

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID.

Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Geodinámica

"INVESTIGACION HIDROGEOFISICA EN LOS SONDEOS DE AGUA SUBTERRANEA
DEL TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO"

Tesis Doctoral

Licenciado en Ciencias Geológicas Rafael D. González Pérez

A mi padre
y familia

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID. DEPARTAMENTO DE GEODINAMICA

"INVESTIGACION HIDROGEOFISICA EN LOS SONDEOS DE AGUA SUBTERRANEA
DEL TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO"

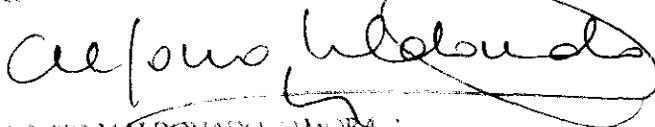
Tesis realizada por D. Rafael González Pérez, bajo la dirección del Dr. Ingeniero de Minas D. Alfonso Maldonado Zamora, para la obtención del título de Doctor en Ciencias Geológicas, y colaborando: como Ponente el Dr. D. Pedro E. Martínez Alfaro; como Tutor, el Dr. D. Fermín Villarroya Gil, ambos Profesores Titulares de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas.

Madrid, Mayo de 1991

ALFONSO MALDONADO ZAMORA, Catedrático de Geofísica Aplicada de la Universidad Politécnica de Madrid (E.T.S. de Ingenieros de Minas), en calidad de Director de la Tesis Doctoral: "Investigación hidrogeofísica en los sondeos de agua subterránea del Tercio Sur de la Cuenca del Duero", presentada por RAFAEL GONZALEZ PEREZ.

INFORMA: Que la citada Tesis reúne los requisitos imprescindibles para su presentación y lectura, tanto en lo que se refiere a los aspectos formales, como al contenido y carácter científico del trabajo.

 Cátedra de Geofísica Aplicada y Prospección
Departamento de Ingeniería
E.T.S. de Ingenieros de Minas U.P.M.



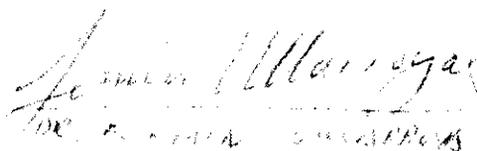
ALFONSO MALDONADO ZAMORA
CATEDRÁTICO

Madrid, Mayo de 1991

El presentador

El director de la tesis

Todo queda en manos de Alfonso


D. Ramón Mangas



AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento al Dr. Ing. D. Alfonso Maldonado Zamora, Catedrático de Geofísica Aplicada de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, Director de esta Tesis Doctoral, así como al Dr. Ing. de Minas D. Alejandro Rozycki, Profesor Asociado de la E.T.S.I. de Minas de Madrid, quienes han puesto tanta ilusión como yo mismo.

Al Departamento de Ingeniería Geológica de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid por su incondicional apoyo. A todos mis compañeros de dicho Departamento por la ayuda prestada.

A los Profesores de Geofísica Dr. D. Andrés Carbó Gorosabel y de Hidrogeología, Dr. D. Pedro E. Martínez Alfaro, ambos del Departamento de Geodinámica de la Facultad de Ciencias Geológicas de Madrid, por las facilidades otorgadas.

A la Empresa de Transformación Agraria, S.A. (TRAGSA) por ayudarme con los medios a su alcance (análisis químicos, ensayos, etc.).

Al Instituto Tecnológico y Geominero de España por los mismos motivos.



Mi especial reconocimiento al Departamento de Geografía de la Universidad de Alcalá de Henares por el apoyo informático recibido, sobre todo en la persona de mi compañero el Profesor Dr. D. Joaquín Bosque Sendra.

Finalmente, quiero agradecer a todos cuantos, de una manera u otra, me han ayudado en la realización de esta Tesis Doctoral.

SIMBOLOS MAS UTILIZADOS

a:	Factor de cementación
I:	Intensidad de corriente (amperios)
A,B:	Electrodos de emisión o corriente
CEC:	Capacidad de cambio catiónico
M,N:	Electrodos de recepción o potencial
Ret.sp(%):	Retención específica
Rcl:	Resistividad de la arcilla
Ra:	Resistividad aparente. Lectura del registro de resistividad (ohm.m)
Rt:	Resistividad real de una capa (ohm.m)
Rs:	Resistividad de las capas adyacentes (ohm.m)
Rm:	Resistividad del lodo (ohm.m)
Rmf:	Resistividad del filtrado de lodo (ohm.m)
Rmc:	Resistividad de la costra de lodo (ohm.m)
Rw:	Resistividad del agua de la formación, de una solución, etc. (ohm.m)
Rwa:	Resistividad aparente del agua de la formación (ohm.m)
Rx:	Resistividad efectiva de sólidos conductores (ohm.m)
Rxo:	Resistividad de la zona totalmente invadida por el filtrado de lodo e inmediatamente contigua a la costra de lodo (ohm.m)
Ro*:	Resistividad del acuífero limpio (sin arcilla) (ohm.m)

R_o :	Resistividad del acuífero sucio (con arcilla) (ohm.m)
$R_{16''}$:	Registro o resistividad obtenida con una sonda de AM = 16" (0.4 m) (ohm.m)
$R_{16''-corr}$:	Idem. anterior, pero corregida por efecto del sondeo (ohm.m)
$R_{64''}$:	Registro o resistividad obtenida con una sonda de AM = 64" (1.6 m) (ohm.m)
$R_{64''-corr}$:	Idem. anterior, pero corregida por efecto del sondeo (ohm.m)
C_o :	Conductividad de una capa totalmente saturada (micro mho/cm; siemens/m)
C_w :	Conductividad del agua de formación, de una solución, etc. (siemens/m)
X, C_q :	Conductancia superficial, tanto en formaciones limpias como con contenido en arcilla (μ siemens/cm)
D_h :	Diámetro del sondeo (m)
D_i :	Diámetro de la zona invadida (m)
d, D :	Tamaño de grano
\bar{d}, \bar{D} :	Tamaño de grano medio
e :	Espesor del acuífero
AM :	Espaciado o distancia entre los electrodos A y M (pulgadas o m)
r :	Radio del electrodo o de la sonda (cm)
F :	Factor de formación intrínseco o verdadero

Fa:	Factor de formación aparente
Fa/F:	Índice de efectos de arcilla
\emptyset :	Porosidad (%)
\emptyset_e :	Porosidad eficaz
\emptyset_w :	Porosidad total
m:	Exponente de cementación de Archie
d_e :	Diámetro equivalente
K:	Permeabilidad hidráulica (Darcy, m/día o unidades Meinzer)
Ko:	Permeabilidad intrínseca (Darcy)
Sw:	Saturación de agua de la formación (%)
TDS:	Total de sólidos disueltos (ppm)
S, SSA:	Superficie específica interna
Stot:	Superficie específica interna referida al volumen total (μm^{-1})
Spor:	Superficie específica interna referida al volumen poral (μm^{-1})
r_{eff} :	Radio hidráulico efectivo de poro (μm)
λ :	Anisotropía, tortuosidad superficial
T:	Tortuosidad eléctrica
R_M :	Resistividad media anisotrópica
R_{MT} :	Resistividad media transversal
R_{ML} :	Resistividad media longitudinal
$(Icl)_{GR}$:	Índice de arcilla
Rh:	Radio hidráulico

Ff: Factor de forma
F(θ): Factor de porosidad
Tr: Transmisividad
Z: Exceso de conductividad
SP: Potencial espontáneo
Qv: CEC por unidad de volumen de poro (meq.cm⁻¹)
 δ : Densidad superficial de carga
 β : Movilidad de carga



INDICE

	Página
Capítulo 1. Geología e hidrogeología	
1.1. Situación en el espacio. Marco geográfico y geológico	9
1.2. Síntesis del Paleógeno y Neógeno continental de la Cuenca del Duero	17
1.3. Estudios en cuencas continentales detríticas	21
1.4. Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Duero	22
1.4.1. El agua en la Cuenca del Duero. Necesidades hídricas	22
1.4.2. Hidrogeología	24
1.4.3. Calidad química del agua subterránea	29
1.4.4. Parámetros hidrogeológicos	35
1.5. Shales-Aleuritas	38
1.6. Tipos y propiedades básicas de los minerales de arcilla	39
1.7. Influencia de la arcilla en las propiedades de las formaciones "shaly"	42
1.8. Efectos de la resistividad y de la compactación de las "shales"	44

1.8.1.	Efectos de la resistividad eléctrica	44
1.8.2.	Efectos de la compactación de las "shales"	47
1.9.	Objetivos de la investigación	49

Capítulo 2. Texturas. Situación geográfica de los sondeos testificados geofísicamente

2.1.	Textura de las rocas detríticas	54
2.2.	Influencia de las propiedades de los granos sobre las características de las rocas o formaciones	55
2.3.	Tamaño y selección de los granos	56
2.4.	Forma de los granos	59
2.5.	Aparición de material fino	60
2.6.	Compactación y empaquetamiento	60
2.7.	Cementación	62
2.8.	Situación geográfica de los sondeos testificados geofísicamente	63

Capítulo 3. Resistividad. Dispositivos electrónicos. Radiación de gamma

3.1.	El concepto de resistividad	66
------	-----------------------------	----

3.2.	Propiedades eléctricas de las rocas y de los electrolitos	71
3.3.	La sonda normal corta	72
3.4.	Estimación del efecto por tamaño del sondeo	73
3.5.	Registros de rayos gamma	75
3.5.1.	Equipo	79
3.5.2.	Factores que influyen en la respuesta de rayos gamma	80
Capítulo 4.	El factor de formación de la resistividad. Relaciones. Propiedades eléctricas y petrofísicas. Parámetros hidrogeológicos	
4.1.	Relaciones fundamentales de Archie	84
4.2.	Relaciones \emptyset -R en arenas (formaciones limpias)	86
4.3.	Relaciones \emptyset -R en formaciones contaminadas shaly (sucias)	88
4.4.	Factor de formación en acuíferos y $S_w = 1$	93
4.5.	Factor de formación de la resistividad (modificado) de Archie: $F = a/\emptyset^m$	94
4.6.	El exponente de cementación m en la relación F- \emptyset	95
4.7.	Discusión de los parámetros a y m	97

4.8. Anisotropía	102
4.9. Resistividad en formaciones acuíferas	104
4.10. Humedad	112
4.11. La relación entre la petrofísica de los acuíferos y la evaluación de los hidrocar- buros	115
4.12. La influencia de la arcilla sobre la resistividad eléctrica de las formaciones (rocas)	117
4.13. Cuantificación de la conductividad super- ficial en arenas limpias	120
4.14. Conductividades eléctricas en sedimentos no consolidados y su correlación con propiedades petrográficas y físicas	122
4.15. La conductividad "interface"	124
4.16. La conductividad "interface" y sus im- plicaciones sobre los registros eléctricos	127
4.17. La capacidad de cambio catiónico	130
4.18. La permeabilidad (K)	133
4.19. Relación entre la resistividad eléctrica y la permeabilidad (K) intergranular en las formaciones geológicas	137
4.20. Cálculo de la permeabilidad con medidas de área superficial (modelos estructurales de medios porosos)	139

4.21. Estimación de la permeabilidad desde medidas de resonancia magnética nuclear (NMR)	141
4.22. Relación de la K con la \emptyset y con F	142
Capítulo 5. Las formaciones sucias "shaly sand" (arenas con arcilla)	
5.1. Emergencia del problema de "arenas sucias" (shaly sand)	147
5.2. Primeros conceptos shaly-sand	153
5.3. Conceptos contemporáneos shaly-sand	159
5.4. Modelos Vsh	160
5.5. Modelos de doble capa	165
5.6. Discusión	169
5.7. Otros desarrollos	172
5.8. Conductividad eléctrica	174
Capítulo 6. Lodos y equipos (sondas, etc.)	
6.1. Lodos de perforación	180
6.2. Lodos de coloides orgánicos con polímeros naturales tipo goma de guar	181
6.3. Macrodispositivos no focalizados con lodos orgánicos	183
6.4. Comparación entre dispositivos normales y lateral	186

6.5. Equipos	188
--------------	-----

Capítulo 7. Metodología de la interpretación
cuantitativa

7.1. Flujo del agua en los medios granulares	194
7.2. Computación de las propiedades eléctricas desde los registros de resistividad	200
7.3. Influencia de la conducción de doble capa sobre las relaciones hidrogeofísicas en acuíferos granulares	204
7.4. Estimación de la permeabilidad. Antecedentes e investigación	210
7.5. Cálculo de la permeabilidad intrínseca (K_0)	225
7.6. Estimación de la porosidad (\emptyset)	227
7.7. Cálculo de la superficie interna	230
7.8. Cálculo del diámetro equivalente	231
7.9. Determinación del factor de formación según laboratorio	232
7.10. Obtención del índice de rayos gamma	234

Capítulo 8. Datos cuantitativos y representación
de los mismos

8.1. Caso tipo de un sondeo	236
8.2. Permeabilidades estimadas	241

8.3.	Cálculo del factor de porosidad: $F(\emptyset)$	245
8.4.	Cálculo del exponente de cementación	246
8.5.	Cálculo de la \emptyset mediante medidas de laboratorio	247
8.6.	Datos referentes al índice de rayos gamma	248
8.7.	Resistividad de las arcillas	249
8.8.	Datos del diámetro equivalente	249
8.9.	Cálculo de la transmisividad	250
8.10.	Ensayos de bombeo (interpretación)	251

Capítulo 9. Análisis de los datos: Relaciones hidrogeofísicas. Relaciones hidrológicas

9.1.	Relaciones hidrogeofísicas	254
9.2.	Relaciones hidrológicas	257

Capítulo 10. Conclusiones generales

10.1.	Síntesis y conclusiones	260
10.2.	Principales conclusiones	266
10.3.	Investigaciones futuras	269

Bibliografía:

-	Bibliografía citada	272
-	Bibliografía general	301

CAPITULO 1. GEOLOGIA E HIDROGEOLOGIA

1.1. SITUACION EN EL ESPACIO. MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO

La zona de investigación constituye el tercio Sur de la Cuenca del Duero (fig. 1.1) en las cuadrículas correspondientes a los mapas topográficos escala 1:50.000

398	399	400	401
426	427	428	429
453	454	455	456
479	480	481	482

cuyos vértices son de coordenadas (referidas al meridiano de Madrid):

x: 41°30' x: 41°30'

y: 2°10' y: 0°30'

x: 40°50' x: 40°50'

y: 2°10' y: 0°30'

abarcando el S de la provincia de Valladolid, NE de Salamanca, SE de Zamora, SE de León, NW de Segovia y N de Avila.

SITUACION DE LA REGION EN ESTUDIO

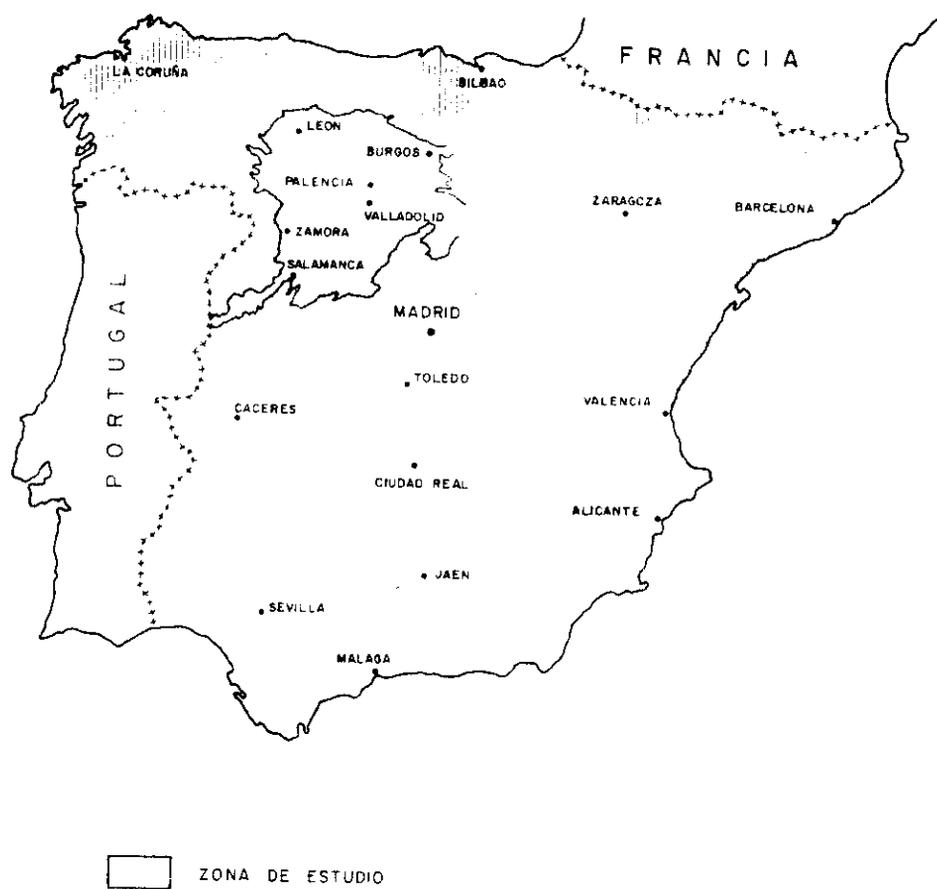


Fig. 1.1.

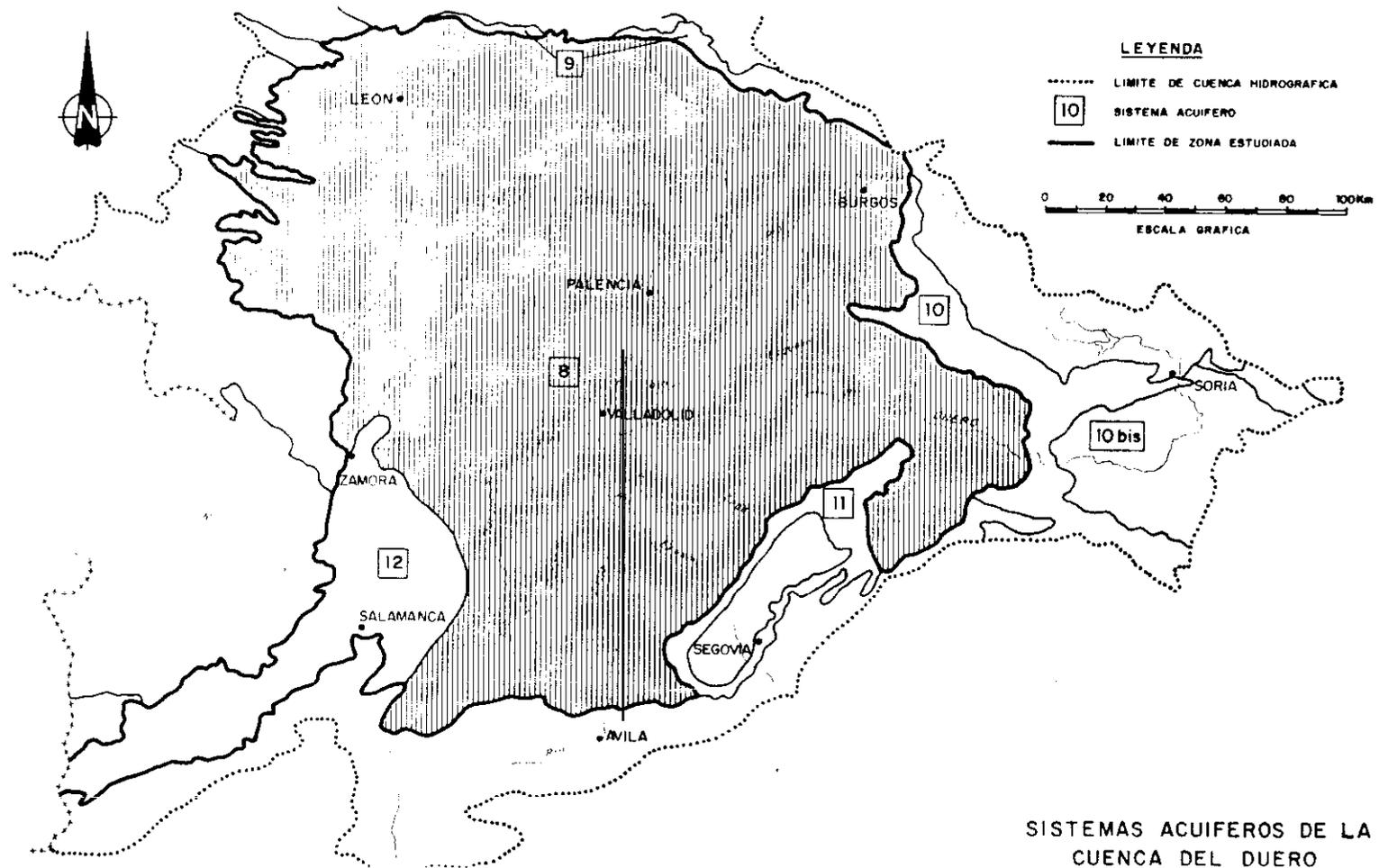
La ubicación de los sondeos y piezómetros en ella situados sigue una numeración acorde con el reticulado establecido por el I.T.6.E. para el estudio hidrogeológico de la cuenca, excepto los utilizados por nosotros a la hora de representar datos geofísicos, que los denominaremos toponímicamente.

GEOGRAFIA FISICA

La región estudiada (fig. 1.2) tiene una extensión de unos 40.000 Km². Constituye una altiplanicie de 800 m. de altitud media, en la que predominan las superficies planas subhorizontales (pendientes del orden del 5 por mil) situadas a distintas cotas: páramo de rañas de 850 a 1.000 m., páramos calcáreos de 800 a 900 m., campiñas de 700 a 900 m., separadas entre sí por "Cuestas" más o menos pronunciadas.

Desde el punto de vista geológico constituye una gran cubeta de origen tectónico formada ya en sus rasgos esenciales a finales del Mesozoico y que fue rellenándose durante el Terciario con sedimentos detríticos y evaporíticos. El espesor del terciario es grande, en general superior a 1.000 m., alcanzándose más de 2.000 en algunas zonas como Burgos y Aranda de Duero.

Fig. 1.2.



El mayor volumen de sedimentos terciarios está constituido por capas más o menos lenticulares de arenas y arenas limosas o arcillosas, englobadas en una matriz limosa y arcillo-arenosa o, con menos frecuencia, arcillosa, caracterizada en su conjunto por los frecuentes cambios de facies tanto vertical como horizontalmente. Hacia los bordes, pero ya muy próximos a ellos, las facies se vuelven más conglomeráticas con mayor proporción de elementos gruesos.

