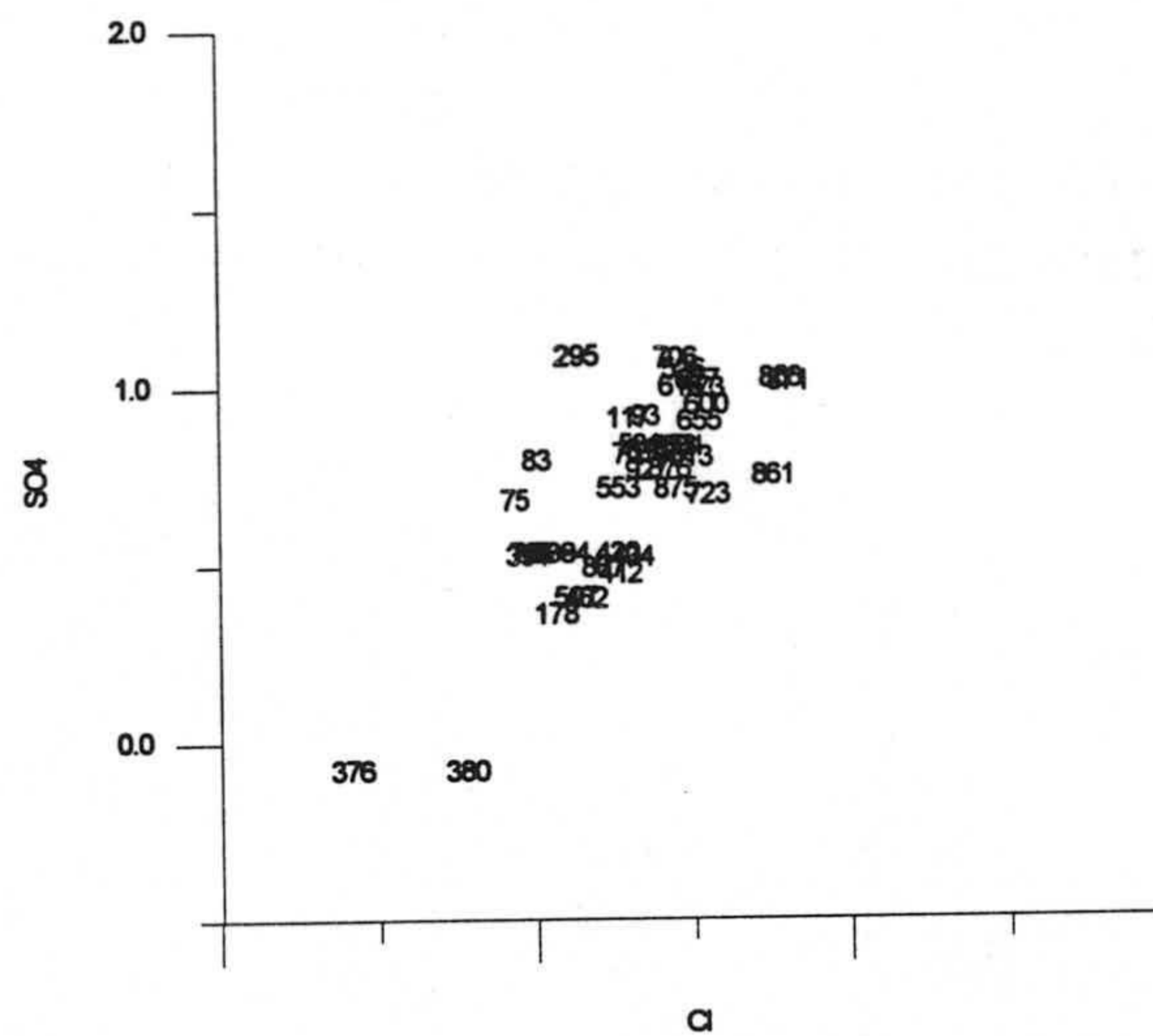


Figura 162. Relación entre el contenido en cloruro y sulfato (meq. L⁻¹).

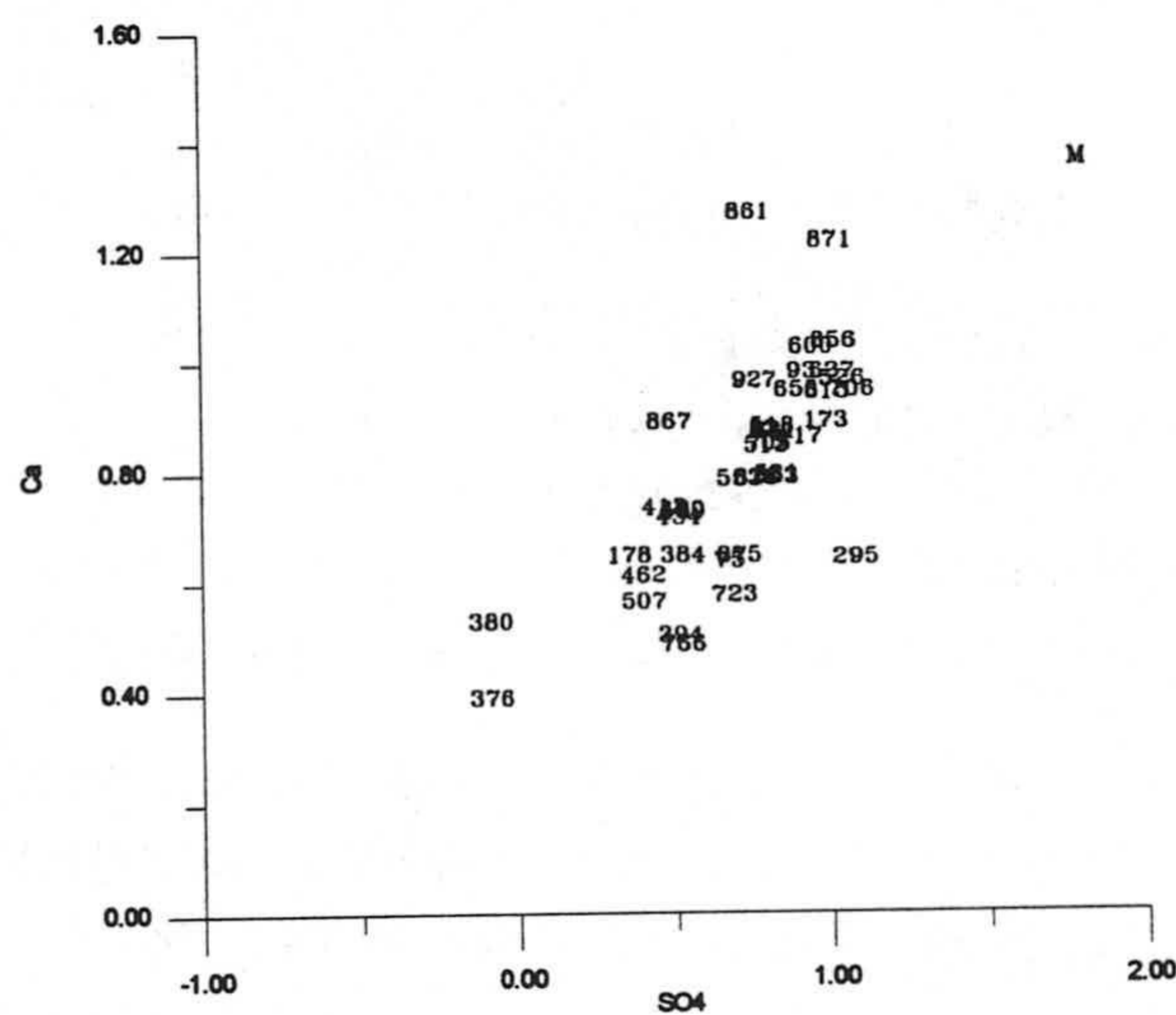


Figura 163. Relación entre el contenido en cloruro y sulfato (meq. L⁻¹).

Para reconocer la existencia de procesos modificadores, que alteren la composición teórica agua dulce-agua de mar, la concentración real de cada constituyente mayoritario se compara con la concentración teórica

correspondiente a la mezcla conservativa, tomando como miembros externos de la mezcla, el agua de mar (a.m.) y el agua dulce (a.d.) del comienzo de la salinización, que este caso se he tomado el punto acuífero 376.

La situación de las aguas respecto a la línea de mezcla sirve para identificar enriquecimiento o pérdida de un ion, respecto al otro, lo cual puede interpretarse como debido al control de determinados procesos.

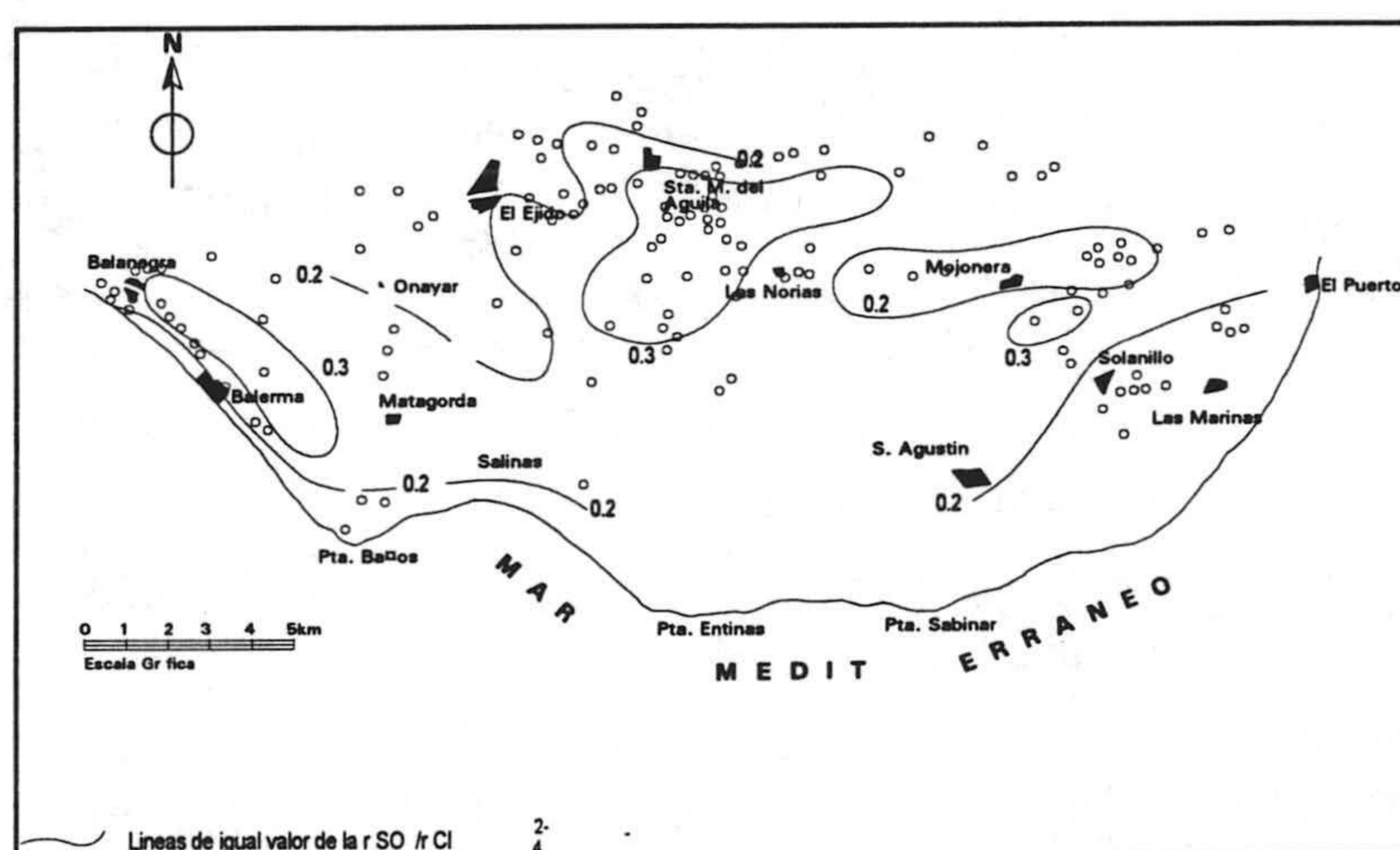


Figura 164.- Líneas de igual valor de la relación sulfato cloruro (meq. L⁻¹).

Para identificar la influencia de los tipos de salinización en los diversos sectores del acuífero he elaborado mapas de distribución espacial de los ΔSO_4^{2-} y de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$. Las isoclasas de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ se observan en la figura 164. Los valores inferiores se sitúan al N de El Ejido y crecen hacia el sur. En el área endorreica de las Norias hay un máximo. En La Mojónera decrecen; hay otro máximo al sur de esta localidad y decrecen nuevamente en el sector costero. Hay otro máximo al N de Balerna y decrece en la costa, junto a esta localidad. Los valores de los ΔSO_4^{2-} son positivos en toda la unidad, alcanzándose los valores máximos entre el S de Santa María del Águila y Las Norias, así como en los sectores costeros. Donde se dan los máximos valores de la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, así como de los ΔSO_4^{2-} ; se dan igualmente los mayores contenidos en ion cloruro, por lo que puede ser que los dos tipos de salinización tengan un origen común.

Como he indicado anteriormente, los deltas iónicos constituyen una herramienta para la identificación de procesos modificadores. En la figura 165 se representan los deltas iónicos de las aguas; las muestras están ordenadas según un orden creciente de cloruros independiente de su posición geográfica. Se observa como los valores de los ΔNa^+ y ΔK^+ , son negativos en todas las muestras, y que los ΔCa^{2+} , ΔMg^{2+} y ΔSO_4^{2-} son positivos.

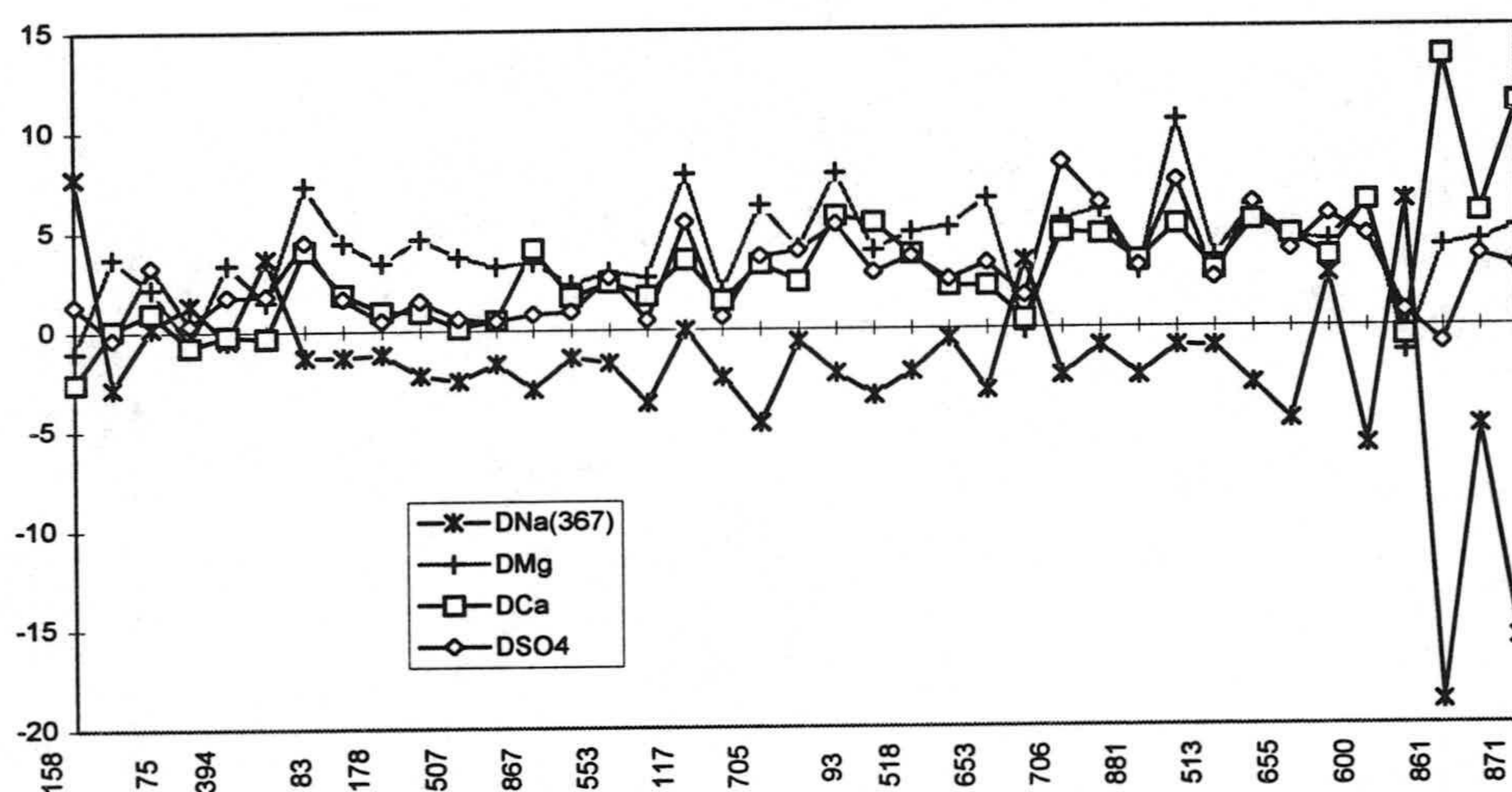


Figura 165.- Evolución de los deltas iónicos de las aguas ordenadas según un orden creciente de cloruro.

2.5.2.2 Procesos modificadores

Las reacciones que se producen en el acuífero como consecuencia del desequilibrio entre la fase acuosa, que ha visto modificada su composición química, y la fase sólida, pueden estar relacionadas con las reacciones de disolución o precipitación de carbonatos, el intercambio iónico, la disolución de sales y el proceso de dedolomitización.

La unidad de Balerna-Las Marinas está constituida fundamentalmente por calcarenitas y margas pliocenas, aunque en algunos sectores hay abundantes conglomerados, arcillas y limos cuaternarios.

En la figura 159 se pueden apreciar los deltas iónicos. Los ΔNa^+ y ΔK^+ son negativos y se mantienen más o menos constantes y en los más salinizados se

hacen mucho más negativos, mientras que el ΔCa^{2+} es positivo, pero en las aguas menos salinizadas es menos positivo y en las más salinizadas se hace más positivos aún; esto puede ser explicado por procesos de interacción agua-sedimento, consistente en de intercambio iónico entre las aguas salinizadas y los materiales de naturaleza carbonatada que componen fundamentalmente esta unidad. Habría, pues, un intercambio iónico inverso entre el Ca^{2+} , que es cedido a la solución a cambio del Na^+ . En las figura 166 que representa la relación entre ΔCa^{2+} frente a la suma $\Delta\text{Na}^+ + \Delta\text{K}^+$ debería salir una relación lineal pero los ΔCa^{2+} son superiores a la suma $\Delta\text{Na}^+ + \Delta\text{K}^+$. De ello se deduce que existe un exceso de calcio, que no puede justificarse por los procesos de intercambio. Es decir que el exceso de calcio esta relacionado con la disolución de sales y de carbonatos.

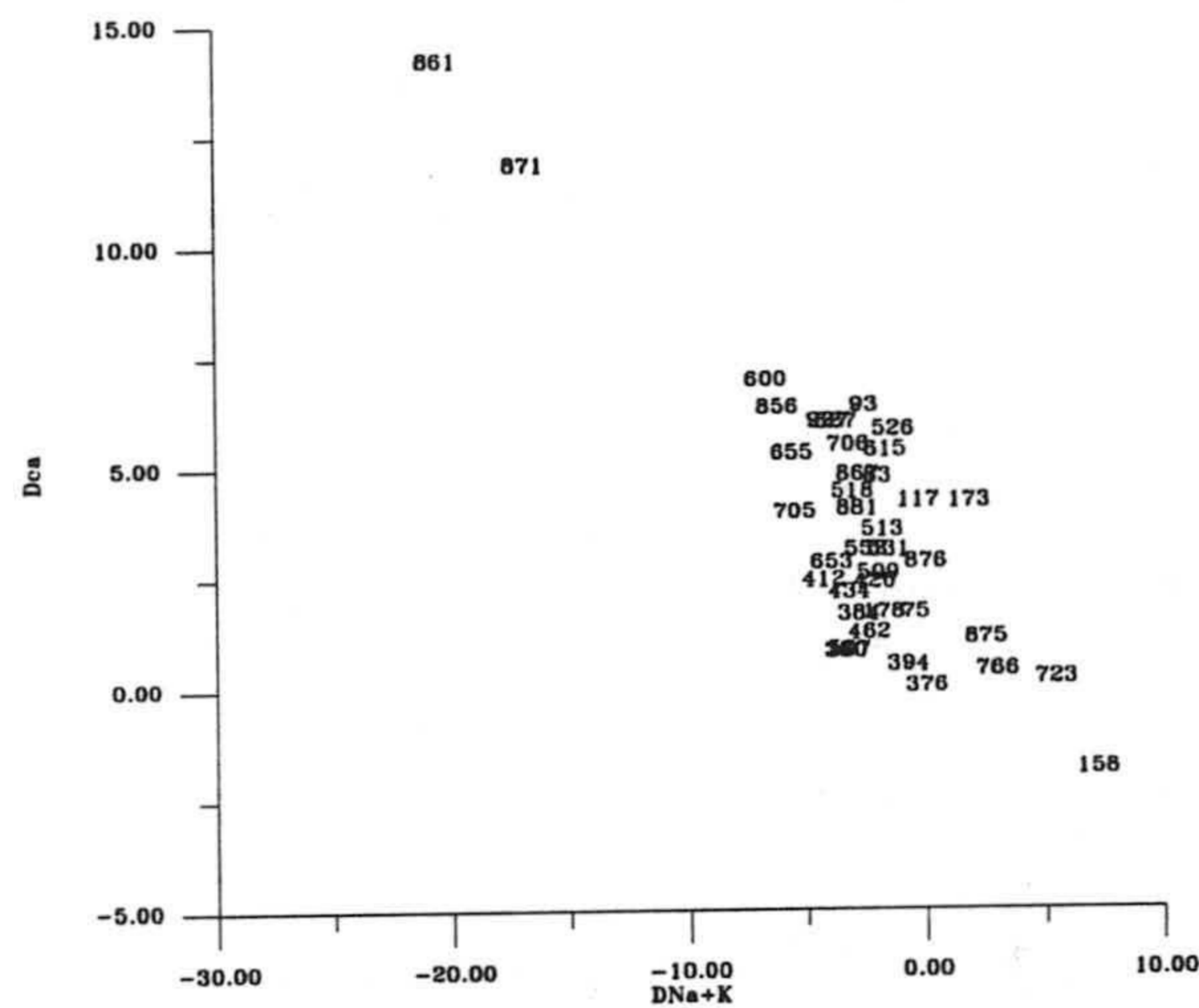


Figura 166.- Relación entre delta calcio y la suma de delta sodio y potasio.

El ΔMg^{2+} siempre es positivo y es más positivo en las aguas menos salinizadas que en las más salinizadas; esto puede ser debido que en las aguas menos salinizadas tengan más influencia del aporte dolomítico del los materiales de Gádor y este relacionado con la disolución de dolomita y en las más salinizadas este relacionado con disolución de sales. El Mg^{2+} puede acompañar al Ca^{2+} en reacciones de intercambio pues la suma de miliequivalentes Ca^{2+} y Mg^{2+} es parecida a la suma Na^+ y k^+ , desde el N de El Ejido hacia las Norias. En los pozos situados en el área endorreica y en el cuaternario ocurre lo contrario, es decir que la suma Na^+ y k^+ es mayor.

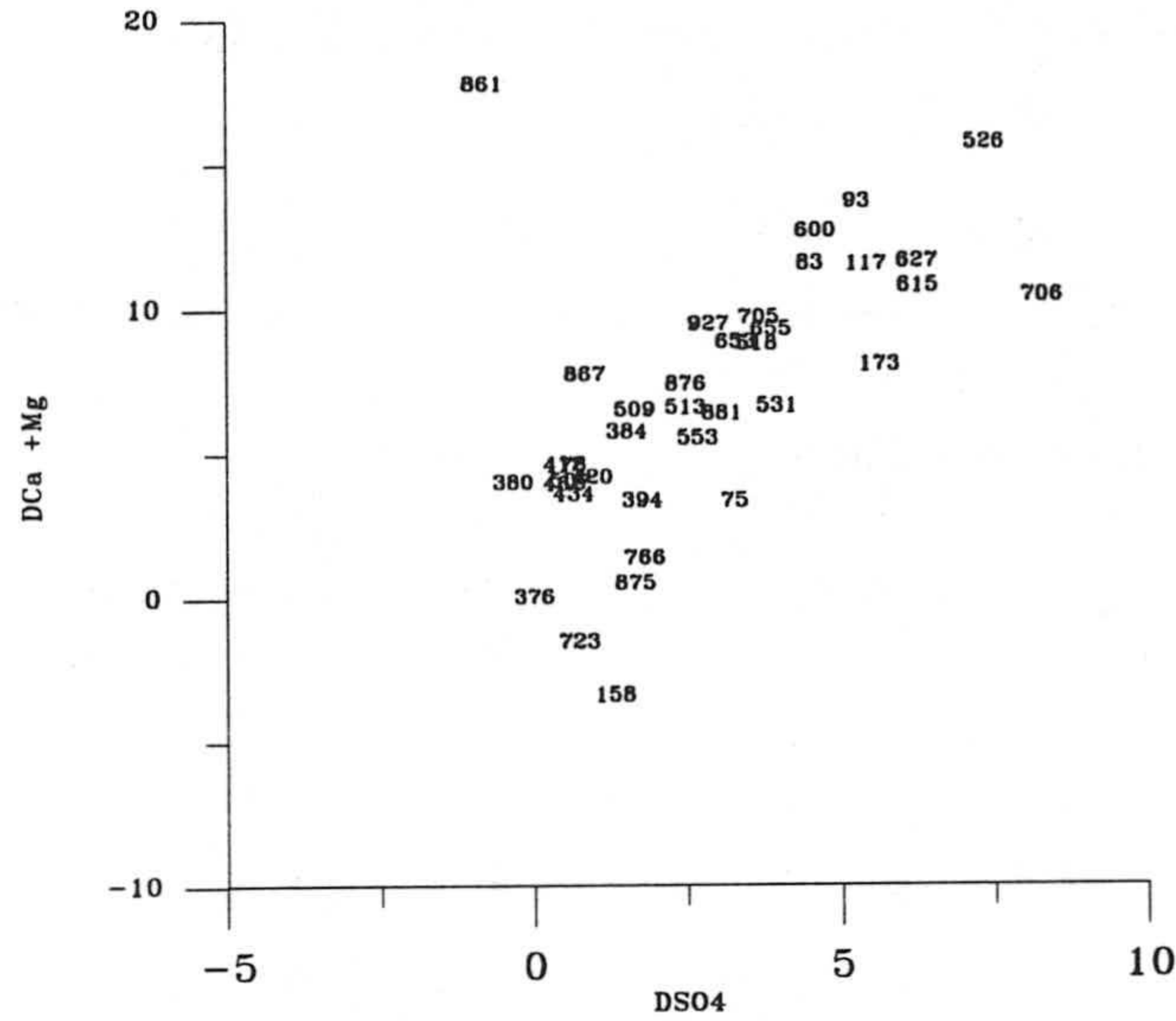


Figura 168.- Relación entre el delta sulfato y la suma de delta calcio y magnesio.

La distribución espacial de las isoclinas del ΔNa^+ se observa en la figura 169; los valores más negativos se encuentran al N de El Ejido y van disminuyendo hacia Las Norias-La Mojonera, para aumentar al S de estas localidades y decrecer de nuevo en el sector costero.

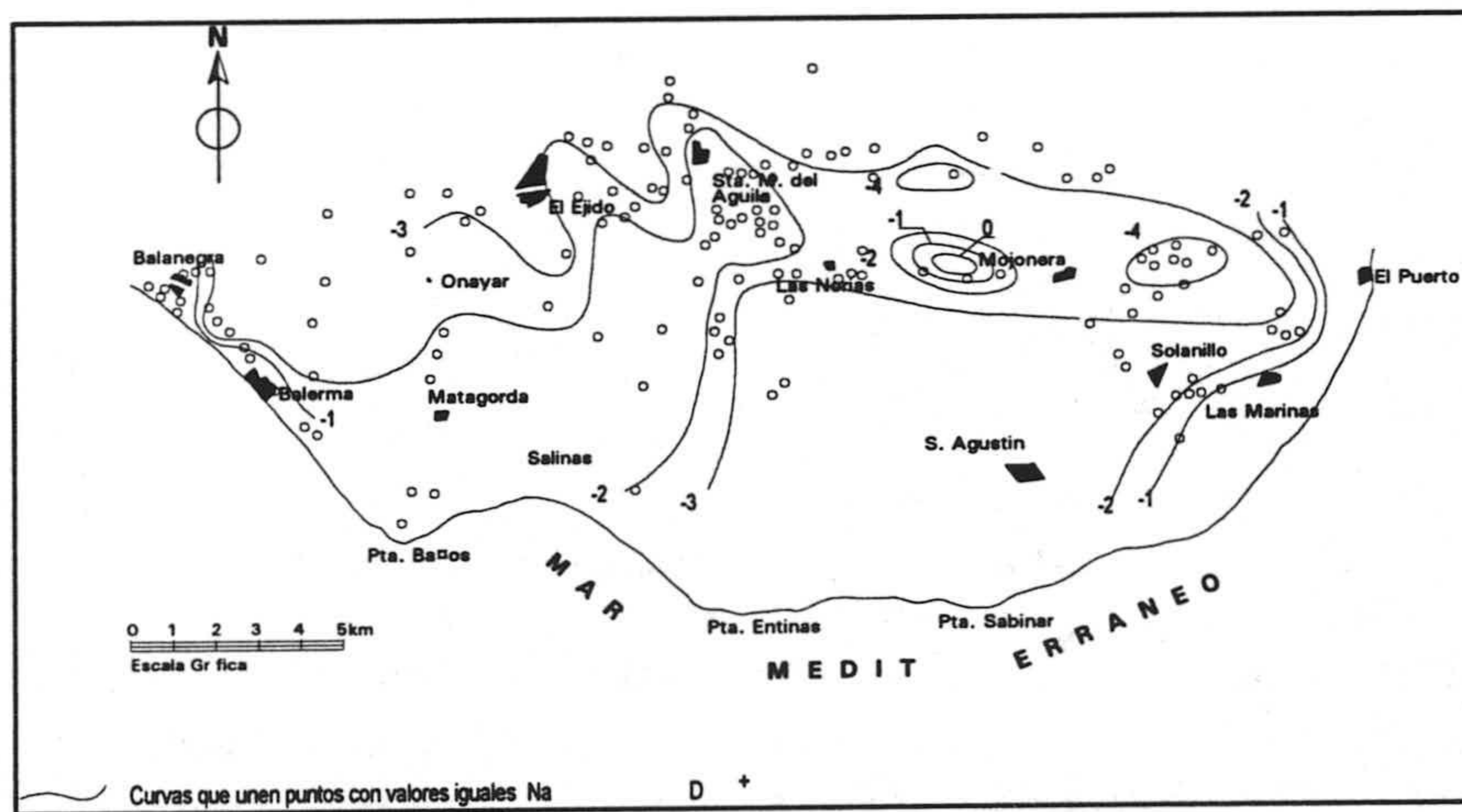


Figura 169.- Distribución espacial de los valores de delta sodio ($mg. L^{-1}$).

La distribución espacial del ΔCa^{2+} los valores máximos se observan también en la zona endorréica de las Norias La Mojonera. La distribución de las isolíneas del ΔMg^{2+} es positiva en todo el acuífero y es similar a la el ΔCa^{2+} , excepto al N de el Ejido, donde los valores son más positivos.

Asi pues, donde el ΔNa^+ es más negativo el ΔCa^{2+} , es más positivo y viceversa esto se debe. Esto se debe a que hay lugares donde predomina el intercambio iónico y otros en que domina la interacción agua-roca es decir la precipitación y disolución de carbonatos y la disolución de sulfatos.

En la fig 170 se representan los % SO_4^{2-} con respecto a la suma de aniones, y el % de la suma de Ca^{2+} y Mg^{2+} respecto a la de cationes. Se observa que prácticamente no hay unos puntos que están relacionados con el mar y la mayoría se relaciona con el aumento de Ca^{2+} y Mg^{2+} . Esto se puede interpretar como que el aporte de éstos, se debe a los sulfatos (o a otras sales) y tendrían un origen distinto al del mar.

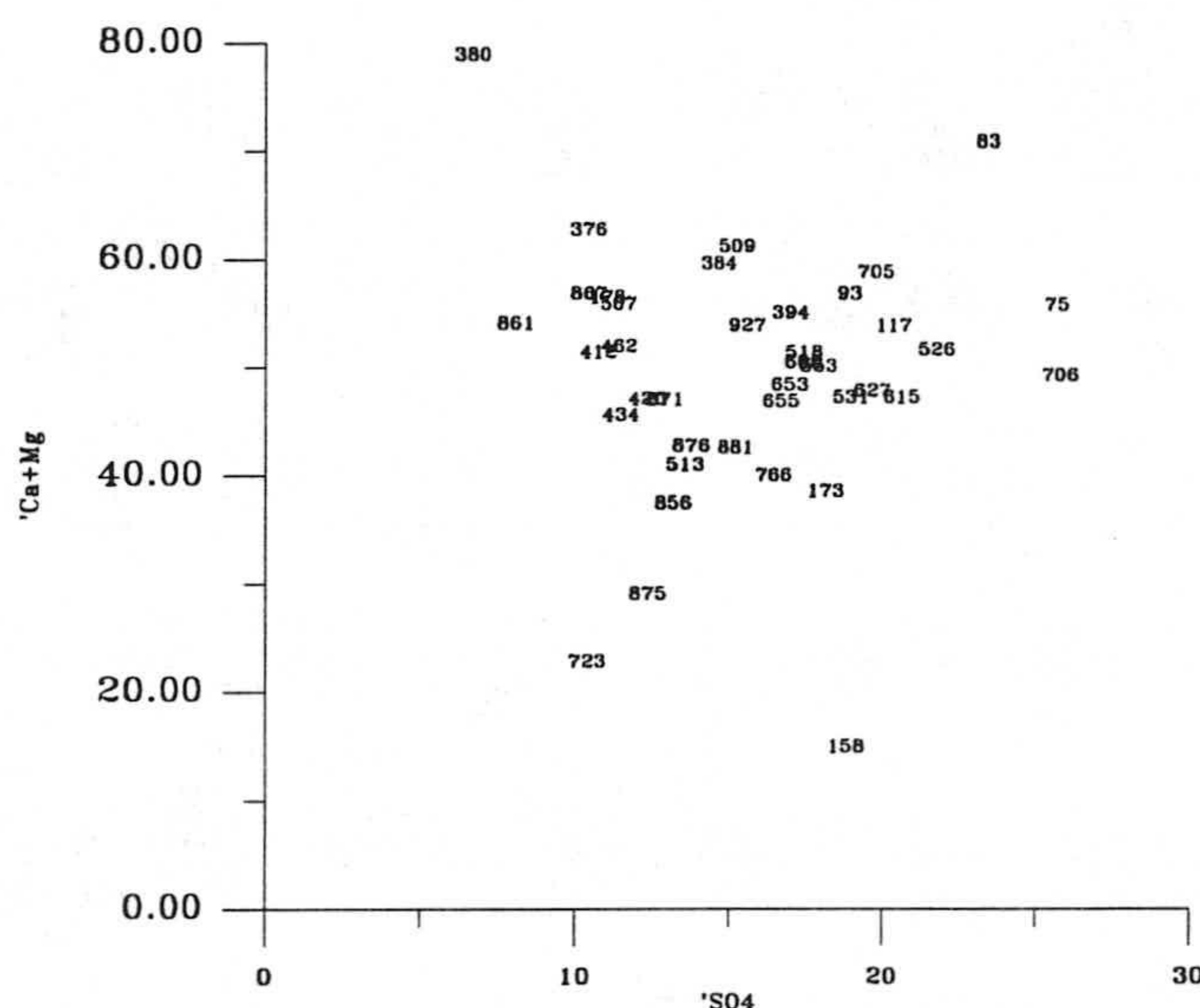


Figura 170.- Relación entre el % sulfato frente al % calcio y magnesio.

Si observamos la figura 171, que representa la distribución espacial del % de bicarbonatos frente a la suma de aniones se observa, en general que estos decrecen desde el N de El Ejido hasta Las Norias-La Mojonera donde no se supera el 10%. En el sector costero los valores son ligeramente superiores al 10%.

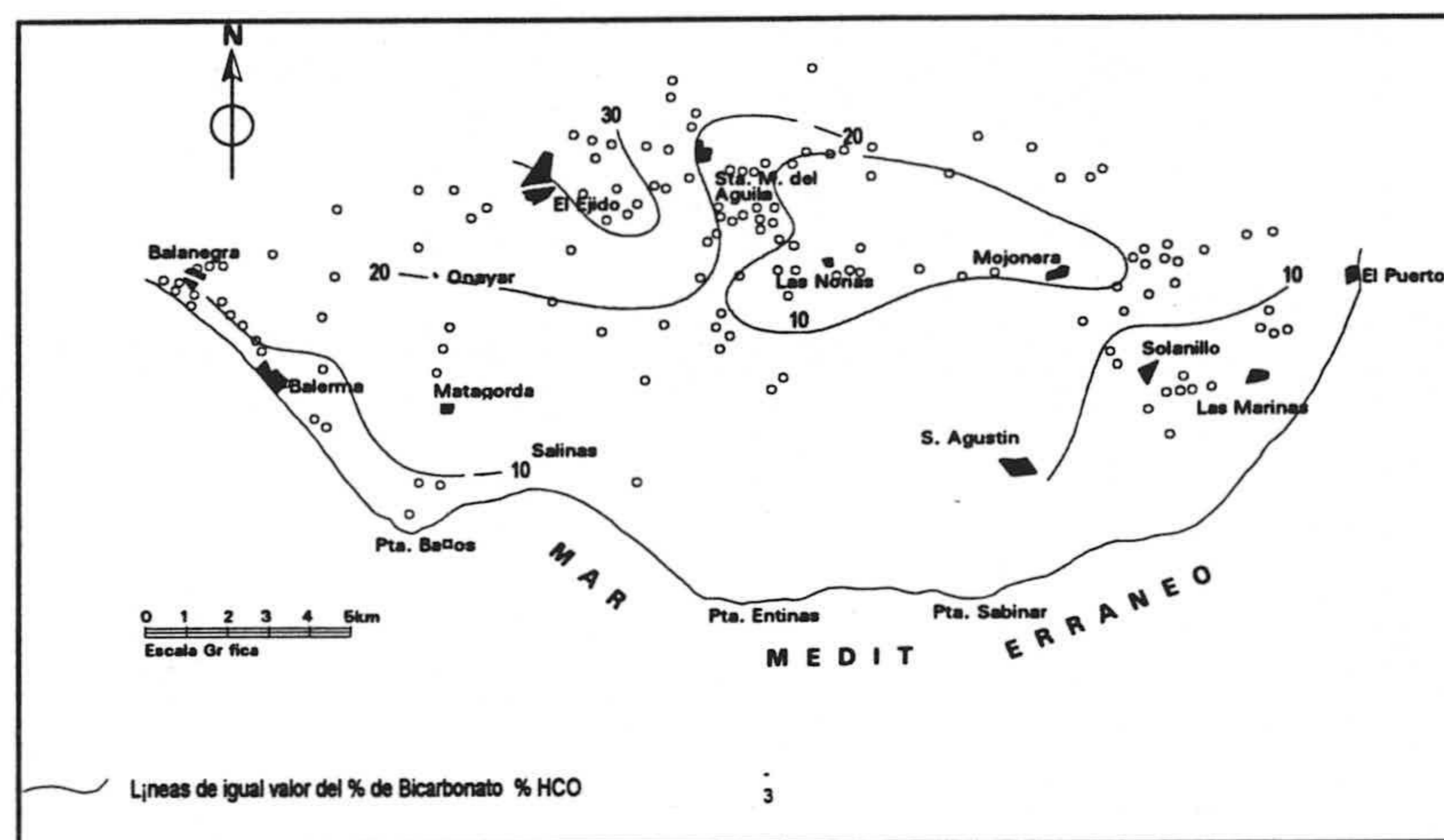


Figura 171.- Distribución espacial del % bicarbonato.

La relación de los índices de saturación de la calcita y la dolomita se observa en la figura 172 A. Hay dos muestras que están subsaturadas en calcita y sobresaturadas en dolomita por lo que es posible que se produzca dolomitización. Las restantes muestras están saturadas tanto en calcita como en dolomita. Se diferencian cuatro áreas: NE de El Ejido, al SE y en el sector central de la Unidad y otra en el área endorreica de Las Norias-La Mojonera. En la figura 172 B representan los índices de saturación de la calcita, dolomita y yeso frente al contenido en miliequivalentes de sulfato. Aunque no se sabe con exactitud el índice de saturación de la calcita, se piensa que una ligera sobresaturación de ésta provoca las condiciones de dedolomitización. Al ir aumentando la concentración en sulfatos, las aguas se van aproximando a la saturación en yeso y provoca la dedolomitización. Es decir, se produce un aumento en toda la unidad, de los iones calcio, magnesio y sulfato y una disminución en bicarbonato, esto puede ser debido a la dedolimitación. Dado que el contenido en sulfato, calcio y magnesio aumenta, se puede pensar en la disolución de sulfato cálcico (yeso) y sulfato de magnesio (posiblemente epsomita); circunstancia que, según características litológicas de los materiales, se puede dar. También es posible que se den, los dos procesos simultáneamente.

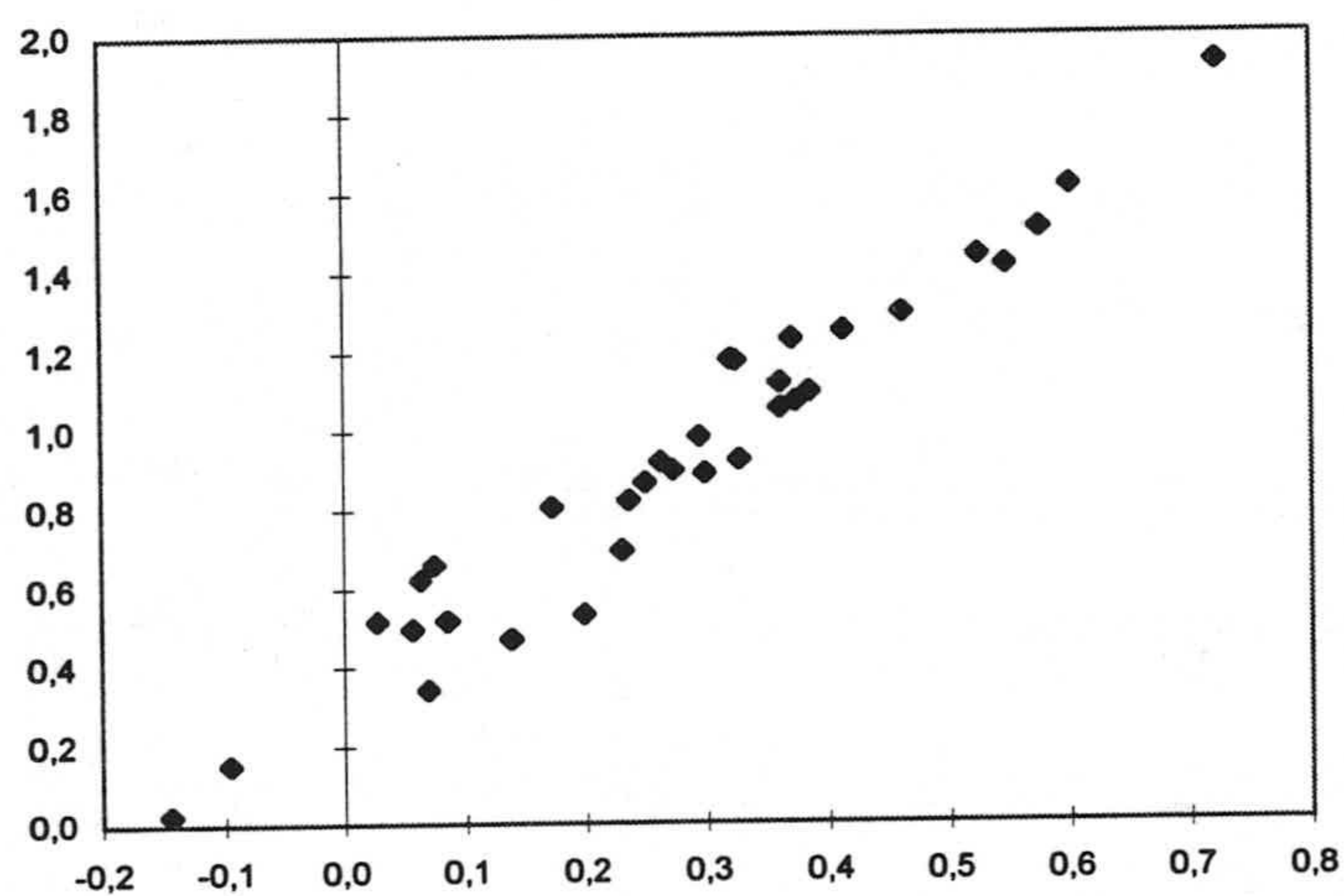


Figura 172 A.- Relación entre los índices de saturación de calcita y dolomita.

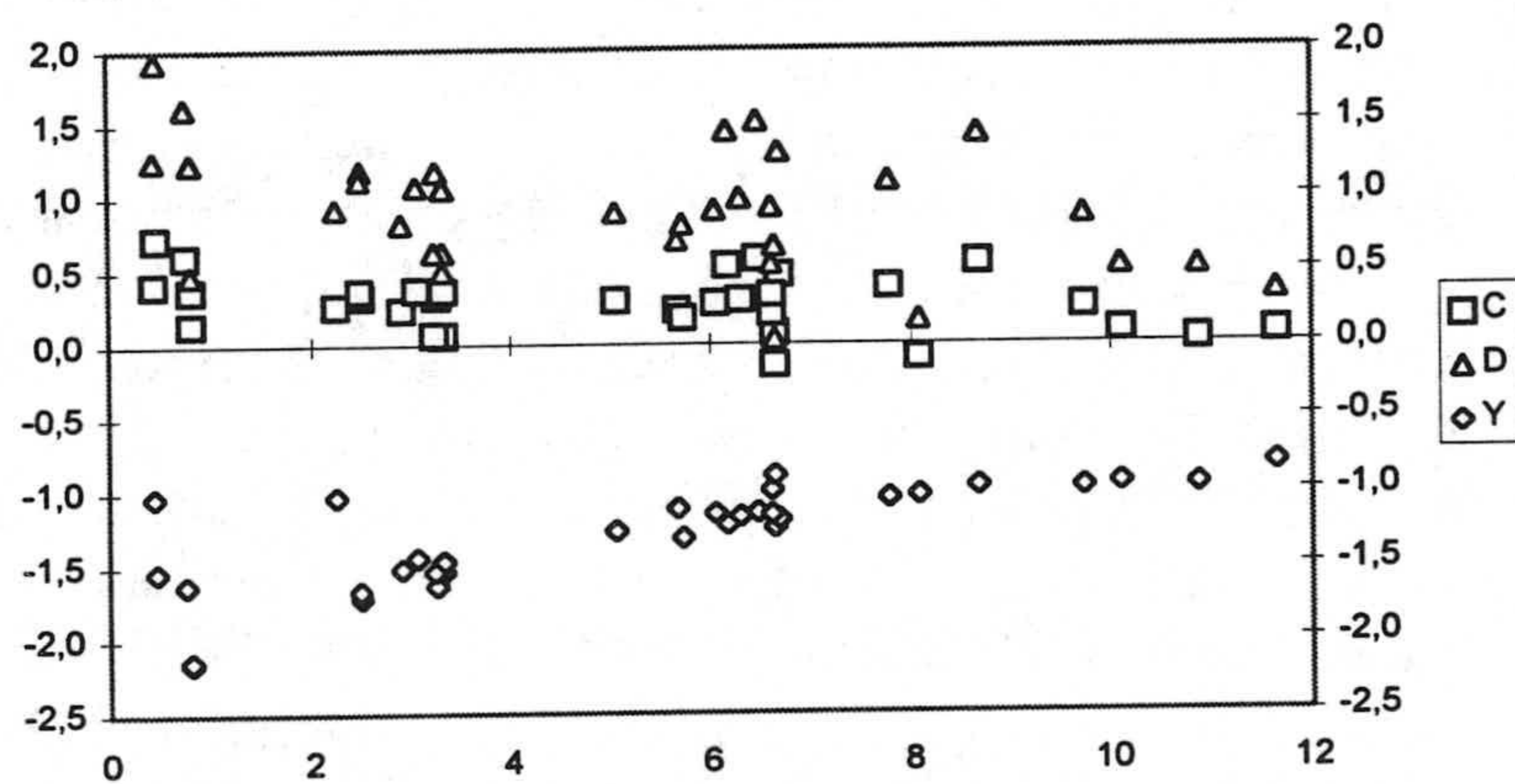


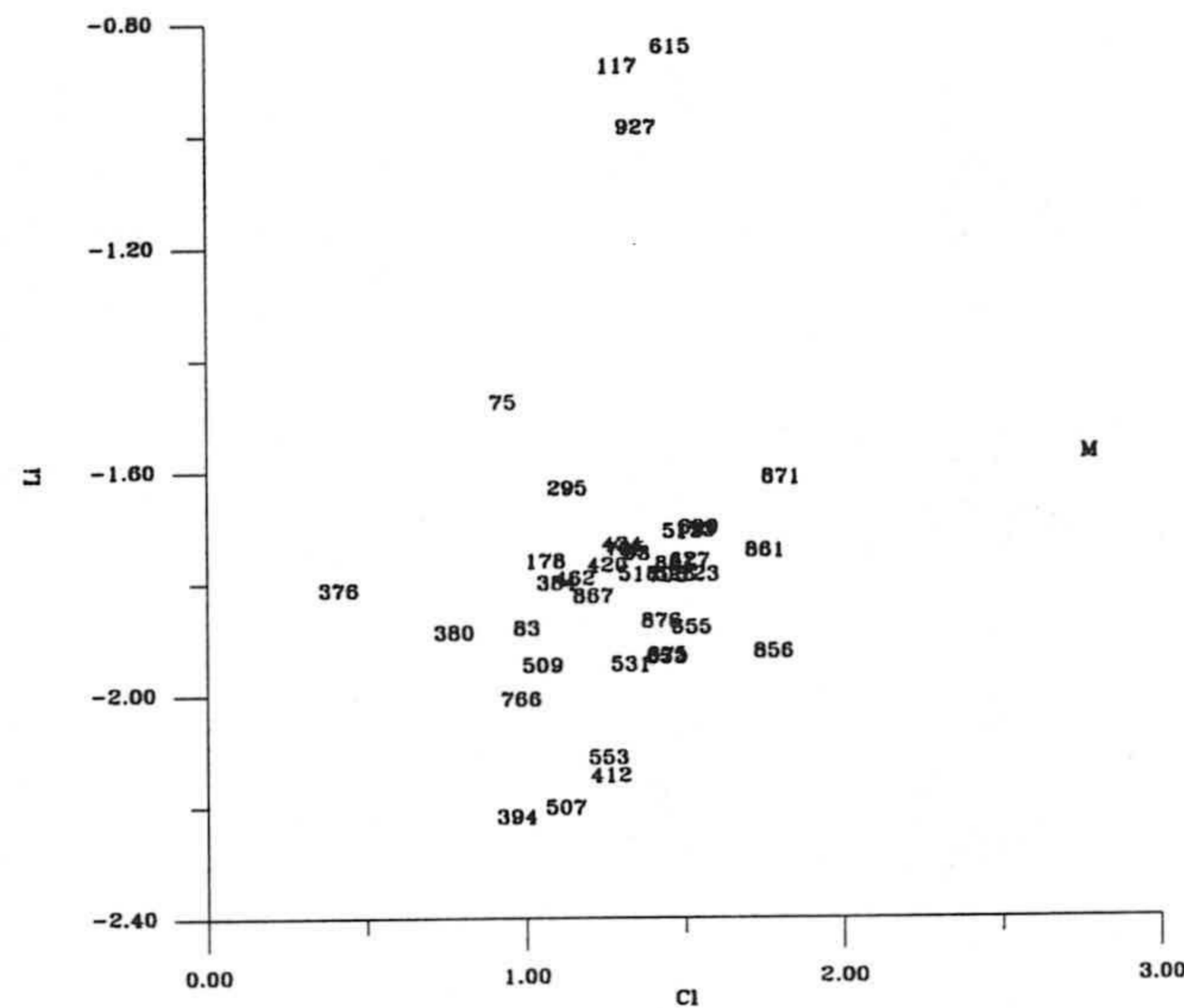
Figura 172 B.- Relación entre los índices de saturación de calcita, dolomita y yeso.

2.5.3 APORTACIÓN DE LOS IONES MINORITARIOS

Me voy a ceñir a los iones Li^+ , Sr^{2+} y B correspondientes al semestral de octubre de 1991.

En la figura 173 se representa la relación entre el Cl^- y el Li^+ , existiendo una notable dispersión de los puntos. En general los contenidos son inferiores a la línea de mezcla, aunque separa diferentes sectores del acuífero; los de menor

contenido están relacionados directamente con los sondeos que captan las calcarenitas del plioceno, las de contenidos intermedios captan las calcarenitas, y o el acuífero cuaternario. Los de mayores contenidos están situadas al Norte de El Ejido hacia la zona endorreica de Las Norias-La Mojonera, donde hay mayor potencia del cuaternario y de limos rojos, Hay unos puntos con valores muy elevados que están en el cuaternario cercano a la costa.



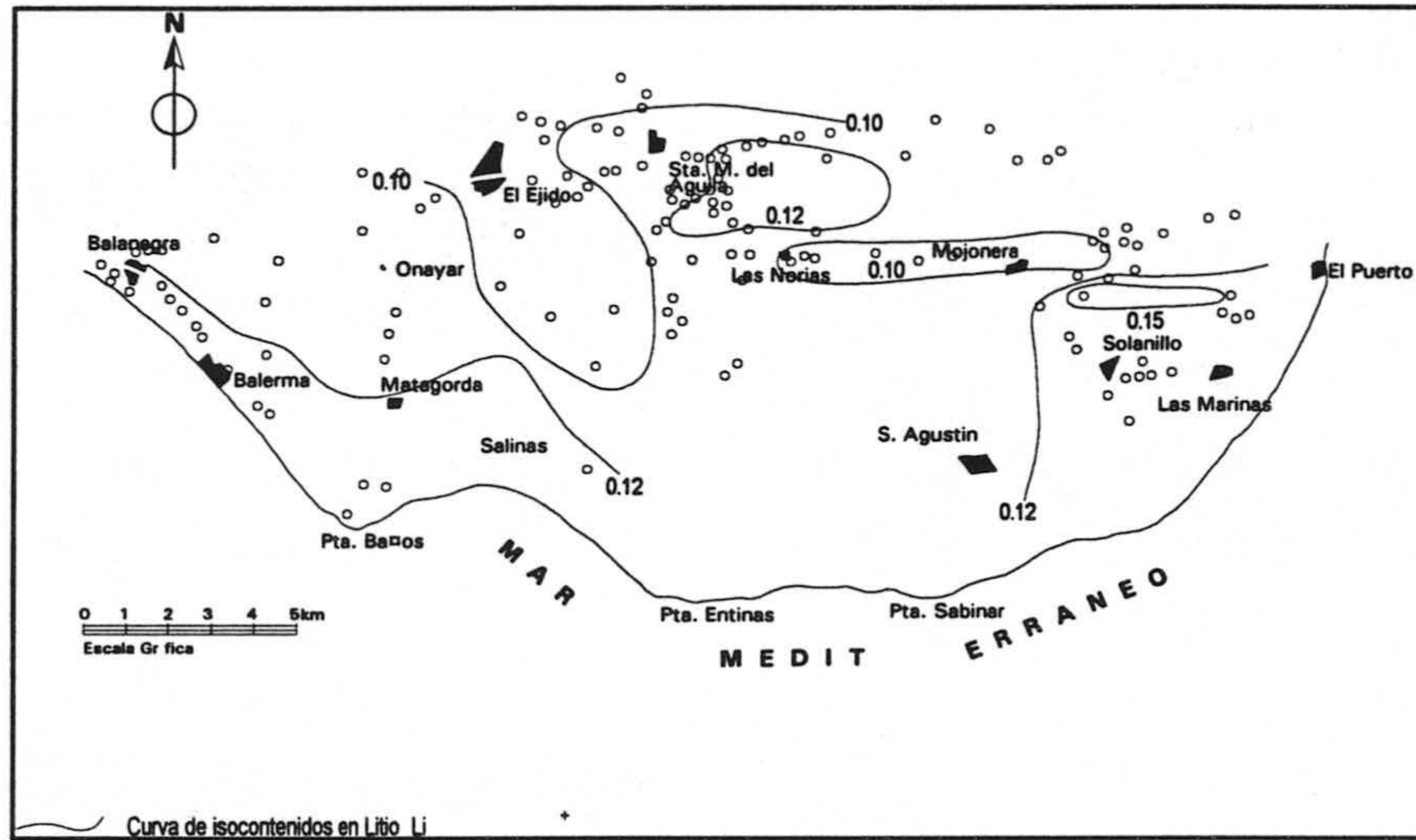


Figura 174.- Líneas de igual valor del contenido en litio (mg. L^{-1}).

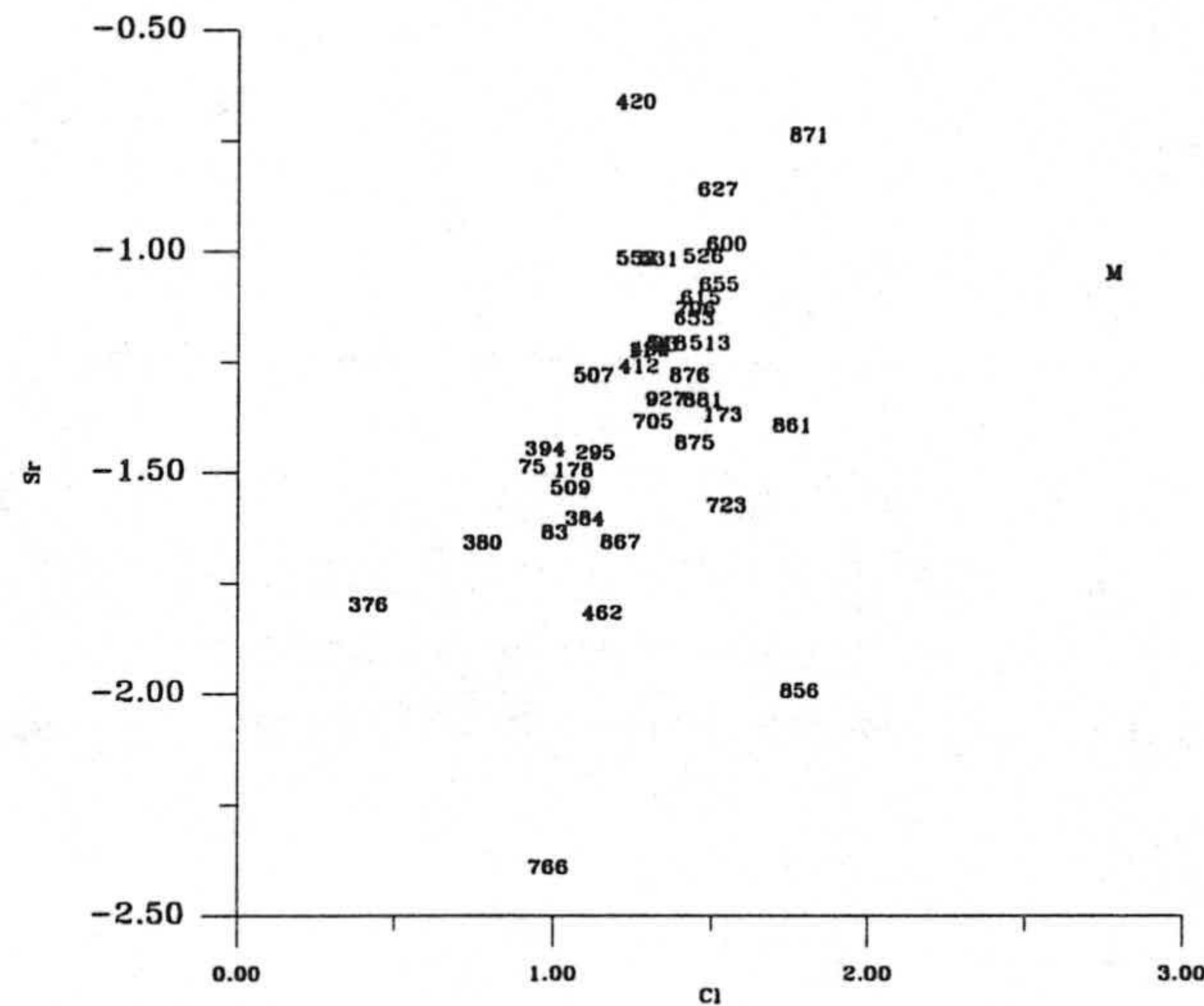


Figura 175.- Relación entre cloruro y estroncio(meq. L^{-1}).

En la figura 175 se representan las relación entre los ion Cl^- y Sr^{2+} ; en general presenta contenidos muy elevados este acuífero y separa igualmente diferentes grupos de muestras. El primer grupo separa las muestras que tienen influencia del carbonático al N de El Ejido, son las que tienen contenidos más bajos y algunas

muestras del cuaternario; posteriormente hay un grupo desde el Norte de El Ejido hacia la zona endorréica de Las Norias-La Mojonera. Los mayores contenidos se encuentran en los puntos acuíferos que captan las calcarenitas y margas pliocenas, hay puntos anómalos con contenidos superiores a agua del mar que están situados sobre en el cuaternario. Los contenidos bajos de estroncio que se presentan sobre todo al Norte de El Ejido pueden ser debidos a los bajos contenidos de este elemento en relación con las arcillas y limos del cuaternario. Los valores más elevados están en relación con las calcarenitas y margas del plioceno debido al lixiviado de estos materiales.

La distribución de las isocurvas del contenido en Sr^{2+} se observa en la figura--; los valores inferiores se localizan al N de El Ejido. Hacia el S ocupando la parte central de la unidad, se miden valores superiores a 10 mg.L^{-1} , decrecen en el sector de La Mojonera a valores inferiores a 3 mg.L^{-1} . En el sector costero se miden valores superiores a 3 mg.L^{-1} . Al N de Las Marinas se mide el máximo 15.8 mg.L^{-1} , en el punto 871.

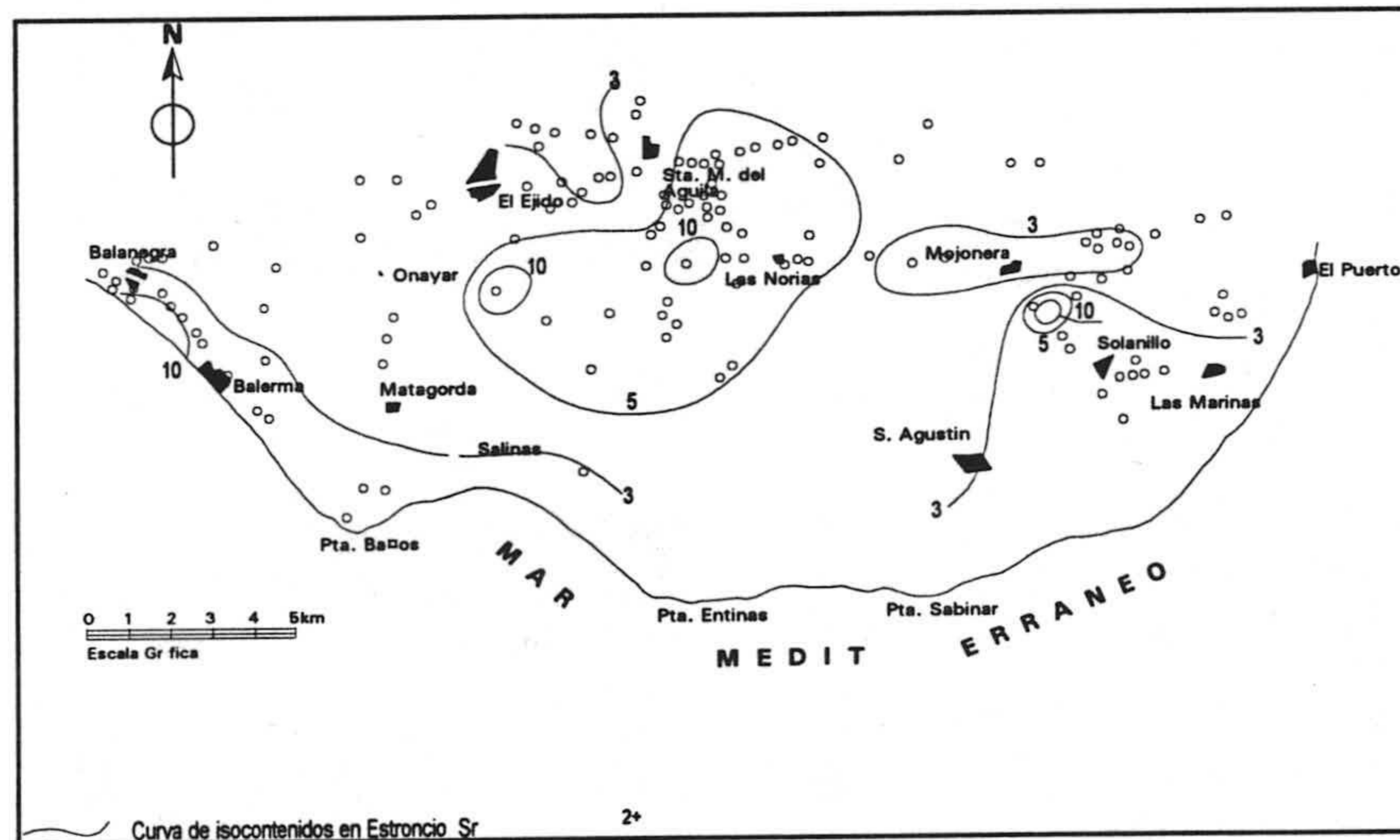


Figura 176.- Líneas de igual valor del contenido en estroncio (mg. L^{-1}).

En la figura 177 está representada la relación entre Cl^- vs Boro, en general presentan algunas muestras una cierta relación con el mar, los contenidos inferiores están situados al N de El Ejido y evolucionan hacia las aguas con mayores contenidos en los materiales calcareníticos y con las margas. Los valores más elevados están situados en los materiales cuaternario, cerca de la

costa o en el interior del acuífero, quizá sea debido a contaminación antrópica, por lo general estos pozos tienen contenido elevado en nitratos, lo que posiblemente esté ligado a este tipo de contaminación, sobre todo por fertilizantes (Giménez y Morell, 1991). El origen del boro también está ligado al lixiviado de los materiales calcareníticos y pliocenos.

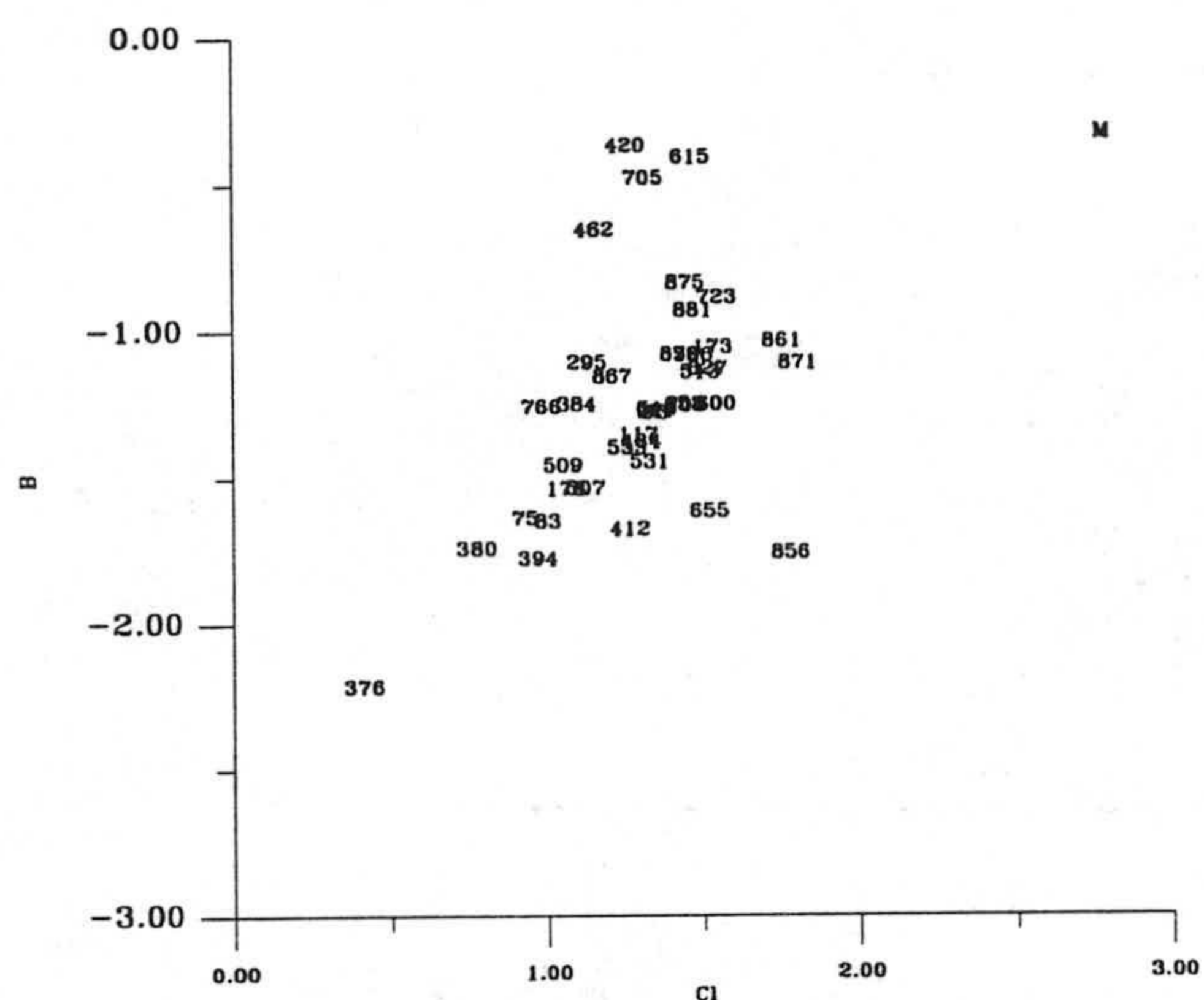


Figura 177.- Relación entre cloruro y boro (meq. L⁻¹).