En una gran zona central, de forma groseramente triangular, comprendida entre Medina de Rioseco-Palencia-Castrogeriz-Peñafiel-Cuéllar, sobre los sedimentos detríticos e indentados con ellos aparecen otros evaporíticos, también de edad terciaria, constituidos por margas yesíferas coronadas por calizas pontienses que la erosión ha reducido a ísleos. Solamente en Cuéllar y en Torozos el páramo calcáreo tiene apreciable extensión, pero con una importante diferencia: en Cuéllar, las calizas tienen un espesor comprendido entre 20 y 60 m., mientras que, en Torozos, el espesor de las calizas es de unos pocos metros.

El Pliocuaternario, en forma de rañas, está ampliamente representado en las cuencas del Esla, Cea-Valderaduey y Carrión, donde puede alcanzar varias decenas de metros de espesor.

El Cuaternario está representado por las terrazas y aluviales depositados a lo largo de los ríos. Estas formaciones están desarrolladas a lo largo del Duero y sus afluentes de la margen derecha (Esla, Valderaduey, Pisuerga, etc.), pero son prácticamente inexistentes en los afluentes de la izquierda (Eresma, Voltoya, Adaja, etc.). Las recientes investigaciones realizadas por el MAGNA señalan que las terrazas de estos ríos tienen mayor extensión que la supuesta hasta ahora, pero carecen de interés hidrogeológico. En estas cuencas, el Cuaternario está representado por extensos arenales que ocupan gran parte de las provincias de Avila, Segovia y Valladolid.

La altiplanicie está circundada por un perímetro montañoso constituido por los Montes de León al NO, la Cordillera Cantábrica al N, la Cordillera Ibérica al E y NO y el Sistema Central al S, y que confiere un gran aislamiento orográfico a la región estudiada.

El clima de la meseta septentrional se caracteriza por sus inviernos largos y fríos, por la irregularidad de las precipitaciones y por su aridez estival. Todo ello es debido a que orográficamente la meseta se encuentra aislada del exterior junto a su elevada altitud.

La temperatura media anual varía entre 10º C y 12º C. El mes más frío es generalmente enero, con temperaturas que oscilan entre -0.2º

C y 7.2º C; el más cálido es julio-agosto, alcanzándose de 17 a 23º C.

El rigor térmico se manifiesta en la diferencia existente entre las temperaturas máximas y mínimas absolutas, que llegan a 45º C las primeras y a -25º C las segundas. Las heladas son abundantes y tienen lugar desde finales del otoño hasta bien entrada la primavera.

La precipitación media anual sobre la cuenca es de 620 mm/año, aunque si nos limitamos al área de estudio ésta desciende a 510 mm/año. Las diferencias entre unos puntos y otros son grandes, existiendo valores inferiores a 300 mm/año (Zamora) y otros con valores superiores a los 1.800 mm/año (Cordillera Cantábrica). En las estaciones de la llanura, las lluvias registradas varían entre 600 y 300 mm/año.

Las principales precipitaciones tienen lugar en la primavera y el otoño.

GEOLOGIA

La zona a estudiar forma parte del denominado sistema acuífero nº 8 fundamentalmente, aunque al W y SE penetra ligeramente en los

sistemas 12 y 11, respectivamente (fig. 1.2). Constituyen una gran cubeta que se fue relleno durante el Terciario con sedimentos detríticos -aunque hacia el centro se interdentan con facies químicas de colmatación- continentales, alcanzando un espesor medio superior a los 1.000 m. El zócalo está cubierto por materiales de edad mesozoica en la parte oriental (calizas, dolomías, arenas y areniscas, margas, arcillas yesíferas) y de carácter metamórfico o ígneo en la occidental (cuarcitas, pizarras, granitos, gneises), siendo éstos afectados por la orogenia Hercínica y Alpina, mientras que aquéllos tan solo por la última.

Entre los materiales de relleno, predominan los de tipo detrítico (arenas, limos y arcillas hacia el Norte de la zona; areniscas y conglomerados hacia el Sur), excepto al NE (triángulo margo-yesífero) de carácter evaporítico (margas yesíferas coronadas por calizas del páramo que la erosión ha reducido a isleos).

El acuífero terciario comprende los de la margen izquierda del Duero. Es de tipo detrítico con permeabilidad por porosidad intersticial.

Los materiales y las facies predominantes corresponden a sedimentos fluviales y fluviolacustres procedentes de mecanismos de inundación laminada e instantánea y vienen representados por una alternancia

más o menos rítmica de depósitos arenosos fluvio-lacustres -que constituyen los niveles acuíferos- y arcillas arenosas y limos que conforman tramos de permeabilidad más baja, que actúan como acuitardos (fig. 1.3).

Desde un punto de vista hidrogeológico, el conjunto del acuífero actúa como un sistema multicapa, con tramos y/o niveles libres y semiconfinados, en carga y superpuestos, en el que prácticamente todos los niveles acuíferos están conectados por goteo a través de los acuitardos intermedios (fig. 1.4).

No obstante este planteamiento general, la geofísica realizada en la zona parece indicar que el conjunto del acuífero no responde a un esquema estructural y de funcionamiento hidrogeológico homogéneo, sino que, por el contrario, presenta una cierta heterogeneidad que viene definida por la existencia de discontinuidades litológicas. Estas discontinuidades responderán, muy probablemente, a un reflejo de la tectónica de fondo, cuyas fracturas han podido reactivarse en las fases tardías del Mio-Plioceno.

La tectónica presenta las dificultades propias de toda cuenca terciaria continental, donde las fracturas han de deducirse a partir de consecuencias secundarias.

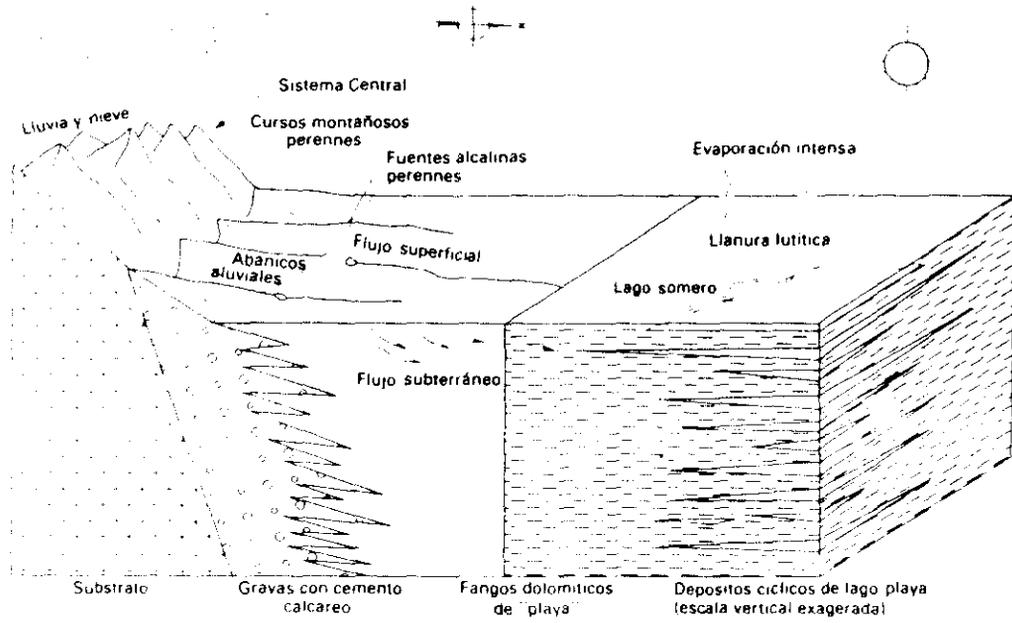


Fig.1.3. - Bloque diagrama esquemático mostrando el contexto deposicional de un lago tipo "playa" relacionado con abanicos aluviales y llanura lútica (según EVERTER y HARDIE, modificado), sobre el que posteriormente se impondrá una red fluvial secundaria al Duero.

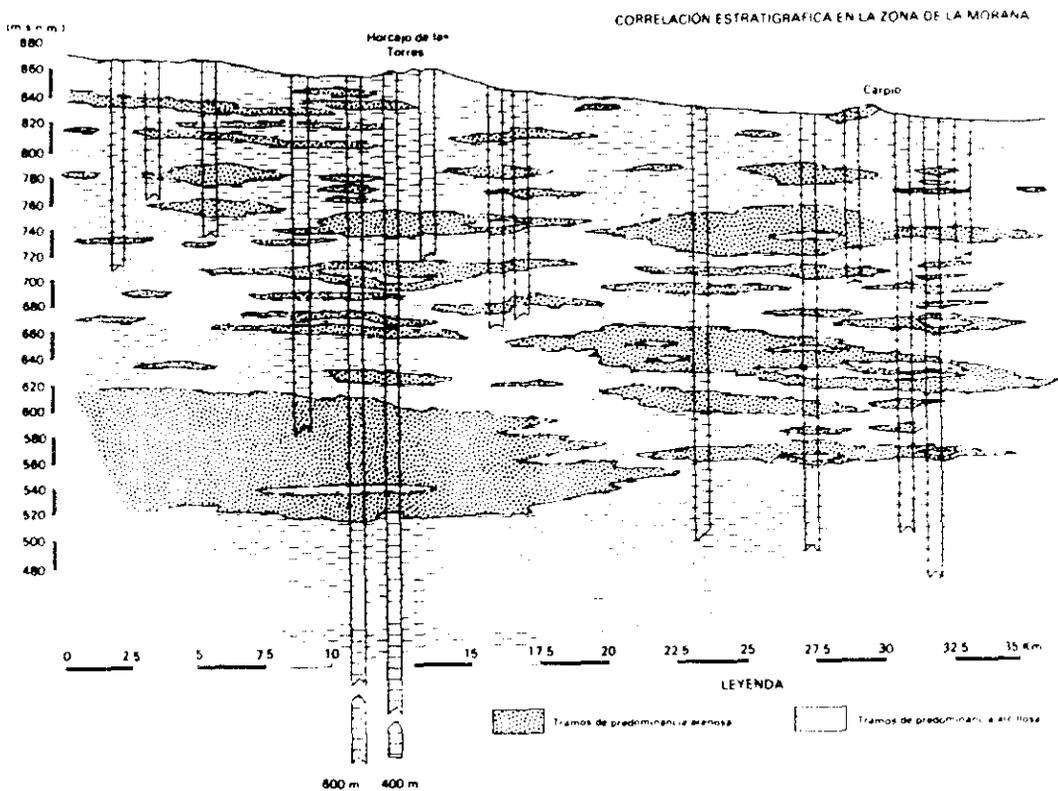


Fig.1.4. Interpretación por correlación estratigráfica en la zona de la Moraña.

La rigidez alcanzada por el zócalo paleozoico ha dado lugar a una tectónica definida por fracturas distensivas ante esfuerzos descompresivos hercínicos y amortiguados alpinos. Así, fundamentalmente, aparecen cuatro sistemas de fracturas: N-S, E-O, NNW-SSE, NNE-SSW.

Estos sistemas se deducen por la dirección de los actuales cursos de agua que, en la mayoría de los casos, es ostensiblemente recta. Este criterio puede confirmarse en muchos casos, especialmente cuando se ha podido comprobar que la litología a ambos lados de las fracturas supuestas es muy distinta y, a veces, de edad diferente.

La principal fractura parece adivinarse por el curso del río Duero en su parte occidental. La característica que se indicaba en el párrafo anterior se cumple aquí perfectamente entre los labios N y S. Lo mismo ocurre en diversos ríos y arroyos. Este es el motivo principal de limitación de nuestra zona de estudio, donde tratamos de investigar un gran compartimento hidrogeológico (Sur de la Cuenca del Duero) que, a su vez, está dividido en otros menores, pero de comportamiento bastante homogéneo, en general. Ulteriores estudios relacionarán diferentes unidades y compartimentaciones hidrogeológicas.

1.2. SINTESIS DEL PALEOGENO Y NEOGENO CONTINENTAL DE LA CUENCA DEL DUERO.

El paleógeno continental de las provincias de Zamora, Salamanca, Avila y Segovia son materiales detríticos (mioceno indiferenciado), que han sido redefinidos como paleógenos.

El origen de las cuencas de sedimentación paleógenas fue la removilización de las antiguas fracturas hercínicas, formadoras de un relieve sucesivamente rejuvenecido o renovado durante todo el Terciario. De gran importancia es la falla de Alba-Villoria, de rumbo NNE, cuyo trazado se ha podido deducir a lo largo de decenas de kilómetros, delimitando por el E el contacto entre el paleógeno (o el zócalo) con el mioceno. Los sucesivos rejuegos tectónicos han compartimentado en la región la distribución de las unidades estratigráficas, especialmente la más antigua de ellas: el Prelute-ciense.

En su extremo suroccidental, la gran cuenca terciaria se amplía por una alargada apófisis en la fosa de Ciudad Rodrigo, llegando a penetrar por Portugal.

Se han sugerido dos posibilidades de salida del régimen hidrográfico durante el Terciario, bien por el NE, por el llamado estrecho de

Burgos hacia la cuenca del Ebro (Royo Gómez, 1.928); Jiménez, 1.974), o bien por el SW, por el corredor de Ciudad Rodrigo (Antunes, 1.975).

EL PRELUTECIENSE

Tanto en Zamora como en Salamanca, la base de la Unidad y del Terciario suele estar marcada por una costra ferralítica, de origen edáfico, a veces conglomerática. Su potencia no llega a los 10 m. Sobre ella, se asientan varias facies detríticas con abundante cementación silíceo que da una enorme compacidad, formadora de fuertes relieves diferenciales. El conjunto de todas estas facies ha sido depositado por corrientes fluviales de tipo trenzado. La mayoría de las estructuras sedimentarias evidencian canales que se han rellenado por cargas de fondo y se han asociado a abanicos aluviales. Los depósitos fangosos corresponderían a épocas de inundación (Corrochano, 1.979).

El clima en que se depositaron estos materiales se deduce tropical, hiperhúmedo y cálido (Jiménez, 1.974).

EOCENO-OLIGOCENO

Las series interiores están caracterizadas por el dominio de limolitas (con intercalaciones de cuerpos arenosos), margas arenosas, calizas y margas lacustres, y areniscas. Todas ellas corresponden a sistemas de abanicos aluviales con distintas direcciones de aporte. La potencia global visible es de unos 50 m.

El resto de las series paleógenas muestra una litología monótona, con predominio de areniscas con gravas, limos y, a veces, costras carbonatadas.

Hay transiciones insensibles por todas las litofacies en sus cambios verticales y, también, en algunos laterales, sobre todo en la provincia de Zamora.

La potencia global del Eoceno y Oligoceno es muy variable, pero puede alcanzar del orden de 200 a 300 m.

OLIGOCENO-MIOCENO

Rematando los escarpes de la orilla derecha del río Guareña, hay una sucesión de materiales detríticos coronados por calizas arenosas,

poco potentes (Valdefinjas), lugar donde se han explotado pequeñas canteras.

MIOCENO INFERIOR

Tras las fases sálicas comienza un nuevo gran ciclo sedimentario, caracterizado por el coluvionamiento de grandes masas de "sheet flood", muy típicas en el centro de la Península, por su granulometría conglomerática y su color fuertemente rojo. El clima para esta época se deduce aún tropical, cálido y húmedo.

MIOCENO MEDIO Y SUPERIOR

Ya en el Vindoboniense, las "areniscas de Cantalapiedra" denotan un clima totalmente árido y continuado. Hacia el centro de la cuenca, se daría precipitación de sulfatos, junto a una deposición marcadamente detrítica.

Estos materiales cubren el relieve formado previamente por el movimiento de la falla Alba-Villoria, y la desbordan, extendiéndose hacia el NO.

El Vallesense Inferior, característico al E de la Hoja de Fuentesauco, no aflora en la misma. Tampoco aparecen las clásicas formaciones del centro de la Cuenca del Duero.

El Plioceno equivale a una etapa de arrasamiento total del relieve.

CUATERNARIO

Los fenómenos de erosión-sedimentación que caracterizan al Cuaternario de los grandes ríos y afluentes de las cuencas centrales ibéricas, patentizan un marcado régimen erosivo, observándose en muchos puntos niveles de terraza. Se reconocen varios niveles que se corresponden con las variaciones climáticas típicas en el Cuaternario. En tiempos recientes, se dió una fase de movilización eólica de sedimentos arenosos, cuya área fuente debe haber sido la de las "arenas de Cantalapedra".

1.3. ESTUDIOS EN CUENCAS CONTINENTALES DETRITICAS

Son escasos los estudios por estos métodos geofísicos en estas zonas. Muy a menudo están también relacionadas con la prospección hidrogeológica. Tan solo algunos realizados al Oeste de los EE.UU., Wyoming (Evers e Iyer, 1.975), Illinois (Jones y Buford, 1.951), Texas (Turcan, 1.962; Alger, 1.966), etc., e incluso en la Cuenca

del Tajo (González, 1.979) y en la del Duero (Domínguez, 1.986), y que constituyen unos trabajos clásicos, son utilizables aquí -sobre todo hidroquímicamente y de planteamiento metodológico-, aunque, de entre ellos, muy pocos estudiaron cuencas continentales detríticas de características similares a la nuestra. En general, estos trabajos los hemos utilizado para tratamiento hidrogeológico de los datos, fundamentalmente en el estudio de la calidad química de las aguas.

1.4. INVESTIGACION HIDROGEOLOGICA DE LA CUENCA DEL DUERO

1.4.1. EL AGUA EN LA CUENCA DEL DUERO. NECESIDADES HIDRICAS

La Cuenca del Duero cuenta con importantes recursos hidráulicos, tanto en cifras absolutas como relativas. Dada su aportación media anual (11.200 millones de m³) se sitúa en segundo lugar de las cuencas españolas, después de la del Ebro. En términos relativos, se puede decir que es una región con abundantes recursos, pues sus habitantes cuentan con una "renta de agua per capita" de unos 7.000 m³/habitante.año, mientras que la media nacional se sitúa alrededor de los 3.000 m³/habitante.año.

En este conjunto, las aguas subterráneas son, aparentemente, poco importantes, pues sólo representan la sexta parte de los recursos

totales de la Cuenca, mientras que las superficiales representan las otras cinco. Pero estas cifras conducen a una imagen falsa de la realidad, pues las aguas subterráneas de la Cuenca terciaria del Duero cobran una especial importancia cuando se contemplan desde el punto de vista del usuario, por dos razones fundamentales:

- Poco desarrollo hidrográfico de la red en la Cuenca, de forma que sólo un número muy limitado de usuarios tiene acceso directo al agua superficial.
- Escasas obras hidráulicas de regulación, de manera que sus agudos estiajes provocan las limitaciones en la utilización de aguas superficiales. Sin embargo, las aguas subterráneas se caracterizan por su extraordinario poder de regulación natural.

La consecuencia final es que, del total de agua utilizada, una cuarta parte es de origen subterráneo y tres cuartas partes de origen superficial, lo cual es un dato de sobreexplotación de aquélla, dadas las consideraciones iniciales sobre los recursos existentes de una y de otra. Es por lo que los estudios hidrogeológicos en la Cuenca son cada vez más necesarios, tanto en cantidad como en calidad, debiendo buscar el apoyo de otras ciencias (Geofísica, Informática -modelos tridimensionales de flujo-, etc.)

que permitan disminuir los costos y tiempo en ellos invertidos tradicionalmente, posibilitando una mayor frecuencia de realización de dichos controles.

Como se observa, la utilidad de estos datos inmediatamente a continuación de perforar un sondeo y, por supuesto, antes de desarrollar y aforar, es de gran valor, aunque éste sea cualitativo en su mayor parte, para evitar ulteriores fracasos, tanto técnicamente -a la hora de colocar filtros, etc.-, como en el sentido de explotación -buscar zonas muy permeables con escaso contenido en arcillas y saturadas con agua de buena calidad- de un acuífero.

1.4.2. HIDROGEOLOGIA

Superficial: La zona se ubica en la unidad denominada "Arenales del Sur del Duero" (I.T.G.E., 1.980), aunque la zona NE pertenece a los "Páramos Calcáreos", concretamente al Páramo de Cuéllar (50 m. de calizas, como media, con pequeñas intercalaciones margosas sobre un paquete de margas impermeables de 200 m. de espesor).

Los arenales constituyen extensos depósitos de arenas cuaternarias que recubren parcialmente las formaciones arcillo-arenosas del Mioceno, constituyendo junto con ellos un sistema de acuíferos libres de gran extensión y pequeño espesor, pero desempeñante de un

importante papel en el funcionamiento hidrogeológico de la Cuenca. Ello es debido a que almacena el agua de lluvia, cediéndola lentamente por efecto de goteo de los acuitardos a los acuíferos profundos subyacentes. Constituyen, por lo tanto, un elemento regulador de la recarga de dichos acuíferos.

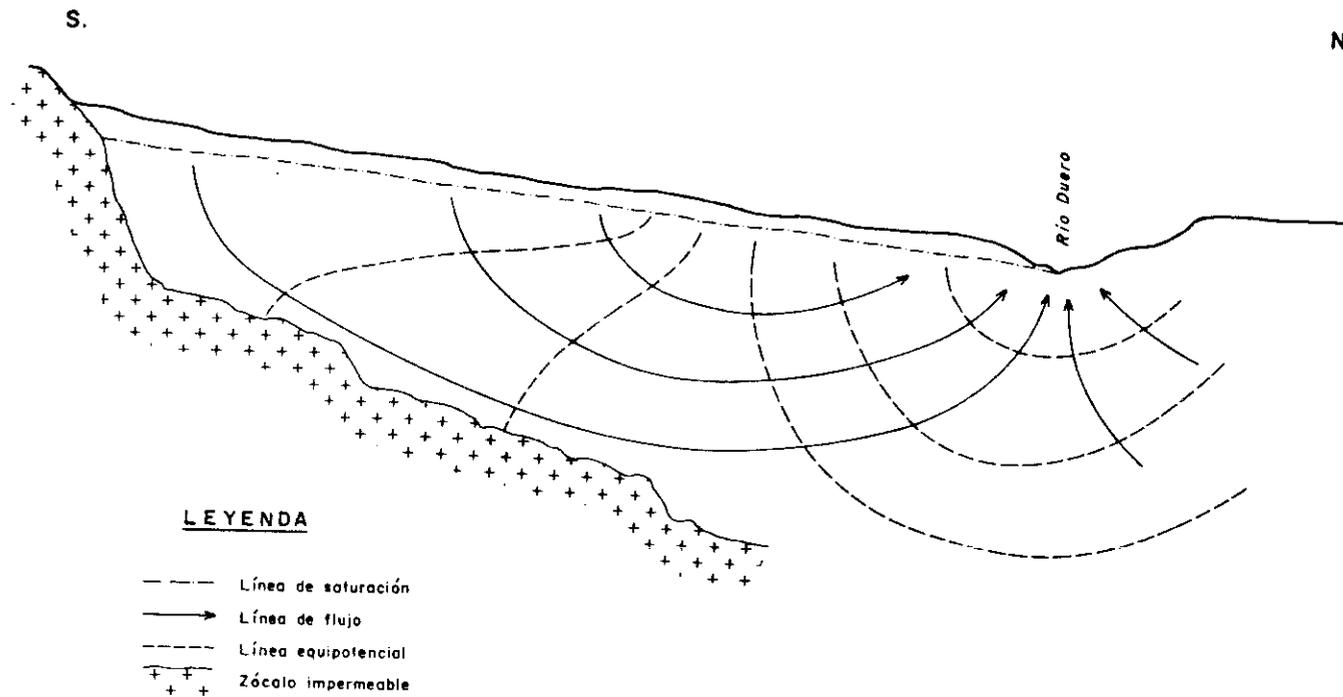
Subterránea: El espesor del Terciario crece rápidamente desde los bordes hacia el centro de la Cuenca. Se trata, por consiguiente, del mayor acuífero peninsular, tanto por su extensión como por su espesor.