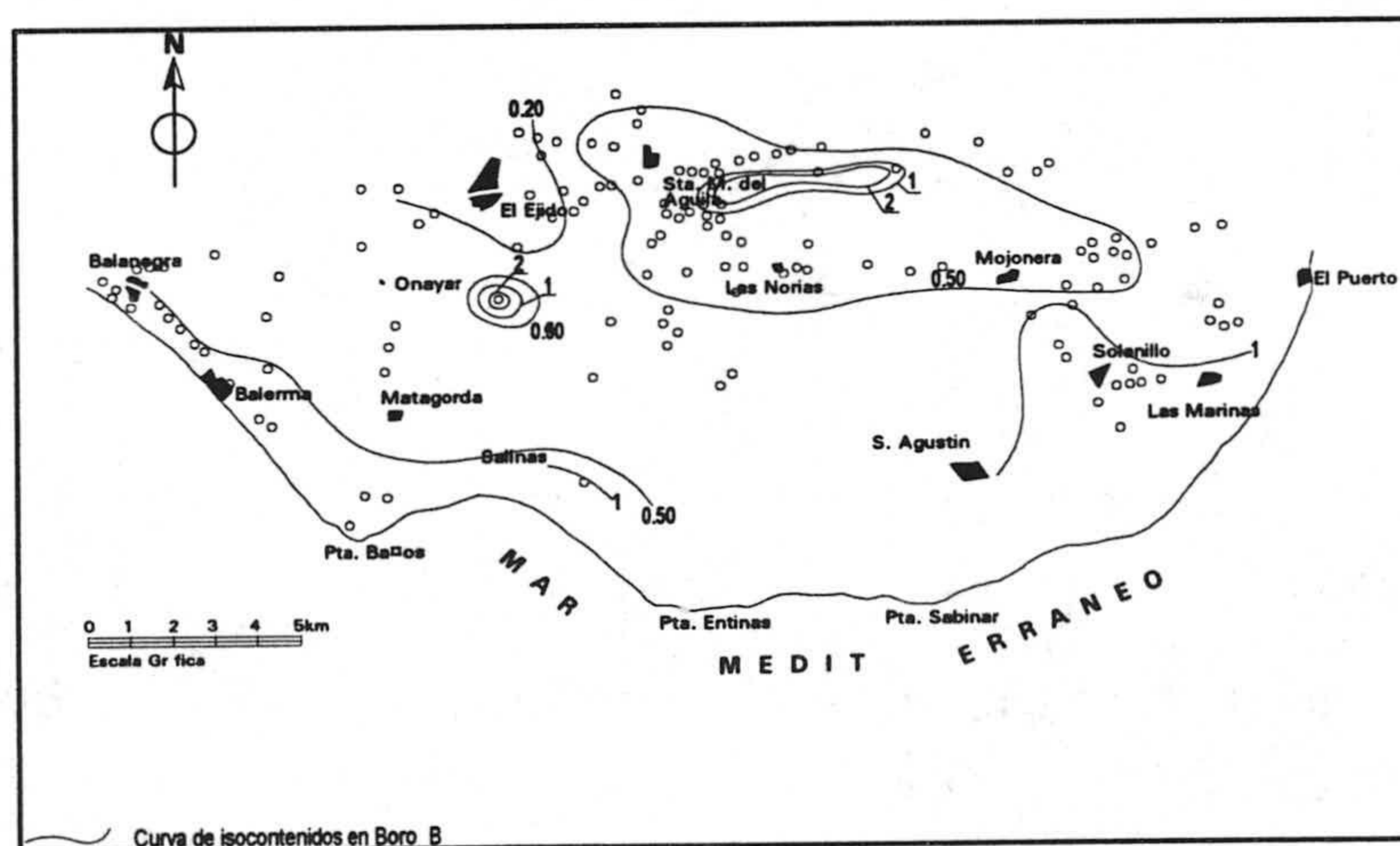


Figura 178.- Líneas de igual valor del contenido en boro (mg. L⁻¹).

En la figura 178 se representa la distribución espacial del contenido en B. Los valores mínimos se miden al N de El Ejido y aumentan hacia el SE desde Santa María del Águila hasta La Mojonera se miden valores superiores a 0.5 mg.L^{-1} . Hay un área central donde se superan 3 mg.L^{-1} . En la costa se miden valores superiores a 1 mg.L^{-1} . El valor máximo (4.6 mg.L^{-1}) se localiza al S de El Ejido en el punto 420.

2.5.4 ANÁLISIS DE COMPONENTES PRINCIPALES

Voy hacer el estudio de las variables fisicoquímicas, Para el muestreo octubre 1991, las variables utilizadas son : temperatura, conductividad, cloruro, sulfato, bicarbonato, nitrato, nitrito, magnesio, potasio.

Con el fin de evitar que las variables con valores más elevados (conductividad, Cl^- , Na^+ , etc.) enmascaren las influencias de aquellas de valores más reducidos (K^+ , Mg^{2+}) he preferido tipificar las variables, restando su valor de la media y dividiendo por la desviación típica, obteniendo así otro conjunto de variables cuya media es cero y la desviación típica 1 (*variables "centradas reducidas"* de la terminología francesa).

De entrada destaca la mayor correlación existente entre conductividad, Cl^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} . En la figura --se muestra la distribución de las variables en el plano I-II. Como puede verse, el eje uno explica el 50.2 % de la varianza, y puede considerarse el *eje de la mineralización*, puesto que engloba a las variables de mayor peso en la mineralización de las aguas, todas ellas situadas en la parte negativa del eje. El eje II, que explica el 17.1 % de la varianza tiene en su parte positiva el HCO_3^- y NO_3^- , K^+ y temperatura en la negativa, por lo que puede considerarse como un *eje de "contaminación"*, afectado negativamente por la temperatura. En el plano I-III se vuelve a marcar el eje de la salinidad, aunque el eje III -que explica el 12.8 % de la varianza- presenta una curiosidad, contradictoria en cierta medida con el eje II; en efecto, la temperatura se sitúa como variable de mayor peso en la parte positiva, mientras que el bicarbonato se une esta vez al NO_3^- y K^+ , constituyendo otro *eje contaminación-temperatura*, pero con variables mezcladas (figura 179).

La situación de las observaciones o casos en los distintos componentes -los tres primeros componentes explican más del 80 % de la varianza- permite hacer una serie de constataciones. La primera se refiere a la ordenación de observaciones a lo largo del eje I, que clasifica las aguas de mayor (parte negativa) a menor

concentración (parte positiva), con una gran dispersión lateral en función del mayor o menor contenido en HCO_3^- y en NO_3^- .

De toda la nube de puntos destacan tres grupos de muestras. En el extremo izquierdo se sitúan las aguas de mayor contenido salino (puntos 871, 756 y 861, todas ellas con más de 6000 $\mu\text{S}/\text{cm}$); en la parte superior se segregan bien los puntos 173, 723 y 655, de concentración salina media pero que tienen en común el presentar los contenidos mayores en HCO_3^- , debido quizás a procesos de descomposición de materia orgánica, con reducción paralela en NO_3^- , ya que los valores que registran estos últimos son muy bajos. Por último, los puntos 876, 93 y 117 se individualizan en la parte negativa del eje II; se trata de las aguas de mayor contenido en NO_3^- y corresponden a puntos situados en las áreas de gran actividad agrícola.

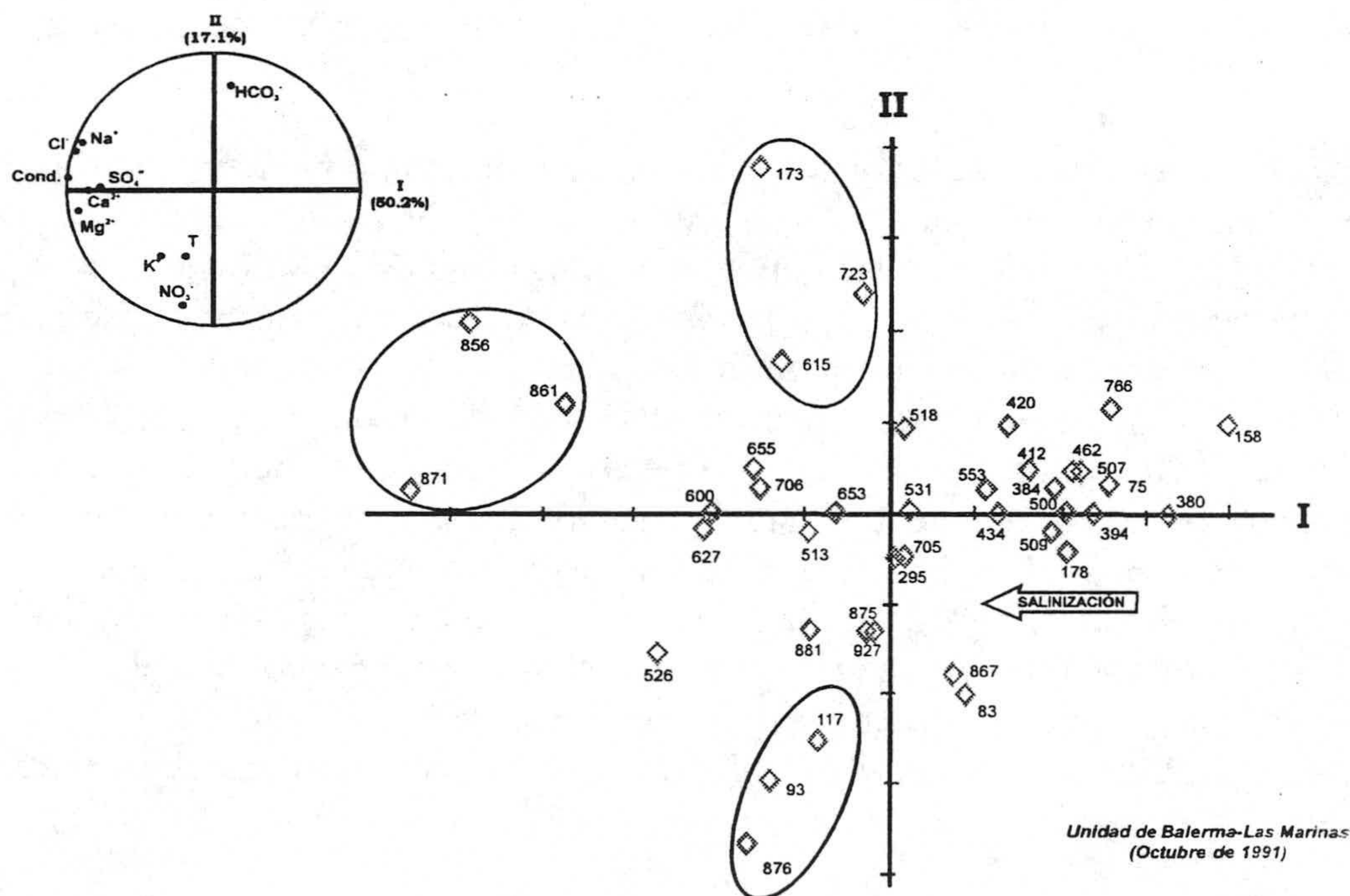


Figura 179.- ACP en el plano I-II.

La distribución de las observaciones en el plano de las componentes I-III (Figura 50) resulta también altamente expresivo; además del grupo mayoritario que cubre el eje uno, de salinización o concentración salina, destacan tres más; uno de las aguas en las que la temperatura juega un papel importante (valores elevados, aunque no están todos los de mayor temperatura; 653, 875, 705, 434 y 553); otro de las aguas de mayor contenido salino ya reseñadas (856, 871 y 861); y un tercero caracterizado por elevada concentración en HCO_3^- o NO_3^- , o ambos; los situados más a la izquierda se caracterizan, además, por presentar concentraciones elevadas en SO_4^{2-} (526, 615, 93 y 876; los restantes son 117, 723, 295, 867 y 173).

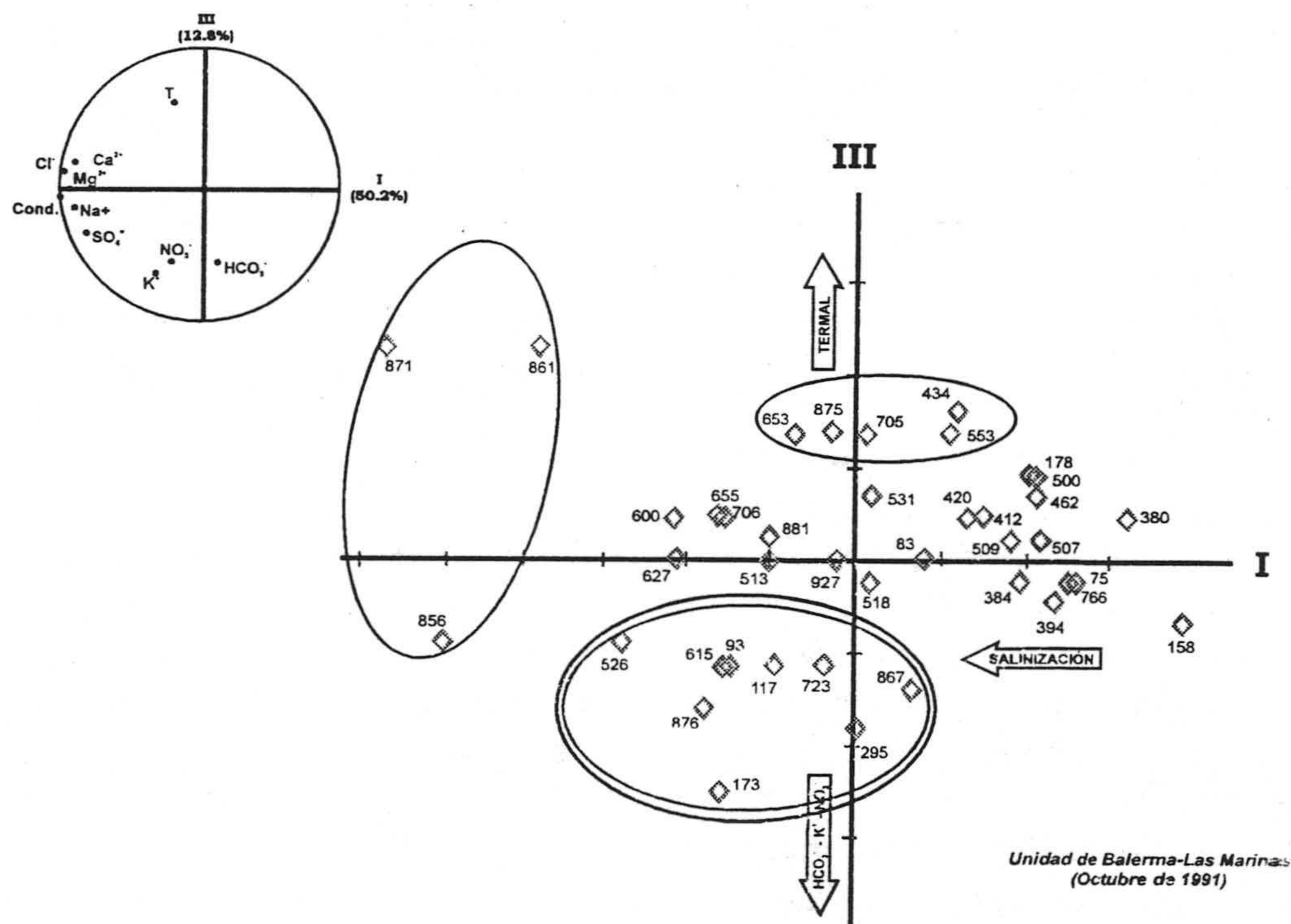


Figura 180.- ACP en el plano I-III.

2.6 ESTUDIO DE LAS FACIES HIDROQUÍMICAS

2.6.1 ASPECTOS GENERALES

En las unidades acuíferas del Campo de Dalías existen variaciones en el sentido en que se dan los procesos de intercambio, que se relacionan con periodos de máxima explotación (otoño y primavera) y/o recarga (invierno). La variabilidad litológica de las unidades y la complicación estructural hacen dificultosa la interpretación de la evolución química. Hay periodos, sobre todo debido a la explotación, en los que es difícil distinguir las etapas de recarga. Las variaciones de la composición química de las aguas se deben a procesos de intercambio, aunque intervienen otros, como hemos visto en los apartados anteriores. La consideración de tales procesos teniendo en cuenta la teoría de la cromatografía iónica y la aplicación de una metodología de Análisis de Facies Hidroquímicas, basada en la establecida por Stuyfzand (1986), permite comprobar que existen diferencias notables en la tipología de las aguas en los diferentes periodos considerados, tal como establecen Giménez et al. (1995).

La metodología de los análisis que se exponen permite reconocer no sólo el proceso de intrusión de agua de mar en un acuífero, sino diferenciar las etapas de intrusión activa y retroceso. En los apartados anteriores hemos visto los principales procesos modificadores, que son debidos fundamentalmente a la mezcla entre el agua dulce y el agua salada y a la interacción agua-roca.

El primer proceso supone una serie de modificaciones en la composición química del agua, que se traducen en un notable incremento de la mineralización. El segundo hace referencia a que la mezcla de dos fases físico-químicas diferentes origina un agua que está inicialmente en desequilibrio y que debe encontrar un nuevo estado de equilibrio con el acuífero, por medio de reacciones específicas entre el sólido y el agua. Este comportamiento reactivo implica la existencia de una serie de procesos yuxtapuestos al propio proceso de mezcla que afecta diferencialmente a unos y otros iones. Mientras algunos de ellos aparecen en concentraciones que responden en gran medida al grado de mezcla (comportamiento conservativo), otros se presentan en cantidades muy diferentes de las que establece la mezcla binaria entre el agua dulce y el agua de mar, ya que se ven afectados por la intervención de procesos modificadores tales como disolución y precipitación de carbonatos, intercambio iónico o reducción de sulfatos.

2.6.2 INTERCAMBIO IÓNICO E INTRUSIÓN MARINA

En general, el proceso de intercambio iónico constituye un factor de regulación de las concentraciones iónicas de las aguas, que interviene como tampón temporal cuando las concentraciones de los iones en las aguas varían causando condiciones de desequilibrio. De hecho, el intercambio iónico tiende a compensar las variaciones de la composición química de las aguas y por ello llega a alterar de manera importante las concentraciones catiónicas (Appelo y Postma, 1993). El intercambio iónico, por consiguiente, puede ser una herramienta muy valiosa en el estudio de la dinámica del proceso de intrusión marina en acuíferos detríticos costeros, donde la alternancia de flujos de diferente composición, activa las reacciones de intercambio.

En las diferentes etapas del proceso se pueden observar, como consecuencia del desarrollo de reacciones de intercambio catiónico entre la solución y el sólido, modificaciones en las concentraciones de los cationes, que se manifiestan por relaciones Na/Cl, Ca/Cl y Mg/Cl variables en el espacio y en el tiempo. Tales variaciones pueden caracterizar la etapa en que se encuentra el acuífero respecto al proceso de intrusión marina (intrusión activa y retroceso) y, dentro de cada una de estas etapas, puede ayudar a determinar estadios o fases definidas.

Fundamentalmente, en la *etapa de intrusión activa*, cuando las aguas salinas alcanzan zonas del acuífero que han estado ocupadas previamente por agua dulce, se produce una reactividad que provoca la liberación de Ca^{2+} (que ocupa una gran proporción de los lugares de intercambio) frente a una adsorción de Na^+ ; es decir, se desarrolla un intercambio inverso Na/Ca. El proceso de intercambio directo (Ca/Na), por el contrario, se produce en condiciones de recuperación (*etapa de retroceso*), esto es, cuando un acuífero salinizado (arcillas con importante proporción de Na^+ absorbido) es lavado por aguas dulces (Appelo y Geirnaert, 1983).

Las reacciones que se desarrollan son en realidad mucho más complejas. Hay que tener en cuenta que en situaciones naturales hay un gran número de factores que condicionan el comportamiento de los iones que pueden estar involucrados en el proceso (efecto multicomponente) y esto hace difícil describir teóricamente la evolución del fenómeno. Por ello, diversos autores han estudiado este tipo de situaciones mediante simulaciones de laboratorio, basadas en los principios de la cromatografía iónica, y con la aplicación de modelos de transporte que simulan los procesos de intercambio iónico (Appelo et al., 1990; Beekman, 1991; Appelo y Postma, 1993; Manzano et al., 1993).

La simulación se lleva a cabo utilizando columnas rellenas de material sólido en equilibrio con fluido (agua dulce en la simulación del proceso de intrusión y agua salada en el de retroceso) que ocupa el volumen de los poros del sedimento. Posteriormente, se hacen pasar a través de la columna soluciones de diferente concentración (respectivamente, agua de mar diluida y agua dulce). El resultado de la acción de los procesos de intercambio es valorado a la salida de la columna, analizando periódicamente la composición química del efluente.

El comportamiento de los diversos constituyentes químicos depende de varios factores: diferencias entre los coeficientes de selectividad, valor de la capacidad de cambio iónico, contraste entre la composición química del fluido inyectado y el que estaba inicialmente presente en los poros del sedimento y dispersividad del medio.

Se entiende por *cromatografía de elución* al proceso en que el catión dominante en la solución que se inyecta (Na^+) tiene baja afinidad por los lugares de adsorción o cambio. Los resultados obtenidos de este tipo de cromatografía permiten comprender situaciones reales como la intrusión activa de agua de mar en acuíferos que inicialmente estaban en equilibrio con un agua dulce (Appelo y Postma, 1993). Un proceso típico de intrusión marina ha sido reconstruido por medio de un modelo geoquímico de celdas de mezcla (Appelo y Willemsen, 1987), basado en estudios cromatográficos experimentales.

En la figura 181 se representa la evolución de las concentraciones iónicas a través de una línea imaginaria de flujo de intrusión. En la práctica, estos perfiles representan las concentraciones iónicas en diferentes instantes a lo largo de la columna cromatográfica. Se observa que, de izquierda a derecha, se da una disminución de la concentración de Na^+ , que es intercambiado a favor del Ca^{2+} , cuya concentración aumenta significativamente en la solución.

Esta situación altera evidentemente el equilibrio de los carbonatos, provocando la precipitación de calcita y, como consecuencia, una disminución parcial de la concentración de Ca^{2+} en la solución. Sin embargo, las reacciones de intercambio entre el Na^+ y Ca^{2+} continúan favoreciendo el incremento de la concentración de este último. Dicho aumento condiciona el comportamiento del Mg^{2+} que, si bien fue retenido en la superficie arcillosa durante las primeras etapas del proceso, ahora es desplazado por el Ca^{2+} de los lugares de intercambio y, por tanto, se incrementa su concentración en la solución.

Dicho comportamiento contrasta con la creencia general que establece que el Mg^{2+} acompaña siempre al Na^+ cuando el agua de mar entra en un acuífero (Appelo y Geirnaert, 1983). En las últimas etapas del proceso, cuando se agota el Ca^{2+} absorbido y el proceso de intercambio deja de ser importante, las concentraciones de todos los cationes se orientan hacia las correspondientes al agua dulce (zona de alimentación).

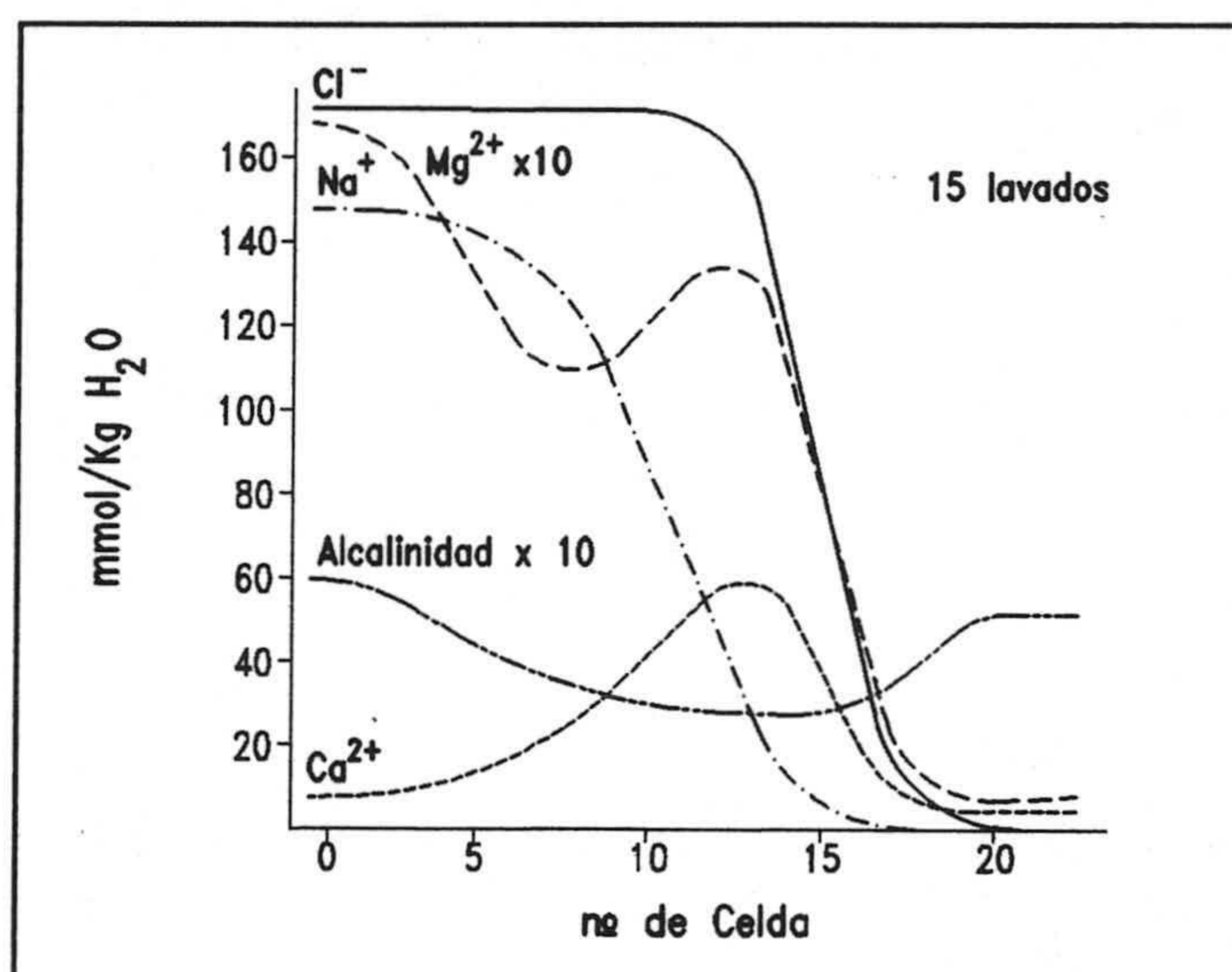


Figura 181.- Simulación de intrusión de agua de mar en un acuífero ocupado por agua dulce, según modelo geoquímico/celda de mezcla (Appelo y Willemsen, 1987 modificado). En abcisas se representa la distancia de la intrusión.

Se entiende, por el contrario, por *cromatografía de desplazamiento* el proceso en el que el fluido que se inyecta en la columna contiene iones que tienen mayor afinidad por los lugares de intercambio que los residentes. Tal tipo de cromatografía se aplica a situaciones reales en las que aguas dulces (donde el Ca^{2+} es el catión que predomina) desplaza aguas saladas de acuíferos que estaban en equilibrio con agua salina (donde prevalece el catión Na^+ ; Appelo y Postma, 1993).

En la figura 182 se puede observar la situación que representa la evolución de las concentraciones de los diferentes componentes, tras haber pasado por la columna un volumen de fluido similar al volumen de los poros del sedimento (Beekman, 1991). Desde la izquierda, se puede ver cómo se desarrolla el lavado del complejo de intercambio y la tendencia evolutiva de cada uno de los iones.

Las altas concentraciones de Na^+ , típicas de las aguas marinas, se encuentran prácticamente ya en la salida de la columna (a la derecha), es decir, la experiencia simula el desplazamiento de toda el agua marina que inicialmente ocupaba el acuífero. Ello provoca una serie de reacciones que favorecen la cesión secuencial de Mg^{2+} y Na^+ a la solución, a cambio de Ca^{2+} , que queda retenido en el complejo de intercambio, fenómeno que se desarrolla en la dirección del flujo de agua dulce y que activa el proceso de disolución de carbonatos. Esta situación está condicionada por la elevada proporción de Na^+ y de Mg^{2+} en el complejo de intercambio, en contraste con un agua dulce, que viene representada por un agua de tipo bicarbonato-cálcico, poco mineralizada.

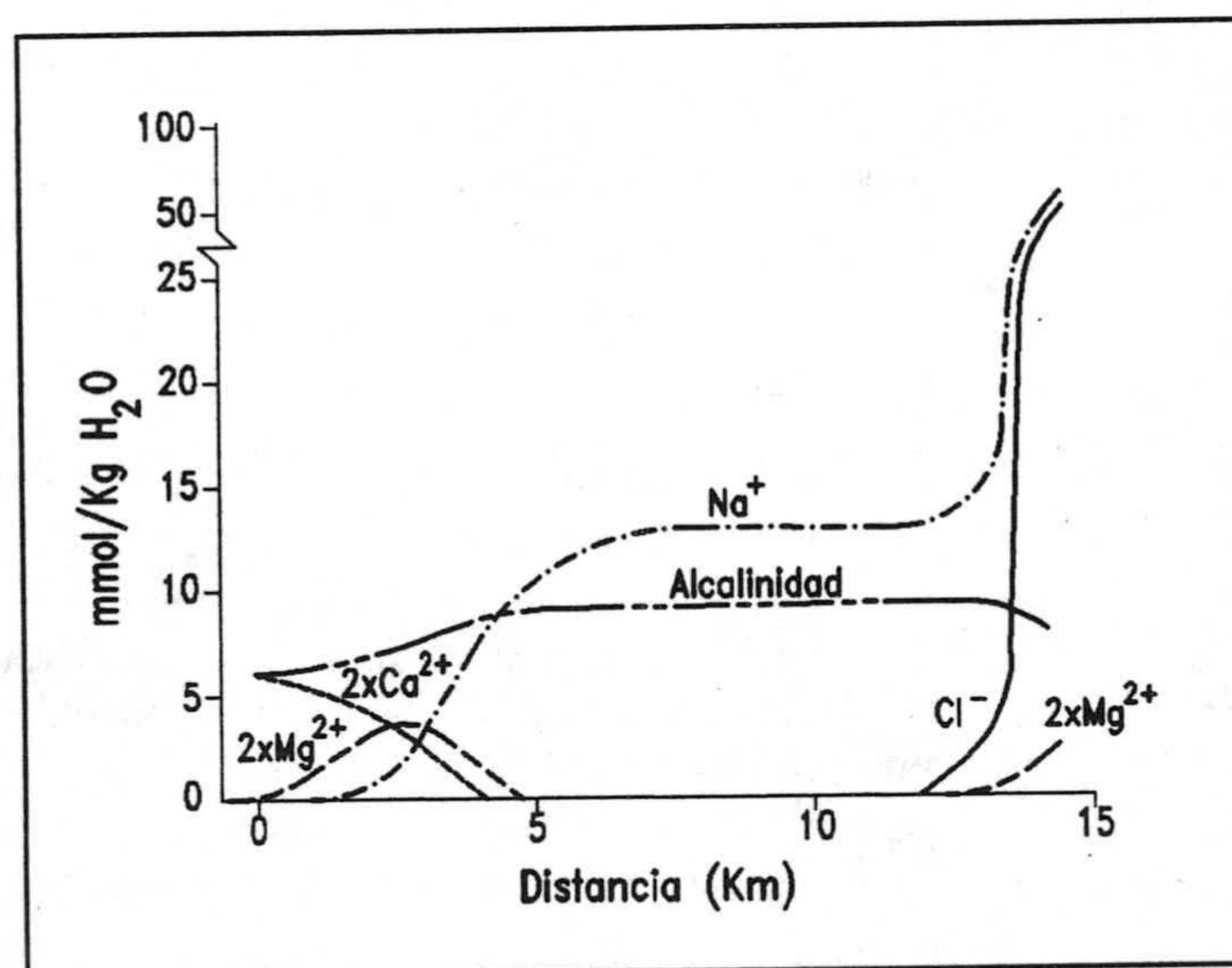


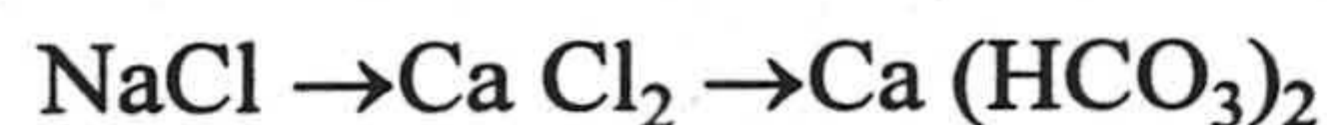
Figura 182.- Simulación del proceso de intrusión de agua dulce en un acuífero salinizado (Beekman, 1991 modificado).