En líneas generales, el flujo se dirige desde los bordes hacia el centro de la cuenca (de S a N en nuestra zona) actuando los principales ríos (Duero, Cega, Eresma) como vías de drenaje, de forma que se produce un flujo tridimensional. Es por ello que las isopiezas varían con la profundidad, referida a la superficie topográfica.

La zona estudiada se ubica en la "Región de los Arenales" (fig. 1.5) de comportamiento -en el sentido de flujo subterráneo- homogéneo. En ella, el espesor del Terciario crece de S a N (1.000 m. cerca del río Duero).

Fig. 1.5.

ESQUEMA GENERAL DEL FLUJO SUBTERRANEO
EN UNA SECCION N-S



Sus recursos están explotados por numerosos sondeos de profundidades variables entre 50 y 260 m., aunque en algún caso se llegue a sobrepasar ligeramente los 600 m. de profundidad (Torrecilla de la Orden, El Carpio, etc.). En total, se estima que existen más de 3.000 sondeos con los que se riegan 42.000 Ha. y se abastece la mayor parte de la población de la zona. Los caudales por pozo son variables, pero en la mayor parte de los casos oscilan entre 10 l/s y 30 l/s.

En cuanto a la recarga del acuífero, ésta se produce, fundamentalmente, por infiltración directa del agua caída sobre los tramos libres superficiales, así como por infiltración de agua utilizada en la agricultura -retorno de regadíos-, por infiltración de escorrentías superficiales y, finalmente, por infiltración subterránea de largo recorrido, procedente del borde septentrional del Sistema Central.

Por su parte, el flujo de circulación subterránea es tridimensional y se produce según tres direcciones predominantes:

- Vertical descendente -procedente de todas las infiltraciones anteriormente mencionadas- y por goteo lento desde un nivel acuífero hacia el inmediato inferior.

- Horizontal: a través de planos horizontales de un mismo nivel acuífero y, fundamentalmente, en dirección SE-NO, salvo casos puntuales de inversión de flujo por afecciones de bombeos o barreras impermeables.

- Vertical ascendente: fundamentalmente producidos por los bombeos para usos agrícolas.

Por último, la descarga del acuífero se produce durante los meses de extracciones fundamentalmente en sentido vertical ascendente, debido a los bombeos destinados a las explotaciones agrícolas, que en la zona de estudio superan los 3.000 pozos y sondeos.

También, una parte de la descarga -la muy profunda durante los meses de extracciones y la totalidad de la existente durante el resto del año- se produce según un flujo lateral de fondo hacia el Duero, que actúa como recolector natural de todos los flujos de la cuenca hidrográfica.

En lo referente al fenómeno de la sobreexplotación del acuífero, todos los estudios existentes sobre la zona indican que la zona se encuentra sometida a un claro desequilibrio hídrico, que viene representado, fundamentalmente, en forma de descensos progresivos de los niveles piezométricos. Estos descensos piezométricos estáticos

-según los mismos estudios- eran del orden de los 0.5-2 m. por año, aunque existían sectores en que los descensos eran aún mayores. En resumen, los descensos progresivos registrados habían supuesto un descenso total de niveles cercano a los 20-30 m. en los últimos 15 años.

En cuanto a la calidad del agua, una vez establecida la dinámica y las líneas de flujo del acuífero, resulta intuitivo apreciar que la zona de descarga (río Duero) es la que recibe los aportes de las aguas que proceden de las áreas de recarga, situadas éstas al S de la zona. Es por ello que, las aguas que ceden los acuíferos en aquella zona serán las de mayor tiempo de permanencia en el sustrato, de forma que, además de ser las que mayor cantidad de iones en disolución llevan, éstos serán fundamentalmente de cloruros (Cl^-) y su asociado, el catión sodio (Na^+); el motivo fundamental es la elevada solubilidad y movilidad en disolución de estos iones, mientras que los aniones bicarbonato, sulfato, etc. y los cationes calcio, magnesio, etc. son mucho menos lábiles y su fijación es función de ciertos factores (pH, concentración de CO_2 , potencial Redox, etc.). Por supuesto, también actúa en los tipos y cantidad de iones en disolución el material que el agua atraviesa, es decir, las características litológicas del acuífero s.s.; así, las aguas del centro de la Cuenca (NE de la zona de estudio) están cargadas en aniones sulfato, consecuencia de infiltrarse y atravesar el

denominado "triángulo margo-yesífero". En la fig. 1.6 aparece una representación de las calidades y tipos de iones más frecuentes en nuestra zona.

1.4.3. CALIDAD QUÍMICA DEL AGUA SUBTERRANEA

ACUIFEROS SUPERFICIALES

La calidad química de las aguas subterráneas en los acuíferos superficiales ofrecen, como es obvio, una gran variedad.

En los páramos calcáreos son muy son muy carbonatadas, pero apenas tienen cloruros y el contenido en sulfatos es también bajo. En múltiples ocasiones el contenido en nitratos es superior a 30 ppm. El total de sólidos disueltos es inferior a 700 ppm.

En los páramos de rañas, el agua es de bajo contenido en sales (generalmente menos de 500 ppm de sólidos disueltos). Sus dos características más notables son el elevado contenido en nitratos (más de 50 ppm) y que la salinidad aumenta de N a S, lo que podría estar relacionado con una mayor intensidad y abonado de los cultivos.



En los arenales, el agua tiene también un bajo contenido iónico, pero no es potable debido a su alto contenido en nitratos (a veces más de 100 ppm) que proceden sin duda de los abonos agrícolas. Es interesante señalar que el agua contenida en los arenales es siempre de mejor calidad química que la de los acuíferos terciarios subyacentes.

TERCIARIO DETRITICO

En términos muy generales, se puede considerar la Cuenca Terciaria del Duero dividida en tres partes en cuanto a la calidad del agua:

- Areas de recarga que coinciden en líneas generales con una extensa franja periférica incluyendo los interfluvios de los ríos.
- Zona margo-yesífera, situada en la parte centro-oriental de la Cuenca.
- Zona de descarga que coincide con una extensa franja central, con eje el río Duero, desde Valladolid hasta Zamora.

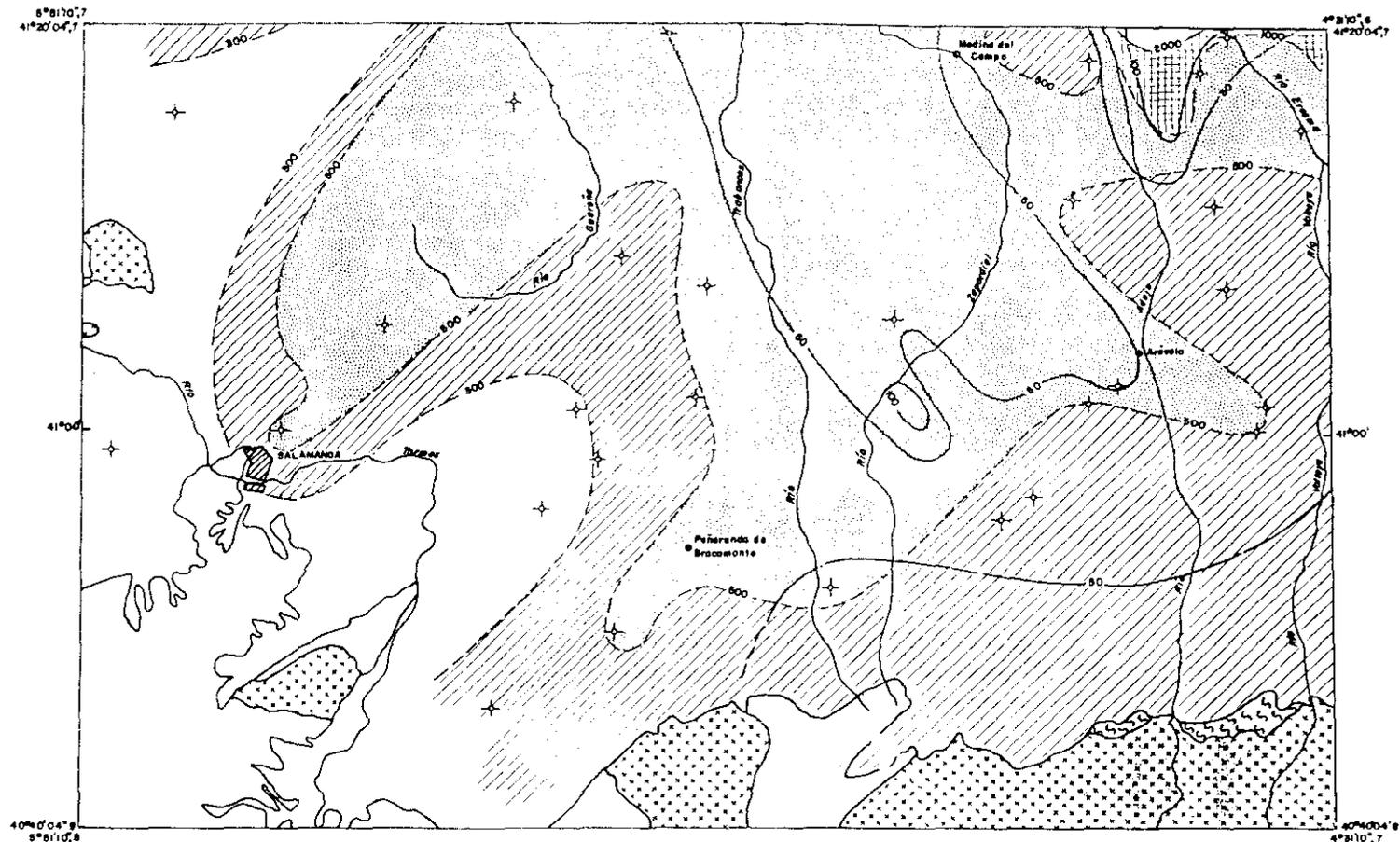
En la primera de estas zonas, las aguas son, en general, bicarbonatadas calcio-magnésicas. La conductividad suele ser inferior a 500 $\mu\text{mhos/cm}$ (e incluso inferior a 150 $\mu\text{mhos/cm}$ en el borde N).

Los cloruros permanecen por debajo de 50 ppm, y los sulfatos inferiores a 100 ppm. Los contenidos en nitratos no llegan a 30 ppm. Se trata, por consiguiente, de aguas poco cargadas en sales, convenientes para el consumo humano según el Código Alimentario Español (C.A.E.) y que se pueden utilizar para regadío sin problemas.

En la zona margo-yesífera, las conductividades suelen estar comprendidas entre 1.000 y 3.000 $\mu\text{mhos/cm}$, pero en algún caso se alcanzan valores de 6.000 $\mu\text{mhos/cm}$. El catión más abundante es el sulfato, cuyas concentraciones suelen estar comprendidas entre 1.000 y 2.000 ppm; el contenido en cloruros suele oscilar alrededor de 500 ppm. En general, predominan las aguas sulfatadas calcicomagnésicas, excepto en la parte más occidental donde se clasifican como sulfatadas sódicas.

En la zona centro-occidental de la Cuenca, comprendida entre Olmedo-Valladolid-Valderas-Villafáfila y Zamora, por ser una zona de descarga donde confluye el flujo subterráneo procedente de una gran parte de la Cuenca y con un gran recorrido por el terreno, se

DISTRIBUCION DEL ION CLORURO Y DE LA CONDUCTIVIDAD EN EL TERCARIO DETRITICO

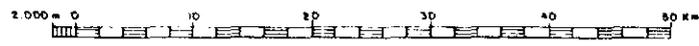


Isolíneas de la conductividad a 25° C (µmhos/cm)
 Líneas de isocloruros (mgr/l)
 Sondeo de la red de control de calidad

Conductividad a 25° C

< 300	300-500	500-1000	1000-2000	> 2000
µmhos/cm				

Escala 1:400.000



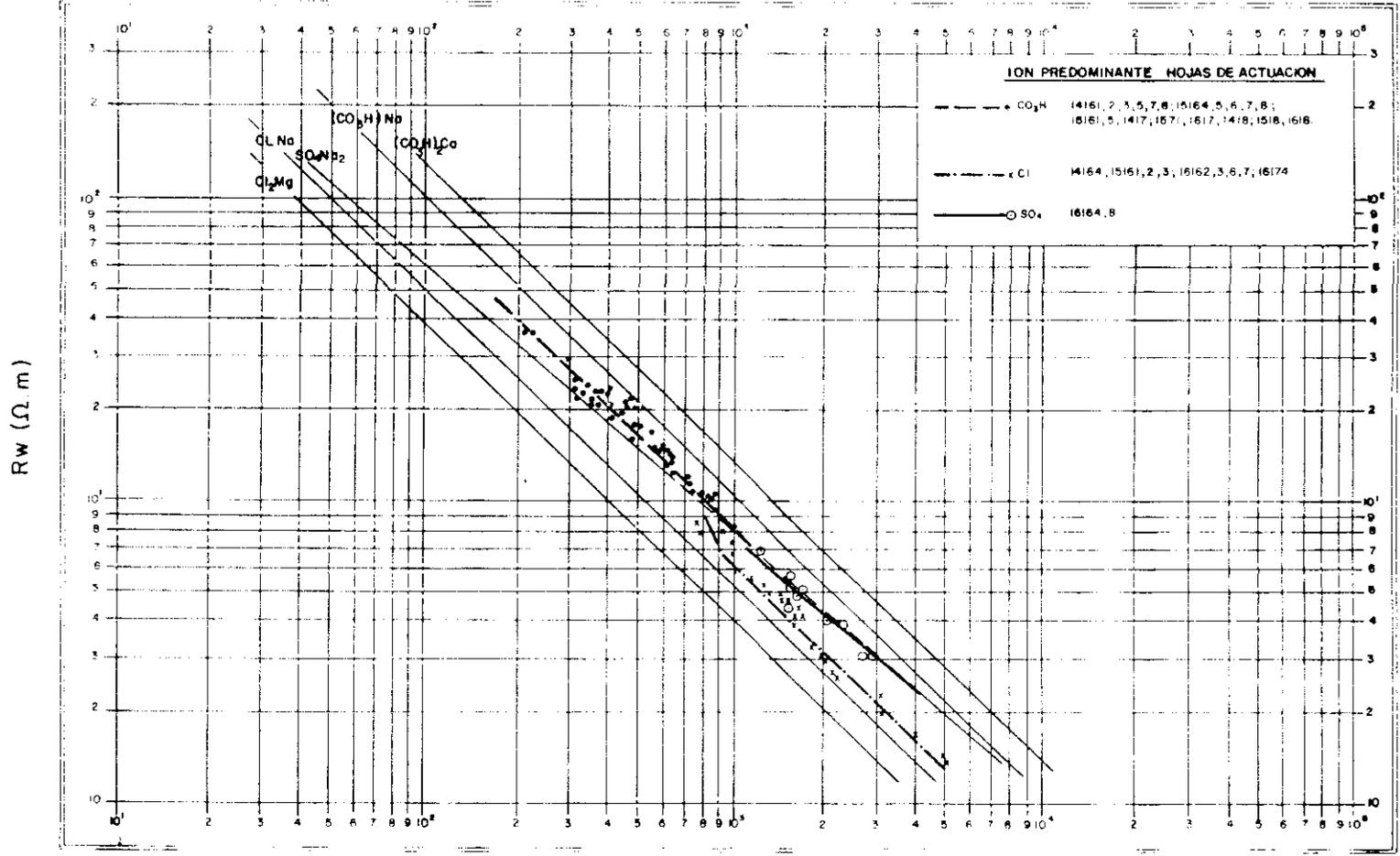
encuentran aguas relativamente cargadas en sales. La conductividad es en general superior a 1.000 $\mu\text{mhos/cm}$, alcanzándose los máximos valores, entre 3.000 y 6.000 $\mu\text{mhos/cm}$, en las zonas de Olmedo, Valladolid-Tordesillas y Villafáfila. En Olmedo y Villafáfila las aguas son cloruradas, con concentraciones en cloruros de hasta 2.000 ppm. En el resto, predominan las aguas sulfatadas, alcanzándose en Tordesillas concentraciones de 2.000 ppm de sulfatos.

RELACION TDS RESPECTO A R_w

En el gráfico fig. 1.6 se representa el Total de Sólidos Disueltos en mg/l respecto a la resistividad del agua de la formación (R_w) en $\Omega\cdot\text{m}$ para una serie de muestras analizadas de nuestra zona de estudio fundamentalmente y otras adyacentes, tomadas todas de sondeos de captación de aguas subterráneas. Sobreimpreso aparece la representación de distintas soluciones puras donde se verifica:

$$R_w = k/\text{TDS}$$

siendo k una constante dada para cada solución y válida para no muy elevadas concentraciones (Manual de Agricultura COUS Departamento de Agricultura).



T. D.S (mg/l)

Fig. 1.6.

Se observa que existe una excelente correlación entre las zonas de diferentes tipos de aguas (ITGE, 1.982) con su respuesta ante parámetros eléctricos como es la resistividad, de forma que las aguas cloruradas se acercan a la línea de ClNa, las sulfatadas a la del SO_4Mg y las bicarbonatadas a las del CO_3HNa ó del CO_3Ca . Según este gráfico, por tanto y para esta zona, se puede obtener un valor de TDS a partir de R_w . Así, para la Cuenca del Duero Sur se cumple que las aguas por debajo de 9 ohm.m son sulfatadas o cloruradas, mientras que, por encima, el ión más abundante en disolución es el bicarbonato.

Según este gráfico, los valores de la constante "k" para la zona de estudio son:

Zona bicarbonatada:	k = 7.200
Zona clorurada:	k = 6.000
Zona sulfatada:	k = 8.500

En la mayoría de la zona no existen grandes cambios de la abundancia relativa de los iones con la profundidad, excepto en la zona NE donde entre 550 y 700 m de cota aparecen variaciones en dicha cantidad (aumenta el contenido en Cl^- , SO_4^- y Na^+) y en general de todas las sales disueltas en mayor o menor grado, se califica a esta zona como "de descarga", hidrogeológicamente hablando. Así, si

aumentara el contenido en Cl^- y SO_4^{2-} permaneciendo constante el TDS (por disminuir el de CO_3H^- por ejemplo) con la profundidad en un momento determinado, no hay ambigüedades en la interpretación.

CONTAMINACION POR NITRATOS.

Sistemas 8 y 12, es decir, el acuífero terciario, el cual ocupa aproximadamente un 83% de la superficie acuífera de la cuenca.

Las determinaciones más recientes (1.987) ponen de manifiesto que casi el 25% de los análisis realizados superan el máximo sanitariamente permisible, el 60% de los cuales presenta contenidos superiores incluso a 100 mg/l. Estos resultados constituyen un indicio netamente desfavorable para la calidad química de las aguas afectadas, que a nivel de cuenca se concentran en un área concreta de la misma. Todas las muestras que exceden los 25 mg/l se sitúan en la región sur-suroeste del sistema 8, afectando también el sureste del sistema 12. La situación en el resto de la cuenca es más satisfactoria.

Se detecta una superposición de las áreas contaminadas con las zonas donde se presume que se producen importantes soportes de nitrógeno por uso de fertilizantes.

Para paliar la contaminación por nitratos, es preciso reducir el contenido de esta sustancia de las aguas que se infiltren hasta la capa freática.

Existen dos grandes vías de actuación en este sentido:

- 1) Restringir las actividades agrícolas en las áreas de recarga más vulnerables de los acuíferos, o bien racionalizar su empleo con el fin de lograr un equilibrio entre protección del medio ambiente y protección agrícola.
- 2) Modificar las prácticas agrícolas con el fin de reducir el volumen de nitrógeno residual que generan.