El desarrollo de las variaciones descritas para ambas etapas depende de la relación entre la cantidad de cationes absorbidos en la fracción sólida y las concentraciones en la solución. Esta relación es importante ya que permite definir la velocidad de salida de cada ion de la columna. Si la relación es baja, como ocurre en el caso de la intrusión marina, las altas concentraciones en el agua de mar provocan rápidas variaciones porque la cantidad de iones presentes en la solución supera con mucho la que puede estar absorbida en el terreno y, por consiguiente, se favorece el desarrollo rápido del proceso. Por el contrario, cuando se está en presencia de una fase de retroceso o recuperación del acuífero, la

cantidad de iones absorbidos (Na^+) es mucho mayor que los aportes de Ca^{2+} y, por tanto, la relación iones absorbidos/iones en solución es mucho mayor.

Evidentemente, en este caso, el avance del frente será muy lento ya que es necesaria una gran cantidad de iones Ca^{2+} , que debe ser aportada por el agua dulce, donde la concentración de Ca^{2+} es relativamente baja. De todo ello se deduce que los procesos de intrusión son muy rápidos y evidentes, mientras que las fases de retroceso pueden considerarse completas solo después de que haya pasado un volumen de agua varias veces superior al volumen de los poros del sedimento, lo que puede requerir largos periodos de tiempo (Appelo y Postma, 1993).

A través de los perfiles mostrados en las figuras 181 y 182 puede comprenderse mejor cómo las relaciones entre los diferentes iones provocan la formación de diversos tipos de composición química, que caracterizan cada una de las etapas del proceso (intrusión activa y retroceso) y determinan secuencias diferentes en cada uno de ellas. Desde un punto de vista muy general, la secuencia de los tipos químicos, definidos según la regla clásica, que caracterizan la intrusión marina desde la costa hacia el interior, es:



mientras que, en el proceso de retroceso, la secuencia puede ser descrita como:



Las situaciones reales, y por tanto las secuencias correspondientes a cada una de las etapas, pueden resultar muy diferentes de los casos simulados. De hecho, en condiciones naturales, los procesos de intrusión activa y retroceso se suceden repetidamente en el acuífero, sin alcanzar, en la mayoría de los casos, su completo desarrollo. Además, la inversión del flujo no hace retornar la calidad química del agua a las condiciones originales, ya que los procesos de intercambio no son inmediatos. Otros factores, tales como la heterogeneidad del medio y por tanto, la variabilidad de la permeabilidad, influyen en la diferencia entre las situaciones reales y simuladas. Suele ser frecuente que las secuencias determinadas experimentalmente estén presentes sólo en parte y, además, no es extraño encontrar la coexistencia de tipos químicos diferentes pertenecientes a ambas etapas.

Permanece como característica del proceso de intrusión marina, la aparición del tipo químico CaCl_2 (y de relaciones Na/Cl inferiores a las del agua de mar). En cuanto a los procesos de retroceso, correspondientes a épocas de recarga, el escaso tiempo que normalmente tienen para desarrollarse en la mayoría de los acuíferos costeros, no siempre permite alcanzar la formación del tipo $\text{Na}(\text{HCO}_3)$. En estos casos, una relación Na/Cl superior a la del agua de mar puede ser suficiente para indicar la existencia de tal tipo de situación.

2.6.3 ANÁLISIS DE FACIES HIDROQUÍMICA (AFH)

Aún con ciertas limitaciones, el estudio de las facies hidroquímicas de las aguas subterráneas puede dar indicaciones importantes sobre la dirección dominante del proceso de intercambio y, por tanto, ayudar en la individualización de la etapa de intrusión en que se encuentra el acuífero. La metodología de clasificación que seguidamente expongo la he tomado como base de la propuesta por Stuyfzand (1986, 1993), que ha sido aplicada a casos similares en Holanda. Las modificaciones introducidas intentan subsanar algunas dificultades que presentaba su aplicación:

1) Las aguas dulces, que se toman en representación del miembro de agua dulce que interviene en la mezcla, son poco mineralizadas y, por tanto, dan lugar a simplificaciones que no siempre se ajustan a la realidad. Frecuentemente, tales miembros de agua dulce tienen características de mayor salinidad y variabilidad de la composición química, que requieren una distinta elaboración de los datos.

2) No tiene en cuenta las diversas formas que tiene de intervenir el magnesio en los procesos de intercambio.

3) La clasificación, válida para problemáticas muy amplias, considera parámetros que muchas veces complican su aplicación.

En la versión que se ofrece, las aguas son clasificadas en relación con:

a) TIPO: Determinado en función de la composición química. Establece el predominio (>50%) de los iones alcalinos o alcalino-térreos y, dentro de cada uno de los grupos, el ion que prevalece (p.e., Ca : $(\% \text{Ca} + \% \text{Mg}) > 50\%$ y $\% \text{Ca} > \% \text{Mg}$).

Como anión tipo viene elegido el que supera el 50% y de este modo se pueden obtener los tipos Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} y, más raramente, NO_3^- . En el caso de que ninguno de los aniones supere el 50 %, el tipo vendrá definido como Mix, término

que de algún modo define aguas donde prevalece la componente dulce frente a la clorurada. En este caso, los tipos podrán ser definidos ulteriormente como subtipos B, S o N, en función del predominio de los iones HCO_3^- , SO_4^{2-} NO_3^- , según el siguiente esquema:

$$\text{Mix/B} \% \text{HCO}_3^- > (\% \text{SO}_4^{2-} + \% \text{NO}_3^-)$$

$$\text{Mix/S} (\% \text{SO}_4^{2-} + \% \text{NO}_3^-) > \% \text{HCO}_3^- \text{ y } \% \text{SO}_4^{2-} > \% \text{NO}_3^-$$

$$\text{Mix/N} (\% \text{SO}_4^{2-} + \% \text{NO}_3^-) > \% \text{HCO}_3^- \text{ y } \% \text{NO}_3^- > \% \text{SO}_4^{2-}$$

b) CLASE: Determinada en función de la dirección de los procesos de intercambio catiónico. Las reacciones de intercambio iónico pueden ser reconocidas y cuantificadas por medio del cálculo de las concentraciones teóricas de un determinado ion (i), establecidas por la mezcla conservativa entre el agua dulce y el agua de mar ($C_{i,t}$) y de la subsecuente relación entre este valor teórico y el real, obtenido del análisis químico ($C_{i,r}$). La diferencia entre ambos valores se expresa como:

$$\Delta \text{i} \text{ón} = (C_{i,t}) - (C_{i,r})$$

Este valor permite, además, determinar la dirección de los procesos de intercambio, siempre que se haya considerado previamente la participación de ulteriores procesos modificadores. Hay que advertir sobre la necesidad de elegir con precaución el agua representativa del miembro de agua dulce que participa en la mezcla, ya que pequeñas variaciones en las concentraciones iónicas influirán notablemente en los valores de los Δ iónicos.

El signo del ΔNa^+ puede ser considerado fundamental en la definición de la dirección de los procesos de intercambio, dado que el Na^+ no está normalmente influenciado por otro tipo de proceso. En muchas ocasiones la simple relación Na/Cl puede ser suficiente para definir el tipo de reacciones de intercambio que se producen (Custodio et al., 1986) y, por consiguiente, la clase, ya que valores superiores a la pendiente de la recta que define la mezcla conservativa entre el agua dulce y el agua de mar (≈ 0.85) indican un valor positivo de ΔNa^+ (intercambio directo), mientras que valores inferiores corresponden a ΔNa^+ negativos (intercambio inverso).

El signo del ΔCa^{2+} es evidentemente importante para confirmar la dirección del proceso indicada por el ΔNa^+ . Cuantitativamente, sin embargo, es difícil valorar el

ΔCa^{2+} atribuible al proceso de intercambio, dado que la concentración de Ca^{2+} está sujeta a variaciones relacionadas con la intervención de otros procesos modificadores, como puede ser la precipitación o disolución de carbonatos. Para definir la clase, los tipos son definidos como (-) cuando se observa un intercambio inverso Na/Ca, determinado por los valores de $\Delta\text{Na}^+ < 0$ y de $\Delta\text{Ca}^{2+} > 0$, y (+) cuando el intercambio es directo Ca/Na, es decir, cuando los valores de $\Delta\text{Na}^+ > 0$ se vean acompañados de valores de $\Delta\text{Ca}^{2+} < 0$.

c) SUBCLASE: Determinada por el signo del ΔMg^{2+} .

El Mg^{2+} participa en los procesos de intercambio de forma más irregular y ello hace que su concentración pueda variar paralelamente a las variaciones del Na^+ o del Ca^{2+} . Hay que decir que no se ha comprendido totalmente el motivo por el cual su comportamiento es extremadamente variable, aunque parece que deba relacionarse con variaciones del coeficiente de selectividad Mg/Ca. Experiencias realizadas por Appelo et al. (1990) indican que este parámetro es diferente en el agua de mar y en el agua dulce y que puede variar en función de la cantidad de Na en el complejo de intercambio, tal como han puesto también de manifiesto otros autores (Sposito y Levesque, 1985). En cualquier caso, la revisión de las figuras 181 y 182 permite comprobar que dicho comportamiento parece seguir un orden que, integrado en la sucesión general, puede dar información adicional sobre el tipo de fase en que se desarrolla cada etapa. A pesar de ello, hay que decir que la heterogeneidad del medio, cuando se trabaja en condiciones reales, hace difícil establecer paralelismos con un experimento que utiliza material homogéneo. De hecho, cualquier alteración de las condiciones ideales puede provocar el desfase de los perfiles que muestran las figuras 181 y 182, sobre todo en lo referente al Mg^{2+} , cuyo comportamiento es muy sensible a las variaciones de los factores que controlan las reacciones de intercambio. Sigue siendo válida, sin embargo, la información que puede proporcionar su comportamiento y, por consiguiente, la Subclase puede ser útil para definir con mayor detalle las reacciones de intercambio iónico, ayudando a establecer rasgos de heterogeneidad significativos.

En la clasificación, la subclase se denotará como (1) ó (2) en función de que la tendencia evolutiva del Mg^{2+} sea paralela a la del Ca^{2+} o a la del Na^+ , respectivamente, lo cual vendrá definido por la concordancia entre los signos de los valores de los Δ iónicos respectivos:

$$(1) \text{ signo } \Delta\text{Mg}^{2+} = \text{ signo } \Delta\text{Ca}^{2+}$$

$$(2) \text{ signo } \Delta\text{Mg}^{2+} = \text{ signo } \Delta\text{Na}^+$$

d) FAMILIA: Salinidad del agua en función de la concentración de Cl^- (mg/l).

Dd (aguas dulces): $< 500 \text{ mg/l Cl}^-$

Ds (aguas con salinidad baja): $500-1000 \text{ mg/l Cl}^-$

Sb (aguas salobres): $1000-5000 \text{ mg/l Cl}^-$

Ss (aguas salinas): $> 5000 \text{ mg/l Cl}^-$

Según esta clasificación las aguas quedarán definidas como muestra el siguiente ejemplo:

$\text{Ca-Cl} = \% \text{Ca} + \% \text{Mg} > 50\%; \% \text{Ca} > \% \text{Mg}; \% \text{Cl} > 50\%$.

(-) = ΔCa^{2+} (+) y Na^+ (-)

(1) = ΔMg^{2+} (+)

(Ds): $\text{Cl}^- = 500-1000 \text{ mg/l}$.

2.6.3.1 Distribución espacial de las facies

La aplicación del Análisis de la Facies hidroquímica ha determinado la presencia de cuatro tipos fundamentales : CaMix, NaMix, CaCl y NaCl. En la figura 183 perteneciente a las muestras salinizadas del semestral de octubre de 1991 de las unidades de Aguadulce, Balerma-Las Marinas y Balanegra, se pueden reconocer los tipos principales que vienen determinados gráficamente por los valores de $\% \text{Cl}^-$; $\% \text{HCO}_3^-$; $\% \text{SO}_4^{2-} + \% \text{NO}_3^-$; $\% \text{Ca} + \% \text{Mg}$; $\% \text{Na}^+ + \% \text{K}^+$. La línea que representa la mezcla entre el agua dulce y el agua del mar (ad-am) permite determinar la clase (+) ó (-).

La figura 183 permite asimismo comprobar que, normalmente, a un determinado Tipo sólo puede corresponderle una Clase. Así, las aguas NaMix están asociadas a una clase (+), mientras que las aguas CaCl vienen normalmente acompañadas de una clase (-). Dicha situación concuerda con el tipo de proceso que representa cada una de la facies. De hecho las facies NaMix, se identifica en la etapa de retroceso, relacionándose con un proceso de intercambio directo Ca/Na. Por el contrario el tipo CaCl es típico de una etapa de avance del frente de intrusión, que provoca un intercambio de tipo inverso Na/Ca. Los tipos NaCl y CaCl pueden corresponder indistintamente a las clases (+) o (-). En este caso, sin

embargo, no es correcto asignar una clase, ya que estas aguas deben considerarse como representativas de la alimentación que recibe el acuífero y, por tanto, la variedad de clases en este tipo de aguas puede leerse en términos de diversidad química respecto al agua dulce seleccionada en representación del miembro de agua dulce.

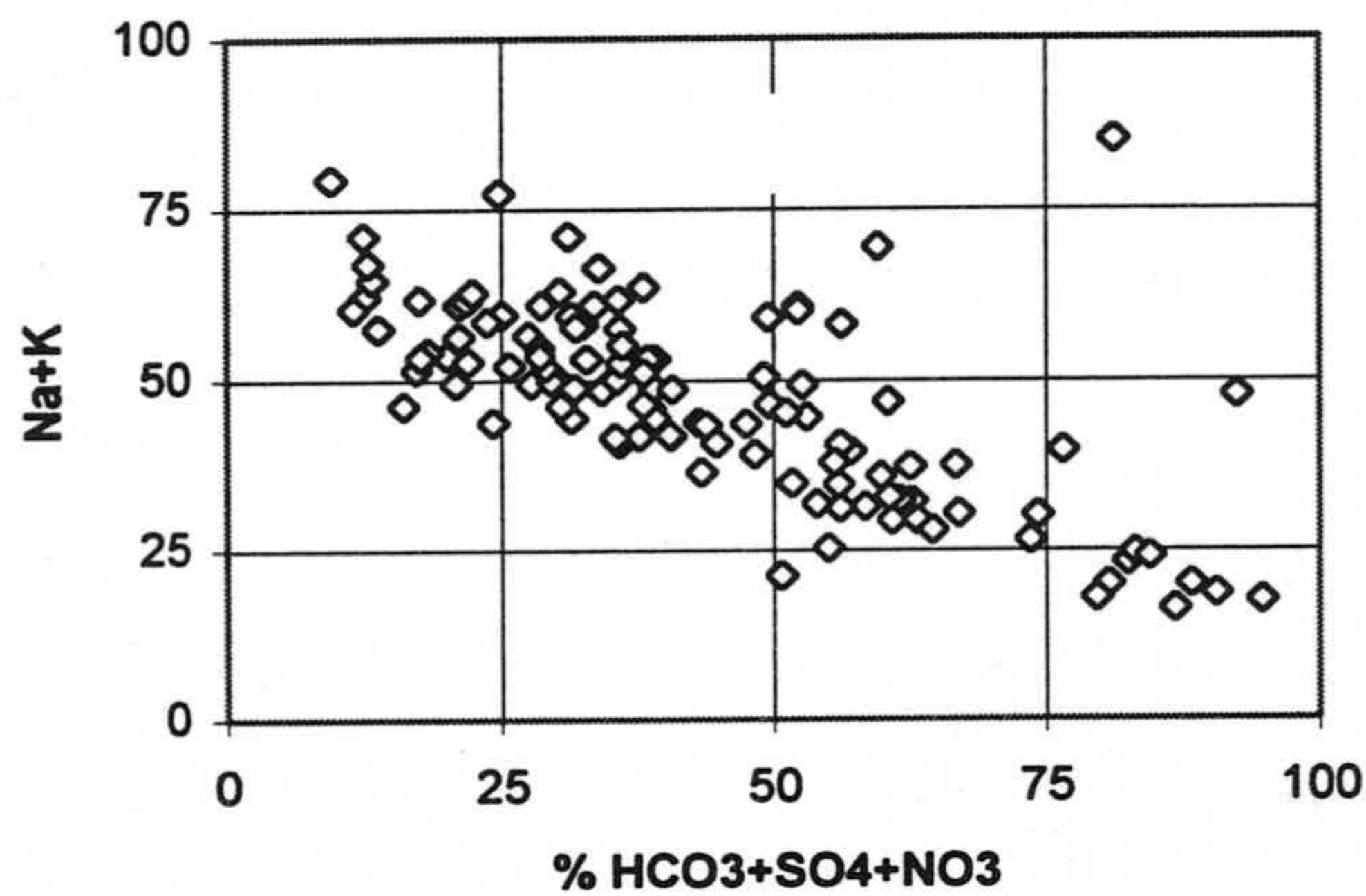


Figura 183.- Método gráfico para la clasificación de facies.

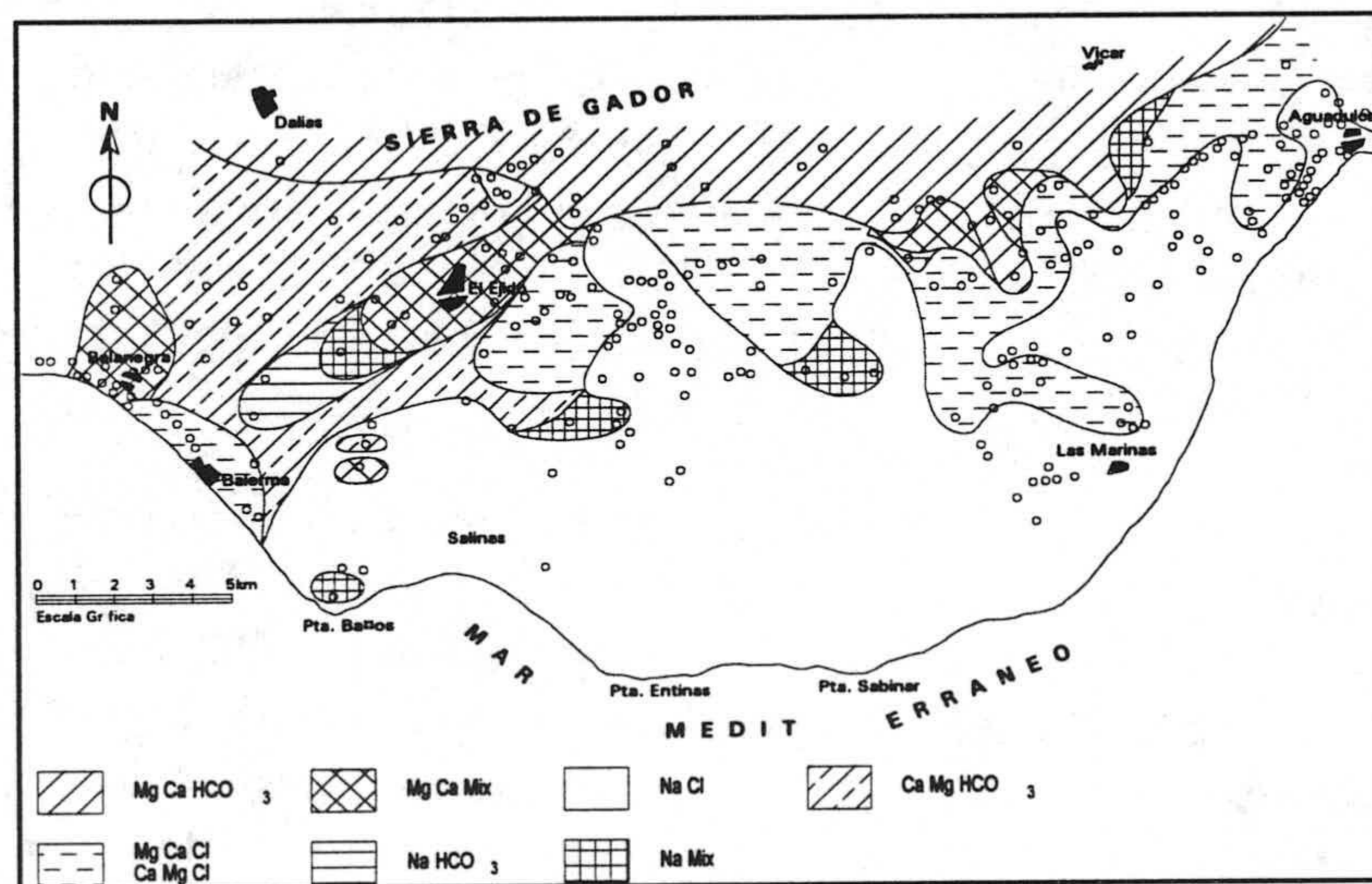


Figura 184.- Distribución de facies (tipo/clase).

En la figura 184 represento la distribución espacial de las facies correspondientes al semestral de octubre de 1991 de las tres unidades acuíferas del Campo de Dalías. Aunque sólo he representado las facies del año 1991, en la evolución de las etapas de intrusión y retroceso haré alusión a los años 1988, 1989, 1990 y 1992. En el borde de la Sierra de Gádor se observan diferencias entre la parte Occidental y Oriental; en esta última predomina las facies $MgCaHCO_3$ mientras que en la otra predominan las $CaMgHCO_3$.

La facies $MgCaHCO_3$ ocupa todo el N de la unidad de Aguadulce y se extiende hasta el Sector III donde se han perforado sondeos profundos. Hacia el S de Vúcar aparece la facies $MgCaMixB$. En el acuífero carbonatado en la dirección del flujo subterráneo la secuencia de facies observada es, pues, $MgCaHCO_3 \rightarrow MgCaMixB$. En el acuífero salinizado de la unidad de Aguadulce desde el mar hacia el interior del acuífero la sucesión de facies es $NaCl(-) \rightarrow CaCl(-) \rightarrow NaMixC$

La facies $ClNa(-)$, se extiende desde el N de Aguadulce, en dirección NE-SW, pasando por el sector III, hasta el N de Roquetas de Mar. La facies $CaCl(-)$ ocupa desde el N de Aguadulce hasta el S de El Parador y todo el N del Sector III. La facies $NaMix$ aparece solo en los puntos 891 y 1137, el primero localizado al S de Vicar y el segundo al N de Aguadulce.

En el sector occidental, en la unidad acuífera de Balanegra, al pie de Sierra de Gádor se da la facies $CaMgHCO_3$ más al S aparece la facies $CaMgMixB$ que se extiende desde el N de El Ejido hasta el NE de Balanegra. Al N de Balanegra la facies es $MgCaMixB$. La evolución de facies en los materiales carbonatados es, pues, $CaMgHCO_3 \rightarrow CaMgMixB \rightarrow MgCaMixB$.

Desde el Ejido hasta Balanegra, así como en el sector costero predomina la facies de $CaMgMixC$ que puede ser indistintamente (+) o (-). La evolución de facies de la costa hacia el interior es $MgCaCl(-) \rightarrow CaMgMix(-)$.

En la Unidad de Balerma-Las Marinas al SE de el Ejido domina la facies $MgCaCl(-)$. Desde el N de Santa María del Águila hacia el S la facies es $ClNa(-)$ ocupa toda la parte central y sur de la unidad. En el sector costero de Balerma la facies es $MgCaCl(-)$. Al Sur de El Ejido, en los sondeos profundos, la facies es $ClNa(-)$.

Respecto a las facies típicas de las etapas de retroceso, el paso de aguas $CaMix$ a $NaMix$ representa el primer estadio reactivo entre aguas bicarbonatadas cálcicas y los sedimentos que en épocas anteriores han estado en contacto con agua salina.

Estas facies aparecen en los sondeos profundos al S de El Ejido y al S de Vícar. Cuando existe un flujo de agua suficiente y el tiempo necesario la facies NaHCO_3 ; sólo se detecta algunos años y, concretamente, en noviembre y en mayo de 1988 y 1990 al S de El Ejido; y en noviembre de 1988 al S de Vícar.

Para que la sucesión de facies descrita se haya podido producir es preciso que haya habido un flujo mayor de agua dulce y una etapa de recarga mayor, o que los bombeos no sean tan intensivos. Posteriormente, el desarrollo de los procesos de intercambio directo, el hecho de que el flujo de agua dulce alcance zonas que todavía están ocupadas por agua salina y el escaso desarrollo de la disolución de carbonatos, condicionan la aparición de facies NaCl (+).

La facies típica de intrusión NaCl (-) ocupa la misma extensión en los periodos de mayo y noviembre, aunque más representada en mayo, sobre todo en el área de Aguadulce; excepto en algunos sondeos situados al norte. En La Gangosa durante todos los años se ha mantenido la facies ClNa (-) típica de avance de la intrusión. Debido a los fuertes bombeos en el área solo aparecen facies de retroceso al sur de Vícar en sondeos que captan aguas de los materiales carbonatados y/o miocenos o pliocenos. La mayor parte del acuífero plioceno y el sector costero desde Las Marinas hasta el N Guardias Viejas, presenta también facies ClNa (-).

Las zonas con elevados valores de transmisividad pueden favorecer el avance rápido de la intrusión de agua de mar (Aguadulce, La Gangosa), mientras que los materiales pliocenos y miocenos pueden frenar el avance de la intrusión. Donde se dan estos procesos puede haber sedimentos con mayor capacidad de cambio que permitirán una evolución de las aguas hacia la facies de tipo CaCl (-).

En el sector de Balanegra se dan las facies típicas del proceso de intrusión ClNa (-) \rightarrow MgCaCl (-) \rightarrow CaMixC (-) en casi todos los muestreos; en noviembre de algunos años se da la NaHCO_3 típica de una etapa de retroceso.

Hay dos áreas en el Campo de Dalías en las que también se dan estos procesos de intrusión y retroceso. Al Sur de El Ejido, en los alrededores de Matagorda, se detecta la presencia de facies NaMix , que es una facies de retroceso, en 1992 la facies es MgCaMixC (-) y en 1993 la facies es ClNa (-), lo que interpreto como una salinización de las aguas. Al N de El Ejido, en el Sector IV se detecta la facies ClNa (+) que puede interpretarse como una facies final de la etapa de retroceso, cuando todavía se reconoce la presencia de agua salina; más al S la es facies ClNa (-).

En general, las aguas de facies CaMgHCO_3 y CaMgMixB tienen contenido en cloruro por debajo de 100 mg.L^{-1} ; la facies CaMgMixC entre $100\text{-}200 \text{ mg.L}^{-1}$; las CaMgCl entre $200\text{-}500$; todas ellas pertenecen por tanto a la familia Dd. Las aguas de facies ClNa tienen contenido en ion cloruro superior a 500 mg.L^{-1} por lo que se enmarcan en la familia Ds. Tan solo en el Sector III, junto a La Gangosa, se tienen aguas de la familia Sb, con un contenido en cloruro en el intervalo $1000\text{-}5000 \text{ mg.L}^{-1}$.

La subclase ayuda a reconocer, con mayor precisión, el tipo de proceso de intercambio que se desarrolla en el acuífero y da indicaciones sobre el grado de heterogeneidad del medio. En el área de Aguadulce, sobre todo en los sondeos que explotan las calizas de Gádor, se da la subclase 2; así como también en sondeos situados al N de la Gangosa que explotan las calizas de Felix y los materiales miocenos; en el resto de la unidad acuífera predomina la subclase 1. En toda la unidad de Balerna las Marinas se tiene la subclase 1. En la unidad de Balanegra, la subclase 1 en los sondeos que captan las calizas y los materiales miocenos y la subclase 2 en el sector costero y en los sondeos profundos.

El que se de la subclase 1 ó 2, depende de los procesos de intercambio, del contenido en sulfato en el medio y, sobre todo, de los procesos de disolución o reducción de este ion.

2.6.3.2. Facies hidroquímicas en los perfiles verticales

Sobre la base de los perfiles de temperatura y de conductividad eléctrica, voy a representar la distribución de las facies correspondientes al muestreo de 1991, aunque algunas veces haré alusión a los años 1992 y 1996.

Perfil JJ'

La distribución de facies que se observa de N a S es $\text{MgCaMixB} \rightarrow \text{MgCaMixC}$ (-). La facies MgCaMixB , corresponde a los materiales carbonatados de Gádor, bajo la Escama de Balsa Nueva; es un agua con baja mineralización y conectada a un flujo relativamente caliente. La MgCaMixC , corresponde a los materiales miopliocenos cercanos a la costa; se trata de aguas de mineralización media y temperatura baja. Según hemos visto en los registros verticales, donde la conductividad es parecida al agua de mar, los análisis realizados en los piezómetros en los años 1986 y 1987 (Navarrete, 1992) dan la facies es ClNa (-) en el sector costero y posiblemente también en los materiales carbonatados; se trata de facies de intrusión activa en el sector costero de Balanegra.

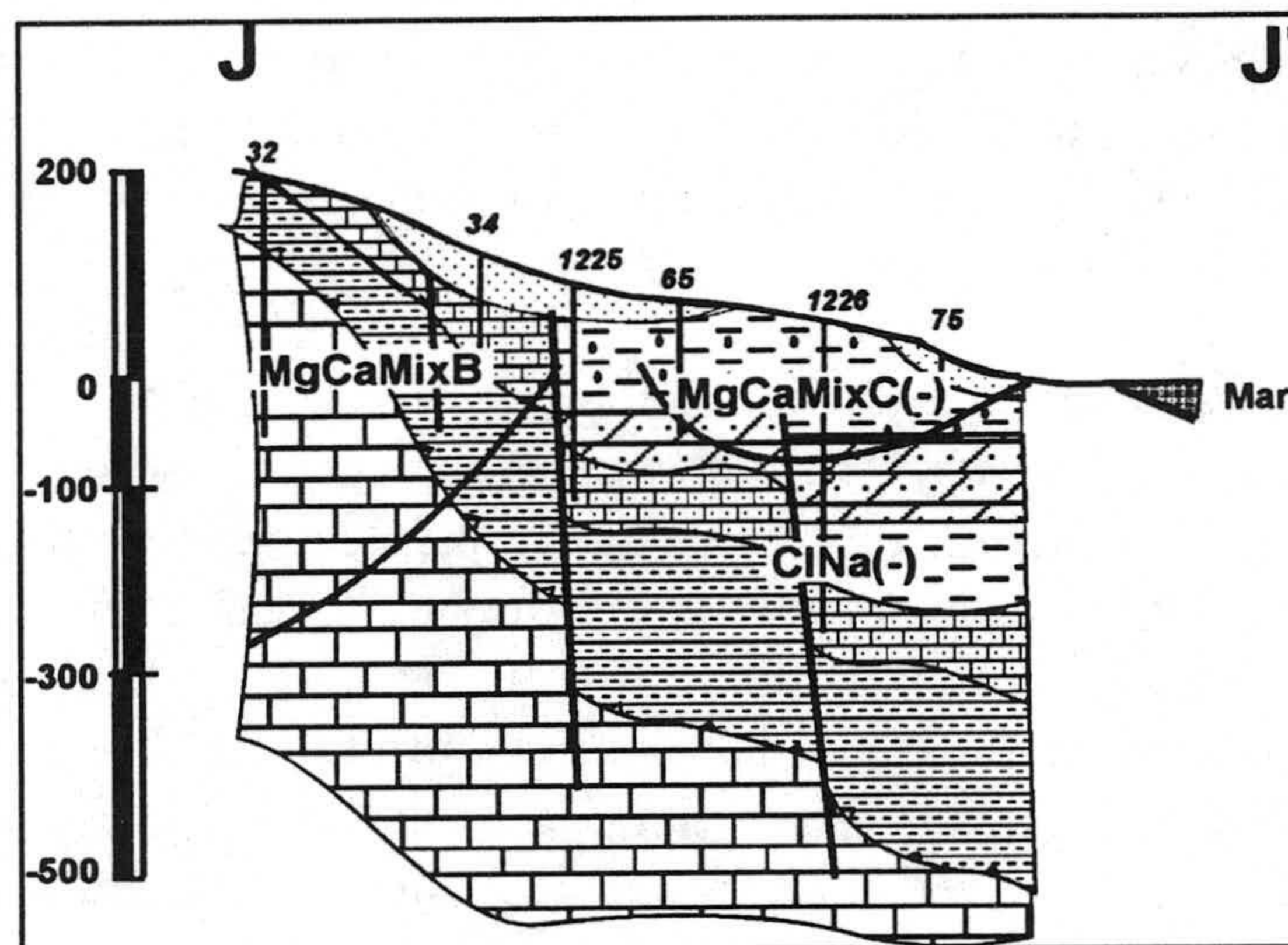


Figura 185.- Facies hidroquímicas del perfil JJ'.

Perfil AA'

La distribución de facies desde el N de la Unidad hasta el mar es $\text{CaMgHCO}_3 \rightarrow \text{MgCaMixB} \rightarrow \text{MgCaMixC}(+) \rightarrow \text{NaMixC}(+) \rightarrow \text{MgCaCl}(-) \rightarrow \text{ClNa}(-)$

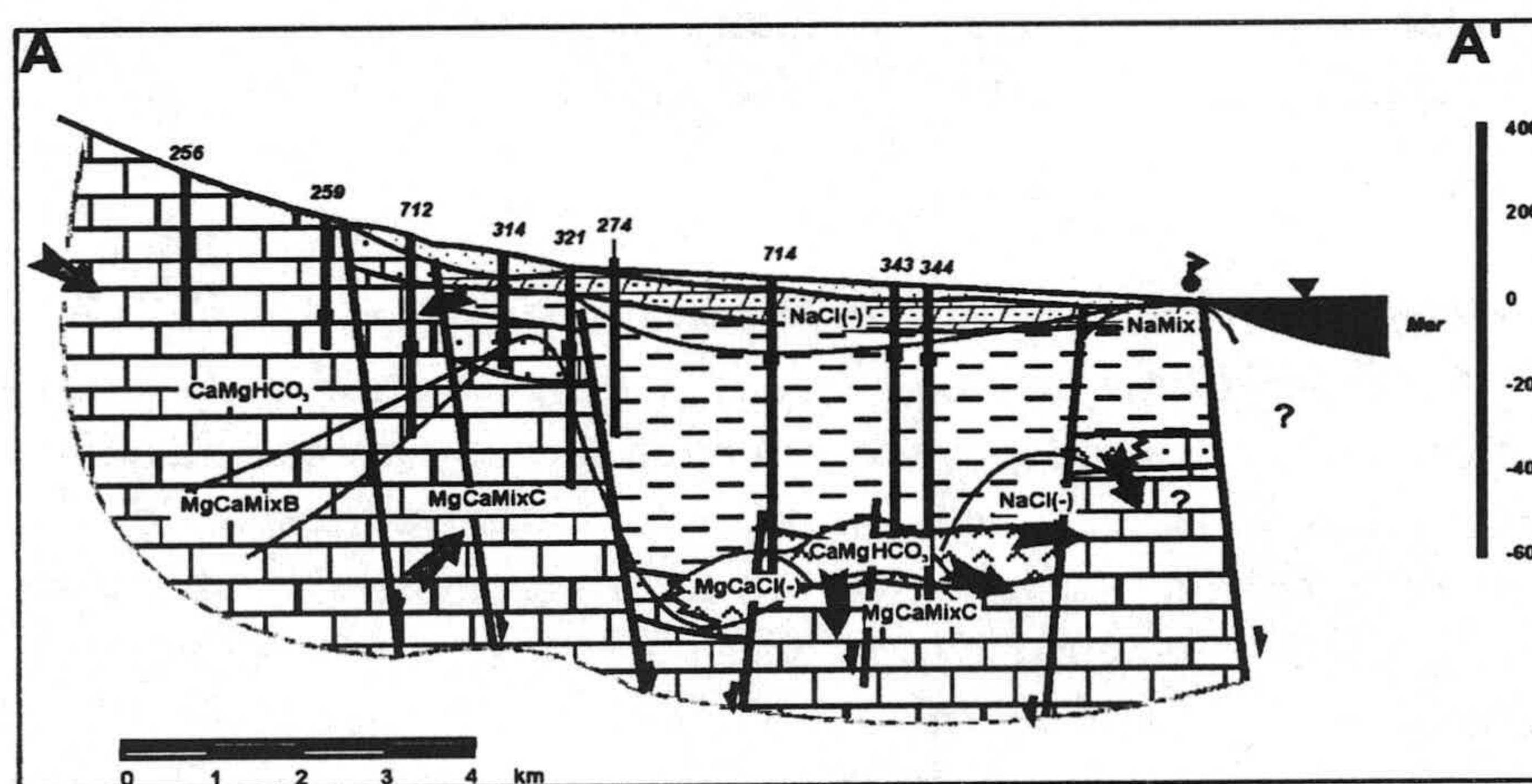


Figura 186.- Facies hidroquímicas del perfil AA'.

La facies CaMgHCO_3 al pie de Sierra de Gádor, esta relacionada con un flujo frío; evoluciona dentro de los materiales carbonatados de Gádor hacia la facies MgCaMixB ligada a flujos más calientes. La facies MgCaMixC , se da en materiales carbonatados y en materiales miocenos; dado que la temperatura es elevada, puede estar conectada a flujos profundos a través de fracturas. Más al S da la facies NaMix , que es de retroceso, lo que puede indicar una recarga el acuífero, o en periodos de menor explotación

En 1991 y en años anteriores, el acuífero profundo se capta en los sondeos 343 y 344 la facies es CaMgHCO_3 . En 1992 en las agua de esas captaciones y en las del sondeo 714 se deduce una facies $\text{MgCaCl} (-)$; este cambio de facies está justificado por la fuerte explotación habida en ese periodo. En 1993 las facies es $\text{ClNa} (-)$; conectadas a flujos profundos y con valores en cloruros y sodio que triplican el valor del agua de mar. Posiblemente estas aguas sean congénitas y estén ligadas a la base del mioceno, no descarto que haya una componente de intrusión de agua de mar actual, dada la proximidad a la costa y que los materiales calizos puedan estar conectados con el mar a través de fracturas. En el acuífero plioceno se da la facies $\text{ClNa} (-)$. El manantial termal de Guardias Viejas la es facies NaMix , con una temperatura elevada ligada a flujos profundos a través de las fracturas del área.

Perfil BB'

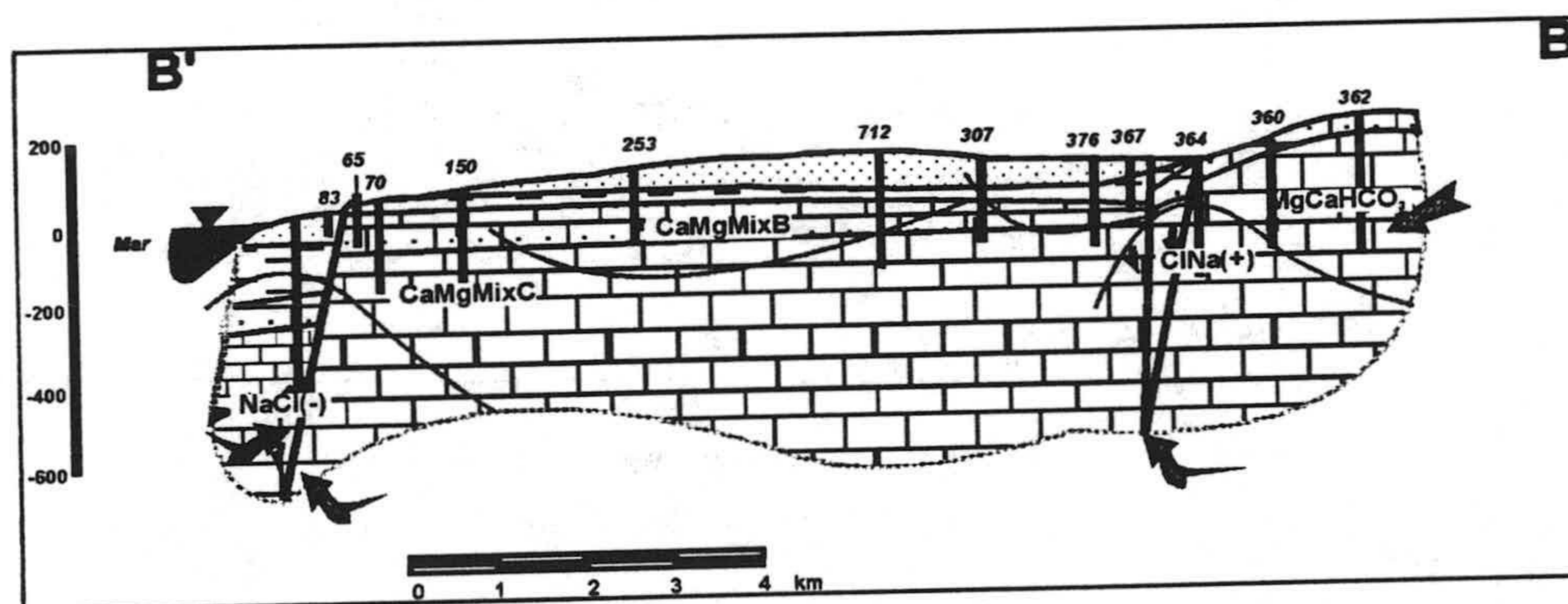


Figura 187.- Facies hidroquímicas del perfil BB'.

La evolución de la facies en los materiales carbonatados es $\text{CaMgHCO}_3 \rightarrow \text{MgCaMixB}$, la primera están conectadas a flujos fríos provenientes de Gádor, la segunda con flujos más calientes. Entre las dos anteriores aparece la

facies ClNa(+) localizada en el sector IV, de máxima explotación, posiblemente debió al ascenso de flujos profundos calientes y sea una mezcla entre aguas bicarbonatadas y aguas con contenidos salinas, donde predomina la componente dulce. En Balanegra se da la facies típica de la intrusión activa ClNa(-) → MgCaMixC (-). En algunos periodos coincidiendo con la máxima explotación se dan las facies MgCaCl (-). Aunque se dan en el sector costero, posiblemente se este dando intrusión a través de los materiales carbonatados debido a que está desde hace muchos año el nivel pizométrico está bajo el nivel del mar y hacia el interior, el acuífero está intensamente explotado.

Perfil GG'

En el acuífero carbonatado las facies son CaMgHCO₃ o MgCaHCO₃ conectadas a flujos calientes. En el acuífero profundo la facies son ClNa, igualmente conectadas flujos profundos. En el acuífero superficial plioceno la evolución de las facies de NE a SE es MgCaMixC(-) → MgCaCl (-) → ClNa(-).

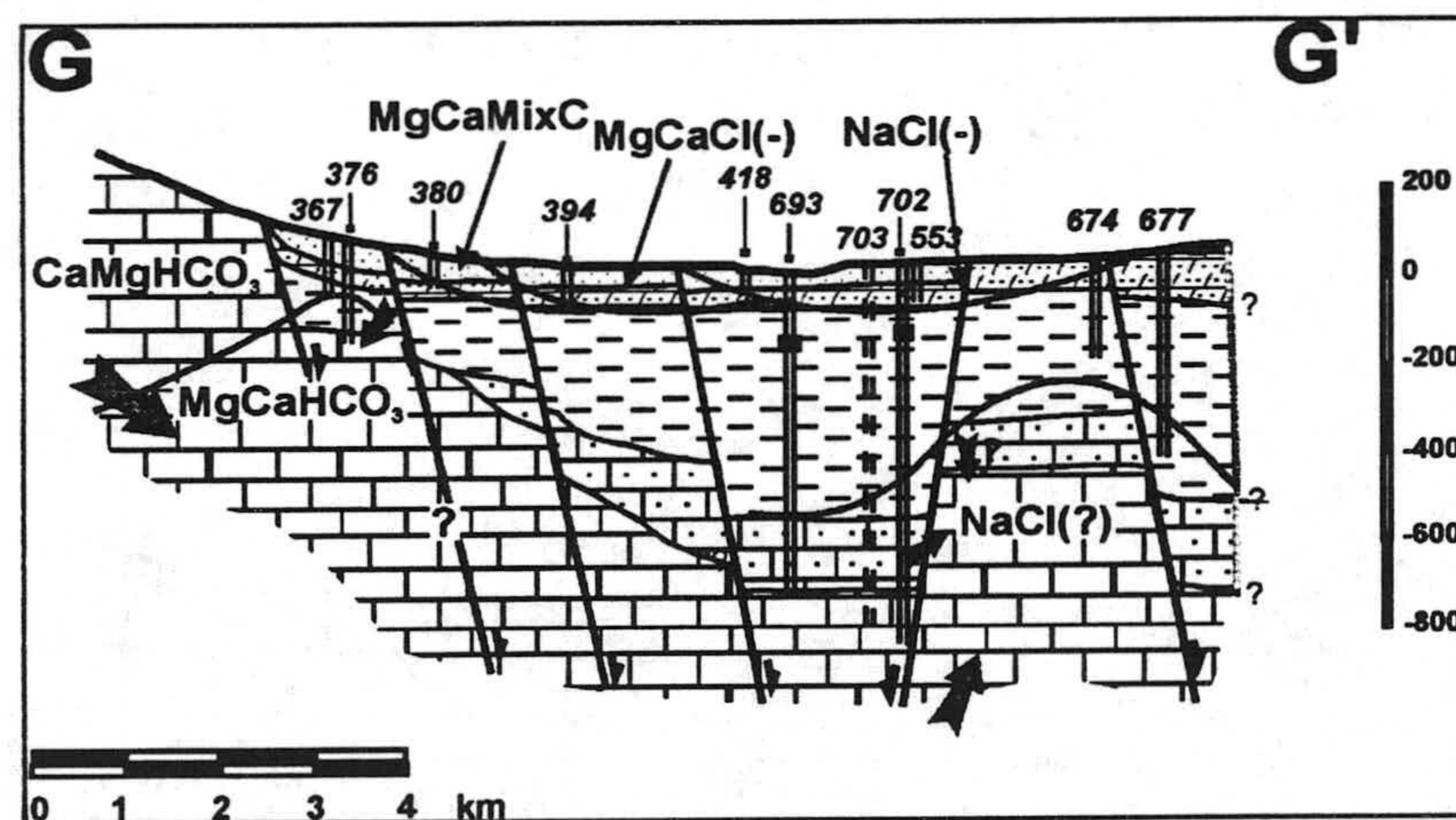


Figura 188.- Facies hidroquímicas del perfil GG'.

Perfil HH'

Es donde mejor se observa la evolución del acuífero carbonatado desde el pie de la Sierra hacia el interior del Campo, en dirección NE-SE, donde el acuífero profundo está confinado. La evolución del acuífero carbonatado es MgCaHCO₃ → MgCaMixC(-) → ClNa (+) → ClNa(-). La facies MgCaHCO₃ está conectada a flujos fríos al pie de la Sierra; la facies evoluciona en la dirección del

flujo hacia la MgCaMixC, conectada a flujos calientes, igual que las facies ClNa (+) y posteriormente a ClNa(-). Las facies profundas, quizá estén conectadas con los materiales evaporíticos del centro de la cuenca, aunque los sondeos captan las calizas de Gádor. La facies del plioceno es ClNa(-).

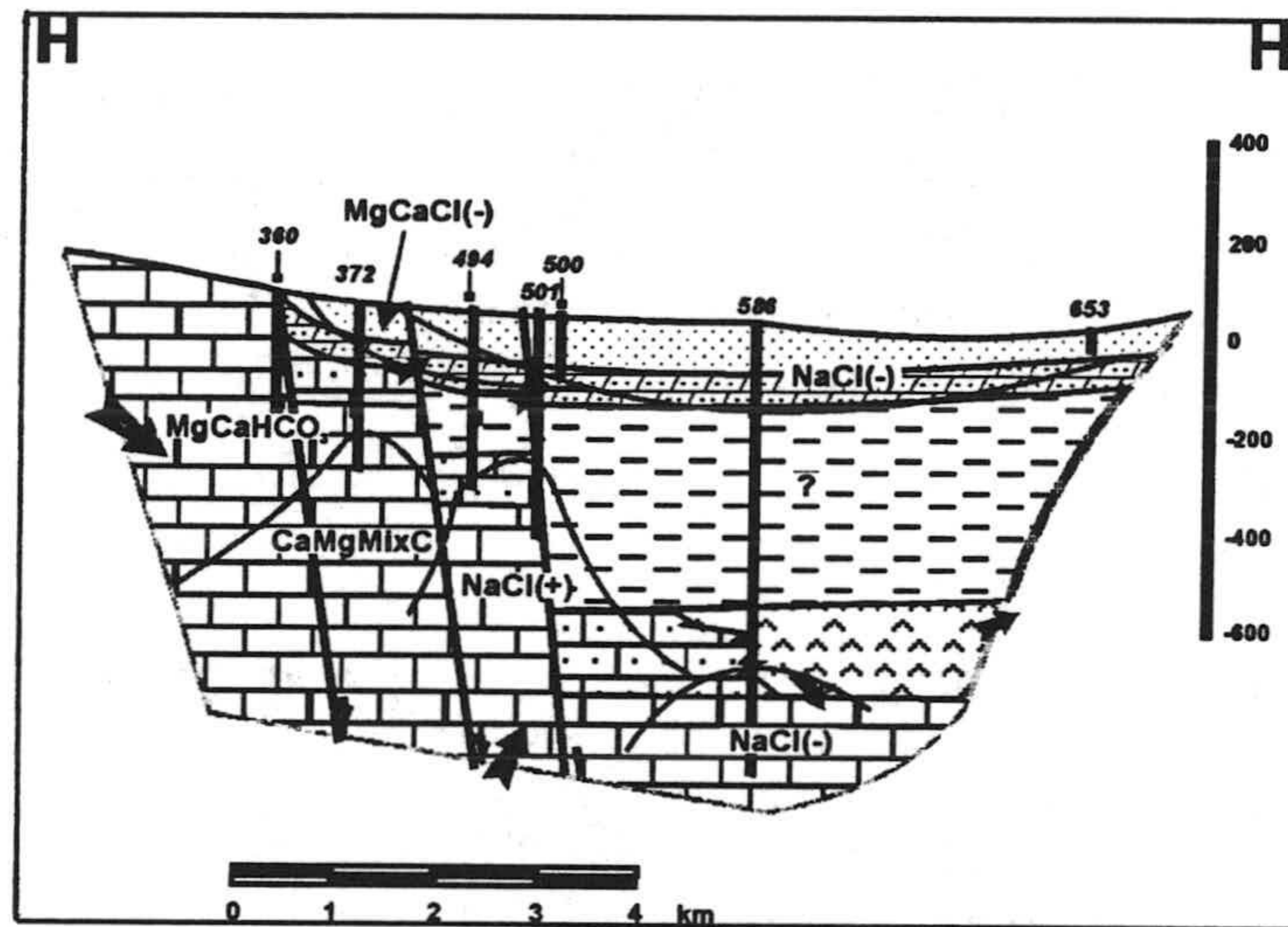


Figura 189.- Facies hidroquímicas del perfil HH'.

Perfil DD'

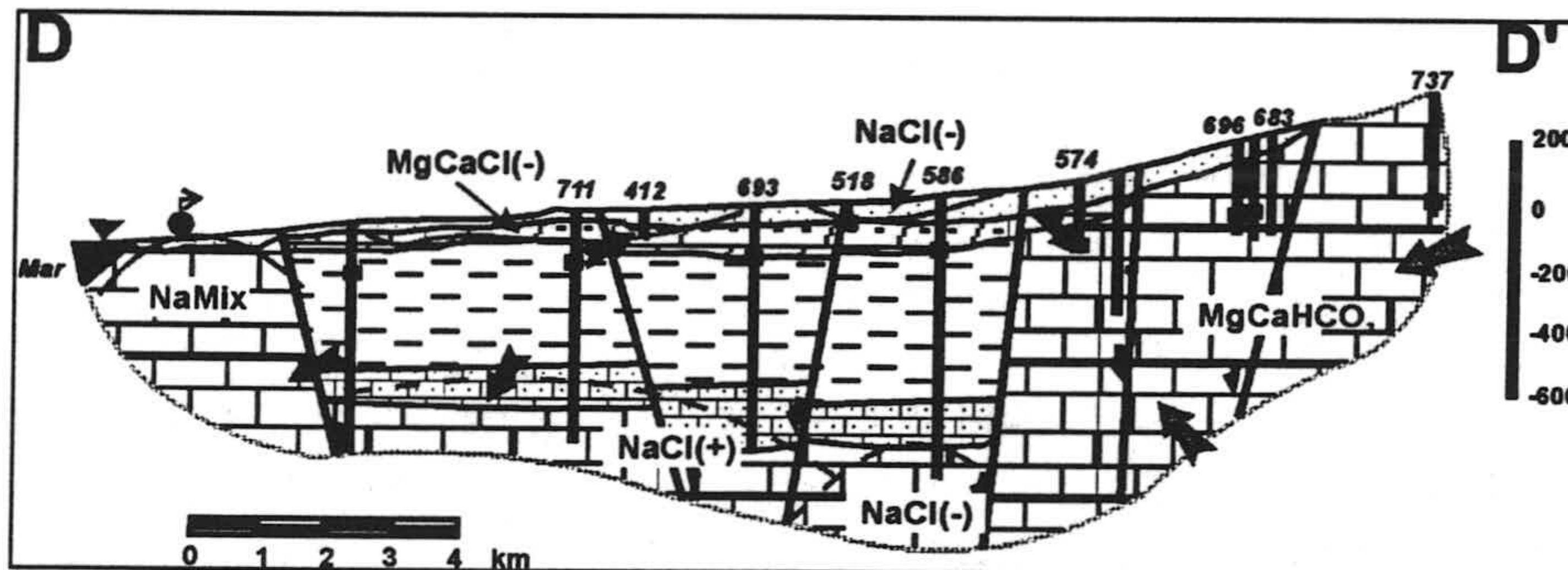


Figura 190.- Facies hidroquímicas del perfil DD'.

La facies en la unidad carbonatada de Gádor es MgCaHCO₃ que al pie de la Sierra está conectada a flujos fríos y hacia el interior del Campo está conectada a flujos más calientes a través de fracturas. Esta facies está separada del acuífero profundo a través de una fractura; la facies en las cercanías de la fractura anterior

es ClNa (-) y hacia el S cambia a ClNa (+). En el manantial termal de Los Baños de Guardias Viejas la facies es NaMix y está asociado a flujos profundos. En el acuífero plioceno superficial las facies son ClNa(-) y MgCaCl(-).

Perfil CC'

Está realizado en la dirección ENE-SW. En el borde de la Sierra la facies más superficial es MgCaCl(-); excepto al N de La Gangosa que son ClNa(-). Al S de Vicar en los materiales pliocenos hay facies ClNa (+). Las facies más profundas correspondientes a los materiales de Gádor y de Felix más el mioceno calcarenítico son MgCaHCO₃ → MgCaMixB → NaMix → ClNa(-).

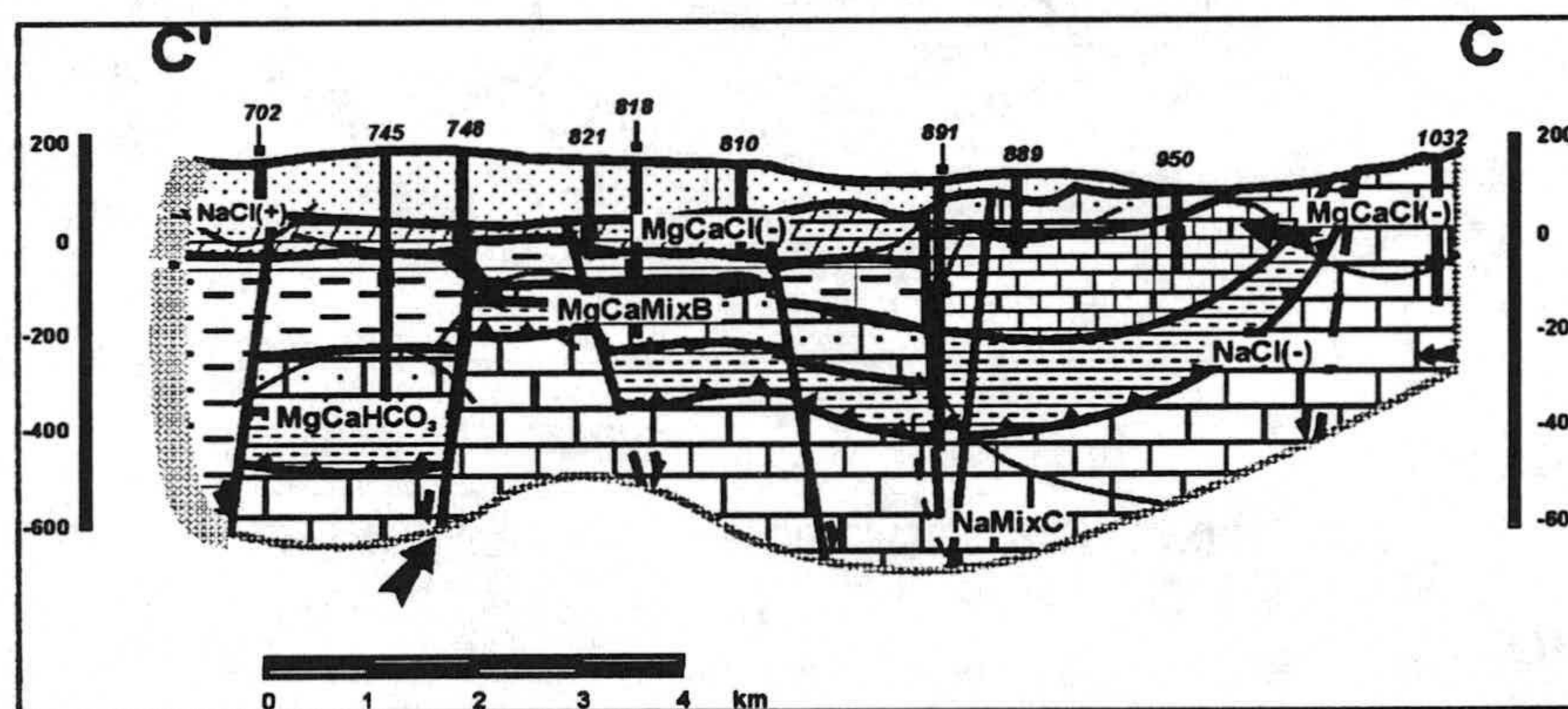


Figura 191.- Facies hidroquímicas del perfil CC'.

Perfil II'

Su traza se inicia al N de Aguadulce y en dirección NE-SE se dirige hacia interior del Campo. En todo el sector de Aguadulce se da la facies ClNa(-). Al N de la Gangosa la facies es MgCaMixC y al S evoluciona a ClNa(-), que se da en los materiales miopliocenos y en los mantos de Felix y de Gádor. En el acuífero profundos existe la facies MgCaHCO₃ en los materiales de Gádor.

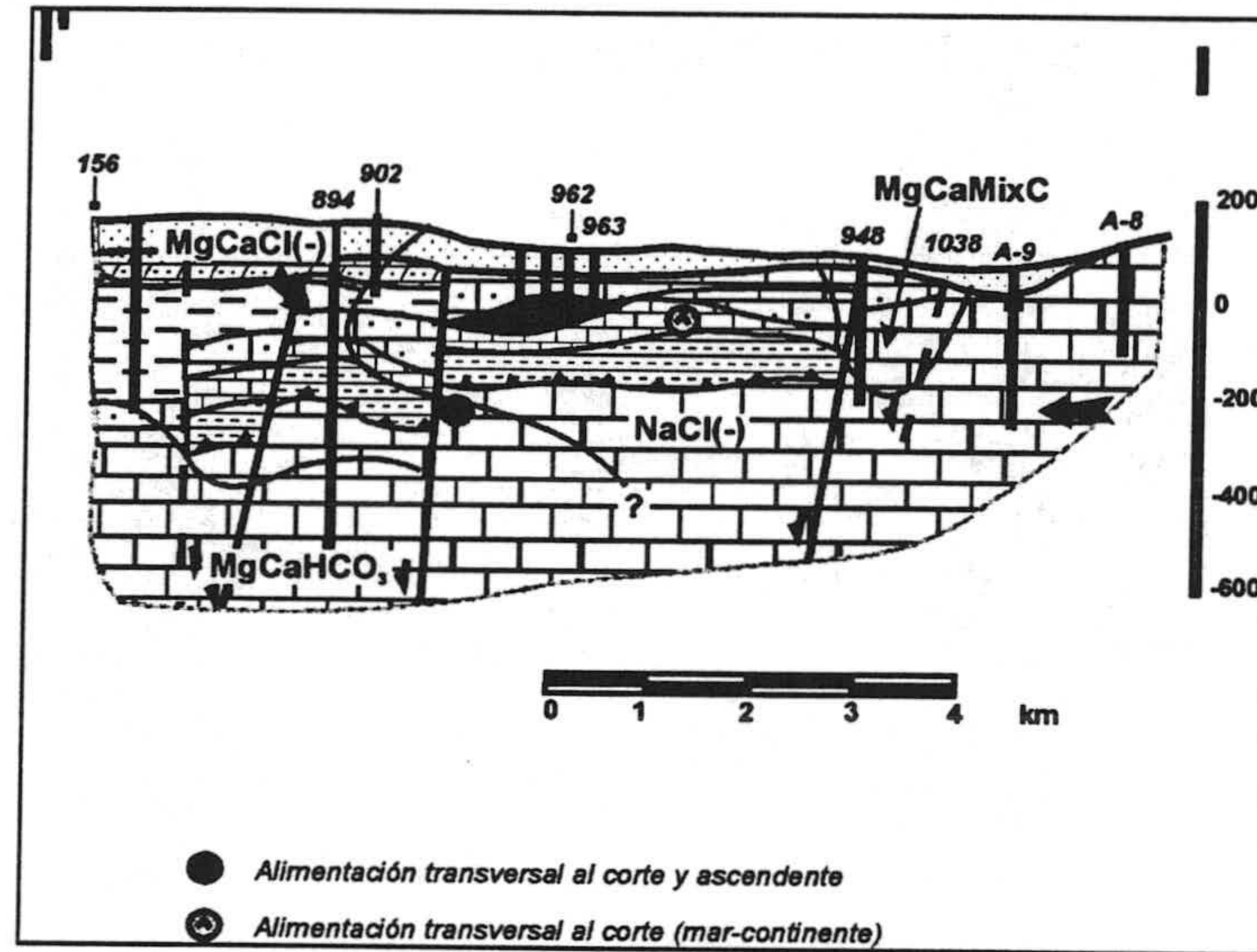


Figura 192.- Facies hidroquímicas del perfil II'.

Perfil EE'

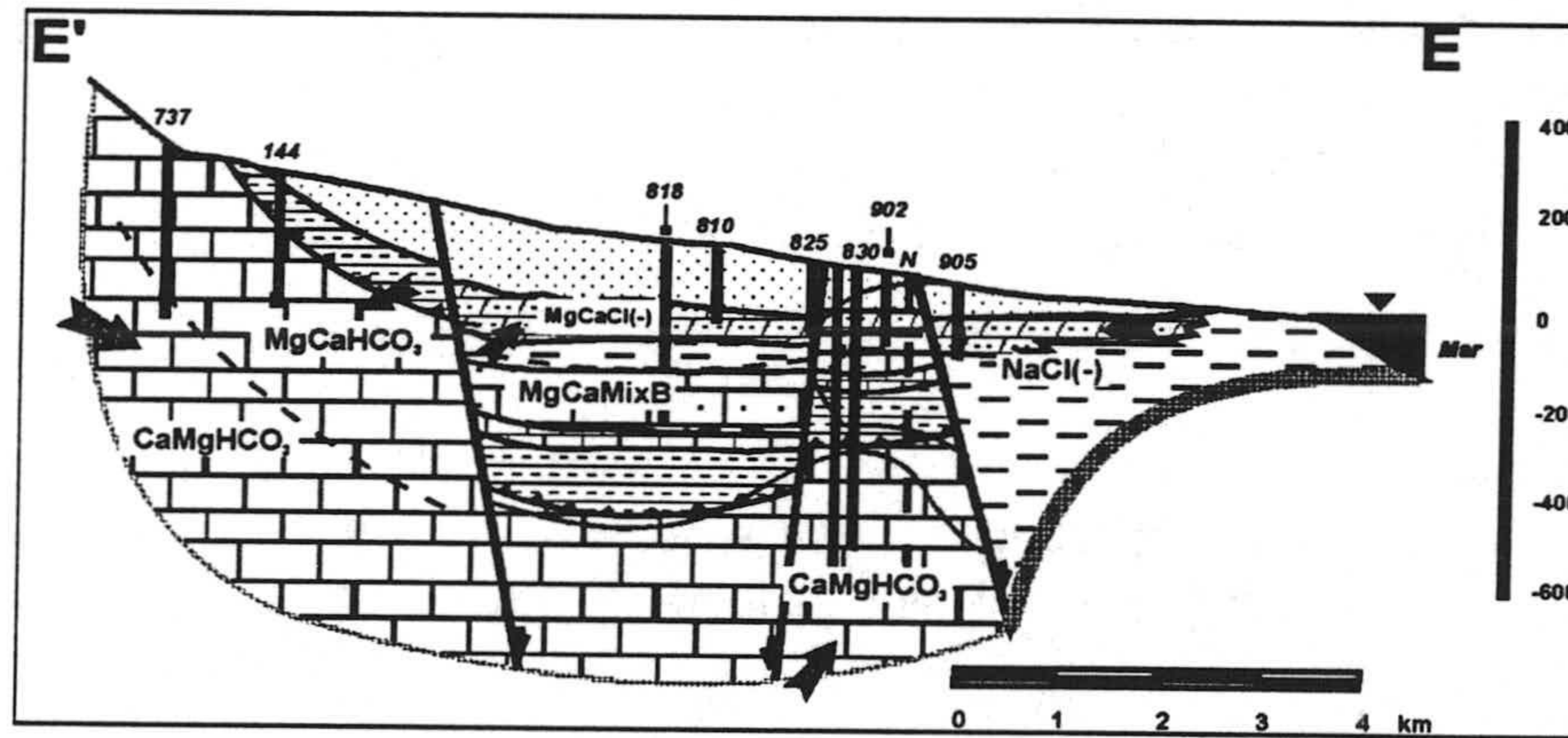


Figura 193.- Facies hidroquímicas del perfil EE'.

Sigue una orientación WNE-ESE, en el extremo oriental del Campo. Las facies al borde de la Sierra son $MgCaHCO_3$ o $CaMgHCO_3$ correspondientes a flujos fríos provenientes de Gádor, que evolucionan hacia el acuífero profundo a facies $CaMgHCO_3$ conectadas a flujos más calientes. En el mioceno y en los materiales

carbonatados de Felix, situados más al N la facies es MgCaMixB; hacia el sureste las facies correspondientes a los materiales pliocenos y a los mantos, es ClNa (-). En el plioceno al pie de la Sirra la facies es MgCaCl (-).

Perfil FF'

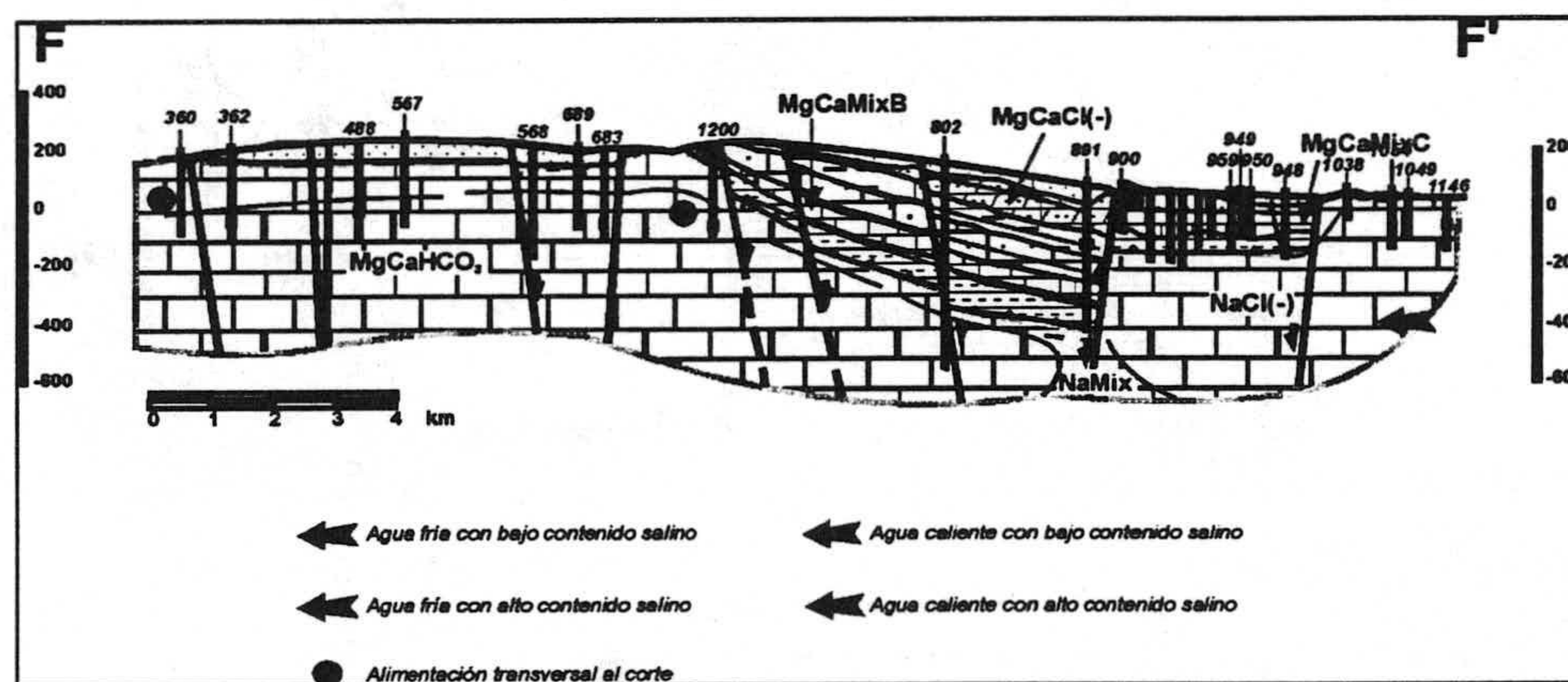


Figura 194.- Facies hidroquímicas del perfil FF'.