1.4.4. PARAMETROS HIDROGEOLOGICOS

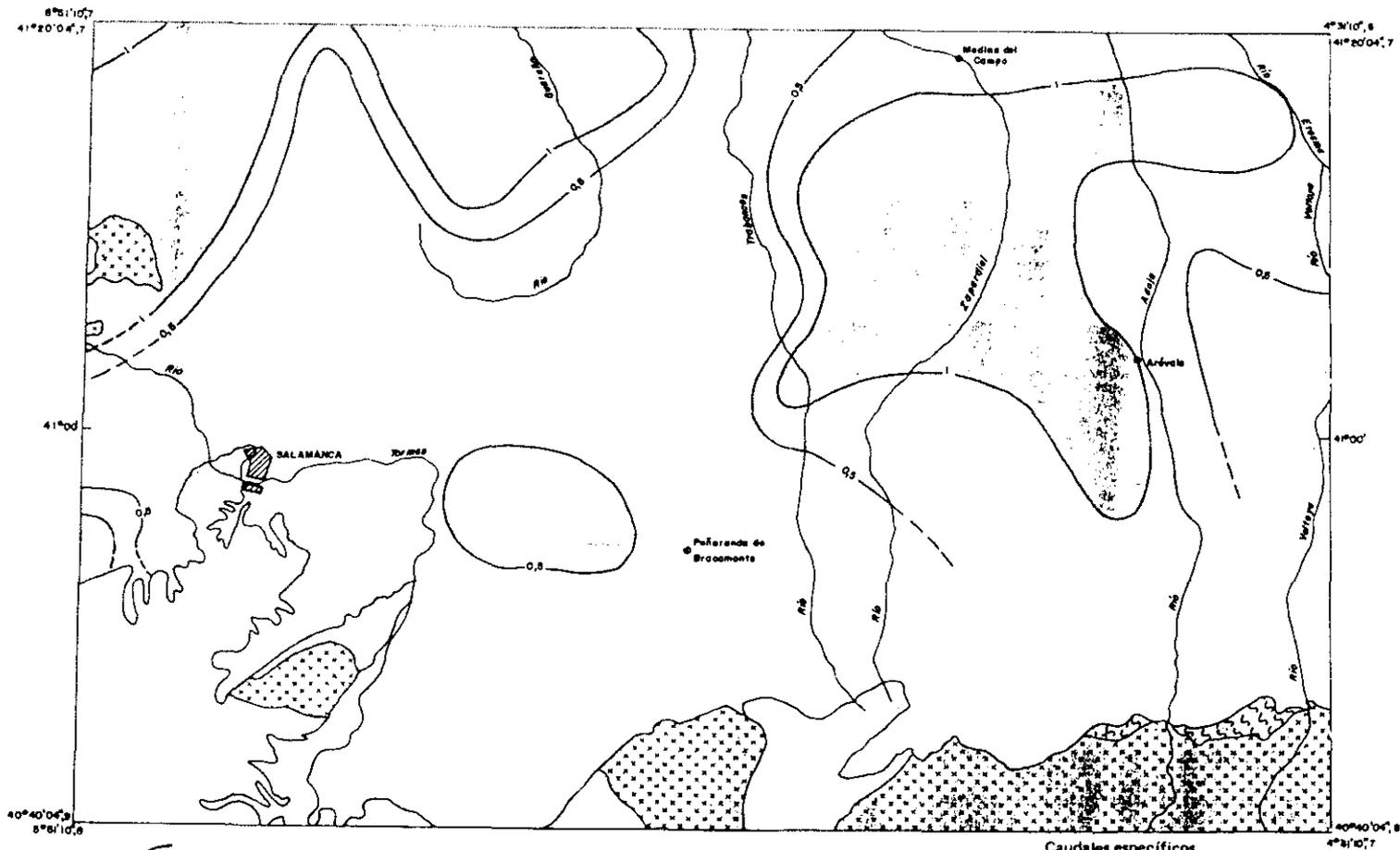
Por su génesis (depósitos continentales con frecuentes cambios laterales de facies), por su extensión (más de 30.000 Km²) y por su gran espesor (más de 1.000 ms.) parece poco probable que alguna vez se tenga una descripción detallada de los parámetros hidrogeológicos de este sistema acuífero. Esto se aplica no sólo a parámetros cuya definición va conceptualmente ligada a la escala del estudio como el coeficiente de dispersión hidrodinámica, sino también a la permeabilidad, a la porosidad y al coeficiente de almacenamiento.

Como en casi todos lados, los datos sobre los caudales específicos de los pozos son mucho más numerosos que los ensayos de bombeo. De ahí que se utilicen para obtener una estimación de la transmisividad.

Los datos existentes sobre la permeabilidad proceden de la valoración de unas cuantas decenas de ensayos de bombeo realizados. En realidad, y casi sin excepción, el parámetro deducido es una "transmisividad" y no una permeabilidad. La deducción no es tarea sencilla, ya que se trata de un acuífero libre, heterogéneo en la vertical y horizontal, los pozos son sólo parcialmente penetrantes y, por lo general, sólo se pueden realizar medidas de descenso en el propio pozo de bombeo. Prácticamente no hay análisis de laboratorio sobre la porosidad y permeabilidad de sedimentos del Terciario que nos ocupa. Parece ser que los escasos valores de laboratorio son coherentes con los observados en los ensayos de bombeo. La permeabilidad media horizontal es del orden de 0.5 m/día a 5 m/día o más y la permeabilidad media vertical equivalente para el conjunto alternante de capas arenosas y arcillosas es de unas 100 a 300 veces inferior que la horizontal.

Así que existe un conocimiento genérico de la distribución de la permeabilidad media en las primeras centenas de metros del acuífero, que pueden ser aceptables para los estudios de carácter regional. El

CAUDALES ESPECIFICOS EN EL TERCIARIO DETRITICO



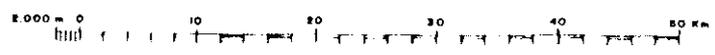
Isolínea de caudal específico (l/s/m)

Caudales específicos

<math>< 0.5</math>	0.5-1	> 1
--------------------	-------	-----

l/s/m

Escala 1:400.000



conocimiento de la distribución de la permeabilidad en profundidad es todavía muy incompleto. La obtención de los datos de los drill stem test (DST) de los sondeos profundos ya realizados - y de los nuevos que se realicen en el futuro - sería muy interesante.

En lo que se refiere a la porosidad total y efectiva y al coeficiente de almacenamiento, la penuria de datos fiables es considerable. En primer lugar, los valores obtenidos en los escasos ensayos de bombeo disponibles son de difícil interpretación, de acuerdo con lo anteriormente dicho. Es casi seguro que los problemas de drenaje diferido debido al efecto de goteo desde los acuitardos jueguen aquí un papel decisivo. Los datos sobre la porosidad total obtenidos en el laboratorio se sitúan entre el 0.35 y 0.55, lo cual parece razonable. El tema más importante es saber qué proporción de estos poros representa agua gravífica y con qué ritmo actúa el drenaje diferido. Hasta el presente, los valores de porosidad efectiva o eficaz supuestos oscilan entre 0.01 y 0.20. Parece importante acotar mejor esta cifra, ya que este parámetro juega un valor definitivo en el análisis del valor del acuífero como hiperembalse que pueda ser "sobreeplotado" durante los períodos plurianuales de sequía, sin producir ni descensos excesivos ni efectos ecológicos importantes.

El valor del coeficiente de almacenamiento ha sido supuesto igual a 10^{-5} . Sería bueno estimar, por ejemplo con ensayos edométricos y/o geofísicos, el valor del coeficiente de almacenamiento específico.

En lo que se refiere a la dispersión hidrodinámica, no disponemos de datos en nuestra zona de estudio.

1.5. SHALES - ALEURITAS (FORMACION LIMO-ARCILLA)

La definición y clasificación de las rocas detríticas de grano fino es complicada. Varios nombres y criterios han sido propuestos incluyendo 1) tamaño partículas, 2) proporción de minerales de arcilla y 3) fisibilidad, propiedad para partirse fácilmente en finas capas paralelas a la estratificación.

Probablemente, la principal definición más satisfactoria está de acuerdo con el tamaño de partícula. En términos de tamaño, las shales son el equivalente litificado del fango. El fango es un sedimento consistente en partículas de terreno limo y arcilla. Sorprendentemente, pocos datos realísticos hay sobre la distribución de frecuencias de tamaño en las shales. La simple inspección de visu indica que muchas rocas llamadas shales (aleuritas) por los geólogos son en realidad limolitas. Estas rocas consisten en tamaños de limo más que de arcilla. No obstante, el uso del término aleurita para

rocas sedimentarias de grano fino se extiende a los rangos de tamaños limo y arcilla y es importante distinguir las aleuritas predominantemente arcillosas de las predominantemente limosas. Esta diferencia es muy significativa para reconocer el tránsito entre el frente de avance y el escarpe frontal en los sedimentos deltaicos de grano fino. Algunos geólogos distinguen entre limolitas y aleuritas; otros llaman aleuritas (shales) globalmente a todas las rocas terrígenas de grano fino.

La proporción de arcilla (minerales) en las aleuritas varía ampliamente. La noción de que las aleuritas están compuestas casi enteramente de minerales de arcilla es generalmente incorrecta. En las principales aleuritas el cuarzo puede representar entre un cuarto y la mitad del total; en algunas, el cuarzo, junto al feldespato, son más abundantes que la mitad. Hay un incremento en las proporciones de cuarzo y feldespato paralelo al aumento del tamaño de partículas (Friedman y Johnson, 1.982).

1.6. TIPOS Y PROPIEDADES BASICAS DE LOS MINERALES DE ARCILLA

La arcilla ha sido usada como un término petrológico y también como un término de tamaño de partícula. Generalmente hablando, el término implica un material natural, terrestre, de grano-fino que desarrolla plasticidad cuando está mezclado con una pequeña cantidad de agua.



Diferentes disciplinas emplean el término de arcilla como un término de tamaño de partículas de modo diferente. Los geólogos tienden a seguir la escala de Wentworth, la cual clasifica materiales más finos como arcilla mayores de 4 micrones. Sin embargo, los edafólogos caracterizan cualquier material más pequeño de 2 micrones como arcilla.

Los minerales de la arcilla están compuestos de partículas pequeñas cristalinas que se clasifican de acuerdo con su estructura cristalina dentro de varios grupos específicos, conocidos como minerales de arcilla. Los más importantes son los de la caolinita, de la montmorillonita, de la illita, de la clorita, y minerales mixtos. Ellos están dispuestos en capas de silicatos aluminicos hidratados, que pueden contener pequeñas cantidades de álcalis y elementos alcalinos, con alguna sustitución de aluminio con otros cationes, tales como magnesio, hierro, etc.

Los minerales de arcilla, los cuales son los principales componentes de los sedimentos arcillosos, deben su origen a tres procesos principales: 1) Herencia detrítica de sedimentos y rocas preexistentes; 2) Transformación de las arcillas de unas en otras en los medios sedimentarios debido a su inestabilidad a bajas temperaturas y para varios rangos potenciales de pH y Eh; y 3) Neoformación de minerales de arcilla in situ.

Los esquemas de clasificación de los filosilicatos incluyen a los minerales de la arcilla con estructura reticular, que previamente habían sido propuestos por Grim (1.968). Así, tenemos cinco grandes grupos: a) grupo de las esmectitas (montmorillonita); b) grupo de la illita; c) grupo de la clorita; d) grupo de la caolinita y e) shale.

Las shales (aleuritas) se definen como una roca sedimentaria, terrígena, de grano fino, con carácter laminado específico. La illita parece ser el mineral de arcilla dominante en las shales investigadas. La clorita está con frecuencia presente, la esmectita es un componente común en las shales mesozoicas y terciarias, y la caolinita usualmente se presenta en pequeñas cantidades solamente.

De acuerdo con Rieke y Chilingarian (1.974), los principales componentes alogénicos de los sedimentos arcillosos son: varios minerales de arcilla (incluyendo gibbsita), cuarzo, feldespatos, carbonatos, sílice amorfa y alúmina, material piroclástico, y materia orgánica.

Basándose en una investigación detallada de 10.000 análisis de shales, Yaalon (1.962) describió la composición mineral promedio de las shales como sigue: minerales de arcilla (principalmente illita), 59%; cuarzo y chert, 20%; feldespatos, 8%; carbonatos, 7%; óxidos de hierro, 3%; material orgánico, 1%; otros, 2%.

Sin embargo, una formación típica de shale clástica consta de varios componentes. De ahí que no se pueda usar un parámetro universal de shale para caracterizar sedimentos arcillosos específicos. Estas variaciones considerables que presentan las shales y las propiedades de los minerales de la arcilla son importantes en la exploración del petróleo y del agua subterránea y especialmente en la evaluación de la formación derivada a partir de los logs geofísicos.

1.7. INFLUENCIA DE LA ARCILLA EN LAS PROPIEDADES DE LAS FORMACIONES "SHALY". POROSIDAD Y PERMEABILIDAD

La presencia de los minerales de la arcilla en los medios sedimentarios clásticos no solo afecta, principalmente, a las respuestas de los logs geofísicos de los sondeos, sino también a las características productivas de los mismos. Además, los tipos varios de arcillas y el modo de su distribución afectan a las propiedades de las formaciones sedimentarias diferentemente, aun cuando tengan la misma cantidad de arcilla.

Una reducción severa de la permeabilidad (K) y de la porosidad (\emptyset) tiene lugar en presencia de arcillas tipo esméctita. De acuerdo con Sarkisyan y Kotelnikov (1.980), la montmorillonita caracterizada por una alta dispersión y en forma de lámina es frecuentemente más conductora cuanto más compacto es el empaquetamiento del espacio

poral, de tal modo que reduce drásticamente la K y la \emptyset . Similarmente, la biotita, la moscovita, la illita y la clorita tienden significativamente a reducir la porosidad efectiva y la permeabilidad, aunque en menor grado que la montmorillonita.

Las arcillas del grupo de la caolinita reducen la K y la \emptyset en menor grado que otros minerales de la arcilla. Los cristales de caolinita alogénicos frecuentemente son de forma angular y tamaño substancial, que favorecen la creación de grandes poros interconectados en la cementación de las arcillas. Los minerales de arcilla autigénicos usualmente reducen la \emptyset y la K en mayor grado que los minerales alogénicos. Un cristal de arcilla autigénica crece en el espacio poral, a veces rellenando no solamente dicho espacio enteramente, sino también el espacio entre microbloques de algunos minerales de arcilla.

De acuerdo con Neasham (1.977) las arcillas "dispersas" pueden presentarse en el espacio poral como (a) discreta, por ejemplo, partículas sin intercrecimiento, (b) capas concéntricas a granos de arena por intercrecimiento de películas cristalinas y (c) coordinación de cristales de arcilla a través del espacio poral.

La distribución "discreta" de partículas de arcilla es típica de areniscas con caolinita.

El tipo (b) lo presentan los minerales de arcilla como la illita, la clorita y la montmorillonita.

El tipo (c) también lo presentan la illita, la clorita y las esmectitas (montmorillonita). Los tipos (b) y (c) suelen darse juntos.

Así que tenemos tres tipos básicos de distribución de la arcilla: laminada, dispersada y estructural (fig. 1.7).

La arcilla laminada rellena el espacio poral y reemplaza a la matriz, de modo proporcional a su volumen. De este tipo de distribución de la arcilla resulta una reducción notable de la porosidad efectiva.

$$\emptyset_e = \emptyset_{\max} (1 - V_{cl}) \quad (\text{Ruhovest y Fertl, 1.982})$$

1.8. EFECTOS DE LA RESISTIVIDAD Y DE LA COMPACTACION DE LAS "SHALES"

1.8.1. EFECTOS DE LA RESISTIVIDAD ELECTRICA

Cuando el agua puede escapar libremente y, así, cuando las presiones porales son normales, la compactación de las shales es principal-

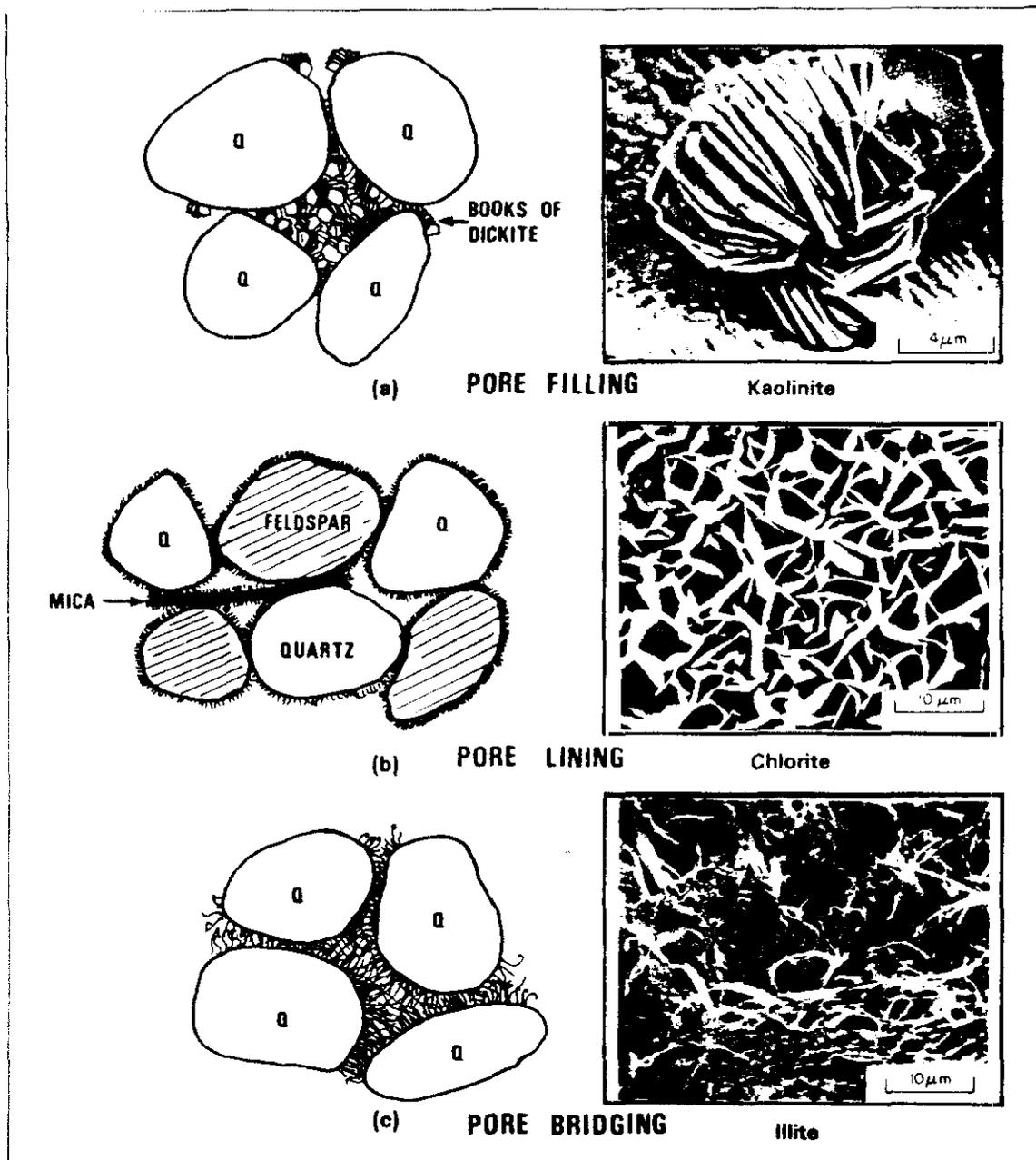


Fig. 1.7. Tres tipos y distribuciones de minerales de arcilla autigénica dispersos en el espacio poral (de Neasham, 1977).

TABLA 1.1: Parámetros importantes de los minerales de arcilla en la evaluación de las formaciones (Fertl y Frost, 1980)

Arcilla mineral	Composición	Observaciones	Densidad cl(g/cm ³)	Indice de Hidrógeno IH	CEC meq/100g	
Clorita	$(Mg, Al_4, Fe)_{12} (Si, Al)_8 O_{20} (OH)_{16}$	Absorción pequeña de agua. Efecto pequeño sobre las medidas de resistividad, debido a moderada área superficial.	2.60-2.96	0.34	10-40	
Illita	$K_{1-1.5} Al_4 (Si_{7-8.5} Al_{1-1.5} O_{20}) (OH)_4$	No absorbe agua. Moderada área superficial. Medidas de resistividad reducidas.	2.64-2.69	0.12	10-40	
	$\left\{ \begin{array}{l} K_2 (Mg, Fe^{2+})_{6-4} (Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2} \\ (Si_{8-5} Al_{2-3} O_{20}) O_{0-2} (OH, F)_{4-2} \end{array} \right\}$	Biotita Finas capas en forma de lámina.	2.7-3.2	0.12		
	$K_2 Al_4 (Si_6 Al_2 O_{20}) (OH, F)_4$	Moscovita Efecto drástico sobre la permeabilidad vertical.	2.76-3.0	0.13		
Caolinita	$Al_4 (Si_4 O_{10}) (OH)_8$	En forma "patchy" como discretas partículas en el espacio poral. Pequeño efecto sobre las medidas de resistividad. Área superficial pequeña.	Densidad teórica Extensa literatura Más frecuente	2.61 2.60-2.68 2.63	0.36	3-15
		Montmorillonita, montronita. Perjuicio crítico físico y químico para la formación. Gran reducción y efecto sobre las medidas de resistividad. Gran área superficial.		2.20-2.70	0.13	80-150
		Esmectita pobre en Fe.	2.53			
	Contenido en Fe 3.6%.	2.74				
	Bentonita.					

mente una función de la profundidad y -en mucho menor grado- una función del tiempo. De ahí que, para una profundidad mayor de enterramiento, mayor es el grado de compactación y mayor la densidad de las shales.

Sobre el registro eléctrico de inducción de un pozo con presiones normales, se observa que la curva de conductividad en las secciones de shale muestra una disminución de su valor con la profundidad. Si ploteamos lecturas selectas de conductividad según profundidad, los puntos caen esencialmente sobre una línea recta. En este procedimiento hay que tener mucho cuidado y evitar lecturas en limos y shales arenosas. Ligeras variaciones de la línea recta pueden surgir como resultado de diferencias en la composición mineral de las shales. Tales variaciones pueden ser en contenido de caolinita, montmorillonita o illita.

La curva de resistividad normal amplificada puede ser usada similarmente, ya que la resistividad es la recíproca de la conductividad. La curva de conductividad del inducción log se prefiere por el efecto negligible del tamaño del sondeo y de la resistividad del lodo. En cada caso, el máximo de conductividad de shale o mínimo de resistividad de shale se plotean.

Cuando las shales contienen una cierta cantidad de agua que no puede escapar muy lejos, su conductividad eléctrica se hace mucho mayor que la que tendría según su profundidad de enterramiento. Esta agua, que está algo alterada por agua marina de mayor salinidad, tiene conductividad eléctrica alta. La conductividad de la shale medida es esencialmente proporcional a la del agua salada en su espacio poral. La presión del agua salada atrapada es proporcional a la presión de poros de la shale. De ahí que la conductividad eléctrica de la shale refleje su presión de poros. En los principales casos, la arena adyacente a la shale tendrá igual presión. Observando la conductividad eléctrica de la shale se puede estimar la presión de fluido en un cuerpo arenoso adyacente.

Numerosos factores influyen para que la conductividad medida de las shales varíe. Una de ellas es la temperatura de formación. Otro factor importante es la salinidad del agua. Aunque originalmente el agua atrapada tenía una salinidad próxima a la del agua de mar (35.000 ppm de NaCl) -zonas de plataforma-, las reacciones físicas y químicas de la sal con los minerales de arcilla elevan el contenido en cloruros en la primera agua expelida a baja presión geostática. Durante los estadios posteriores de compactación, el agua expelida se hace más dulce, debido al efecto de criba de sal a altas presiones y temperaturas.

La información más útil es calcular la profundidad mínima a la cual tienen lugar presiones anormales. Estas tienen lugar a profundidades superficiales que se corresponden con 2.000 millimhos (0.5 Ω .m).

Con el aumento de la profundidad, este valor disminuirá gradualmente.

1.8.2. EFECTOS DE LA COMPACTACION DE LAS SHALES

Sea la ecuación:

$$GS = 0.435 Db.h$$

Siendo GS la presión geostática.

Db es el valor medio de la densidad del agua que satura el medio cubierto de sedimentos, y h es la profundidad de enterramiento en piés.

Rubey y Hubbert (1.959) han demostrado que la presión de fluido (P) y la tensión producida grano a grano en las partículas de arcilla que soportan la carga GS, siguen la expresión: $\sigma = GS - P$, que es análoga al modelo de Terzaghi-Peck. Como Rubey y Hubbert han dicho, "la tensión efectiva ejercida por los poros de la arcilla depende

solamente del grado de compactación de la arcilla, con un aumento de la tensión según se incrementa la compactación. Una medida útil del grado de compactación de la arcilla es su porosidad \emptyset , definida como la relación entre el volumen poral y el volumen total. De aquí se infiere que para una arcilla dada existe, para cada valor de porosidad (\emptyset), algún valor máximo de tensión de compresión efectiva que la arcilla puede soportar sin compactación ulterior".

Así, la porosidad (\emptyset) para una profundidad dada de enterramiento (h) depende de la presión del fluido (P). Si la presión de fluido es anormalmente alta (más grande que la hidrostática), la porosidad será anormalmente alta para una profundidad dada de enterramiento.

En los sedimentos del Terciario, aparecen intervalos potentes de shale frecuentemente. Muchos de estos intervalos de shales de aguas profundas salinas contienen arenas aisladas. Estos sedimentos han sido expuestos, esencialmente, a la compactación vertical debida a la presión geostática.

Para que una shale pueda compactarse, los fluidos deben ser removidos. Las arenas, que son medios altamente permeables, actúan como avenidas de los fluidos que escapan. La escasez de arenas en secciones potentes de shale reduce la tasa de fluido que se remueve desde estas shales. Las fracturas y las fallas no sujetas a cierre

pueden también actuar como avenidas por las que escapan los fluidos, pero las arenas son los pasos de flujo más importantes.

Así que una estima de la porosidad de una shale para una profundidad dada revela el grado de compactación. Una sección que está "poco compactada" con respecto a su profundidad de enterramiento es una sección cuya presión de fluido es anormalmente grande (presión hidrostática excesiva). Existen varios métodos de "well logs" para estimar las presiones de las formaciones (Pirson, 1.977).

1.9 OBJETIVOS DE LA INVESTIGACION

El problema de la estima de las propiedades hidráulicas de fluidos de las rocas se hace más importante a medida que los hidrogeólogos tratan de resolver los problemas referentes al flujo del agua subterránea en las formaciones geológicas (rocas), del cual hay poco conocimiento. Por ejemplo, los principales estudios de sistemas de flujo en las formaciones profundas tienen escasos datos hidráulicos porque estos datos son generalmente obtenidos de pozos o sondeos de agua, que rara vez se encuentran en acuíferos profundos, o no los atraviesan, o en acuíferos conteniendo agua salada. No obstante, los valores de las propiedades hidráulicas de los acuíferos profundos son comunmente estimados usando datos indirectos dispersos. La evaluación por métodos analíticos ha sido desarrollada por in-

genieros o geólogos del petróleo y no son ampliamente conocidos por los hidrogeólogos que estudian los sistemas de flujo del agua subterránea.

El propósito de este trabajo es describir las técnicas selectas que se usan en los logs (registros) geofísicos de los sondeos para investigación de recursos hidráulicos.

El procedimiento de cada técnica o registro, los principios físicos en que está basada, y los datos medidos para comparación y evaluación son presentados adecuadamente. Énfasis especial ponemos en las técnicas y métodos para el cálculo de la permeabilidad intrínseca, la porosidad y la resistividad del agua.

Este trabajo está dirigido a los investigadores (hidrólogos, hidrogeólogos) que investigan recursos hidráulicos en acuíferos con datos hidráulicos dispersos, y secciones litológicas profundas incompletas, y que asumen un conocimiento superficial de los registros (logs) geofísicos.

Los cálculos hechos se comparan con valores estimados y medidos en otros trabajos, permitiendo así una evaluación de los resultados.

La resistividad del agua es una medida de la resistencia de un volumen unidad de la misma al paso o flujo eléctrico y depende de la química del agua y de su temperatura. El agua que tiene una baja concentración de sólidos disueltos tiene una resistencia eléctrica elevada, mientras que el agua que tiene una alta concentración de sólidos disueltos tiene una baja resistencia. Existen técnicas cuantitativas que evalúan e identifican la resistividad del agua - una característica que depende de la química del agua. La relación de los sólidos disueltos y los constituyentes comunes químicos del agua con su resistividad se conoce de ordinario o puede ser determinada.

La permeabilidad intrínseca (K_0), usualmente llamada permeabilidad, es una medida de la facilidad relativa con que un medio (rocas) puede transmitir un líquido bajo un gradiente de potencial; es una propiedad del medio solamente. El método de cross-plot (gráfico cruzado) determina la permeabilidad intrínseca desde los registros geofísicos de los sondeos y conociendo el factor de cementación (m).

Los métodos para estimar la resistividad del agua y la permeabilidad en acuíferos en medios porosos con aguas dulces, con contenidos menores de 700 ppm de sólidos disueltos (Huntley, 1.986) fueron descritos por Biella y otros (1.983), Jones y Buford (1.951), Alger (1.966), Pfannkuch (1.969), Worthington (1.976) y Urish (1.981).

Estos métodos requieren información detallada acerca del quimismo del agua y de la naturaleza del medio poroso. Por ejemplo, para estimar la permeabilidad de un medio poroso de grano grueso, se debe conocer el tamaño de grano medio, el coeficiente de uniformidad, así como la conductancia superficial de las moléculas de agua que rodean los granos. Todos estos datos rara vez se conocen.

CAPITULO 2. TEXTURAS.

- . Situación geográfica de los sondeos testificados geofísicamente**

2.1. TEXTURA DE LAS ROCAS DETRITICAS

La textura cubre los aspectos geométricos de los componentes que constituyen las rocas: granos o partículas y cristales.

La textura juega un papel muy importante en las rocas sedimentarias, porque las propiedades petrofísicas de una roca, así como su porosidad (\emptyset) y su permeabilidad (k) dependen esencialmente de su estructura (figs. 2.1 y 2.2).

COMPONENTES DE LA TEXTURA

Atendiendo al tipo de textura, las rocas sedimentarias se distinguen por las características texturales de tres componentes: 1) Granos, o partículas y cristales. 2) Matriz, que corresponde a los materiales muy finos que rellenan los intersticios (arcilla), o espacios, entre granos. 3) Cemento, uniendo los granos con la matriz.

Estos tres componentes pueden tener diferentes composiciones mineralógicas.

De acuerdo a Krumbein y Sloss (1.963), la textura final de un sedimento está influenciada por sus propiedades fundamentales:

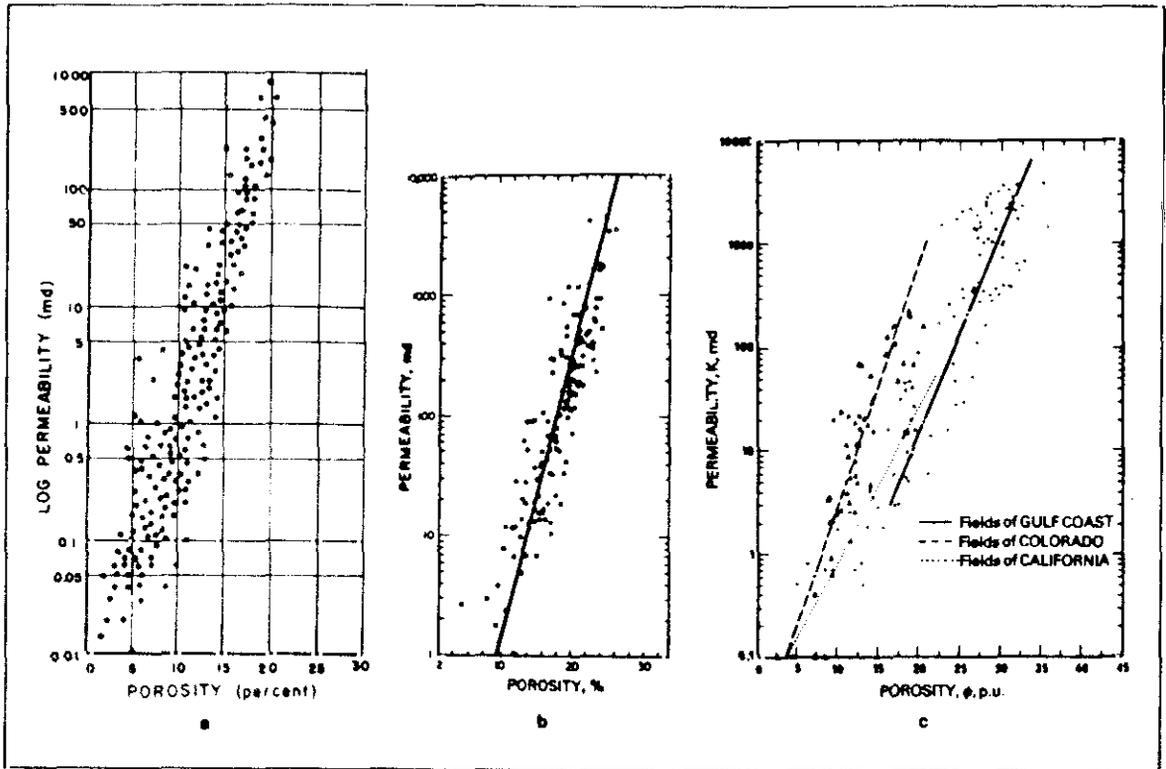


Fig. 2.1. Tres ejemplos de relaciones entre la porosidad y la permeabilidad: a) según Fuchtbaner, 1967; b) según Dupuy et al, 1963; c) según Timur, 1968.

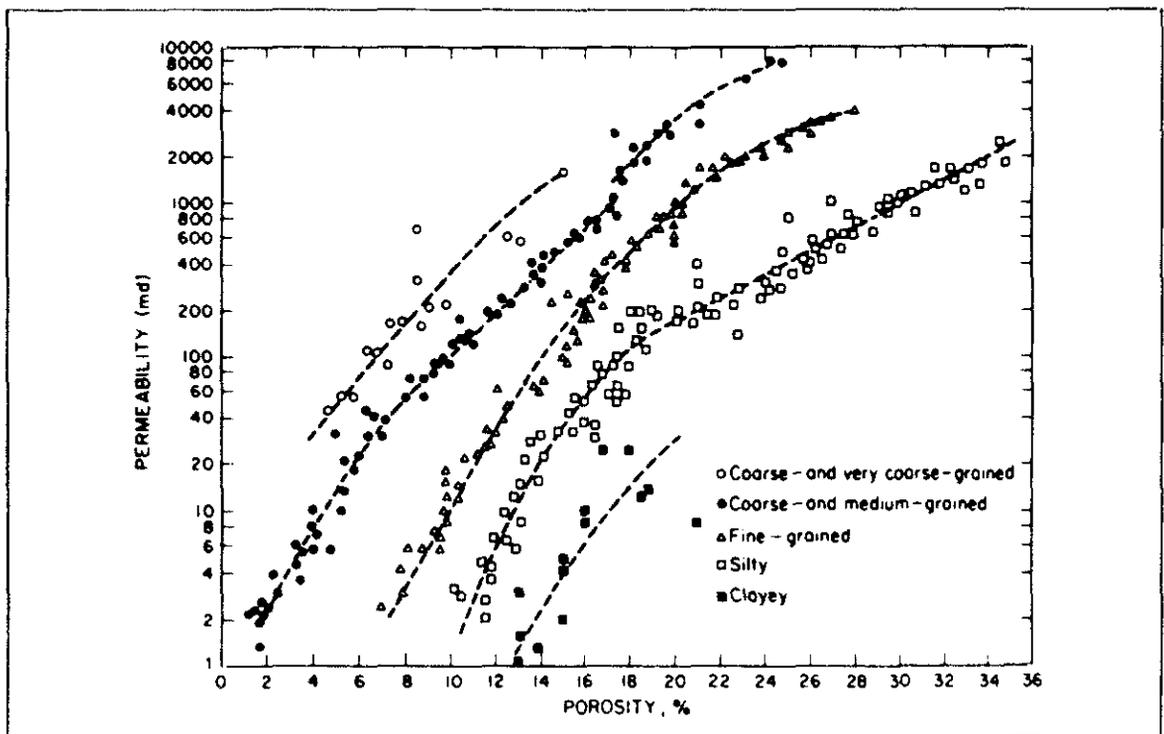


Fig. 2.2. Relación entre la porosidad y la permeabilidad para varios tamaños de grano (según Chilingar, 1964). Una muy pequeña dispersión en cada categoría.

- Tamaño de grano y su variación, que controla la clasificación.
- Forma (o esfericidad) de los granos.
- Textura superficial.
- Orientación de los granos o fábrica.
- Composición mineralógica.

Este último no es, propiamente hablando, un parámetro textural, pero dependen de él la densidad, la solubilidad y la humedad de la roca.

2.2. INFLUENCIA DE LAS PROPIEDADES DE LOS GRANOS SOBRE LAS CARACTERÍSTICAS DE LAS ROCAS O FORMACIONES

La porosidad y la permeabilidad son las principales características petrofísicas de las formaciones (figs. 2.3, 2.4 y 2.5).

Beard y Weyl (1.973) demostraron que la porosidad primaria y la permeabilidad de un sedimento detrítico, que ha sido depositado, dependen de cinco variables:

- Tamaño y selección de los granos.
- Forma del grano (esfericidad y angulosidad).
- Existencia de material fino (contenido en arcilla).
- Compactación y empaquetamiento de los granos.
- Cementación.

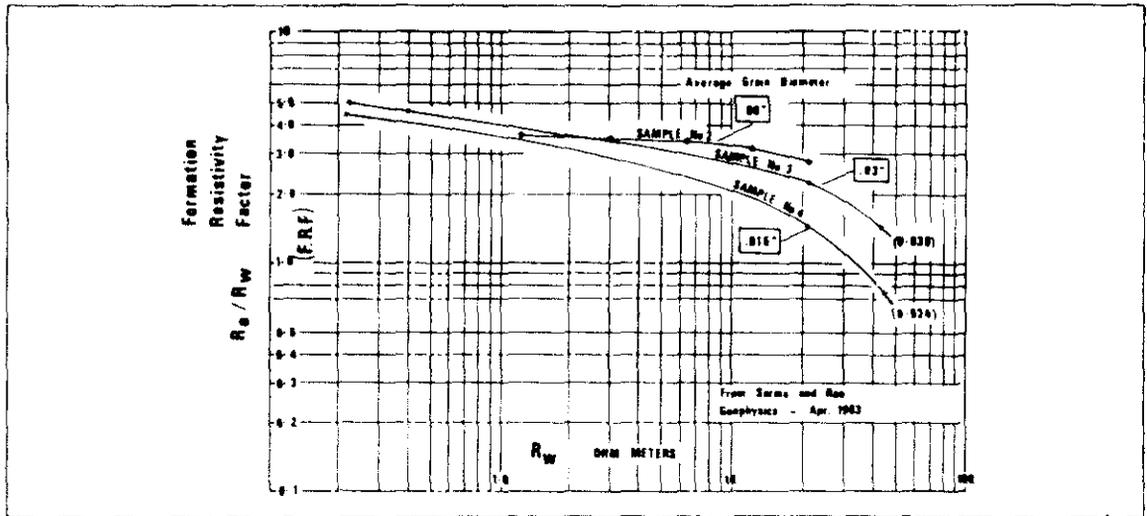


Fig. 2.3. Relación entre el factor de formación, la resistividad y el tamaño de grano (según Sarma y Rao, 1963).

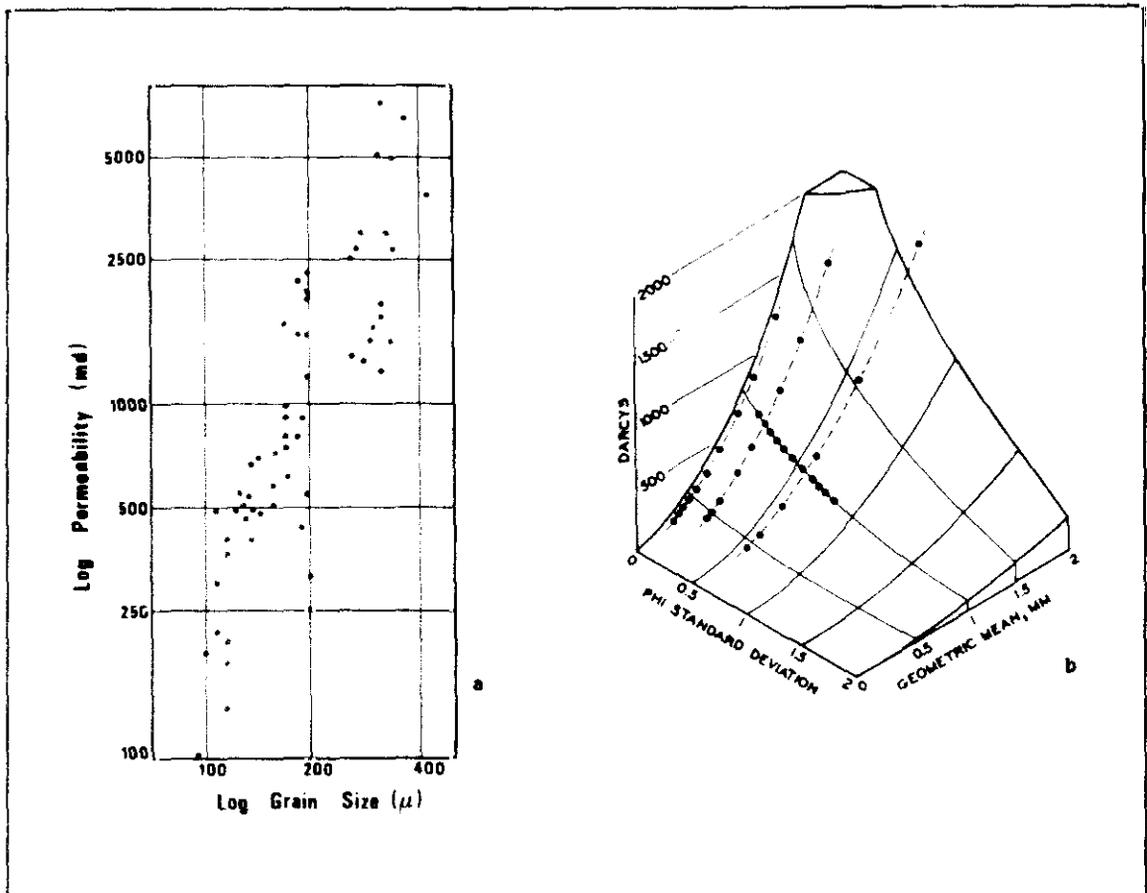


Fig. 2.4. a) Relación entre la permeabilidad y el tamaño de grano (según Engel-Hardt, 1960).
 b) Relación entre la permeabilidad, tamaño de grano medio y la desviación estandar phi (según Krumbein y Monk, 1942).

De entre todos ellos, son el tamaño de grano (d) y la selección los que más parecen influir en las medidas de \emptyset y k , mientras que la esfericidad y angulosidad son de menor importancia respecto a estos parámetros. La relación, por otro lado, entre ellos y el empaquetamiento parece ser importante, pero es muy difícil aislarlos de otros parámetros texturales. Por último, la cementación también influye en gran medida, pero no la tendremos en cuenta dado el carácter poco profundo, reciente y detrítico del sedimento que, si bien el grado de compactación variará influyendo en los caracteres físicos de la roca y, por tanto, en la respuesta ante la electricidad, las posibilidades de existencia de cemento y fenómenos diagenéticos en los materiales son relativamente escasas en nuestra zona.

Así, pues, veamos cómo influyen estos factores en la \emptyset y la k de sedimentos detríticos, tanto no consolidados como ligeramente compactados aunque, para terminar, analizaremos la actuación de la cementación en los mismos.

2.3. TAMAÑO Y SELECCION DE LOS GRANOS

Según Krumbein-Monk (1.942), las relaciones entre la permeabilidad, el tamaño de grano y la selección son que, a \emptyset constante (40 % como

media) la permeabilidad es función directa del tamaño del grano y la selección.

Por otra parte, Rogers-Head (1.961) encontraron que las arenas bien seleccionadas tienen mayor \emptyset que las poco seleccionadas, siendo mínimo en el caso de una heterometría bimodal (Guyod, 1.944); además, en aquellas la \emptyset es independiente del d , como se puede demostrar fácilmente a partir de una serie de granos esféricos y homométricos de diámetro D dentro de un cubo de arista a . El volumen de un grano es entonces: $4/3\pi \cdot (a/2)^3$

y, como el número de granos encerrado en el cubo (si éste está completamente lleno) es: 8

se deduce que el volumen de sólidos (V_s) es: $\pi/6 \cdot a^3$.

Si, por definición, $\emptyset = V_h/V_t$, donde V_h es el volumen de huecos y V_t es el volumen total:

$$\emptyset = \frac{V_t - V_s}{V_t} = \frac{a^3 - (\pi/6) \cdot a^3}{a^3} = 1 - (\pi/6) = 0,4764 = 47,64\%$$

Más adelante, Morrow et al. (1.969) observó que la \emptyset varía directamente con la forma de la distribución granulométrica de la muestra,

mientras que la permeabilidad aumenta con el incremento del tamaño de grano (\underline{d}) y la \emptyset .

Según esto, se puede decir que ni el aumento de la \emptyset tiene porqué provocar un incremento en la k ni viceversa, aunque frecuentemente ocurre el primer proceso.