Su trazado es paralelo al borde de la Sierra, en dirección E-W. En todo el borde de la Sierra se dan las facies es MgCaHCO₃, unas veces están conectadas a flujos fríos y otras a flujos profundos más calientes. En la parte central hay una entrada de aguas hacia el interior del campo de la facies anteriormente descrita. Sobre estas, están las facies MgCaMixB correspondientes a los materiales del manto de Felix y al mioceno. Hacia el S estas facies evolucionan hacia las NaMix y posteriormente hacia las ClNa (-). En el plioceno se dan las facies MgCaCl (-).

Perfil LL'

Tiene una dirección WNW-ESE. En el acuífero profundo de Gádor se dan las facies MgCaHCO₃. Superepuesta a los anterior, es decir en los materiales de Felix más el mioceno predominan la facies NaMix. Hacia el sur las facies son ClNa(-).

Perfil KK'

Esta realizado en el área de Aguadulce, desde el N hasta el mar. La evolución de las facies del mar hacia el interior es típica de la intrusión activa: ClNa (-) → MgCaCl (-). La facies MgCaCl esta conectada a un flujo caliente y la ClNa, en la parte más superficial el flujo es frío, pero según hemos visto en los registros verticales en algunos sondos el flujo es profundo y caliente. En los periodos de

máxima recarga o cuando hay disminución de los bombeos al N se da las facies CNa(+), correspondiente a una etapa de retroceso.

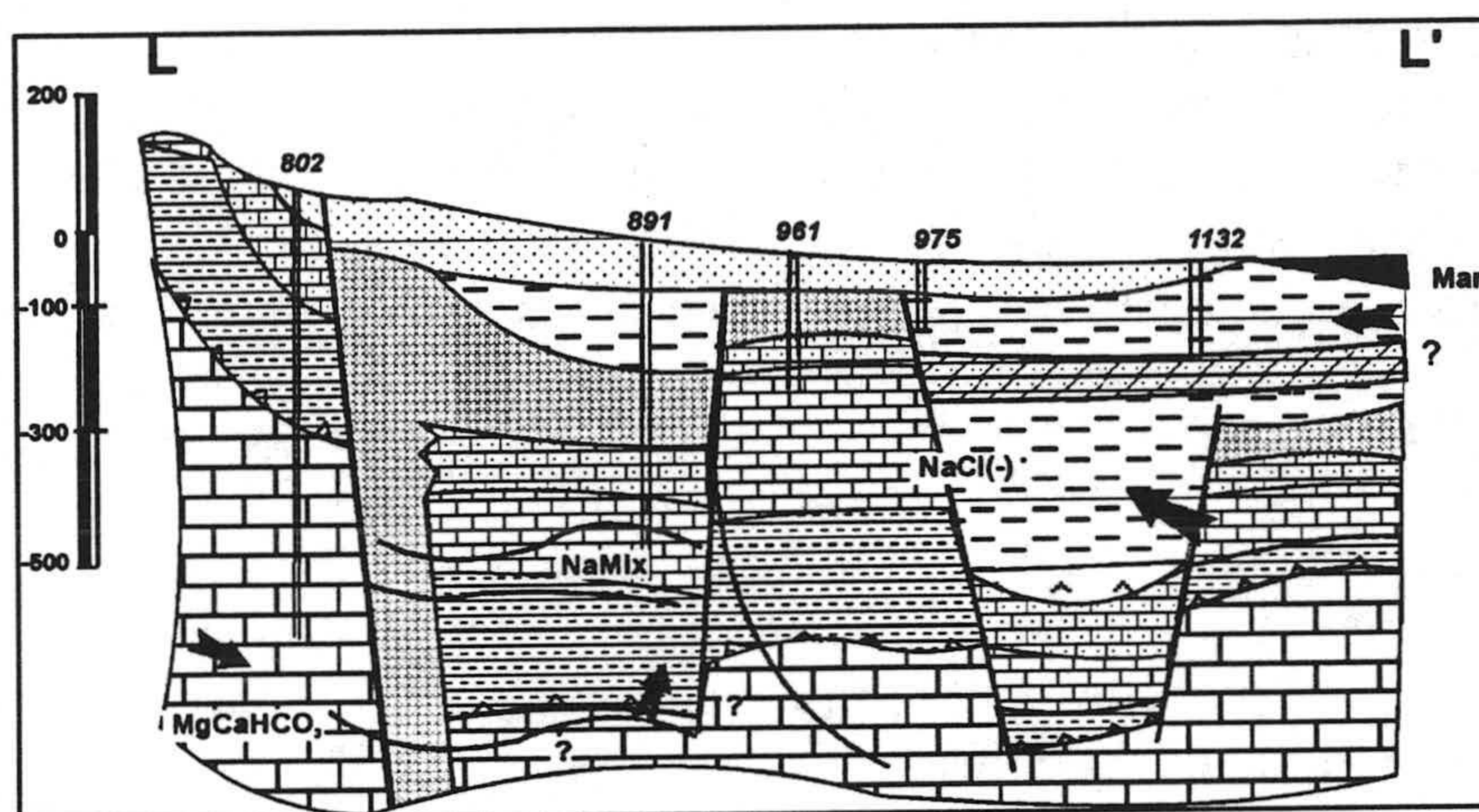


Figura 195.- Facies hidroquímicas del perfil LL'.

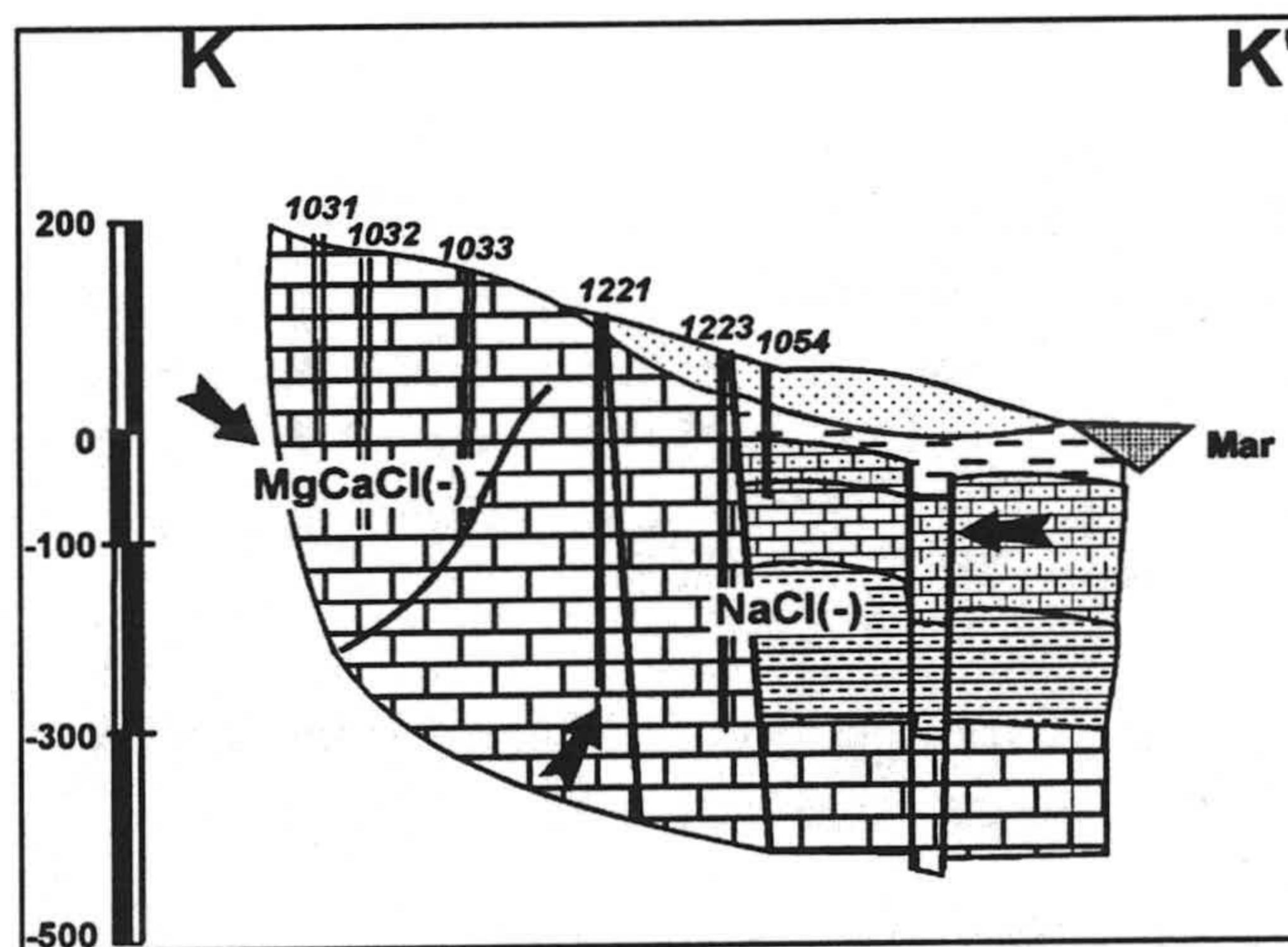


Figura 196.- Facies hidroquímicas del perfil KK'.

2.7 APORTACIÓN DE LOS DATOS ISOTÓPICOS

2.7.1 INTRODUCCIÓN

Los isótopos estables deuterio (^2H) y oxígeno-18 (^{18}O) y el radiactivo (^3H) forman parte de la molécula del agua y, por lo tanto, son transportables conjuntamente con la misma y los ^{14}C , ^{13}C , ^{34}S y ^{15}N , las cuales existen en los componentes disueltos. Tanto los primeros como los segundos todos ellos pueden ser extremadamente valiosos para estudiar el agua subterránea (Candela, 1991).

Las técnicas isotópicas ambientales se pueden encajar en dos grandes grupos; el primero, el de los isótopos estables, cuyo papel es similar al de las sustancias químicas disueltas en el agua; el segundo el de los isótopos radiactivos, en que se utiliza el hecho de la desaparición progresiva por desintegración radiactiva y, en su caso, su generación por flujo neutrónico y/o radiación cósmica o por desintegración de progenitores.

Las variaciones isotópicas estables del agua $-\delta\text{D}$ y $\delta^{18}\text{O}$ - y las del contenido en tritio (^3H) son las de mayor uso y utilidad; sirven para determinar la presencia de aguas recientes, evaluar tiempos de renovación y para identificar aguas del mismo origen.

El principal interés del ^{13}C radica en la identificación y cuantificación de los procesos que dan origen al contenido de carbono inorgánico, por otro lado el contenido en ^{14}C proporciona una cuantificación de la edad del agua, o mejor, del tiempo de renovación. También son importantes las variaciones del azufre $\delta^{34}\text{C}$, principalmente el SO_4^{2-} para la identificación del origen de los sulfatos y las variaciones isotópicas del $\delta^{15}\text{N}$ juegan un papel importante en el estudio de la contaminación en nitratos acuíferos.

Los datos de que dispongo corresponden a las campañas de noviembre de 1992, junio y septiembre de 1993 y abril de 1996.

Composición isotópica ^{18}O y ^2H .

El muestreo de noviembre de 1992 consta de 16 muestras de todo el Campo de Dalías y solo se dispone de datos de deuterio y oxígeno-18. La representación de los valores de delta deuterio en función del oxígeno se observa en la figura 197 correspondiente al año 1996. En el gráfico he representado la línea meteórica mediterránea y la línea meteórica mundial. Se observa que los valores están más

El gradiente isotópico medio con la altitud puede ser determinado directamente por las muestras recogidas en una serie de estaciones localizadas a diferente altitud, así como por muestras de agua de lluvia utilizadas con igual fin por Araguás (1991) y distribuidas tanto por la vertiente Norte como por la Sur de Sierra de Gádor. El efecto altitud ha sido utilizado para estimar la elevación media de la recarga de aguas muestreadas en el borde Sur de la Sierra. La magnitud de este efecto sobre la composición isotópica de la precipitación depende del clima y de la topografía local. La relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud se resume en las figuras . El gradiente de la recta es $-0.32\text{‰}/100\text{ m}$ para la vertiente Sur y $-0.36\text{‰}/100\text{ m}$ para la vertiente Norte. Estas variaciones se interpretan como resultado de las diferencias existentes desde el punto de vista pluviométrico entre ambas vertientes. El gradiente pluviométrico en la vertiente Sur se estima en $0.26\text{ mm}/100\text{ m}$ y $0.31\text{ mm}/100\text{ m}$ en la Norte. Si se considera la Sierra de Gádor en conjunto (figura--) el gradiente de la recta obtenida en la relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud es de $-0.35/100\text{ m}$. Los gradientes isotópicos en función de la altitud cambian estacionalmente y habría que considerar una corrección para la distribución de la altitud dentro del área de recarga (Holdsworth et al., 1991); sin embargo, al no disponer de datos isotópicos mensuales del agua de precipitación, no pueden estimarse dichos cambios estacionales en la relación "d"- altitud.

De acuerdo con la recta obtenida a partir de la relación $\delta^{18}\text{O}$ -altitud encontrada a partir de datos de precipitación en la vertiente Sur de Sierra de Gádor (figura), y atendiendo a la composición isotópica obtenida para las aguas subterráneas analizadas, el área principal de recarga quedaría localizada en la franja 1100-1700 m de altitud, posiblemente en bandas donde el afloramiento de materiales karstificados o desprovistos de suelo permite una infiltración más rápida. Esta franja coincide en gran medida con la obtenida a partir de la recta para la Sierra en su conjunto, que es de 1200-1800 m.

2.7.2 IDENTIFICACIÓN DE AGUAS DE MEZCLA

La salinidad del agua subterránea puede ser debida a una fuente o una combinación de fuentes. Las fuentes pueden ser agrupadas en dos categorías. La primera consiste en las sales lexiviadas por percolación del agua. Estas sales forman depósitos evaporíticos, pueden ser sales transportadas como aerosoles, generalmente de origen marino, o productos de meteorización de rocas superficiales. La segunda categoría comprende aguas marinas. El problema de identificar los mecanismos de salinidad puede ser más acuciante en áreas regadas

en zonas áridas o semiáridas. El lexivido generalmente es local y las sales solubles no son transportadas muy lejos (Vallejos, 1997)

La salinización alcanzada por un simple lexiviado no está acompañada por cambios en la composición isotópica estable del agua. Por otra parte, la mezcla de una solución salina con un cuerpo de agua dulce ocasiona aguas de diferente salinidad y composición isotópica estable diferente, ya que el contenido de isótopos estables de la fuente de salinidad es diferente del contenido del cuerpo de agua dulce antes de la salinización. Como consecuencia, tiene lugar una correlación lineal a lo largo de las líneas de mezcla entre el δD y $\delta^{18}O$ y entre éstos y las concentraciones de los especies iónicas más conservativos, tales como el cloruro. Los valores extremos de sales de mezcla corresponden o están dentro de los límites definidos por los componentes de agua dulce y agua salina.

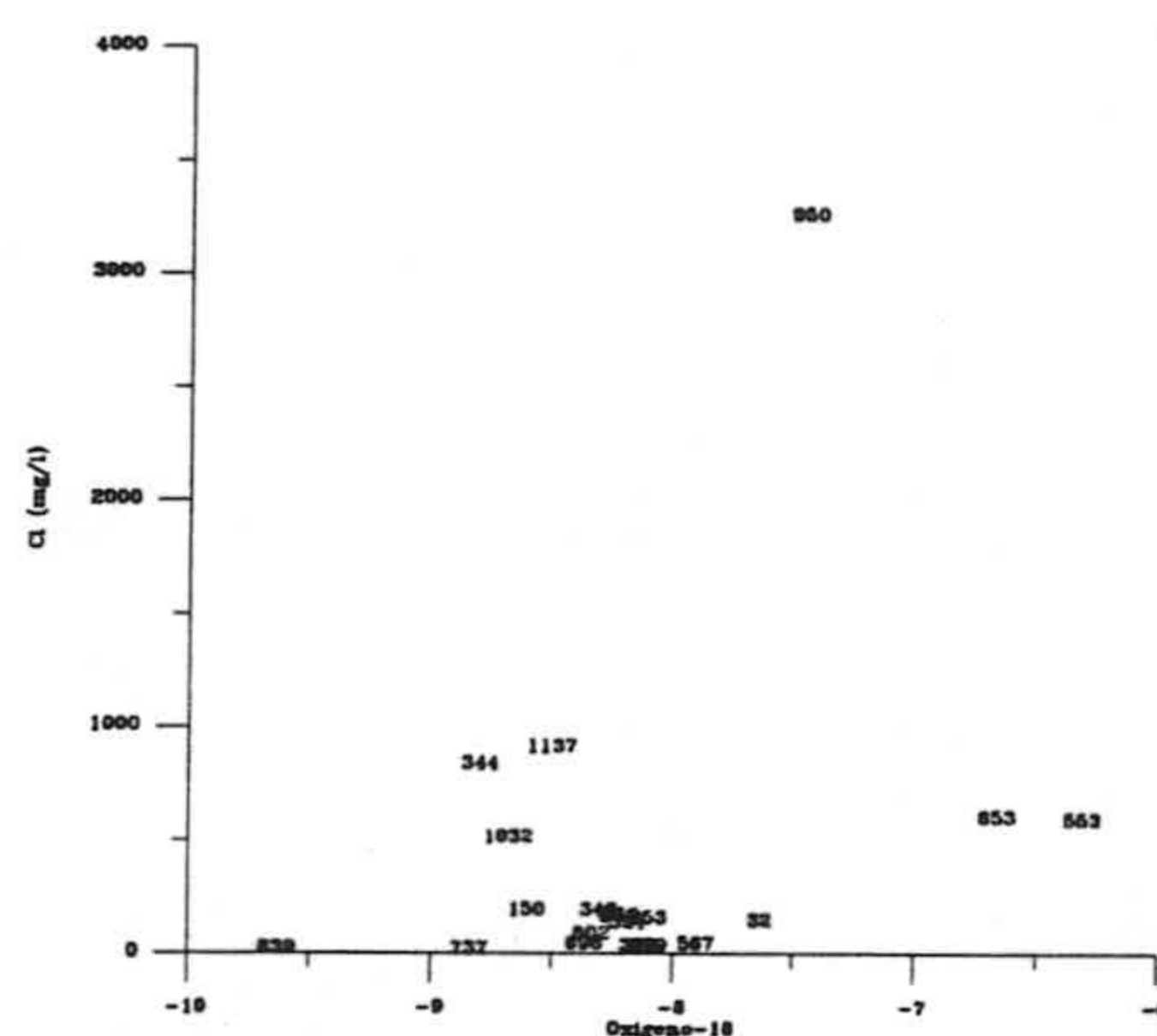


Figura 199.- Relación entre ^{18}O e ion cloruro.

La figura 199 muestra la relación entre el contenido en ion cloruro y ^{18}O del agua, de las muestras correspondientes a noviembre de 1992. Si la intrusión es la causa de la salinidad, las muestras de agua subterránea caen sobre la línea de mezcla entre la composición de agua de mar y agua dulce. Las muestras 1032, 1137 y 950, las dos primeras localizadas en Aguadulce y la 950 en la Gangosa caen sobre la línea de mezcla. Solamente es posible identificar la presencia de agua marina cuando la contribución de esta excede del 4%. Cuando la salinización es por un lexiviado de sales procedente de depósitos evaporíticos de origen marino o productos de meteorización de rocas superficiales y suelos, no existen correlación entre el ^{18}O y el Cl^- como ocurre con las restantes muestras. Hay dos puntos correspondientes al acuífero plioceno de Balerna-Las Marinas, los

números 653 y 553, que la salinidad está relacionada con el lexiviado de los materiales pliocenos. Hay otro punto, el nº 32, localizado al N de Balanegra, que la salinidad está originada por los aportes de sales de las metapelitas y posiblemente el mioceno.

La relación entre el contenido de ion cloruro y ^{18}O del agua correspondiente al año 1993 se muestra en la figura 200. Las muestras 1054, 1137 y 1032, localizadas en Aguadulce, caen sobre la línea de mezcla, el 950, situado en la Gangosa, está cerca de la línea de mezcla y parece que un agua de composición diferente al agua de mar interviene en la mezcla, aunque también interviene el agua de mar.

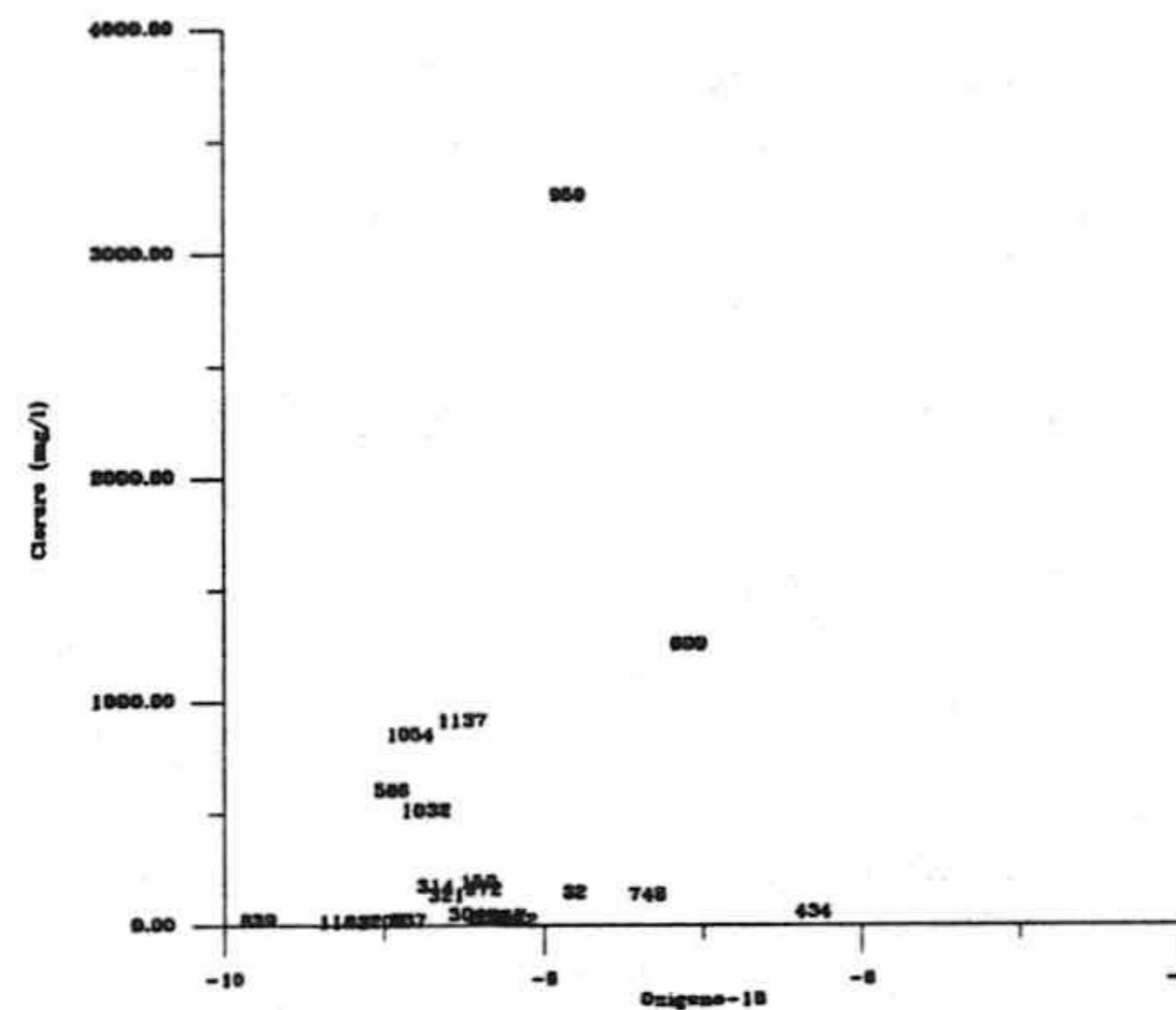


Figura 200.- Relación entre ^{18}O e ion cloruro.

El punto 586, situado al S de El Ejido, en el acuífero profundo, que se sitúa cerca de la línea de mezcla, que no está relacionado con el mar, pero que el agua salina tiene características similares al agua de mar. Hay otro punto, el 600, con salinidad elevada que está a una cierta distancia de la línea de mezcla, que está situado al SE de El Ejido. Este sondeo explota las calcarenitas pliocenas y la salinidad se debe posiblemente al lexiviado de estos materiales.

Hay otros puntos donde parece que la salinidad no está relacionada con el mar, que son el 32 y el 748, el primero situado al N de Balanegra y el segundo al SW de Vícar, que el origen de la salinidad parece ser el mismo y está ligado al mioceno y posiblemente a los materiales metapelíticos.

Hay un grupo de puntos situados paralelos al eje del ^{18}O , que corresponden a los materiales calizos dolomíticos de Gádor, unos pertenecientes al borde de la Sierra y otros situados en el acuífero profundo que tienen los contenidos bajos en salinidad.

Hay otro punto, el 434, situado al SE de El Ejido, que la salinidad es baja pero el origen es diferente de todos los demás, posiblemente esté relacionado con la disolución de materiales miocenos situados cerca del Horst de Guardias Viejas.

En abril de 1996 se muestrearon 17 puntos. En la figura 201 se observa la relación entre el ion cloruro frente al ^{18}O . Hay un punto, el 903, que está cerca de la línea de mezcla, que presenta el mayor contenido en cloruro. Está situado en el acuífero profundo de Aguadulce y presenta una salinidad diferente al agua de mar, quizá esté relacionado con el aporte de aguas congénitas salinas.

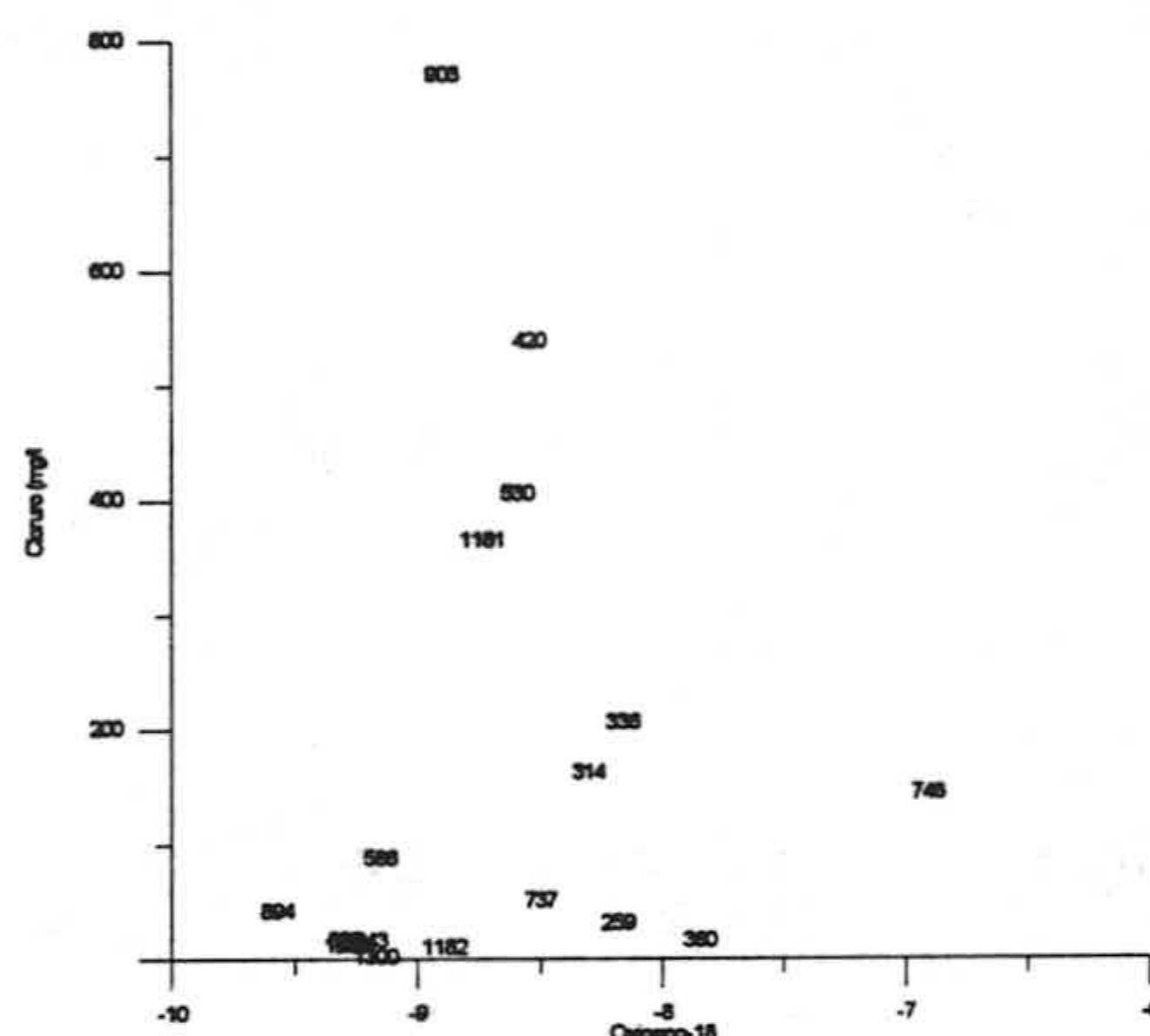


Figura 201. Relación entre ^{18}O e ion cloruro.

Hay tres puntos, el 420, 530 y 1181, situados en el acuífero profundo, al S de El Ejido, con el contenido en cloruros comprendido entre 400 y 600, que tienen una salinidad de características similares al agua de mar, quizá esté relacionado con los materiales evaporíticos miocenos.

Los puntos 336 y 314 están localizados al S de El Ejido y su salinidad puede estar ligada a los materiales miocenos y posiblemente a aguas congénitas.

Los puntos con contenidos inferiores en cloruro y el ^{18}O de -9,5 son los puntos situados en el acuífero profundo del Sector III. El punto 748 está al Sur de Vúcar y su salinidad parece que no está relacionada con el mar, más bien con los materiales miocenos y posiblemente con la metapelitas del manto de Felix.

En la fig 202 se representa el contenido de ion cloruro y el ^{18}O de todos los puntos acuíferos pertenecientes al Sector III del IARA, situados en los alrededores de La Gangosa, unos datos corresponden a los años 1988, son tomados de

Domínguez et al. (1994). Con datos de 1988 y 1992, los datos de 1988, ion formados de Domínguez et al. 1988 y los restantes de 1992 son propios. En la figura se observa que todos los puntos se sitúan sobre la recta mezcla, por lo que parece que la única fuente de salinización es el mar, excepto dos, que están situados en la parte inferior del gráfico, que parece que tienen mezcla con otro tipo de aguas, según parece podría ser mezcla de aguas más antiguas.

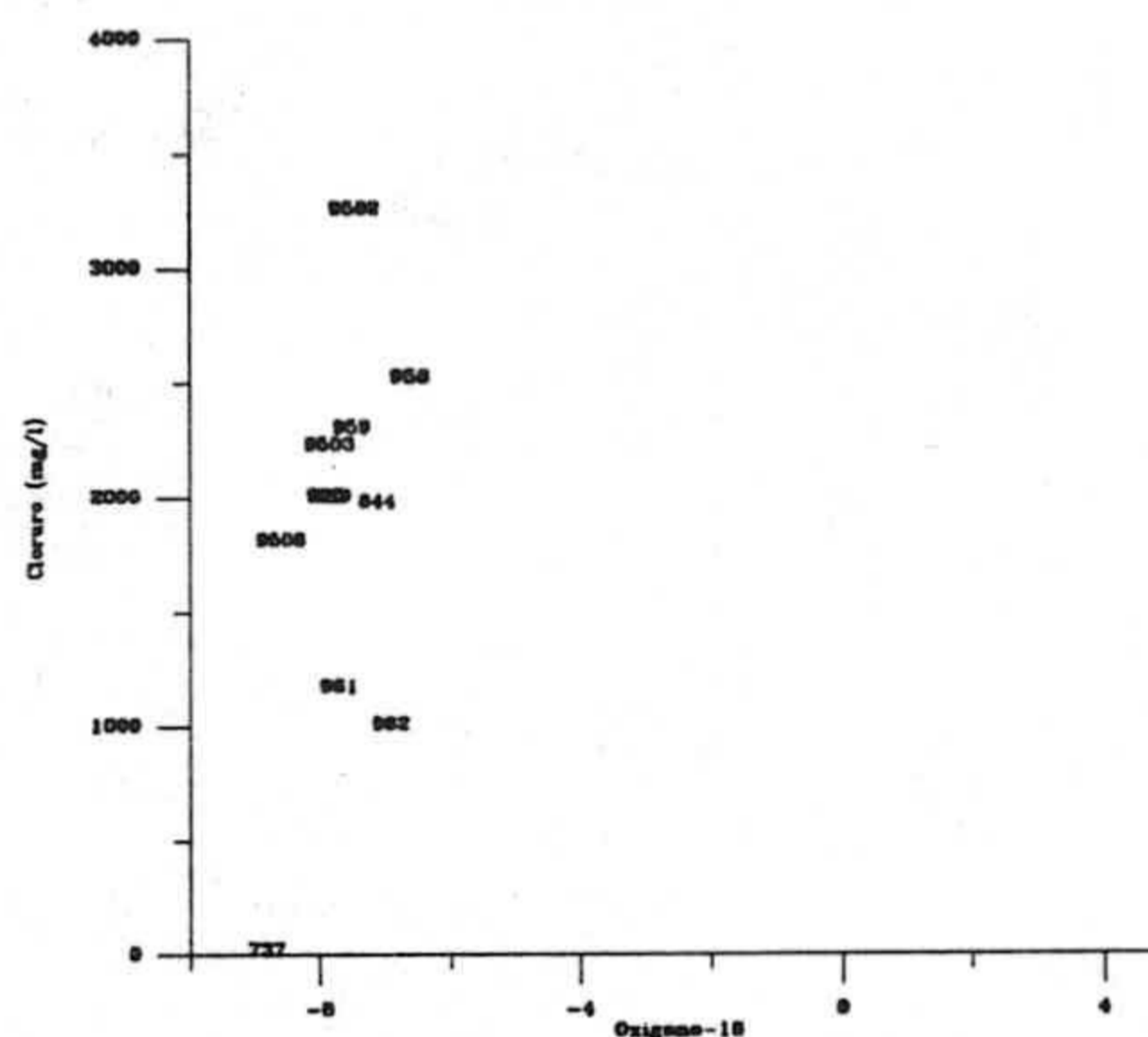


Figura 202.- Relación entre ^{18}O e ion cloruro.