Trabajos posteriores (Beard-Weyl, 1.973) concluyen que, bajo un grado de selección constante y en muestras secas no consolidadas, la \emptyset aumenta al disminuir el \underline{d} , mientras que en muestras saturadas ligeramente compactadas la \emptyset permanece independiente del \underline{d} . Así, estos autores definen por R a la relación:

$$R = \frac{\emptyset \text{ muestra seca no compactada}}{\emptyset \text{ muestra saturada algo compactada}}$$

y obtienen que este índice aumenta cuanto menor es el \underline{d} y la selección es más pobre. Dado que la \emptyset es independiente de \underline{d} para una selección constante y elevada, se confirma la proporcionalidad inversa entre \emptyset y \underline{d} en arenas secas no compactadas y la independencia entre sí en arenas saturadas ligeramente compactadas, aunque en éstas la \emptyset variará con la selección. De otro lado, en estos sedimentos, la k variará con el \underline{d} y la selección, como demuestran estos autores (fig. 2.7).

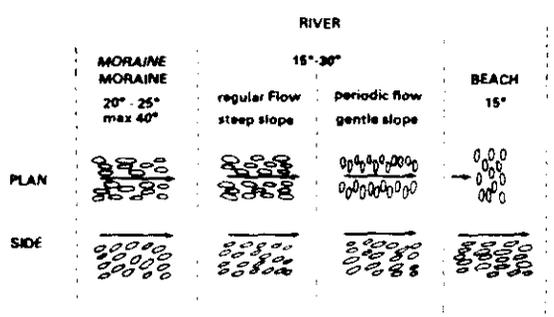
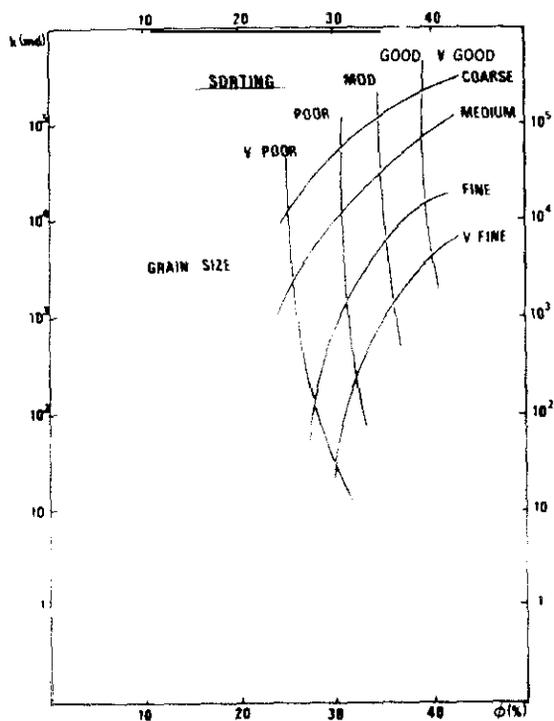


Fig. 2.6. Orientación de clastos en diferentes medios.

Fig. 2.7. Relación entre la porosidad y la permeabilidad para diferentes tamaños de grano y clasificación (según Beard y Weyl, 1973)

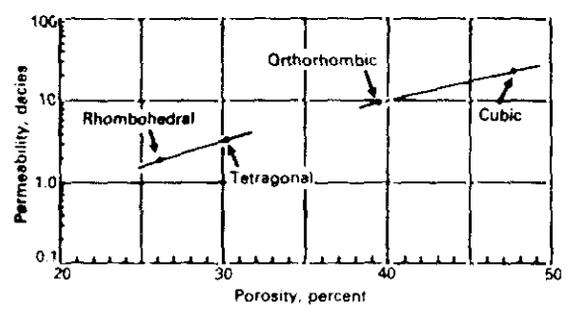
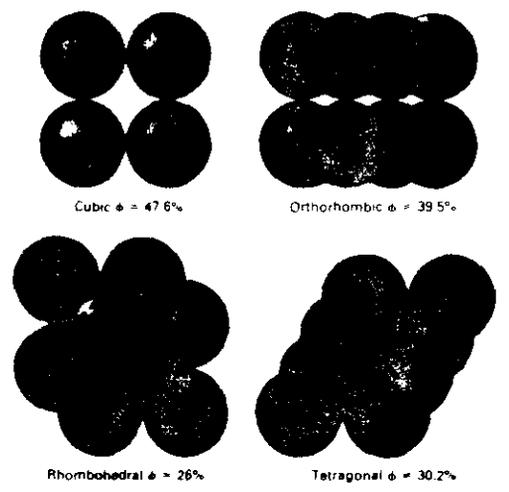
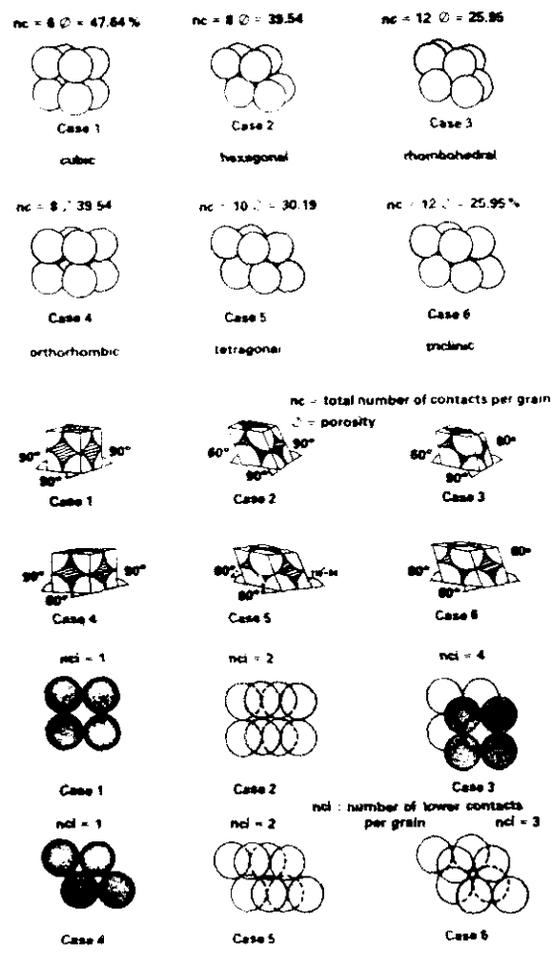


Fig. 2.9. Porosidad según permeabilidad para empaquetamientos geométricos esféricos de 500 μ m de diámetro.

Fig. 2.8. Seis disposiciones geométricas de igual tamaño esférico (según Graton y Fraser, 1935)

2.4. FORMA DE LOS GRANOS (esfericidad y angulosidad)

Teóricamente, la forma cúbica provoca la porosidad máxima y la esférica la mínima, de forma que es mayor en granos brechoides que redondeados. De otro lado, también las irregularidades de los granos provocaría una variación en su empaquetamiento respecto a si fueran esféricos y, por tanto, en la \emptyset .

En la práctica, se ha demostrado que este factor carece de importancia con granos pequeños. Autores como Guyod (1.952) plantean que un aumento o disminución de la angulosidad no provoca un aumento o disminución de la \emptyset . Tan sólo existe una disminución de dicho factor cuando los granos adoptan formas extremas, como en forma de disco, de forma que aumenta el empaquetamiento y disminuye la \emptyset .

Posteriormente, Rittenhouse (1.971) demuestra que, en efecto, la esfericidad no influye en la \emptyset , manteniendo la fábrica y el empaquetamiento constantes. Sin embargo, aunque con pocos datos y en contra de lo expresado anteriormente, parece que la angulosidad sí influye a este nivel en la \emptyset y la k , aumentando ésta con aquélla (Beard-Weyl, 1.973) como la teoría indicaba (fig. 2.9).

2.5. APARICION DE MATERIAL FINO

Casi todas las arenas contienen un pequeño porcentaje de material fino tipo arcilla, limo, mica, etc. Estos materiales están compuestos por silicatos aluminicos, hidróxido de aluminio y óxidos de hierro, principalmente, los cuales no son conductores. Estas partículas ocupan los huecos que quedan entre los granos de arena, de manera que parte de la conductora agua de formación es reemplazada por un material no conductor, manteniéndose sin distorsionar el empaquetamiento. Con ello, la \emptyset disminuye, con lo cual el F aumenta. Sin embargo, dicho aumento es relativamente pequeño, pues la sustitución de arcilla por agua no es total, sino que hay mezcla de arcilla y agua en los huecos, lo que provoca una resistividad parcial en estas zonas, no tan elevada como si sólo fuera material sólido, sino de unas 10 veces más que si fuera sólo agua de formación. Según esto, la resistividad de la roca 100 % saturada no es muy alta y, por tanto, el F tampoco lo será, sino simplemente aumentará de valor.

2.6. COMPACTACION Y EMPAQUETAMIENTO

Lo antes comentado sobre el tamaño de grano, se refiere a areniscas donde la variación en el tamaño no ha cambiado el empaquetamiento, de forma que permanece constante. Guyod plantea que esto es válido,

excepto para pequeños tamaños de grano, pues esta disminución del mismo provoca un aumento de la fricción, adhesión y contactos entre granos. Como consecuencia, aumenta la \emptyset (ya no es constante), de forma que el factor F disminuye. Así, la decompresión de una roca, como aumenta su porosidad, disminuye su F. El caso inverso resulta de la compactación (Graton-Fraser, 1.935).

Sobre la actuación del empaquetamiento en la \emptyset y la k, Pryor (1.971) encontró una correlación entre aquélla, la \emptyset , el d y la selección, determinando que el empaquetamiento es de gran importancia en la medida de \emptyset y k. De hecho, ya Graton-Fraser (1.935), tratando esferas homométricas, consideraban cuatro casos deducidos de los seis determinados (fig. 2.8):

- Centros de esferas de una capa en cuadrado y cuadrado también en el plano vertical.
- Centros en cuadrado y rombo de 60° y 120° en plano vertical.
- Capas en cuadrado imbricadas.
- Centros de capa en rombo y vertical en cuadrado.
- Centros de capa en rombo, pero una con otra están imbricadas.
- Centros en rombo y rombo también en plano vertical.

El primer caso fue calculado antes para demostrar la independencia del tamaño de grano de la \emptyset para granos bien seleccionados esféricos

y homométricos, y obteníamos una porosidad de 47,64%. El valor mínimo de todos los otros cinco casos es de 29,95%, estando los cuatro valores restantes iguales dos a dos e intermedios entre los citados.

Con ello, vemos la importancia del empaquetamiento y la ordenación de los granos en materiales detríticos incoherentes sobre la \emptyset y, en consecuencia, las medidas de laboratorio en dichas rocas puede falsear los resultados por cambios en la fábrica y ordenación mineral durante el transporte.

2.7. CEMENTACION

La predicción de la influencia de la cementación en el factor de formación es un problema difícil. El material que constituye dicho cemento consiste normalmente en SiO_2 , O_2Fe , CO_3 , los cuales son malos conductores. Así, el resultado de la cementación es el relleno con una sustancia no conductora de cierto volumen de poros, de no ser así, tendrían un fluido conductor.

El efecto de la cementación, en general, aumenta el F, pues disminuye la \emptyset y aumenta la resistividad de la roca saturada 100 % (R_o).

Según lo antes expuesto, al ser los depósitos sedimentarios uniformes en tamaño de grano y textura sólo en contadas ocasiones, F será uniforme sólo en raros casos. En general, variará de una zona a otra según que estos cinco factores lo hagan, aunque veremos que esta simplificación no es del todo real.

La permeabilidad en algunos depósitos sedimentarios (formaciones) tiene una distribución logarítmico-normal, mientras que la porosidad tiene típicamente una distribución normal. Además, la varianza de la k es mayor que la de la \emptyset (Pettijohn, Potter, Siever, 1.987).

2.8. SITUACION GEOGRAFICA DE LOS SONDEOS

Los sondeos de agua subterránea se distribuyen entre varias provincias: León, Zamora, Salamanca, Valladolid, Avila y Segovia.

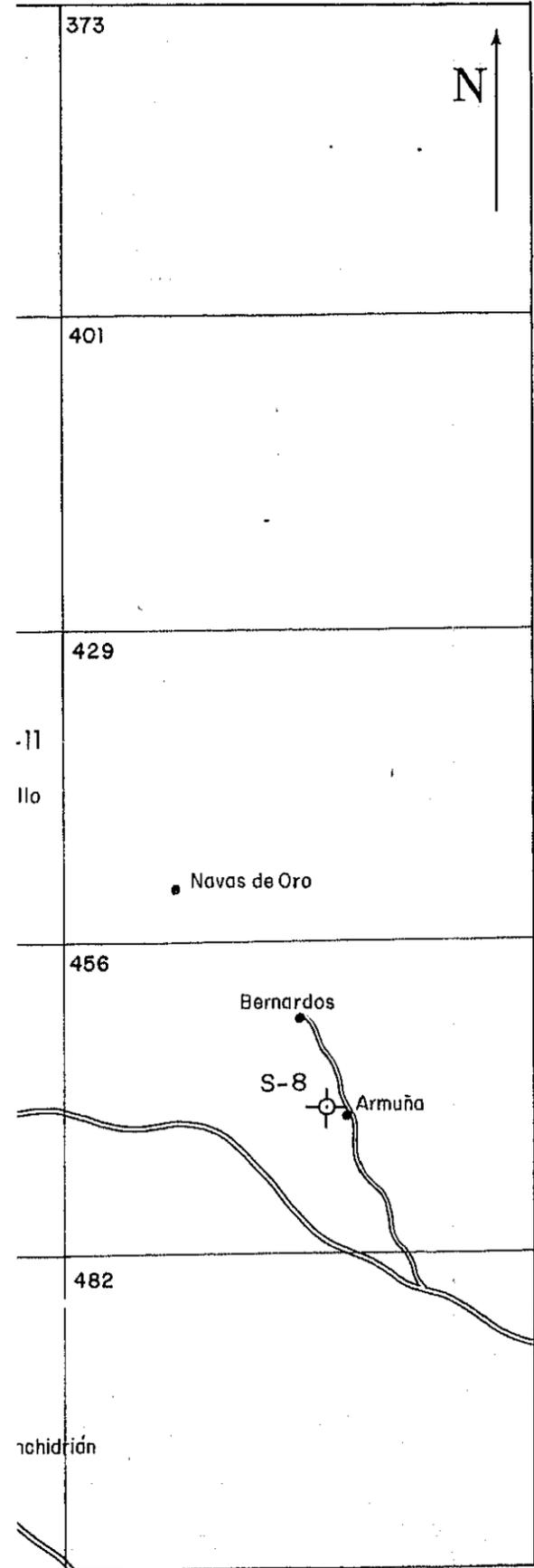
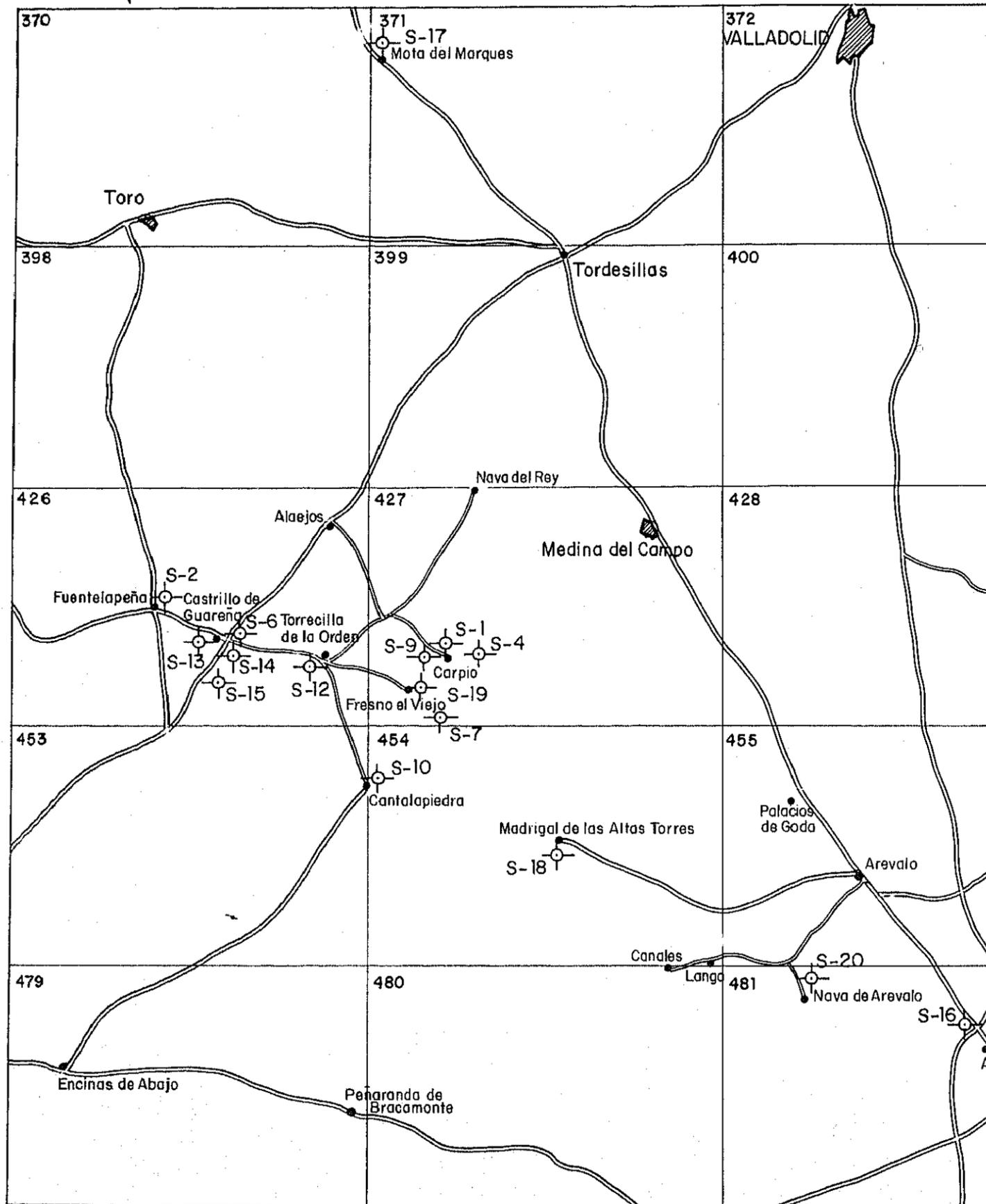
La relación de los sondeos es la que sigue a continuación, numerándolos correlativamente del uno al veinte.

La situación geográfica de los mismos se puede observar en el plano que se adjunta del Tercio Sur de la Cuenca del Duero. De los veinte sondeos, diez han sido testificados con el equipo Mount Sopris 3.000 NB, y los otros diez, lo han sido con el Geolog 1.000 (los señalados con asterisco).

RELACION DE SONDEOS

- S.1. Carpio 17 (Valladolid)
- (* S.2. Fuentelapeña (Zamora)
- S.3. Castrocalvón 4 (León)
- S.4. Carpio 16 (Valladolid)
- S.5. Castrocalvón (León)
- S.6. Guareña 4 (Zamora)
- (* S.7. Prado Río (Fresno el Viejo, 2) Valladolid
- S.8. Armuña 4 (Segovia)
- (* S.9. Carpio 15 (Valladolid)
- (* S.10. Cantalapiedra I (Salamanca)
- (* S.11. Villeguillo (Dehesa del pueblo) Segovia
- (* S.12. Torrecilla de la Orden 3 (Salamanca)
- S.13. Guareña 7 (Zamora)
- S.14. Guareña 6 (Zamora)
- S.15. Guareña 3 (Zamora)
- (* S.16. Adanero 1 (Avila)
- (* S.17. Mota del Marqués 10 (Valladolid)
- (* S.18. Madrigal II (Avila)
- (* S.19. Fresno el Viejo 2A (Valladolid)
- S.20. Nava de Arévalo (Avila)

S-3
S-5
Castrocalvón
(Provincia de LEON)



LEYENDA

-  CIUDAD
-  SONDEO
- P.*- RESISTIVIDAD (Ω .m.)
- R.- RESISTENCIA (Ω .)
- PS.- POTENCIAL ESPONTANEO (m.v.)
- γ nat.- GAMMA NATURAL

**TERCIO SUR
DE LA CUENCA DEL DUERO**
SITUACION GEOGRAFICA DE LOS
SONDEOS TESTIFICADOS
ESCALA. 1: 400.000

**CAPITULO 3. RESISTIVIDAD. DISPOSITIVOS ELECTRODICOS. RADIACION DE
GAMMA**



3.1. EL CONCEPTO DE RESISTIVIDAD

En orden a comprender las medidas de resistividad usadas en los procedimientos "standard" de registros geofísicos, revisamos la noción de resistividad.

Ella es una propiedad general de los materiales, opuesta a la resistencia, que está asociada con la forma geométrica del material.

La expresión familiar de la ley de Ohm:

$$V = I \cdot R$$

indica que una corriente I fluyendo a través de un material con una resistencia R está asociada con una caída de voltaje V . La forma más general de esta ecuación, usada como una relación adicional en la ecuación de Maxwell, es:

$$\zeta = \sigma \cdot E$$

donde ζ es la densidad de corriente, una magnitud vectorial; E es el campo eléctrico; y la constante de proporcionalidad σ es la conductividad del material. La resistividad, parámetro comunmente

medido de la formación, se define como la inversa de la conductividad:

$$\text{Resistividad} \equiv \rho = 1/\sigma$$

y es una propiedad inherente del material.

Para comprender el concepto de resistividad, consideremos el caso de un gas ionizado muy diluido contenido entre dos planos de área A (fig. 3.1). Las cargas transportadas se mueven bajo la influencia de un campo eléctrico aplicado E , a una velocidad media V . La velocidad puede estimarse por el hecho de que las partículas son aceleradas por el campo eléctrico aplicado hasta que colisionan con otra partícula, al tiempo que vuelve al reposo y empieza el proceso de nuevo. El tiempo medio entre colisiones, Z , es el parámetro de interés, ya que la velocidad puede verse que es:

$$V = F/m \cdot Z \quad (3.1)$$

donde el término F/m representa la aceleración de las cargas transportadas de masa m , bajo una fuerza F . En este caso, la fuerza aplicada F es igual al producto de la carga por el campo eléctrico ($q \cdot E$).