2.7.3 ISÓTOPOS DEL CARBONO

Son solamente medidos en aguas con un componente importante de aguas muy antiguas, como lo demuestra la nula o escasa concentración de origen termonuclear. El carbono de masa 13 es un isótopo estable de origen biológico, cuyo contenido está relacionado con el ciclo fotosintético de las plantas. El estándar reconocido internacionalmente para las medidas de ^{13}C es el dióxido de carbono preparado a partir de una muestra de calcita separada de un espécimen de *Belemnitella Americana* de la formación Pee Dee (Carolina del Sur, USA), el cual es referenciado como PDB, y se expresa en tanto por mil de la desviación de este estándar.

Las concentraciones de ^{14}C se expresan como tanto por ciento del patrón internacional del carbono moderno (pmc). La única fuente natural de ^{14}C es el bombardeo de rayos cósmicos de la atmósfera superior, donde es producido como resultado de la captura de un neutrón por el nitrógeno atmosférico (Libby, 1965). El núcleo de ^{14}C así producido oxida al CO_2 y se mezcla con el dióxido de carbono inactivo de la atmósfera inferior, entrando así al sistema del agua subterránea por absorción directa del agua de lluvia, procediendo casi en su

totalidad de la descomposición de restos vegetales y del proceso respiratorio de las plantas. Durante su vida, las plantas mantienen un equilibrio con el CO_2 atmosférico y por lo tanto contienen cantidades predecibles de ^{13}C y ^{14}C . Después de su muerte, éste no es mantenido durante mucho tiempo y el contenido en ^{14}C decrece por desintegración radiactiva. El carbón vegetal llega a ser asimilado en la materia orgánica del suelo, donde su deterioro produce CO_2 cuya composición isotópica es determinada por la composición isotópica de la materia vegetal.

En la fig 203 se compara la concentración en $\delta^{13}\text{C}$ (como PDB) con la concentración de radiocarbono (como pmc).

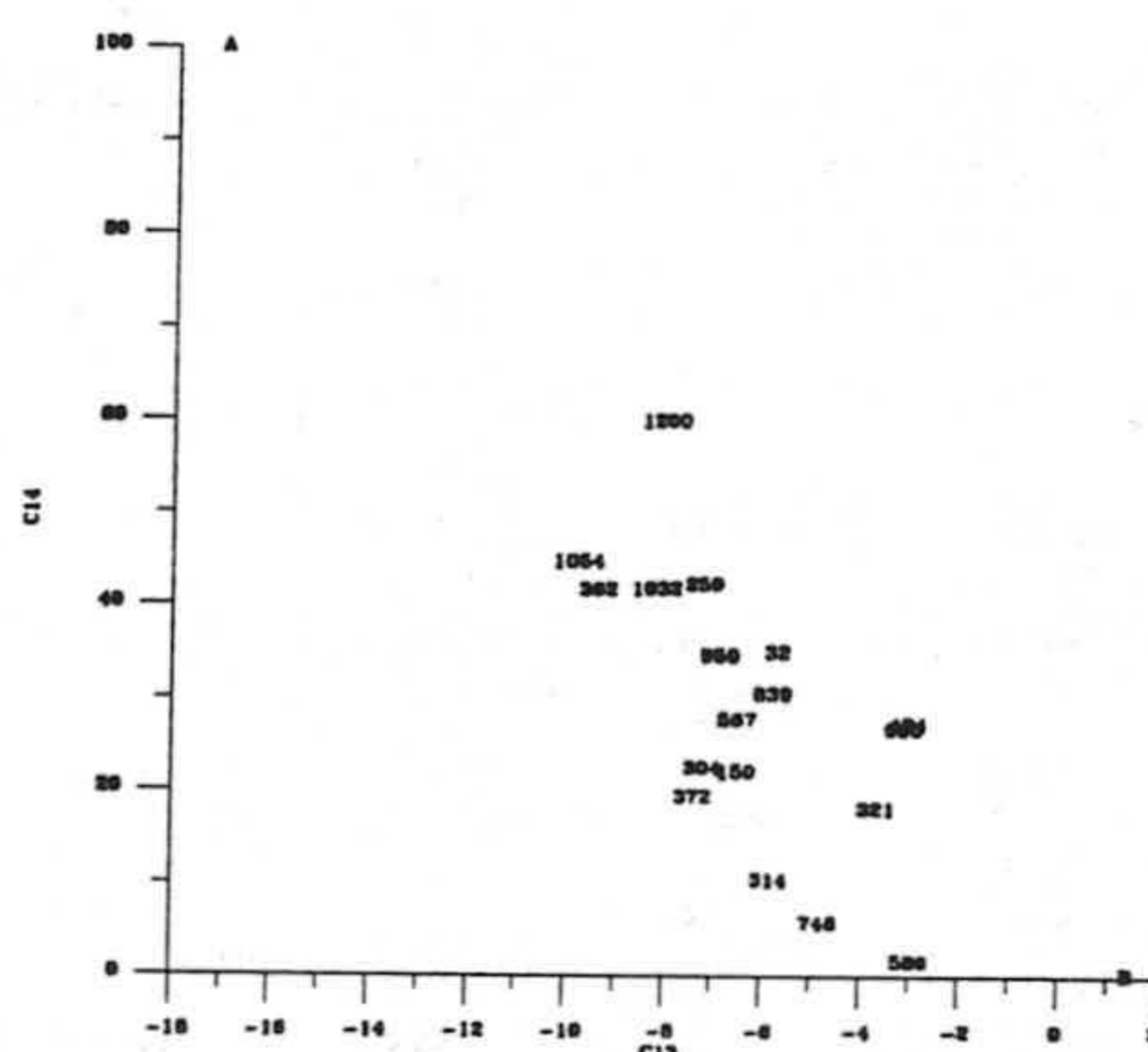


Figura 203.- Relación entre ^{13}C y ^{14}C .

Para una actividad inicial al ^{14}C del 100%, el $\delta^{13}\text{C}$ asociado es -18,2 ‰, muy próximo al aplicado (-17 ‰). Las aguas empobrecidas en radiocarbono (^{14}C) tienen valores más pesados en $\delta^{13}\text{C}$ y las aguas enriquecidas en ^{14}C tienen valores más ligeros en $\delta^{13}\text{C}$.

La línea sobre la figura 203 corresponde a la línea de mezcla de un agua representativa del área de recarga (A), fuente terrestre del carbono inorgánico disuelto, con un agua representativa de un acuífero carbonatado el punto C corresponde a una mezcla de volúmenes iguales de los miembros extremos. Los valores medidos más pesados corresponden a $\delta^{13}\text{C}$ son representativos de un agua dominada por el ciclo disolución-precipitación de los carbonatos, mientras que los más ligeros representan una mezcla de agua reciente y más evolucionada. Las bajas concentraciones en radiocarbono (1,4 a 10,2 pmc), junto con los mínimos contenidos en tritio, por debajo del límite de detección indican que las muestras de agua de los sondeos 586, 748, 314 y 321, entran en el acuífero hace miles de años.

2.7.4 TRITIO

El isótopo inestable del hidrógeno de masa 3 fue detectado en las aguas naturales en 1950 (Faling y Harteck, 1950; Grosse et al., 1951). Dicho isótopo es radiactivo y se desintegra en ^3He mediante la emisión de partículas beta con un periodo de semidesintegración de 12.26 años. No existe un estándar de referencia para las medidas de tritio. Las concentraciones absolutas son determinadas radiométricamente y dadas como unidades de tritio (UT), donde 1 UT es igual a 10⁻¹⁸ átomos de ^3H por átomo de H. Las concentraciones de tritio en las aguas subterráneas han sido estudiadas por suministrar indicaciones de la edad del agua (Libby, 1953; Nir, 1964).

El tritio informa sobre la presencia de aguas infiltradas en el acuífero recientemente. Sin embargo de disenter los valores de tritio, hay que tener en cuenta la entrada de tritio precedente del agua de lluvia. Según (Vallejos, 1997) las concentraciones anuales de las precipitaciones de tritio en las precipitaciones han sido superiores a 10 UT durante los últimos cuarenta años, habiendo alcanzado un valor máximo de 1324 UT en el año 1963, debido a la gran cantidad de megatones nucleares explotados en la atmósfera durante el año anterior.

En el Campo de Dalías, en las determinaciones analíticas efectuadas en junio de 1993, la mayor de las muestras tiene valores inferiores a 1; son aguas anteriores a 1953 o se trata de aguas antiguas con una proporción de agua reciente. No hay ningún valor superior a 8, esto implica que las aguas tienen una contribución reducida de las precipitaciones en los últimos años. Las recargas pluviométricas que se realizan llegan totalmente mezcladas al área de explotación con las preexistentes y con las aguas de reserva del mismo.

Los valores más elevados corresponden a áreas con mayor influencia de recarga moderna, unas están situadas al pie de la Sierra (1200, 1132, 32) y otras están situadas en áreas con intrusión marina, 1032, 1054, 950, están localizadas las dos primeras en Aguadulce y el tercero en La Gangosa.

Si se aplica el modelo del porcentaje de cálculo entre aguas recientes y antiguas de Mayor et al. (1986); el porcentaje de la fracción más antigua en la mezcla, analizando los datos en el borde de la Sierra de Gádor, supera en todos los casos el 90%.

En el año 1996, las aguas analizadas en tritio, excepto dos, que los valores son inferiores a 1, el resto, que pertenecen casi todas al acuífero profundo situado al

Sur de la Gangosa y en el situado al Sur de El Ejido, dan valores bajos en medida, por lo que son aguas muy antiguas.

Según los modelos de Vogel, Tarmes, Pearson, MooK, Fontes y Garnier, se obtienen edades muy variables, desde prácticamente aguas recientes hasta un máximo de 17000 años, con variaciones tres veces superiores Vallejos (op.cit.), siendo los valores más antiguos los correspondientes al método de Vogel que, como es sabido, no introduce ningún parámetro corrector en los cálculos.

2.7.5 AZUFRE -34

Los componentes del azufre disuelto son comunes en las aguas naturales. Bajo condiciones oxidantes el sulfato es la especie del azufre dominante, mientras bajo condiciones reductoras prevalece el sulfuro como H_2S o SH . El azufre tiene cuatro isótopos estables, ^{32}S , ^{33}S , ^{34}S y ^{36}S . Existen otros isótopos radiactivos del azufre creados artificialmente, con una vida media muy corta. Normalmente es medida la relación $^{34}S/^{32}S$.

El estándar para las medidas del isótopo del azufre es la troilita (FeS) del meteorito del Cañón del Diablo. La elección de la troilita meteorítica (específicamente del Cañón del Diablo) como estándar aparece por su consistencia en la composición isotópica y su proximidad a la media del rango terrestre de los valores de delta (Krouse, 1980).

En la figura 204 se representa la relación entre los valores de los $\delta^{34}S$ de los sulfatos disueltos frente a la concentración de sulfuros.

Hay un grupo de muestras que tienen una relación muy baja, estas muestras están situadas en el acuífero profundo de Aguadulce y otras están situadas al pie de Sierra de Gádor. Hay otro grupo formado por puntos que están situados más hacia el interior del Campo, que explotan las calizas y dolomías de Gádor y posiblemente el mioceno.

Los puntos 1032 y 1054 que el contenido en sulfato está relacionado posiblemente sea de origen marino y posiblemente del mio-plioceno. Los dos puntos con contenido se debe a lixiviado de los materiales pliocenos fundamentalmente y el 950 el contenido tan elevado es de origen marino y posiblemente también esté relacionado con los materiales miocenos. Como conclusiones podemos decir que el contenido en sulfatos en el área del pie de Sierra de Gádor y el acuífero profundo puede ser debido a piritas o a la oxidación

de la materia orgánica. El aumento de sulfato conforme nos distanciamos del área de recarga en algunos casos puede ser debido en algunos casos a la disolución del yeso contenido en los materiales miocenos y/o pliocenos. Donde el contenido es mayor puede ser debido a la disolución de los materiales anteriores y a la mezcla con agua.

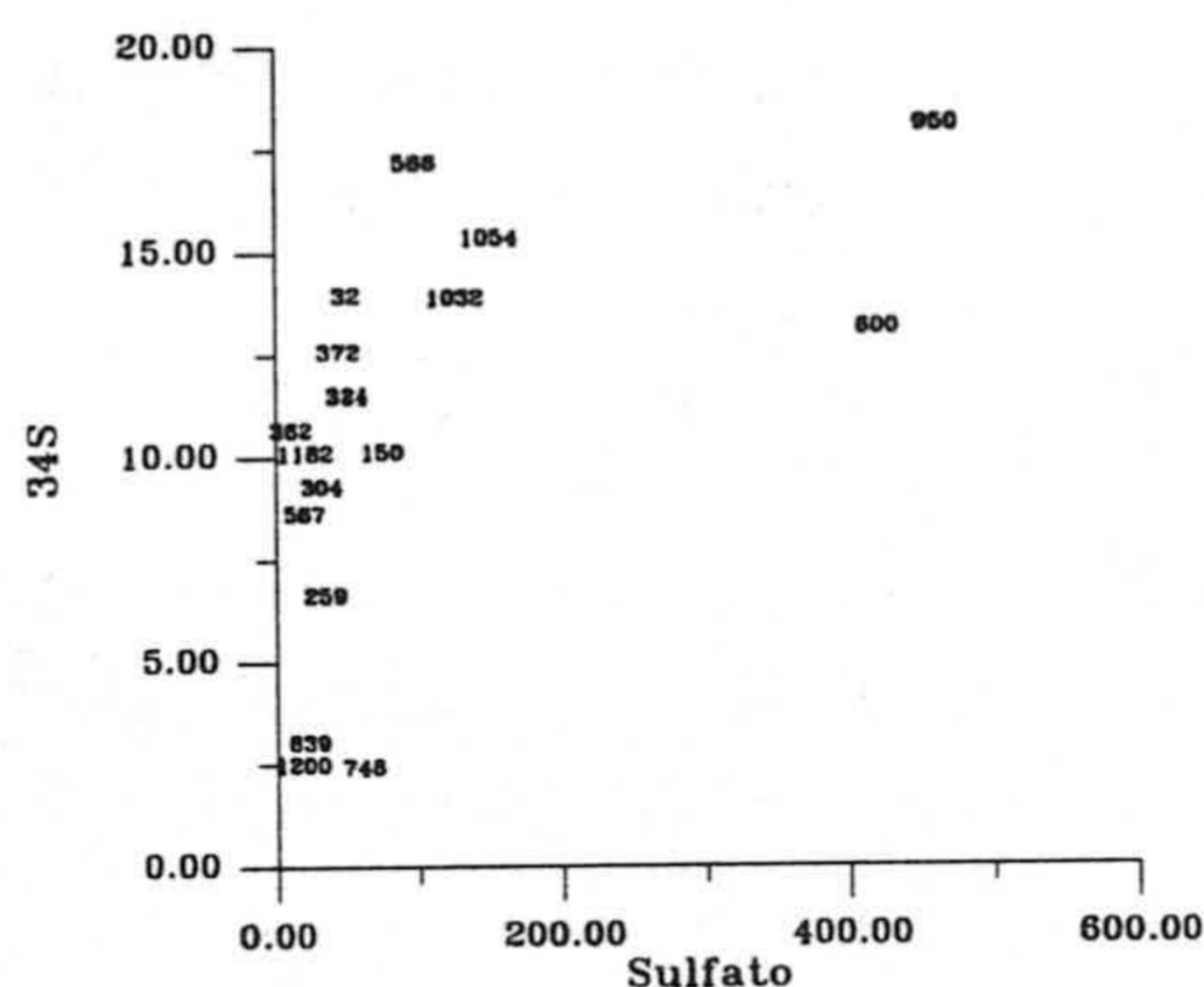


Figura 204.- Relación entre sulfato (mg.L⁻¹) y ³⁴S.

2.7.6 OTROS ISÓTOPOS

El nitrógeno posee dos isótopos estables, el ¹⁴N y ¹⁵N. La abundancia natural media del ¹⁵N en el aire es 0.366% (Sweeney et al., 1976). La variación de las muestras analizadas varia entre 4.6 y -5.2. El origen de los nitratos en las aguas del Campo de Dalías es el propio agua de lluvia a su como la aplicación de fertilizantes en la tierra; fertilizantes comerciales basados en nitratos ($\delta^{15}\text{N}=-4.6$ a 4.13 ‰) y fertilizantes nitrificados basados en amonio, isotópicamente reducidos ¹⁵N ($\delta^{15}\text{N}=-5.2$ a -5.2‰).

Los valores de Rn-222 obtenidos en las muestras analizadas están comprendidos entre 5.2 y 26.8 Bq/l, mientras que en Ra-226 se encuentra entre 0.012 y 0.697, correspondiendo a un acuífero sedimentario constituido por calizas y dolomías fundamentalmente.

2.8 FUNCIONAMIENTO GENERAL

2.8.1 RÉGIMEN NATURAL

A partir de lo que podría calificarse de lógica y algunos datos disponibles he elaborado la figura 205 en. donde se recoge lo que podría ser el funcionamiento hidrogeológico natural del Campo de Dalías y su relación con la Sierra de Gádor. El área de alimentación esencial sería la Sierra de Gádor aunque la infiltración de las precipitaciones caídas sobre el propio Campo también contribuiría a alimentar el sistema. Las únicas referencias de posibles surgencias correspondería a los Baños de Guardias Viejas, manantial termal de caudal francamente reducido, y el topónimo -Aguadulce- que debería corresponder al punto principal de drenaje de todo el Campo. Lógicamente, a todo lo largo del borde litoral, podrían existir surgencias difusas que descargarían directamente al mar o a la zona de humedales existente tras el cordón litoral de dunas.

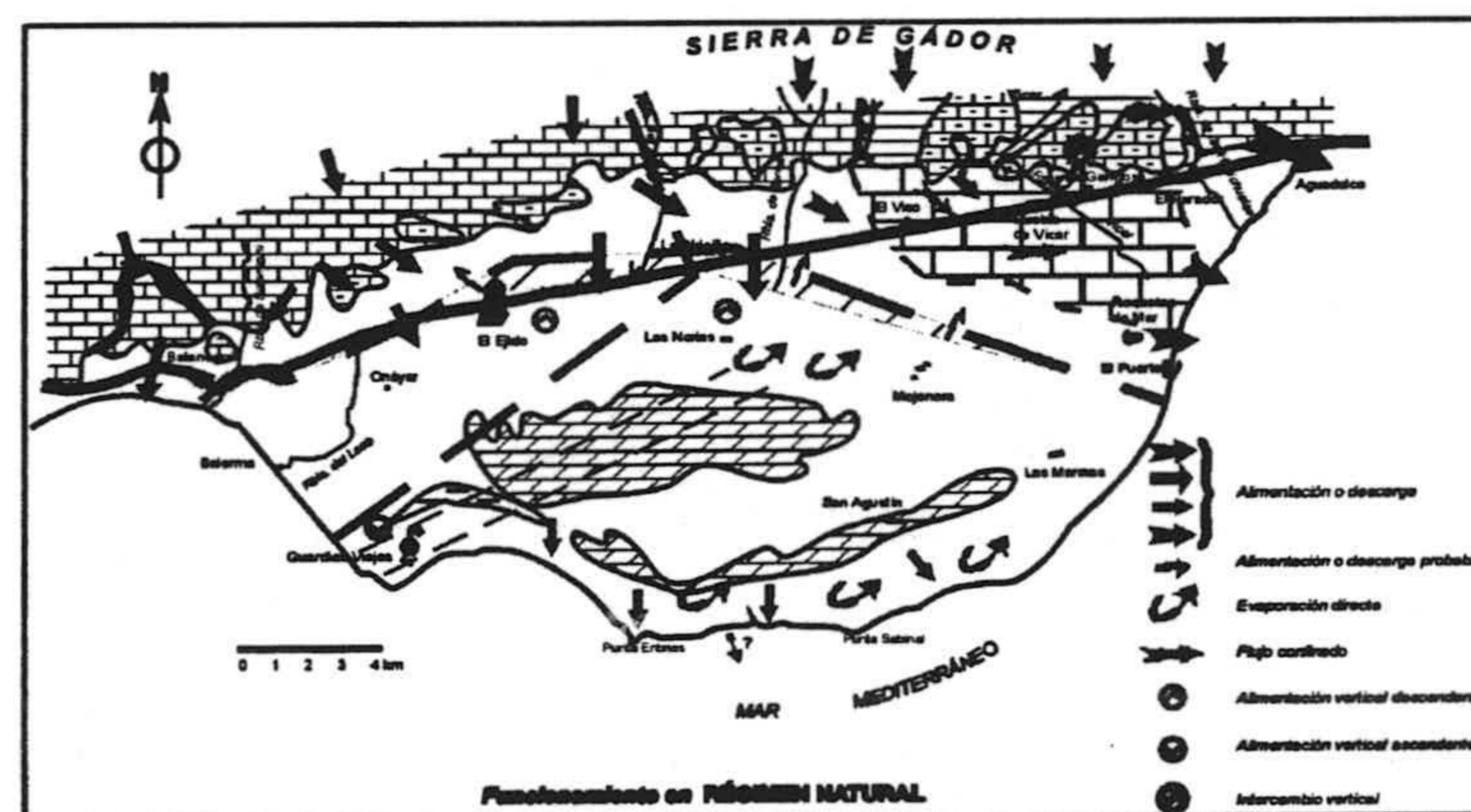


Figura 205.- Funcionamiento en régimen natural.

En el caso de la denominada unidad de Balanegra la descarga estaría esencialmente localizada en la escama de Balsa Nueva, por lo que sus aguas pasarían a alimentar a la unidad de Balerna-Las Marinas, especialmente en aguas altas y a la unidad de Aguadulce. En aguas bajas, los niveles piezométricos en la unidad de Balerna-Las Marinas quedarían por encima de las otras dos unidades, por lo que debía de existir una franja en la que el flujo tendría una componente N en dicho período. Por otro lado, y dentro de esta misma unidad, debía de existir una evapotranspiración considerable en el fondo de la zona endorreica así como en la franja litoral. La escama del manto de Felix individualizada en la unidad de

Aguadulce tendría que alimentar a las surgencias de Aguadulce aunque una parte descargue directamente al mar justo al N de Roquetas de Mar. Lógicamente, bajo dicho manto el agua circularía hacia la surgencia de Aguadulce esencialmente, ya que sería el único punto de contacto con el mar de estos materiales.

En lo que a intercambios verticales se refiere, la unidad de BalermaLas Marinas alimentaría a las otras dos en todo aquel sector donde su nivel piezométrico está por encima, todo ello a través de las margas arenosas semipermeables y en periodo de aguas bajas.

El manantial de Guardias Viejas sería un punto visible de un sistema de flujo intermedio y/o regional, alimentado por el agua infiltrada en el tramo de la Sierra de Gádor que alimenta a la unidad de Balanegra.

En la unidad de Aguadulce el intercambio hídrico en la zona de superposición de materiales acuíferos de distintos mantos y edades podría ser ascendente o descendente en función de los potenciales relativos variables en el tiempo y en el espacio. Dado que todo el área de alimentación de los materiales más profundos (manto de Gádor) tendría cota superior a la de los restantes, cabe pensar que el intercambio sería esencialmente ascendente y posiblemente termal.

2.8.2 RÉGIMEN INFLUENCIADO

En la figura 206 se muestra esquemáticamente lo que sería el funcionamiento actual, es decir en régimen influenciado. Sintetizando todo lo expuesto, la unidad de Balerma-Las Marinas presenta un exceso aparente de recarga con respecto al régimen natural, mientras que las otras dos tienen un marcado déficit bien identificado por la existencia de cotas bajo el nivel del mar en grandes sectores de las mismas. Además la realización de numerosos sondeos de profundidades elevadas permite hacer una serie de consideraciones sobre flujos a profundidades más grandes.

Los conoides de ambas unidades condicionan el flujo hacia ellos. En el caso de la unidad de Balanegra el flujo tendería hacia ese sector deprimido. Se deduce que la alimentación procedente de la Sierra de Gádor es especialmente importante en la franja comprendida entre El Ejido y La Aldeilla. Además, se detecta la existencia de flujo vertical a lo largo de fracturas de dirección sensiblemente N45E. La descarga a través de la escama de Balsa Nueva se convierte en alimentación a partir de mar, al menos en los períodos de mayor extracción y de menor alimentación por las lluvias. La alimentación a partir de la unidad de

Balerna-Las Marinas se mantendría, estando implicada toda una franja de trazado Onáyar-Las Norias. La alimentación de esta unidad hacia la de Balerna-Las Marinas estaría totalmente descartada, al permanecer el nivel en la primera siempre por debajo de la segunda.

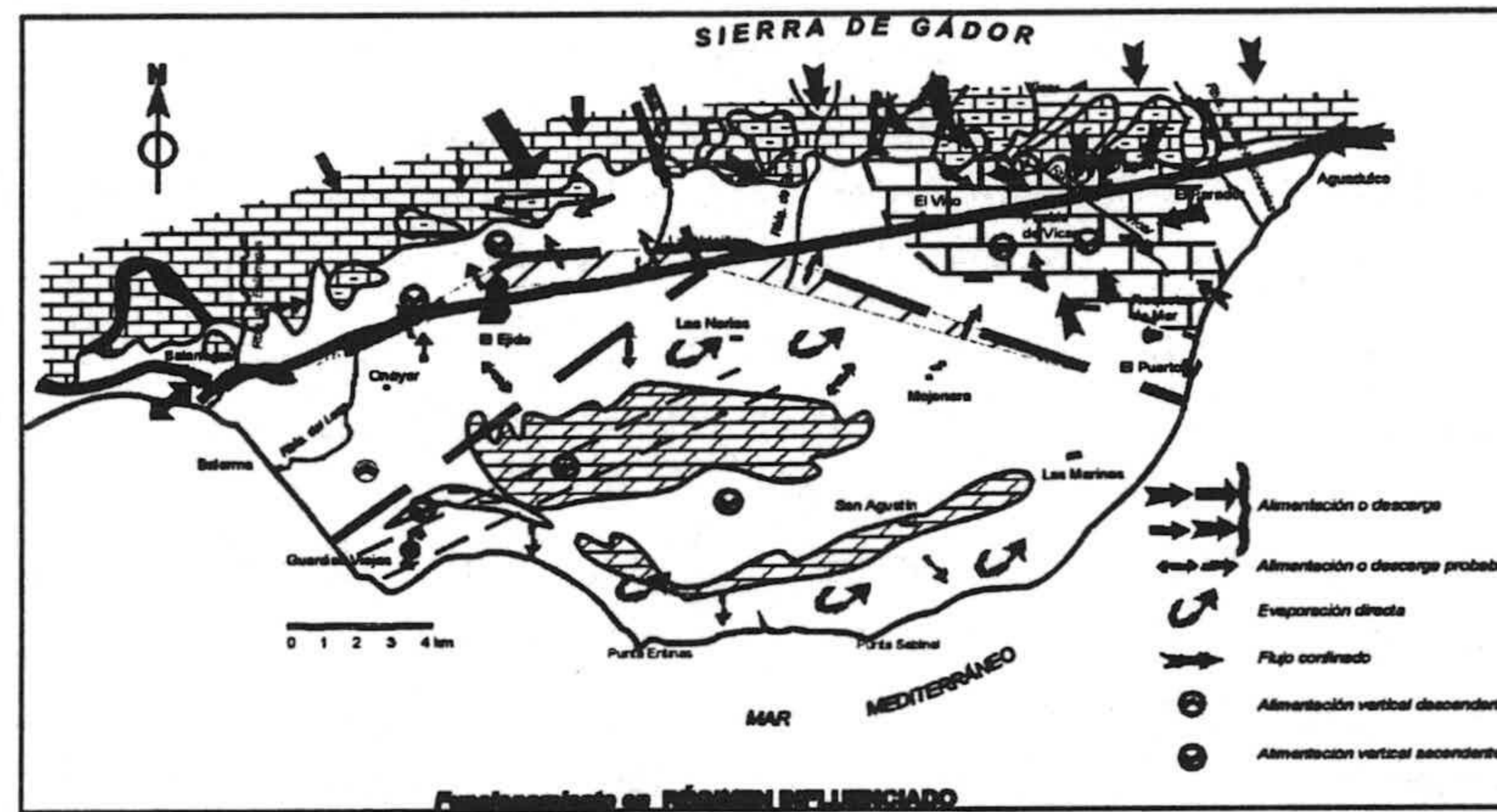


Figura 206.- Funcionamiento en régimen influenciado.

Por otro lado, parece existir el flujo a lo largo del horst de Guardias Viejas e incluso más hacia el E parece existir tal y como prueban los datos de algunos sondeos profundos; lógicamente se trata de aguas termales. Merece ser destacado el flujo existente desde el mioceno evaporítico hacia las calizas de Gádor que provocaron el abandono de varios pozos, ya que empezaron a bombear una auténtica salmuera.

El funcionamiento de la unidad de Balerna-Las Marinas permanece sensiblemente parecido al que tenía en régimen natural, con las salvedades expresadas en lo ya expuesto; en efecto, se descarta la existencia de alimentación lateral procedente de las otras dos unidades, aunque los intercambios verticales se han tenido que ver incrementados a través de los propios sondeos perforados.

El funcionamiento en la unidad de Agudulce es el que más variación ha sufrido. En efecto, las isotermas han permitido identificar el sector de alimentación preferencial de las calizas y dolomías de Gádor; por otro lado, la situación hidrodinámica muestra claramente la inversión del flujo que se ha producido en Agudulce y en la conexión de Felix con el mar. Deducimos que se mantiene el intercambio hídrico, esencialmente ascendente, procedente de;

acuífero profundo; el flujo confluye hacia la zona de explotación central, tanto en los tramos saturados superiores -con claras evidencias de intrusión marina en muchos casos esencialmente procedentes del contacto con Roquetas de Mar- como en el acuífero profundo.

Aunque es difícil conocer con precisión su influencia, los niveles de rocas volcánicas escasamente permeables, deben jugar un papel barrera en la circulación de aguas subterráneas que haya restringido el acceso de aguas saladas procedentes del mar. Un aspecto en el que tampoco he hecho mucho énfasis, pero que tiene que ser objeto de investigaciones más detenidas, es la importancia de los tramos de calcoesquistos y margas existentes en la serie de Gádor en el funcionamiento hidrogeológico general. De hecho no descarto que el límite arbitrario elegido para el contacto entre las unidades de Balanegra y Aguadulce corresponda con un tramo de la naturaleza litológica citada, que explicaría el salto piezométrico que caracteriza el contacto entre ambas unidades, que no tiene en absoluto su reflejo hidrogeoquímico. Otro aspecto de gran interés que queda en el aire sería el desarrollo lateral de los materiales carbonatados de Gádor bajo los recubrimientos y por qué el mar no penetra en ellos a pesar de estar localmente muy descomprimido (más de 10 m bajo el nivel del mar).

RESUMEN Y CONCLUSIONES

La presente investigación se ha centrado en el Campo de Dalías (Almería), teniendo como objetivos fundamentales llegar a conocer mejor el funcionamiento hidrogeológico de las unidades acuíferas y el origen de la salinización de las aguas. Para llegar a cubrir los objetivos propuestos ha sido necesario tener un conocimiento previo de las características geológicas e hidrogeológicas del área ya que van a intervenir de forma directa en los procesos.

Respecto a la geología el Campo de Dalías ésta se caracteriza por la superposición de dos unidades tectónicas, Felix sobre Gádor. Los materiales de la unidad de Gádor presentan una base de cuarcitas y filitas y sobre la que se superpone una potente formación calizo-dolomítica. La unidad de Felix, comprende el mismo tipo de materiales que la de Gádor pero con la potencia mucho más reducida. Los materiales postorogénicos están formados fundamentalmente por calcarenitas miocenas y sobre estas una potente formación margosa de hasta 700 m de potencia. Encima de estas unidades hay un conjunto de margas arenosa y calcarenitas pliocenas que llegan a alcanzar 100 m de potencia. Los materiales cuaternarios, de origen continental y marino, son fundamentalmente conglomerados y limos.

La complejidad tectónica del área es muy grande y tiene una gran importancia en el funcionamiento hidrogeológico del Campo de Dalías. Los rasgos tectónicos relacionados con el mioceno superior y sedimentos más recientes están claramente definidos; grandes estructuras tectónicas. El pliegue principal tiene una dirección N 70 E y atraviesa de Este a Oeste el sector sur del Campo de Dalías. Las principales familias de fallas son N 45-50, N 120, N 140-160, N 10-20 y N 70-90 E.

En el Campo de Dalías se distinguen tres unidades acuíferas; que han recibido diversas denominaciones según distintos autores. Las unidades diferenciadas son la unidad de Balerma-Las Marinas, de Balanegra y de Aguadulce.

La unidad de Balerma-Las Marinas ocupa la mayor parte del área estudiada, el material acuífero está formado esencialmente por las calcarenitas pliocenas. La transmisividad de estos materiales varía entre 120 y 1200 m²/día, según las áreas. El nivel piezométrico se ha medido casi siempre por encima del nivel del mar. La temperatura media de las aguas es de 21.5 °C y la media de la conductividad eléctrica es de 3100 µScm⁻¹ y su facies dominante es la clorurada sodica. En cuanto al balance, las entradas principales son la infiltración y las salidas principales son los bombeos y las descargas a otras unidades. El balance de esta

unidad en hm^3 ha quedado definido en los siguientes términos: Entradas (27.5) = Salidas (26) + contribución de las reservas (1.5).

La unidad de Balanegra ocupa la mitad occidental del Campo encontrándose parte de sus materiales por debajo del acuífero de Balerna-Las Marinas. El material acuífero corresponde a las dolomías de Gádor, aunque las calcarenitas miocenas pueden también participar. Desde el punto de vista hidrogeológico el esquema geométrico es muy complicado y parcialmente desconocido. Los valores de transmisividad varían entre 15000 y 21600 $\text{m}^2/\text{día}$. desde el año 1984 la superficie piezométrica se sitúa bajo el nivel del mar y en el periodo 1986-1993 se llegaron a medir -15 m s.n.m. La temperatura media es de 24,5° C y el valor medio de la conductividad de las aguas es de 1024 μScm^{-1} . En lo relativo al balance las entradas principales son la infiltración y la recarga mientras que las salidas principales son por bombeo. El balance deducido en hm^3 : entradas (26,5) + Aportación de las reservas (1) = Salidas (37,5).