Una expresión general de la velocidad de una partícula bajo la influencia de una fuerza exterior F es:

$$V = \mu F$$

donde la constante de proporcionalidad, μ , se define como la movilidad de la partícula en cuestión en un medio específico. En relación a la ecuación (3.1) se puede ver que para el caso de un gas diluido la movilidad es:

$$\mu = Z/m$$

Para ilustrar la relación entre la resistividad y la resistencia, una expresión será descrita por las corrientes que fluyen en el sistema de la fig. 3.1., en tal forma que recuerda a la ley de Ohm. Para computar la corriente, notemos que ella es la carga colisionada por unidad de tiempo. La fig. 3.2. ilustra la región del espacio que contiene cargas que llegan a la placa derecha durante el tiempo t ; el espesor de esta región es $v \Delta t$. El número de colisiones durante el tiempo t es $n_1 v \Delta t A$, donde n_1 es la densidad de partículas (número de cargas que llegan por unidad de volumen) y A es el área superficial del electrodo. La corriente es:

$$I = n_1 v \Delta t A$$

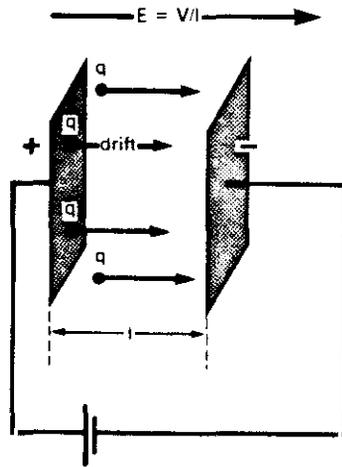


Fig. 3.1. Un gas diluido con partículas de carga q , moviéndose bajo la influencia del campo eléctrico.

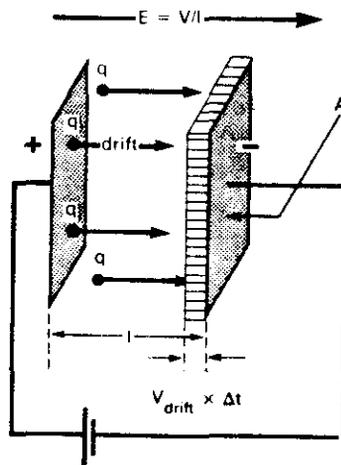


Fig. 3.2. La región del espacio con espesor indicado por $V_{drift} \times \Delta t$ está ocupada de partículas cargadas en el tiempo Δt , - contribuyendo a la corriente.

La relación para la velocidad es:

$$V = \mu F = \mu q (V/l)$$

ya que la fuerza del campo eléctrico queda indicada por la caída de voltaje por unidad de longitud.

Combinando estas dos relaciones, resulta la siguiente expresión para la corriente:

$$I = (n_i \mu q (V/l) \Delta t A / \Delta t) q$$

que comparada con la ley de Ohm, $I = (1/R) \cdot V$, indica que la resistencia de la geometría ilustrada en la fig. 3.2. es:

$$R = (1/n_i \mu q^2) \cdot (l/A)$$

Desde esta expresión, está claro que la resistencia R está compuesta de dos partes, una que es dependiente del material ($1/n_i \mu q^2$) y una segunda que es puramente geométrica (la longitud de la muestra dividida por el área superficial de contacto, A):

$$R = (1/n_i \mu q^2) \cdot (l/A) = \rho(l/A)$$

Se sigue que las dimensiones de la resistividad son $\Omega \cdot \text{m}/\text{m}^2$, o $\Omega \cdot \text{m}$. Como indica la fig. 3.3., un material de resistividad $1 \Omega \cdot \text{m}$ con dimensiones de 1 m en cada lado tendrá una resistencia total, entre caras, de 1Ω . Así, un sistema para medir la resistividad de una muestra consiste en medir su contenido en una geometría simple.

Si la resistencia de la muestra se mide, la resistividad se obtiene por la relación $\rho = R \cdot A/l$, la cual, según la ley de Ohm, se hace:

$$\rho = V/I \cdot A/l = K \cdot V/I$$

Esta constante K , considerada como constante del sistema, convierte la medida de la caída de voltaje V , para una corriente I dada, en la resistividad del material.

Un ejemplo práctico de un sistema tal se muestra en la fig. 3.4., llamado mud cup, en el cual una muestra de lodo de perforación puede situarse para determinación de su resistividad. Según las dimensiones de la figura, la constante del sistema puede calcularse y es $0,012 \text{ m}$. La resistividad en $\Omega \cdot \text{m}$ es obtenida a partir de la resistencia R medida por:

$$\rho = R \cdot A/l = R \cdot 0,012$$

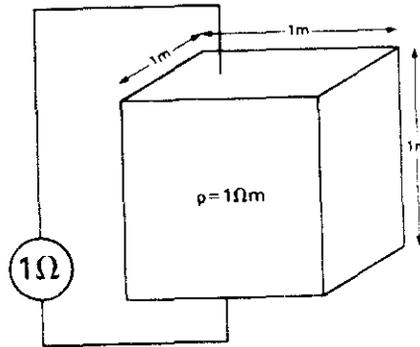


Fig. 3.3. Un cubo de 1 m de resistividad característica $1 \Omega \cdot m$ tiene una resistencia de 1Ω entre las caras.

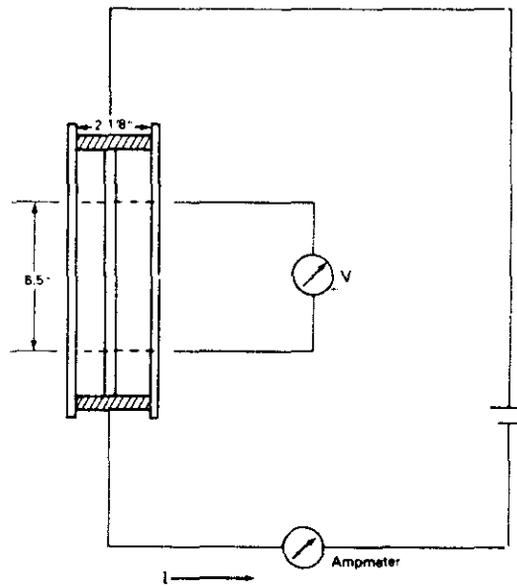


Fig. 3.4. Un diagrama esquemático de una célula usada para determinar la resistividad de una muestra de lodo. Una corriente, I , pasa a través de la muestra y el voltaje correspondiente, V , es medido.

Para este particular dispositivo de medida, una muestra de agua salada con una resistividad de $2 \Omega \cdot m$ producirá una resistencia total de $166 \Omega \cdot m$.

3.2. PROPIEDADES ELECTRICAS DE LAS ROCAS Y DE LOS ELECTROLITOS

Hay dos tipos generales de conducción de interés para nosotros: electrolítica y metálica. En la conducción electrolítica, el mecanismo depende de la presencia de sales disueltas en un líquido, como el agua. Ejemplos de conducción electrolítica los ofrecen los metales, pero este tipo de conducción no la tratamos aquí.

La tabla 3.1 ilustra la resistividad de algunos materiales típicos. Notar el rango de variación de la resistividad para el agua salada, que depende de la concentración de $ClNa$. Los materiales típicos que componen las rocas son esencialmente aislantes. El hecho de que las formaciones de rocas tengan alguna conductividad detectable es usualmente el resultado de la presencia de conductores electrolíticos en el espacio poral. En algunos casos, la resistividad de una roca puede resultar de la presencia de un metal, grafito, sulfuros metálicos, o arcillas. La tabla muestra que la resistividad de las formaciones de interés tienen un rango de $0,5$ a $10^3 \Omega \cdot m$ por tanto, cerca de cuatro órdenes de magnitud.

TABLA 3.1. VALORES TIPICOS DE LA RESISTIVIDAD

MATERIAL	RESISTIVIDAD ($\Omega.m.$)
Marga	$5 \times 10^7 - 10^9$
Cuarzo	$10^{12} - 3 \times 10^{14}$
Petróleo	2×10^{14}
Agua destilada	5×10^3
Agua salada	
2 Kppm	3,40
10 Kppm	0,72
20 Kppm	0,38
100 Kppm	0,09
200 Kppm	0,06

FORMACIONES TIPICAS

Arcilla/shale	2 - 10
Arena con agua salada	0,5 - 10
Arena petrolifera	$5 - 10^3$
Caliza impermeable	10^3



La conductividad de las rocas sedimentarias es primariamente de origen electrolítico. Ello resulta de la presencia del agua o de una combinación de agua e hidrocarburos en el espacio poral en una fase continua. La conductividad dependerá de la resistividad del agua en los poros y de la cantidad de agua presente.

En menor grado, dependerá de la litología de la matriz de la roca, de su contenido de arcilla, y de su textura (tamaño de grano y distribución de poros, arcillas y minerales conductores). Finalmente, la conductividad de una formación sedimentaria dependerá fuertemente de la temperatura.

3.3. LA SONDA NORMAL CORTA

La sonda comercial primera, la normal corta, se ilustra en la fig. 3.5. Ella supone la presencia de un sondeo y una sonda sobre la cual el electrodo de corriente A y el de medida M están situados. Como indica la fig. 3.5, el espaciado entre el electrodo de corriente y el electrodo de voltaje es de 16", y de ahí la designación de corta.

Dos problemas básicos están asociados con la normal corta. Ambos están relacionados con el sondeo, que normalmente está lleno de un fluido conductor.

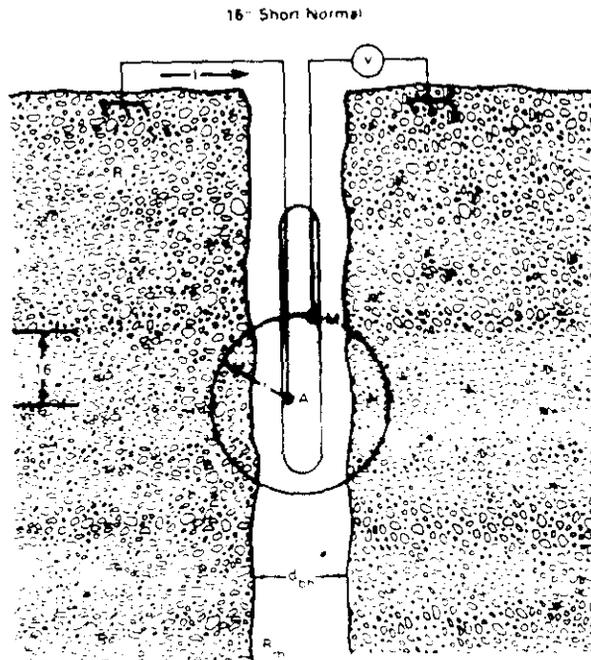


Fig. 3.5. Una representación de la normal corta. Un espaciado de 16" hay entre el electrodo A de corriente y el electrodo M de medida.

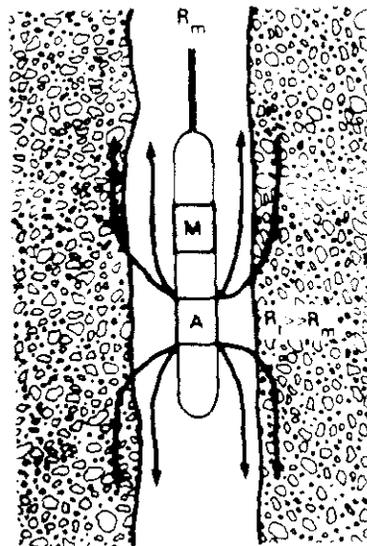


Fig. 3.6. Pasos de corriente idealizados de la normal corta con un lodo muy conductor en el sondeo.

Hay una sensibilidad de la medida con respecto a la resistividad del lodo y el tamaño de la sonda (diámetro) como se indica en la fig. 3.6.

En un sondeo lleno con lodo muy conductor, la corriente tiende a fluir más hacia el lodo que hacia la formación. En ese caso, la resistividad aparente (R_a) deducida de la corriente que ha penetrado y del voltaje resultante no reflejará la resistividad de la formación con garantía.

La segunda dificultad en la medida se ilustra en el fig. 3.7. De nuevo, el lodo conductor procura un paso fácil de la corriente hacia las capas adyacentes de inferior resistividad (R_s) que la de la formación de interés (R_t), directamente enfrente del electrodo de corriente. En este caso, de nuevo la resistividad aparente (medida entre el voltaje del electrodo M y la intensidad de corriente I, en combinación con la constante de la sonda) no será representativa de la capa resistiva, sino de las capas adyacentes menos resistivas.

3.4. ESTIMA DEL EFECTO POR TAMAÑO DEL SONDEO

Para una estima del efecto por tamaño de sondeo, primero se asume que la distribución del potencial causado por la fuente de corriente es esférica. Esto significa ignorar la presencia del sondeo, de un

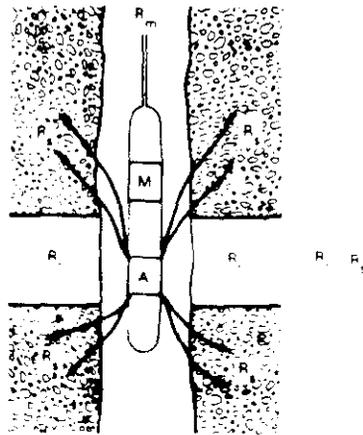


Fig. 3.7. Pasos de corriente idealizados de la normal corta, enfrente capa fina resistiva.

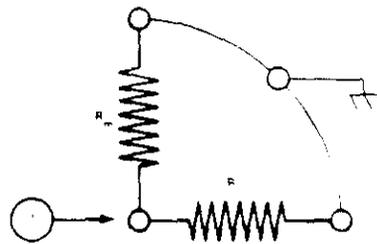


Fig. 3.8. Un circuito equivalente simple para estimación del efecto de la normal corta en el sondeo. La resistencia efectiva del todo es R_m y la resistencia efectiva de la formación es R_t .

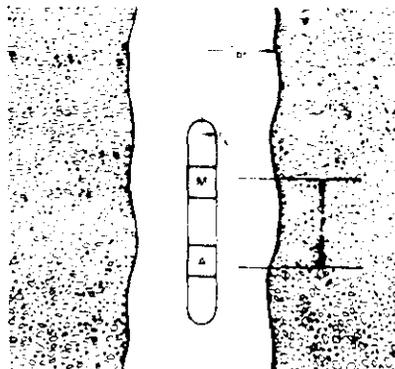


Fig. 3.9. Geometría para estimar la resistencia entre los electrodos A y M del sondeo.

lado, y de otro, considerar que dicho sondeo representa una pequeña pérdida de corriente frente a la medida. De este modo, un modelo simple para la sonda y la formación se puede usar como indica la fig. 3.8. La corriente medida queda representada por dos pasos de resistencia equivalentes: R_t , que representa la resistencia de la formación de resistividad ρ_t , y R_m , la resistencia efectiva del sondeo entre el electrodo de corriente y el electrodo de medida de voltaje.

Teniendo en cuenta la primera asunción, de que las superficies equipotenciales son esféricas, la ecuación que responde a la normal corta puede ser usada para definir la resistencia de la formación, a una distancia r , en términos de la resistividad t :

$$V = I \cdot \rho_t / 4\pi r$$

Esto significa que la resistencia efectiva de la formación (si el sondeo no existe):

$$R_t = \rho_t / 4\pi r$$

La resistencia del sondeo puede estimarse según su geometría, usando el análisis desarrollado anteriormente en conjunción con la célula de lodo. El radio del sondeo y de la sonda medido son dados por r_{bh}

y r_s , respectivamente. Como la fig. 3.9. indica, la resistencia del lodo, R_m , está dada, en términos de su resistividad, ρ_m , por:

$$R_m = \rho_m \cdot (l/A)$$

donde l , en este caso, es el espaciado de electrodos r . Así:

$$R_m = \rho_m \cdot r / (\pi(r_{bh}^2 - r_s^2))$$

asumiendo que no hay interacción eléctrica entre la formación y el sondeo.

Para evaluar la sensibilidad del modelo al lodo del sondeo, se deriva ahora una relación entre resistividad aparente (ρ_{16}) y la resistividad del lodo ρ_m . Primero, la resistividad aparente se expresa en términos de la resistencia de la formación y la resistencia del lodo del circuito equivalente de la fig. 3.9.

$$1/\rho_{16} = 1/4\pi r (1/R_t + 1/R_m)$$

Esto se puede escribir así:

$$\begin{aligned} 1/\rho_{16} &= 1/4\pi r (4\pi r/\rho_t + \pi(r_{bh}^2 - r_s^2)/r\rho_m) = \\ &= 1/\rho_t + 1/\rho_m \cdot 1/4(r_{bh}^2 - r_s^2)/r^2 = 1/\rho_t + 1/\rho_m^* \end{aligned}$$

Invirtiendo esta expresión en la forma deseada, tenemos que:

$$\rho_{16}/\rho_m = \rho_t/\rho_m \cdot \rho_m^*/(\rho_t + \rho_m^*) \quad (3)$$

Evaluando la segunda parte de esta ecuación para el caso de un sondeo de 8" y una sonda de 4" de diámetro, si $\underline{x} = \rho_t/\rho_m$, se ve que:

$$\rho_{16}/\rho_m \approx \underline{x} (1/(1 + 0,01\underline{x}))$$

que está señalado en la fig. 3.10., que es un ábaco standard para corrección por efecto tamaño del sondeo de la normal corta. Está claro que este simple análisis indica una tendencia, pero se comete un error considerable al predecir la perturbación que resulta del tamaño del sondeo y del contraste de resistividad con el lodo. La figura muestra que enfrente de una formación con una resistividad cien veces la del lodo, este modelo predice un error de un factor de 2, mientras que de hecho es nulo.

Para mayores contrastes, la diferencia entre el modelo y la respuesta de la sonda se hace mayor.

Un vistazo al ábaco de corrección muestra que, para un tamaño de sondeo de 8", la normal corta ofrece una buena medida de la resistividad de la formación, excepto para muy grandes contrastes de

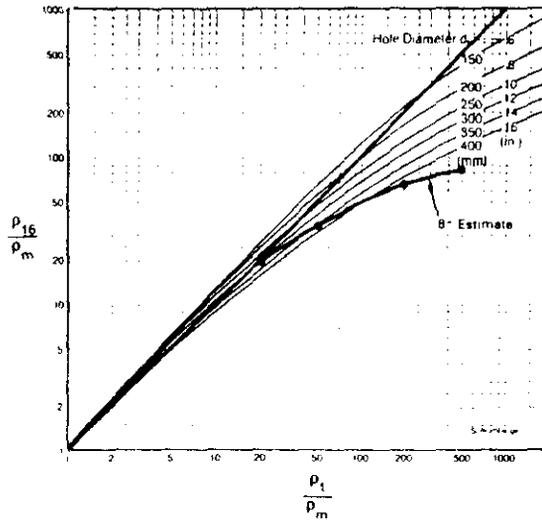


Fig. 3.10. Abaco de corrección de la normal corta (16"). Se indica un modelo aproximado para la corrección de un sondeo de 8", - mostrando la necesidad de evaluación con cuidado. Adaptado de Schlumberger.

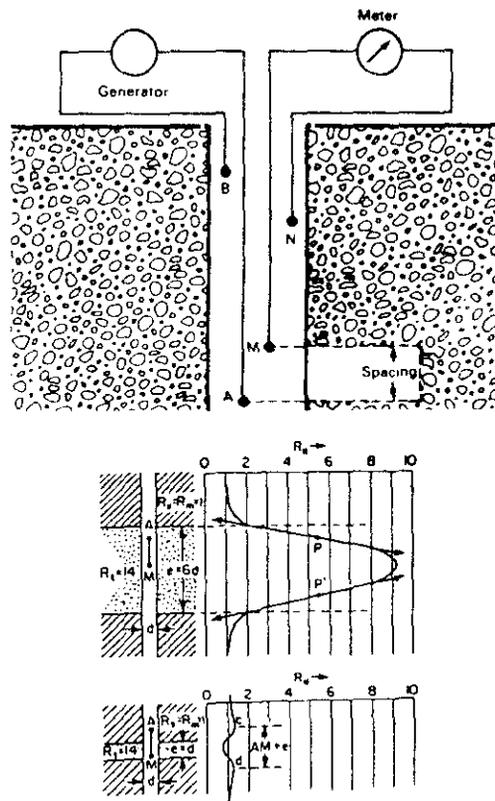


Fig. 3.11. Un esquema de la normal corta y su respuesta en dos situaciones comunes. Adaptado de Doll et al.

la resistividad formación/lodo. Para un contraste formación/lodo de 100, la medida estará afectada por un error de un factor 2 y hay que corregir mediante ábaco.

A continuación de las deficiencias de la normal corta, la fig. 3.11. revela la clase de respuesta y los problemas que se encuentran para grandes contrastes entre las capas adyacentes y la capa de interés. En la parte superior de la figura se da una idea de la implementación de la sonda. El electrodo B está en la superficie, mientras que el electrodo N, que mide el potencial de referencia, está situado dentro del sondeo más abajo pero encima de la sonda de medida. En este caso particular, el contraste de resistividad de las capas es 14, y el diámetro del sondeo es la mitad del espaciado entre el electrodo de corriente y el de voltaje.

Para resolver las limitaciones de la normal corta en cuanto a los límites de las capas, se desarrolla la sonda lateral, ilustrada por la fig. 3.12. La sonda lateral es muy parecida a la normal, excepto que tiene dos electrodos de voltaje y la diferencia de potencial entre ellos se utiliza para medir la resistividad de la formación situada entre ambos. Esto será así para el caso de capas cuyo espesor no exceda del espaciado entre A y N. La parte inferior de la figura muestra la respuesta de dos capas cuyo espesor está dentro de los términos del espaciado electródico. Está claro que la resolución

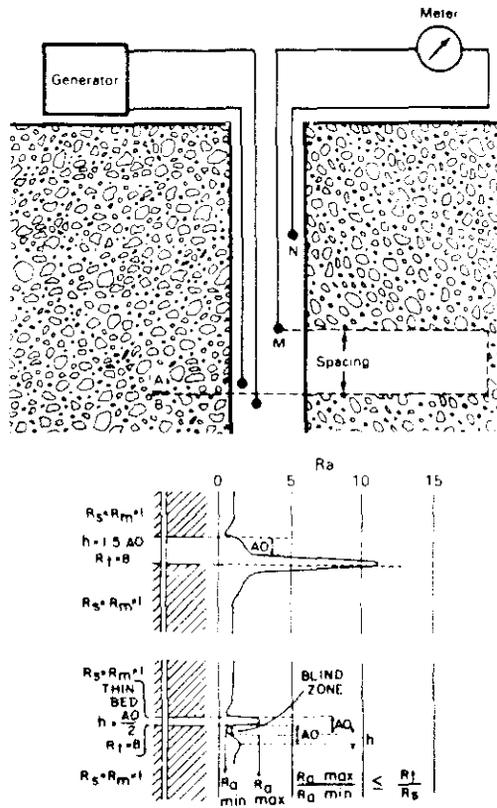


Fig. 3.12. Una representación de la sonda lateral, la cual utiliza una medida de voltaje diferencial para definir su respuesta. Se muestran dos casos comunes y su respuesta. - Adaptado de Schlumberger.

de la capa es mejor, pero la respuesta es complicada de interpretar, porque la corriente fluye a través del lodo hacia otras zonas que no están directamente enfrente de los puntos de medida.