La unidad de Aguadulce es la de mayor complejidad tectónica y de geometría menos conocida; junto a la existencia de la mayor parte de los materiales acuíferos presentes en el Campo. En cortes transversales se suceden varias formaciones acuíferas separadas por otras tantas formaciones de baja permeabilidad, dando lugar a un acuífero multicapa. Los materiales de Felix adquieren un amplio desarrollo y descansan sobre los de Gádor. El conjunto carbonatado de Gádor está separado del de Felix por un tramo de filitas. Mientras que existen localmente calcarenitas miocenas sobre ambos y margas pliocenas. Tanta variedad litológica dentro de las formaciones da lugar a que los valores de transmisividad sean muy variables, entre 5000 y 14000 $\text{m}^2/\text{día}$ para las dolomías y 800-200 $\text{m}^2/\text{día}$ en las calcarenitas pliocenas. La superficie piezométrica se ha mantenido con valores bajo el nivel del mar desde el año 1972. En el año 1988 se detectaron valores de hasta -25 m s.n.m. La temperatura media de las aguas es de 21,2°C y la facies dominante es la clorurada sódica, pero con una gradación de ésta hasta facies bicarbonatada cálcica o magnésica. En cuanto al balance (en hm^3), el conjunto de los acuíferos de la unidad de Aguadulce tiene unas entradas (59.5) + aportación de las reservas (5) = las salidas (71.5) Las tres unidades del Campo guardan relación entre sí; en el sentido de la existencia de conexión hidráulica a través de sus bordes y/o base.

En la presente tesis doctoral se hace hincapié en el tratamiento de los datos de temperatura y conductividad del agua subterránea, ya que son parámetros de muy fácil medida y proporcionan gran información sobre la interrelación entre los distintos acuíferos descritos y el fenómeno de intrusión marina. E el estudio de los

registros de conductividad eléctrica y temperatura me ha permitido, sobre todo en los bordes oriental y occidental, averiguar las entradas de agua de mar en estas dos áreas y en otras áreas. En el Horts de Guardias Viejas se detectan flujos anómalos relativamente altos, según se demuestra de los registros verticales. El estudio de los perfiles verticales de temperatura me ha permitido diferenciar, en diferentes secciones, los flujos principales de agua fría y caliente y la conexión de éstos con la estructura hidrogeológica del área. Los mapas de isotermas permiten identificar, al menos de forma orientativa, los flujos principales (calientes o fríos) a una profundidad determinada e identificar las principales entradas de recarga al sistema, así como los lugares donde se da intrusión marina (Aguadulce, La Gangosa y Balanegra).

Para caracterizar los procesos hidrogeoquímicos en relación con la salinización de las aguas he elegido el muestreo de octubre de 1991. En la unidad de Aguadulce, si se considera el ion cloruro como representativo de la proporción de agua de mar intruyente en el acuífero, el estudio de este ion y los iones mayoritarios, así como la relación de las muestras respecto a la línea hipotética de mezcla agua de mar-agua dulce, puede resultar de gran utilidad para identificar procesos anexos al propio fenómeno de mezcla. La situación de las aguas respecto a esta línea identifica el enriquecimiento preferencial o pérdida de un ion respecto al otro, lo cual interpreto como debido al control de determinados procesos químicos.

El cálculo de los deltas iónicos permite reconocer cuantitativamente las diferencias entre las concentraciones teóricas y la concentración real de las muestras. Los deltas iónicos constituyen una herramienta para la identificación de los procesos modificadores. Los principales procesos modificadores en la unidad de Aguadulce son: la precipitación y disolución de carbonatos, el intercambio iónico, la reducción de sulfatos y los procesos de dolomitización y dedolomitización. Se producen intercambios iónicos entre el calcio y el sodio y es posible que se produzcan procesos de intercambio entre el calcio y el magnesio; la disminución del magnesio es debida a la dolomitización. También se ha detectado la reducción de sulfatos en el área de la Gangosa y Aguadulce, en el resto de la unidad hay disolución de éstos. Los sulfatos en el área de Aguadulce tienen origen marino, mientras que en otras están relacionados con el calcio y el magnesio y se atribuyen a la disolución de los materiales miocenos y pliocenos.

Cuando en la salinización de las aguas intervienen otros procesos ajenos al de intrusión, la metodología de estudio se complica y no es fácil distinguir los procesos, es entonces cuando los iones minoritarios se convierten en una

herramienta útil. El estudio del litio, estroncio y boro en esta unidad detecta un origen marino, aparte en algunas áreas, debido al lixiviado de materiales miocenos y pliocenos. En la unidad de Balanegra los principales procesos modificadores son el intercambio iónico entre calcio y sodio, directo o inverso. Los excesos de magnesio se relacionan con la disminución de la presencia de yesos y el déficit con la reducción de éstos. Los excesos de calcio y magnesio se relacionan con la disolución de niveles sulfatados y de materiales miocenos y/o pliocenos. El origen de los sulfatos se relaciona con el mar y con el lixiviado de los materiales miocenos y pliocenos y con procesos de dolomitización y dedolomitización. En lo relativo a los iones minoritarios, los contenidos inferiores están relacionados con los materiales carbonatados, y sus contenidos más elevados se relacionan con agua salina o con materiales evaporíticos; igualmente sucede con el estroncio y el boro.

Los principales procesos modificadores en la unidad de Balerna-Las Marinas pueden estar relacionados con las reacciones de disolución o precipitación de carbonatos, el intercambio iónico, la disolución de sales y el proceso de dolomitización. Los excesos de magnesio, calcio y sulfato se relacionan con la disolución de sales de los materiales pliocenos fundamentalmente. Los mayores contenidos en litio, estroncio y boro se relacionan con el lixiviado de las calcarenitas y margas del plioceno y posiblemente con los materiales del cuaternario.

En los materiales carbonatados de la unidad de Aguadulce, según la dirección del flujo subterráneo se dan una sucesión de facies $MgCaHCO_3 \rightarrow MgCaMixB$ mientras que en el acuífero salinizado se dan las facies típicas de intrusión, desde el mar hacia el interior son $NaCl(-) \rightarrow CaCl(-) \rightarrow NaMix$. En el sector occidental, los materiales carbonatados en la unidad de Balanegra, se detectan la serie de facies $CaMgHCO_3 \rightarrow CaMgMixB$ o $MgCaMixB$. En el sector costero la sucesión es $MgCaCl(-) \rightarrow CaMgMix$. Mientras que las facies típicas de retroceso $CaMix \rightarrow NaMix$ se dan al sur de Vícar y al sur de El Ejido. También he determinado las facies hidroquímicas en los diferentes perfiles verticales realizados para deducir el tipo característico para cada material y ver su evolución a través de los perfiles verticales.

A partir de las concentraciones de ^{18}O y deuterio, se ha deducido que la precipitación de la recarga de los acuíferos tiene un origen mediterráneo y en otras atlántico. Existe una mezcla de aguas de infiltración en el interior de los acuíferos, dejándose sentir en ocasiones las aportaciones recientes del agua de recarga. La

franja de mayor recarga quedaría establecida entre 1100 y 1700 m de altitud. La identificación de la salinidad en las aguas puede ser por diferentes motivos.

En el área de Aguadulce y La Gangosa, la salinidad tiene un origen fundamentalmente marino, aunque parece ser que intervienen otros procesos; como el lixiviado de los materiales pliocenos. Hay otros puntos donde la salinidad está relacionada con los materiales miocenos o incluso con los materiales metapelíticos. En la unidad de Balerma-Las Marinas la salinidad está relacionada con el lixiviado de los materiales pliocenos. En la unidad de Balanegra la salinidad, en los sondeos profundos tiene su origen en un agua salina de características similares al mar (posiblemente aguas congénitas) mientras que en otros sondeos profundos se relaciona con el lixiviado de materiales miocenos, en las proximidades del Horst de Guardias Viejas.

Las dataciones de las aguas del Campo con ^{14}C , en general son de unos miles de años, solo en algunos casos se detectan aguas recientes. Respecto al tritio no se observan valores superiores a 8 UT lo que implica que las aguas extraídas tienen una contribución reducida de las precipitaciones de los últimos años. La mezcla de aguas de los acuíferos enmascara la presencia de agua moderna; en todo caso los valores más elevados de tritio están situados al pie de Sierra de Gádor y cerca del sector costero, en áreas donde se da intrusión marina.

A partir del ^{34}S se deduce que los contenidos inferiores se localizan al pie de Sierra de Gádor y en el acuífero profundo y se relacionan con la oxidación de sulfuros. En las áreas de intrusión su contenido se vincula al del mar y en otras áreas están relacionados con depósitos de materiales miocenos y/o pliocenos

A partir de los datos disponibles, he deducido el funcionamiento general del sistema hidrogeológico natural del Campo de Dalías. El área de alimentación esencial sería la Sierra de Gádor, aunque las precipitaciones caídas sobre el propio Campo también contribuirían a alimentar el sistema. Las únicas referencias de posibles surgencias corresponden a los Baños de Guardias Vieja, manantial termal de caudal reducido y el topónimo "Aguadulec" que debería corresponder al punto principal de drenaje del Campo. En la unidad de Balanegra la descarga sería a través de la escama de Balsa Nueva, por lo que sus aguas pasarían la unidad de Balerma-Las Marinas, especialmente en aguas altas y la de Aguadulce. La escama del Manto de Felix individualizada tendría que alimentar a las surgencias de Aguadulce, aunque una parte descargara directamente al mar al N de Roquetas.

En régimen influenciado la unidad de Balerna-Las Marinas presenta un exceso aparente de recarga con respecto al régimen natural, mientras que las otras dos tienen un marcado déficit identificado por la existencia de cotas por debajo del nivel del mar en grandes sectores. Los conoides de ambas unidades condicionan el flujo hacia ellos. En el caso de la unidad de Balanega el flujo tendería a ser deprimido. La alimentación de la Sierra de Gádor es importante en la franja comprendida entre El Ejido la Aldeilla; además se detecta la existencia de un flujo vertical a lo largo de fracturas de dirección de dirección N45E. La descarga a través de la escama de Balsa Nueva, se convierte en alimentación a partir del mar. Por otro lado parece existir, un flujo a lo largo del horts de Guardias Viejas e incluso más hacia el este tal como lo prueban los sondeos profundos. Merece ser destacado el flujo existente desde el mioceno evaporítico hacia las calizas de Gádor que provocan el abandono de pozos, ya que empezaron a bombear una salmuera.

La unidad de Aguadulce es la que más variación ha sufrido. En efecto las isotermas han permitido identificar el sector de alimentación preferencial de las calizas y dolomías de Gádor, por otro lado la situación hidrodinámica muestra claramente la inversión de flujo que se ha producido en Aguadulce y en la conexión con el mar. Deduzco que se mantiene el intercambio hídrico esencialmente ascendente, procedente del acuífero profundo; el flujo confluye hacia la zona de explotación central, tanto en tramos saturados superiores, con clara evidencia de intrusión marina, en muchos casos esencialmente procedentes del contacto entre Roquetas con el acuífero profundo.

BIBLIOGRAFÍA



BIBLIOGRAFIA

- Addicot, W.O.; Snavely, P.D.; Poore, R.Z. y Bukry, D. (1979). "La secuencia neógena marina de los campos de Dalías y de Níjar (Almería)". *Estudios Geológicos*, 35: 609-631.
- Aldaya, F. (1969). "Los mantos alpujárrides al sur de Sierra Nevada". Tesis Doctoral Universidad de Granada. 527 p.
- Aldaya, F.; Baena, J. y Ewert, K. (1983). "Memoria y Hoja Geológica de Adra (1/50.000)". MAGNA (1057). IGME Madrid. 60 p.
- Alonso Cobos, C. (1989). "Soluciones para los acuíferos del Campo de Dalías". *Temas Geológico Mineros (I.T.G.E.)*, 10-I (La Sobreexplotación de Acuíferos, Almería, 1989): 147-156.
- Álvarez De Linera. (1851). "Sierra de Gádor".
- Amar De La Torre. (1840). "Apuntes geognósticos y mineros relativos a una parte de las provincias de Granada y Almería". *Bol. Of. de Minas*.
- Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971). "Sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar". *Earth and Planetary Sciences letters*, 12: 191-198.
- Anjted, D.T. (1857a). "On the geology of Málaga and the south-eastern part of Andalucía". *Quart. Journ.*, XV: 585-604.
- Anjted, D.T. y Burr, (1857b). "Notas sobre Sierra de Gádor (Almería)". *Rev. Min.*, XIII.
- Appello, C.A.J. y Postma, D. (1994). "Geochemistry, groundwater and pollution". Balkema, 536 p. Rotterdam.
- Arenas, M.; Gallego, M.C. y Carreras, J.A. (1988). "Lucha contra la desertificación en la Sierra de Gádor vertiente al Campo de Dalías". *TIAC'88*, III: 289-294. Almuñécar (Granada).
- Baena, J.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1981). "Litoral de Almería". Libro guía: Excursión-Mesa Redonda sobre el Tirreniense del Litoral Mediterráneo Español: 25-43. INQUA.
- Baena, J., García-Rodríguez, J., Maldonado, A., Uchupi, E., Udias, A. y Wandossell, J. (1982). "Mapa geológico de la plataforma continental española y zonas adyacentes". E. 1:200.000. Almería-Garrucha-Chella-LosGenoveses. IGME. Madrid. 105 p.
- Baena, J. y Ewert, K. (1983). "Memoria y Hoja Geológica de Roquetas de Mar (1/50.000)". MAGNA (1058). IGME Madrid. 34 p.
- Balanyá, J.C. y García Dueñas, V. (1986). "Grandes fallas de contracción y de extensión implicadas en el contacto entre los Dominios de Alborán y Sudibérico en el Arco de Gibraltar". *Geogaceta*, 1: 19-21.

- Balanyá, J.C.; Campos, J.; García-Dueñas, V.; Orozco, M. y Simancas, J.F. (1987). "Generaciones de cabalgamientos y pliegues recumbentes en los Mantos Alpujarrides entre Ronda y Almería. Cordilleras Béticas". *Geogaceta*, 2: 51-53. Madrid.
- Bengoechea, J.M., Pérez de los Cobos, D., Pérez Parra, J. y López Segura, J.G. (1991). "Evaluación de las pérdidas de agua de riego en el Campo de Dalías (Almería)" III SIAGA, II: 251-261. Córdoba.
- Botella, F. De (1879a). "Excursión geológica en la parte S.O. de la provincia de Almería y sierras inmediatas pertenecientes a la de Granada". *An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat.*, VII, Actas.
- Botella, F. De (1879b). "Notas de una excursión geológica por el S.O. de Almería". *An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat.*, VIII, Actas.
- Botella, F. De (1879c). "Noticia de un tronco de «calamites» de Almería". *An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat.*, VIII, Actas.
- Botella, F. De (1882a). "Reseña física y geológica de la región SO de la provincia de Almería". *Bol. Com. Mapa Geol. España*, IX: 227-318.
- Botella, F. De (1882b). "Observaciones acerca de la caliza de Gádor". *An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat.*, XI, Actas.
- Botella, F. De (1882c). "Datos para la geología de sierra de Gádor". *An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat.*, XI, Actas.
- Cendrero Uceda, A. y Trilla Arrufat, J. (1983). "La geología ambiental en la evaluación del territorio para usos agrícolas". 2ª Reun. Nac. Geol. Amb. y Ord. Terr., Ponencias: 11-58. Lleida.
- Cramer. (1850). "Artículo acerca del análisis químico de las calizas de sierra de Gádor ejecutado por el autor". *Berg. und Hutlemn Zeitg.*
- Custodio, E. (1976). "Principios básicos de química y radioquímica de aguas subterráneas". En Custodio y Llamas, ed. *Hidrología Subterránea*: 175-246.
- Dabrio González, C.J. y Zazo Cardeña, C. (1988). "Riesgos geológicos en zonas litorales". En IGME, *Riesgos geológicos*: 227-250.
- DGOTU (1997). "Plan de Ordenación del Territorio: Poniente Almeriense". Vol. Y: Análisis Territorial. Consejería de O.P. y Transportes. Junta de Andalucía. 187 p.
- Delgado, L. (1974). "Características sedimentarias del Mioceno al Sur de la Sierra de Gádor (provincia de Almería)". *Archivos del Instituto de Aclimatación*, XIX: 131-153. Almería.
- Domínguez de la Rasilla, S.; Rozycki, A.; Del Campo, M. y Ramos, G. (1988). "Comparación de técnicas geofísicas en superficie y en sondeo hacia la detección de intrusión salina. Aplicación al Campo de Dalías (Almería)". *TIAC'88*, III: 339-353. Almuñécar (Granada).

- Domínguez, P. y González, A. (1986). "Intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería). Resumen descriptivo del problema de la intrusión marina en cada una de las áreas afectadas del Campo de Dalías". Serv. Est. IARA, Granada. Intrusión salina en acuíferos: interfase agua dulce-salina: 28-48. (Inédito).
- Domínguez, P. y González, A. (1987). "Intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)". Hidrogeología y Recursos Hídricos, XII: 101-115. Mallorca.
- Domínguez, P.; Franqueza, P. y González, A. (1988). "Síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías y su entorno". TIAC'88, II: 69-144. Almuñécar (Granada).
- Domínguez, P., González, A. y Franqueza, P.A. (1991). "Complejidad de la estructura y funcionamiento hidrogeológico en el sector noreste del Campo de Dalías. Necesidad de su investigación y control mediante sondeos mecánicos". III SIAGA, Y: 363-377. Córdoba.
- Domínguez, P., y González, A. (1995). "Situación de los acuíferos del Campo de Dalías (Almería) en relación con su declaración de sobreexplotación". Hidrogeología y Recursos Hidráulicos, XXI: 443-467
- Domínguez, P., González, A. y Marín, M. (1996). "Síntesis de los cambios en la distribución de flujos subterráneos en los acuíferos del Noreste del Campo de Dalías". IV SIAGA, I: 239-249.
- Egeler, C.G. y Simon, O.J. (1969). "Orogenic evolution of the Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain) with emphasis on the mappe structures". Geol. Mijnb. 48: 296-305.
- Estelrich, J. y Trilla, J. (1980). "Rangos geológicos ambientales del campo de Dalías (Almería)". I Reun. Nac. Geol. Amb. y Ord. Terr., Comunicaciones, 237-246. Santander.
- Fallot, P. y Gignoux, M. (1922a). "Le Pliocène marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne". C. R. Acad. Sc. Paris, 175: 281-283.
- Fallot, P. y Gignoux, M. (1922b). "Le Quaternaire marin sur les côtes méditerranéennes d'Espagne". C. R. Acad. Sc. Paris, 175: 404-406.
- Ferrando, J.A.; Ochoa, J. y Ruiz-Tagle, M. (1975). "Características y posibilidades de los acuíferos del Campo de Dalías (Almería)". Jornadas Minero- Metalúrgicas, III: 129-144. Bilbao.
- Fourniguet, J. (1975a). "Néotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne)". Tesis Univ. Orleans. 234 p.
- Fourniguet, J. (1975b). "Stratigraphie du Quaternaire et néotectonique a l'Ouest d'Almería". C.R. 3è Réun. Ann. des Sc. de la Terre: 155-155. Montpellier.
- Fourniguet, J. y Le Calbez, Y. (1975c). "Sur le Pliocène de la côte d'Andalousie (Espagne)". B.S.G.F., (7), XVII, 4: 604-611.

- Fourniguet, J. (1976a). "Géologie du Quaternaire: Quaternaire marin et néotectonique sur la côte andalouse méridionale (Espagne)". C. R. Acad. Sc. Paris, 282, Série D: 1849-1852.
- Fourniguet, J. (1976b). "Néotectonique de la partie orientale du Campo de Dalías (Almería, Espagne)". C.R. 4ème Réun. Sc. Terre, Paris. 1p.
- Fourniguet, J. (1977a). "Le Quaternaire marin de la côte Sud de l'Espagne. Essai de synthèse - correlations". Géologie Méditerranéenne: 1-18.
- Fourniguet, J. (1977b). "Sur le Quaternaire marin et la néotectonique du Campo de Dalías (Andalousie, Espagne)". Acta Geológica Hispánica, XII, 4-6: 90-97.
- Gignoux, M. y Fallot, P. (1926). "Contribution à la connaissance des terrain néogènes et quaternaires marins sur les côtes méditerranéennes d'Espagne. XIV Congr. Geol. Intern., Madrid, t.II, 521 p.
- Godoy Ramírez, J. (1917). "Bosquejo geológico histórico de la actual provincia de Almería (2ª ed.)". Almería. 120 p.
- González, A. (1988). "Descripción y análisis de los acuíferos del Campo de Dalías". Los acuíferos del Campo de Dalías y las comunidades de usuarios en la nueva Ley de aguas, I: 11-19. El Ejido.
- Gonzalo Y Tarín, J. (1882a). "Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la provincia de Almería". Bol. Com. Mapa Geol. España, IX: 97-111.
- Gonzalo Y Tarín, J. (1882b). "Hallazgo de fósiles triásicos marinos en la Sierra de Gádor". An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., XI, Actas.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1982). "Niveles marinos cuaternarios y su relación con la neotectónica en el litoral de Almería (España)". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 80: 171-184.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1983a). "Los piedemontes cuaternarios de la región de Almería (España). Análisis morfológico y relación con la Neotectónica". VI R. Gr. Esp. Trab. Quatern., Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 5: 397-419. A Coruña.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1983b). "Pleistocene tectonics and shorelines in Almería (Spain)". Bull. INQUA Neotectonics Commission, 6: 9-13.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Dabrio, C.J. E Hillaire-Marcel, Cl. (1986a). "Evolution des systèmes de lagoons-îles barrières du Tyrrhenien à l'actualité à Campo de Dalías (Almería, Espagne)". INQUA, 1986, Dakar Symposium, Changements globaux en Afrique, 197: 169-172. Paris.
- Goy, J.L. y Zazo, C. (1986b). "Synthesis of the Quaternary in the Almería litoral neotectonic activity and its morphologic features, western Betics, Spain". Tetonophysics, 130: 259-270.

- Goy, J.L. y Zazo, C. (1986c). "Western Almería (Spain) coastline changes since the Last Interglacial". *J. Coastal Research*, 1: 89-93.
- Goy, J.L.; Zazo, C.; Bardaji, T. y Somoza, L. (1987). "Tyrrhenian and holocene levels disposition in the southeastern spanish littoral, related to the quaternary compression". *Bull. INQUA Neotectonics Commission*, 10: 12-19.
- Hillaire-Marcel, Cl.; Carro, O.; Cause, Ch.; Goy, J.L. y Zazo, C. (1986). "Th/U dating of *Strombus Bubonius* bearing marine terraces in suthestern Spain". *J. Geology*.
- IGME-IRYDA (1977a). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur, Almería. Informe técnico I: Marco geográfico y económico". PNIAS. 80 p., 2 pl. (Difusión restringida).
- IGME-IRYDA (1977b). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur, Almería. Informe técnico II: Climatología e hidrología". PNIAS. 75 p., 4 pl. (Difusión restringida).
- IGME-IRYDA (1977c). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur, Almería. Informe técnico III: Demanda de agua". PNIAS. 57 p., 2 pl. (Difusión restringida).
- IGME-IRYDA (1977d). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur, Almería. Informe técnico IV: Análisis de los planes hidráulicos existentes en la cuenca". PNIAS. 37 p., 1 pl. (Difusión restringida).
- IGME-IRYDA (1977e). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur, Almería. Informe técnico V: Campo de Dalías". PNIAS. 61 p., 29 pl. (Difusión restringida).
- IGME (1977f). "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur (Almería). Memoria resumen". IGME Colección Informe. IGME Madrid. 145 p., 2 pl.
- IGME (1982). "Estudio hidrogeológico del Campo de Dalías (Almería)". 13 tomos. (Difusión restringida).
- ITGE (1988). "Las aguas subterráneas y los acuíferos del Campo de Dalías (Almería)". Minist. Industria y Energía (informe divulgativo inédito). Madrid. 35 p.
- ITGE (1989). "Síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías (Almería). Propuesta de primeras actuaciones de investigación y gestión". Ministerio de Industria y Energía. Madrid. 147 p.
- ITGE-Junta de Andalucía (1991). "Control de la explotación del Campo de Dalías (Almería), 1989-1990". Madrid. 77 p. 3 pl. (Difusión restringida).
- ITGE (1995). "Informe sobre la situación de los acuíferos del Campo de Dalías (Almería) en relación con su declaración de sobreexplotación". 27 p. (inédito).
- Jacquin, J.P. (1970). "Contribution à l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne)". Tesis Univ. Nantes. 501 p.

- Junta de Andalucía (1993) (Cap.3 rev.doc. pag. 6)
- Lambert. (1840). "On the sierra Almagrera and sierra de Gádor". *Proced.*, III.
- Lloid, J.W. y Heathcote, J.A. (1985). "Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. An introduction". De. Clarendon Press. Oxford. 296 p.
- López Vera, F. y De Miguel Tejedor, M. (1983). "Dinámica de las aguas subterráneas en Sierra de Gádor y Campo de Dalías (Almería) deducida a partir de datos geoquímicos y de isótopos ambientales". *Rev. Mat. y Proc. Geol.*, I: 259- 290.
- López Vera, F. y Araguás Araguás, L. (1986). "Paleoclimatic implications from the southern half of the Iberian peninsula". *Syposium Quaternary Climate in Western Mediterranean*, 441-465. Madrid.
- Macías, A. (1988). "Contribución al conocimiento hidrogeoquímico del sector occidental del Campo de Dalías (Almería)". Tesis de Licenciatura. (Inédita). Dpto. de Geodinámica. Universidad de Granada. 194 p., anexos, planos.
- Maestre. (1845). "Noticia geológica de sierra de Gádor".
- Maestre. (1846a). "Apuntes geognósticos sobre la parte oriental de Almería". *An. de Min.*, VI.
- Maestre. (1846b). "Ojeada geognóstica sobre el litoral del Mediterráneo desde el Cabo de Palos hasta Gibraltar". *An. de Min.*, IV.
- Mallada, L. (1883). "Sinopsis de las especies fósiles encontradas en España". *Bol. Com. Mapa Geol. España*.
- Martín Rosales, W. (1997). "Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería)". Tesis Doctoral Universidad de Granada 266 p. y anexos.
- Méndez Cecilia, M.A. (1971a). "Nota sobre el Plioceno de la costa de Almería". *Act. Geol. Hisp.*, VI, 5: 147-148.
- Méndez Cecilia, M.A. (1971b). "Pectínidos pliocenos en Almería". *Estudios Geológicos*, XXVII: 487-495.
- Meseguer, J. (1953). "Hidrografía subterránea de los Campos de Dalías y Níjar en la provincia de Almería". *N. y C. IGME*, 30: 57-70.
- Molina, L. (1989). "Contribución al conocimiento hidrogeoquímico del sector oriental del Campo de Dalías (Almería)". Tesis de Licenciatura. (Inédita). Dpto. de Geodinámica. Universidad de Granada. 187 p., anexos, planos.
- Montenat, C. (1975). "Le Neogène des Cordillères Bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique". *Rapport BEICIP-RUEIL*: 1-187.

- Naranjo. (1845). "Observaciones del litoral del Sur de España".
- Navarrete, F. (1992). "Contribución al conocimiento hidrogeoquímico del Campo de Dalías (Andalucía)". Tesis Doctoral Universidad de Granada. 435 p., anexos, planos.
- Ollero Robles, E. y García García, J.L. (1981). "Posición de las rocas volcánicas en el Campo de Dalías (Almería), su incidencia en el comportamiento hidrogeológico del sector". SIAGA, I: 357-369. Universidad de Granada.
- Orozco, M. (1972). "Los alpujárrides en Sierra de Gádor Occidental". Tesis Univ. Granada. 379 p.
- Ovejero, G. y Zazo, C. (1969). "Antiguos niveles marinos en Almería". VIII Congr. INQUA, Paris, Res. Comm.:234-234.
- Ovejero, G. y Zazo, C. (1971). "Niveles marinos pleistocenos en Almería (SE de España)". VIII c Congr. INQUA, Roma. Quaternaria, XV: 145-159.
- Paillete. (1841). "Appendice au memoire sur les minerais de plomb des environs d'Almerie". Anns. des Mines, (4), II.
- Paillete. (1842). "Sur le gisement, l'exploitation et le traitement des minerais de plomb dans les environs d'Almerie et d'Adre". Ann. des Mines, (4), XIX.
- Perconig, E. (1976). "Estudio de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gádor y del Campo de Dalías (Almería, España)". Rev. Esp. de Micropaleontología, VIII, 1:141- 178.
- Pulido Bosch, A.; Martínez Vidal, J.L.; Navarrete, F.; Benavente, J.; Molina, L.; González Murcia, V.; Macías, A. y Padilla, A. (1989a). "Caracterización hidrogeoquímica del Campo de Dalías (Almería)". I.A.R.A. - Junta de Andalucía. Sevilla. 265 p.
- Pulido Bosch, A.; Navarrete, F.; Martínez Vidal, J.L.; Macías, A. y Molina, L. (1989b). "Consideraciones sobre algunas anomalías hidrogeoquímicas existentes en la unidad Balerna-Las Marinas (Campo de Dalías, Almería)". Geogaceta, 6: 14-16.
- Pulido Bosch, A.; Navarrete, F.; Molina, L.; Martínez Vidal, J.L. y Alonso, C. (1989c). "La sobreexplotación del acuífero de Aguadulce (Campo de Dalías, Almería). Esbozo de soluciones". Temas Geológico Mineros (I.T.G.E.), 10-I (La Sobreexplotación de Acuíferos, Almería, 1989): 287-300.
- Pulido Bosch, A., Navarrete, F., Molina, L. y Martínez Vidal, J.L. (1990). "Principales características hidrogeoquímicas del acuífero de Balerna-Las Marinas (Almería)". Estudios Geol. 46 (3-4): 291-300.
- Pulido Bosch, A., Navarrete, F., Molina, L. y Martínez Vidal, J.L. (1992). "Quantity and quality of groundwater in the Campo de Dalías (Almería, SE Spain)". Wat. Sci. Tech., 24, 11: 87-96.

Hidroquímica e intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)

- Pulido Bosch, A., De Simón, E., Martín Rosales, W., Vallejos, A., Padilla, A. y Navarrete, F. (1993a). "Efectos sobre el medio de los diques de retención en la vertiente sur de la Sierra de Gádor (Almería)". V Reun. Nac. Geol. Amb. y Ord. Terr., I: 119-128. Murcia.
- Pulido Bosch, A., Martín Rosales, W., Vallejos, A., Molina, L., Navarrete, F. y De Simón, E. (1993b). "The southern Catehment area of the Sierra de Gádor and to impact on the Campo de Dalías (Almería)". En Jome Spanish Karstic Aquifers. A. Pulido Bosch ed., Univ. Granada: 159-181
- Pulido Bosch, A., Molina, L., Navarrete, F., Martínez Vidal, J.L., Martín Rosales, W. y Pallarés, A. (1994a). "El Campo de Dalías, un sistema hidrogeológico vulnerable". Congr. Anál. y Evol. Contam. Aguas Subterráneas, II: 165-178. Alcalá de Henares.
- Pulido Bosch, A., Martín Rosales, W., Vallejos, A. y De Simón, E. (1994b). "Runof regulation in the small basins of de Southern edge of the Sierra de Gádor (Almería, Spain)". International Conference Developments in Hidrology of Mountainous areas. Shorts versions volume, A1: 15-16. Slovakia.
- Pulido Bosch, A. (1997). "Hidrogeoquímica y funcionamiento de los acuíferos del Campo de Dalías y su relación con su área de alimentación". 123 p. (Inédito).
- Reinante. (1843). "Reconocimientomineralógico del Pecho de las Lastras de sierra de Gádor".
- Rodríguez Fernández, J. y Martín Penela, A. (1993). "Neogene evolution of the Campo de Dalías and the surrounding offshore areas (Northeastern Alborán Sea)". Geodinámica Acta, 6 (4): 255-270.
- Ruiz-Tagle, M. (1980). "Hidrogeología del Campo de Dalías". II Curso Práctico de Aguas Subterráneas. Almería. 14 p.
- Sanz De Galdeano, C. (1985). "Estructura del borde oriental de la Sierra de Gádor (Zona Alpujárride, Cordilleras Béticas)". Acta Geol. Hisp., 20, 2: 145-154.
- Sermet, J. (1934). "La côte méditerranéenne d'Andalousie entre Málaga y Almería. Etude morphologique". Congr. Geogr. Varsovia, II: 300-317.
- Thauvin, J.P. (1980). "Dos aspectos de la sobreexplotación de un acuífero: la intrusión marina y la recarga artificial. Aplicación a la provincia de Almería". II Curso Práctico de Aguas Subterráneas. Almería. 40 p.
- Thauvin, J.P. (1981). "Riesgos de intrusión marina en el Campo de Dalías (Almería)". SIAGA, Granada. Tecnitierrae, 40: 19-26.
- Thauvin, J.P y González Asensio, A. (1983). "Ultima síntesis hidrogeológica del Campo de Dalías (Almería)". Hidrogeología y Recursos Hídricos, VII: 731-737.

- Thauvin, J.P. (1986). "Etude hydrogéologique, modélisation et gestion des aquifères du Campo de Dalías (Province d'Almería, Espagne)". Tesis Univ. Nice. 3 t., 525 p.
- Vallejos, A. (1997). "Caracterización hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor". Tesis Doctoral Universidad de Granada. 256 p. y anexos.
- Van Bemmelen, R.W. (1927). "Bijdrage tot de geologie der Betische Detens in the Province Granada. Tesis Univ. Delft. 176 p.
- Verneuil, M. De y Colomb, E. (1853). "Coup d'oeil sur la constitution géologique de quelques provinces de l'Espagne". Bull. Soc. Géol. France, (2), X: 61-147.
- Verneuil, M. De y Collomb, E. (1857). "Geologie du Sud-Est de l'Espagne". Bull. de la Soc. Geol. France, (2), XIII.
- Verneuil, M. De (1864). "Carte geologique de l'Espagne. Note explicative". Com. Rend. de l'Ac. des Sc. Paris, LIX.
- Vilanova. (1880a). "Sobre la geología del Sur de la Península". An. de la Soc. Esp. de Hist. Nat., IX, Actas.
- Vilanova. y Rada, De La. (1880b). "Geología y protohistoria Ibéricas". Madrid.
- Zazo, C.; Goy, J.L.; Hoyos, M.; Dumas, B.; Porta, J.; Martinell, J.; Baena, J. y Aguirre, E. (1981). "Ensayo de síntesis sobre el Tirreniense peninsular español". Estudios Geológicos, 37, 3-4: 257-262.
- Zazo, C. (1987). "Late Quaternary sea-level changes in Spain". Trab. Neógeno-Cuaternario. Museo Nal. Ciencias Naturales. CSIC Nº 10. 304 p.



Biblioteca Universitaria de Granada



01051959