3.5. REGISTRO DE RAYOS GAMMA

Mide la radiación que ciertos elementos emiten de forma natural. De los distintos tipos de radiación emitidos naturalmente, sólo la radiación Gamma tiene penetración suficiente para ser detectada; la radiación Alfa y la Beta son frenadas por el fluido del sondeo o por la pared de la sonda.

En ausencia de isótopos de la familia del Uranio, la emisión Gamma se debe fundamentalmente al isótopo radiactivo del Potasio, el Potasio 40, cuya concentración varía según el tipo de roca. Por ello, el registro de Rayos Gamma sirve para definir las litologías de las distintas formaciones atravesadas en el sondeo. En rocas sedimentarias, el mayor contaje en la radiación natural corresponderá a las arcillas, pues en ellas se concentra el Potasio 40. Las arenas limpias tendrán un bajo nivel de radiación, a menos que estén contaminadas con cenizas volcánicas o granitos, o tengan sales potásicas disueltas en el agua de formación. Las calizas y dolomías limpias tienen también un bajo nivel de radiación (figs. 3.13, 3.14 y 3.15).

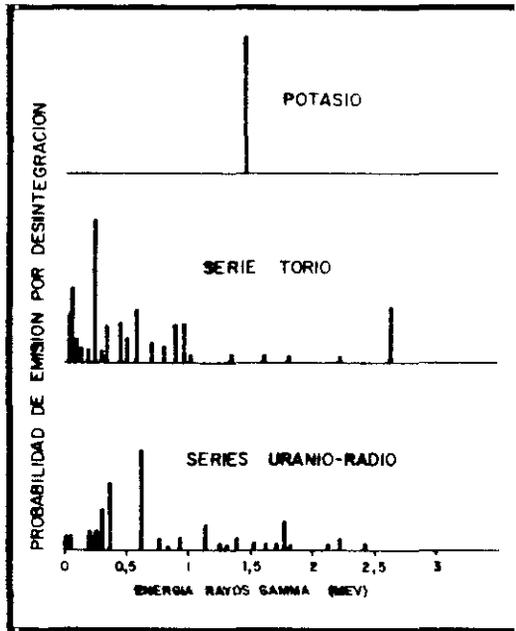


Fig.3.13. Espectro de emisión de rayos gamma de minerales radiactivos (Schlumberger, 1972)

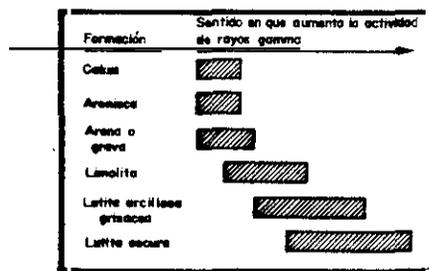


Fig.3.14. Actividad relativa de rayos gamma de diversos tipos de materiales geológicos. (Johnson, 1975)

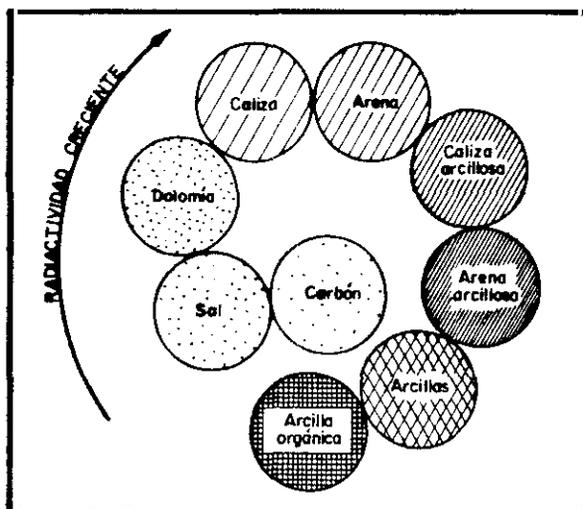


Fig.3.15. Valores de la radiactividad de las rocas. La radiactividad crece desde las calizas hasta las arcillas. (Castany, 1975)

La magnitud de estas emisiones es muy variable entre distintas áreas, pero es muy uniforme sobre amplias zonas de la misma provincia geológica.

3.5.1. EQUIPO

Consta sencillamente de un detector de radiación del tipo de cristal escintilométrico.

Las unidades del registro son c.p.s. (cuentas o pulsos por segundo) que dependen del tipo y tamaño del detector, y de otras constantes del equipo. Para poder comparar los resultados de equipos de distintas marcas o modelos, el Instituto Americano del Petróleo, ha realizado un sondeo patrón el de la Universidad de Houston, Tejas, entre formaciones de radiactividad conocida, y ha definido como unidad API la 1/200 parte de la deflexión de la curva de Rayos Gamma (fig. 3.16). Se halla la relación c.p.s./API para cada tipo de equipo registrando dicho sondeo. Todos los demás equipos del mismo modelo tendrán la misma calibración. De esta manera, la mayor parte de los registros se hacen en unidades standard, API, y son comparables entre sí, pues sólo dependen de las características de las formaciones y del sondeo.

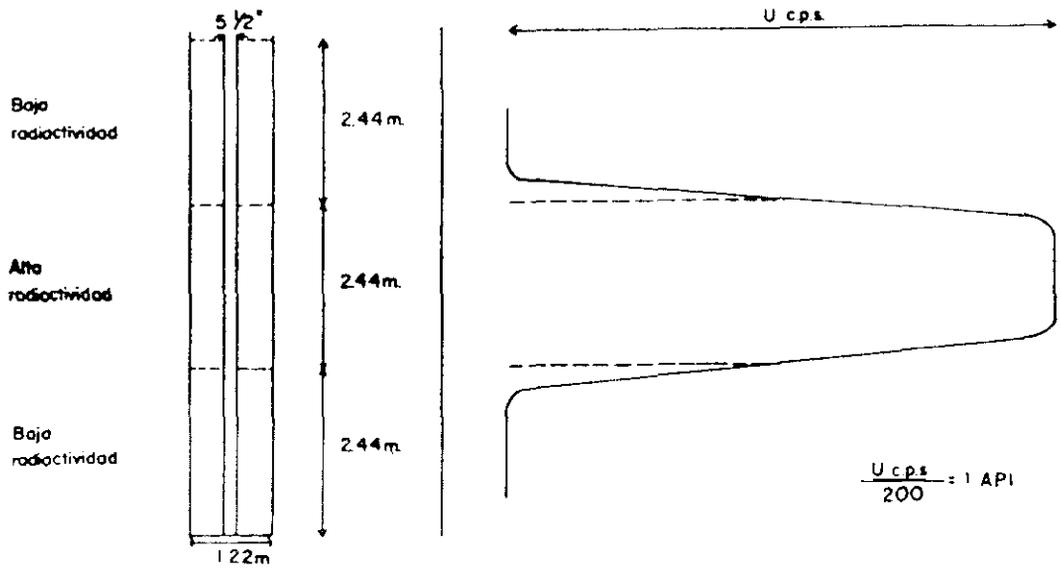


Figura 3.16.

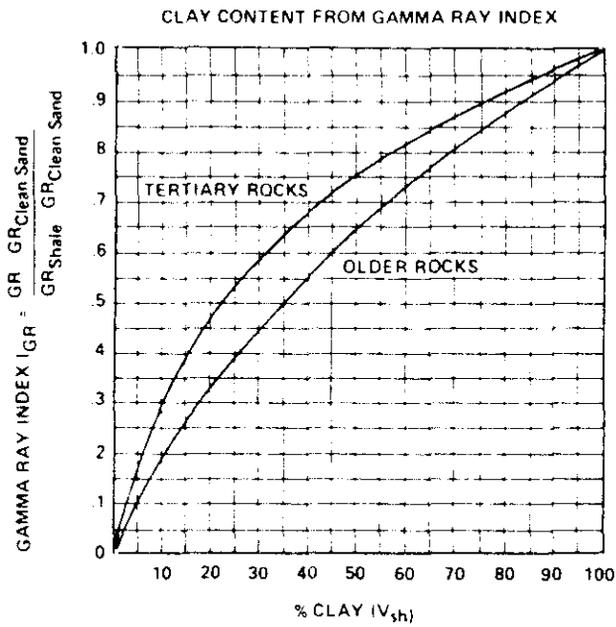


Fig.3.17. Gráfico de Larionov para estimación del volumen corregido de shale basado en el índice de rayos gamma.

3.5.2. FACTORES QUE INFLUYEN EN LA RESPUESTA DE RAYOS GAMMA

Los factores que influyen en la respuesta del Rayos Gamma son los que relacionan a continuación:

- Tipo y longitud del detector.
- Fluctuaciones estadísticas y constante de tiempo.
- Velocidad del registro.
- Potencia de la capa.
- Efecto del sondeo: diámetro y cavidades.
- Tubería de revestimiento.
- Cemento.

La incidencia de los cuatro primeros factores ya se ha mencionado anteriormente, por lo que ahora sólo se describen los efectos restantes.

- Diámetros y cavidades en el sondeo. A mayor diámetro, es menor la intensidad registrada. Cuanto mayor sea la densidad del lodo, menor será también la radiación medida. Las irregularidades en el diámetro del sondeo, generalmente no afectan al registro de Rayos Gamma.

- Tubería de revestimiento. Debido a la densidad, el hierro actúa como una pantalla sobre las radiaciones, por lo que la señal detectada es siempre menor que la real.

- Cemento. En general, los cementos tienen un nivel de radiactividad apreciable. Al estar más próximo que las formaciones al detector, su nivel de radiación prevalece al de éstas, de forma que si la capa tiene una radiación débil, la radiación medida será mayor que la real y viceversa. El efecto del cemento generalmente es despreciable frente a los debidos al sistema del registro.

Como la desintegración radioactiva es estadística en su naturaleza (Russell, 1.941), se pueden utilizar circuitos especiales en el registro de rayos gamma para suavizar las señales recibidas. Esto, a su vez, introduce alguna distorsión en la forma y amplitud de la curva de rayos gamma (Kokesh, 1.951). Todo esto se obvia utilizando una constante de tiempo adecuada que reduzca el nivel de "ruido estadístico". A mayor tiempo de integración menor será la fluctuación estadística. Los mejores resultados se obtienen cuando el registro se realiza a una velocidad baja y/o con una constante de tiempo pequeña. En consecuencia, para un registro debe elegirse la escala de intensidad, tiempo de integración y velocidad de registro de forma coordinada y en función de los objetivos que se persigan.

En la práctica, se adopta la regla siguiente: el producto de la velocidad en m/min., por la constante de tiempo, en segundo, no debe ser mayor de 25 para los contadores Geiger y de 20 para los de centelleo. En esos casos, los límites de las capas del terreno aparecen con mayor nitidez en el registro y casi a sus profundidades reales (Astier, 1.975).

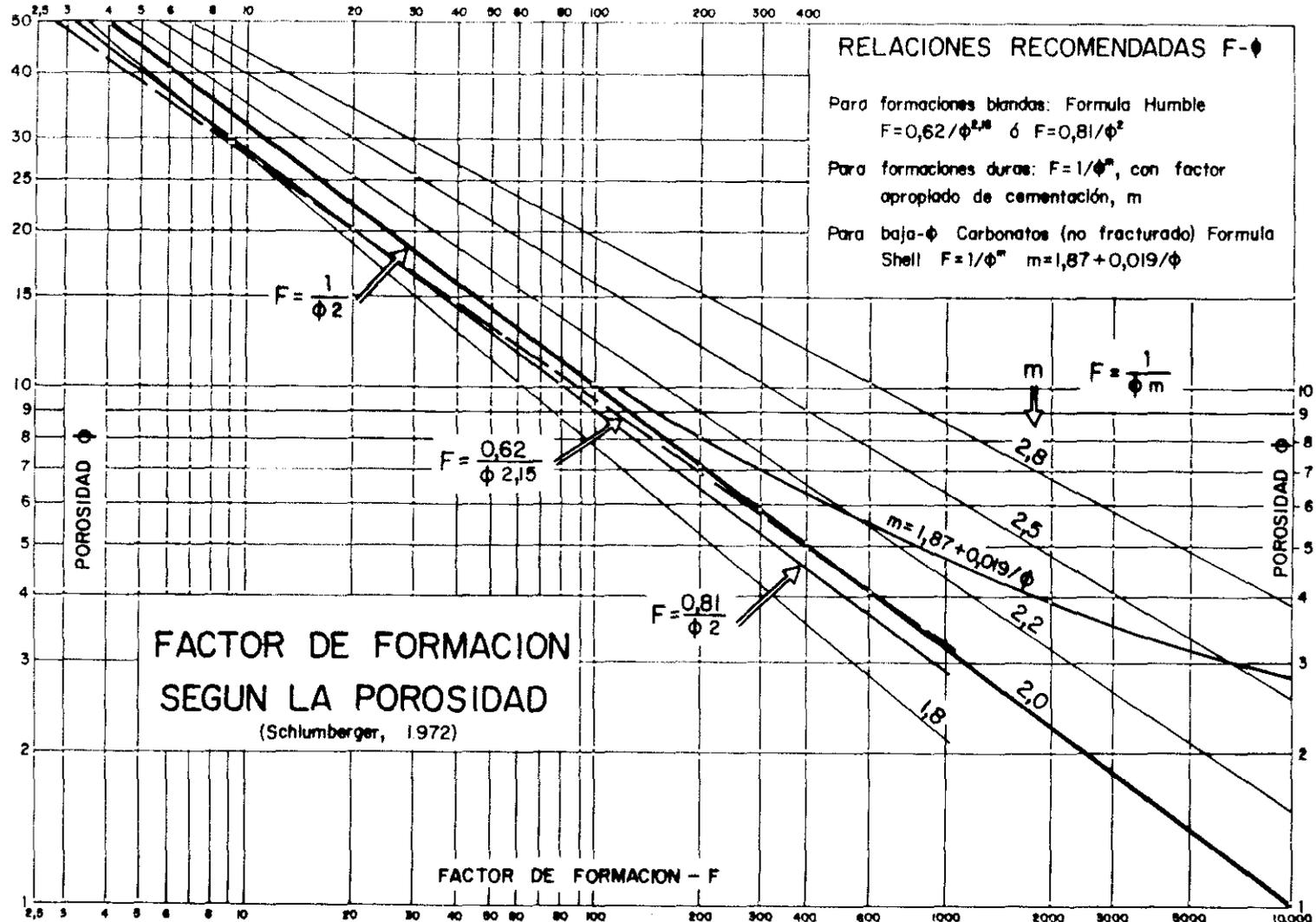
Los registros gamma dan una radioactividad aparente, pues el valor observado depende del diámetro de la perforación, de la naturaleza del fluido del sondeo y, eventualmente, del espesor del entubado y del cemento.

El empleo de un contador de longitud no despreciable y, sobre todo, el sistema integrador, hacen que los límites de las capas aparezcan ligeramente desplazados, especialmente si es elevada la velocidad de testificación (Astier, 1.975).

En nuestro caso, la velocidad de registro es de 5 m/min. y la constante de tiempo es de 2 segundos. No se ha observado "decalaje".

CAPITULO 4. EL FACTOR DE FORMACION DE LA RESISTIVIDAD

- . Relaciones**
- . Propiedades eléctricas y petrofísicas**
- . Parámetros hidráulicos**



RELACIONES RECOMENDADAS F- ϕ

Para formaciones blandas: Formula Humble
 $F = 0,62/\phi^{2,15}$ ó $F = 0,81/\phi^2$

Para formaciones duras: $F = 1/\phi^m$, con factor apropiado de cementación, m

Para baja- ϕ Carbonatos (no fracturado) Formula Shell $F = 1/\phi^m$ $m = 1,87 + 0,019/\phi$

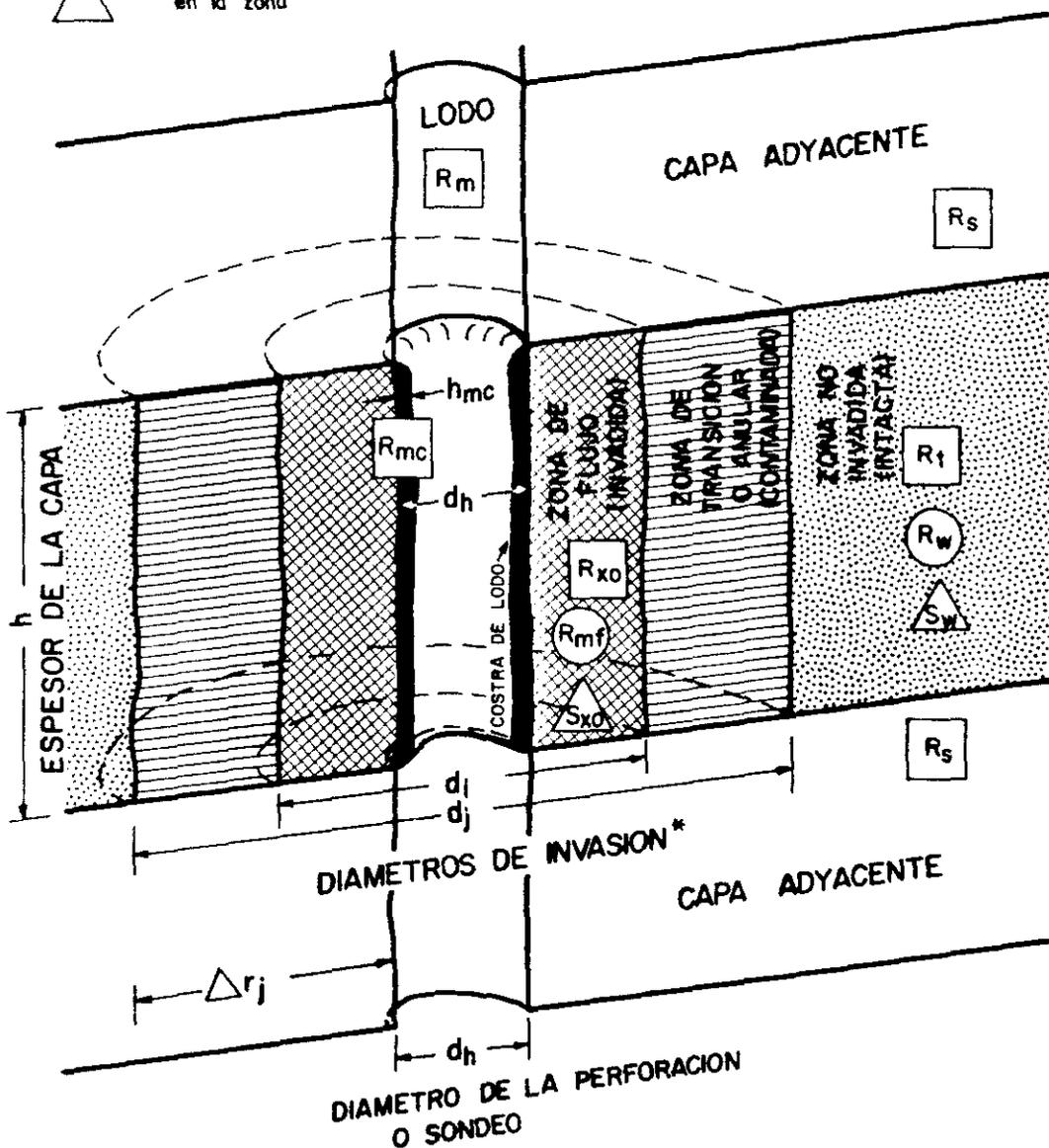
**FACTOR DE FORMACION
 SEGUN LA POROSIDAD**
 (Schlumberger, 1972)

FACTOR DE FORMACION - F

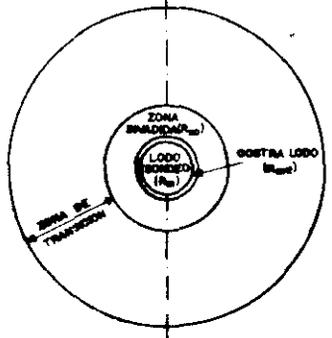
SIMBOLOS USADOS EN LA INTERPRETACION DE REGISTROS

(ESQUEMA)

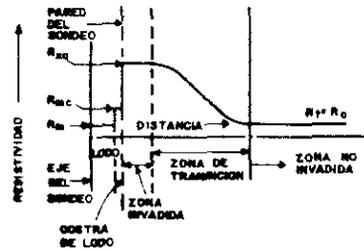
- Resistividad de la zona
- Resistividad del agua en la zona
- △ Saturación de agua en la zona



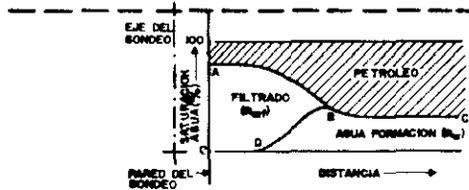
* EN EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INVADIDA E INTACTA (NO HAY ZONA DE TRANSICION O ANULAR), $d_i = d_j$



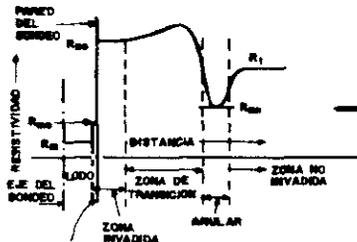
SECCION HORIZONTAL A TRAVES DE UNA CAPA PERMEABLE PRODUCTORA DE AGUA



DISTRIBUCION RADIAL DE RESISTIVIDADES ($R_{m1} > R_w$, CAPA PRODUCTORA DE AGUA)



DISTRIBUCION RADIAL DE LOS FLUIDOS EN LA PROXIMIDAD DEL POZO, CAPA PRODUCTORA DE PETROLEO (CUALITATIVO)



DISTRIBUCION RADIAL DE RESISTIVIDADES ($R_{m1} > R_w$, CAPA-PRODUCTORA DE PETROLEO, $R_w < 50\%$)

SIMBOLOS

- Rw Resistividad del agua de la formación.
- Ra Resistividad aparente. Lectura de resistividad dada por los registros normales.
- Rt Resistividad verdadera de la formación cuando contiene una saturación de agua 100%, en pozos de agua $R_t = R_o$.
- Rm Resistividad del lodo.
- Rmf Resistividad del filtrado del lodo.
- Rwe Resistividad del agua de formación equivalente.
- Rmfe Resistividad del filtrado equivalente.
- a_w Actividad del agua de formación.
- a_{mf} Actividad del filtrado.
- PPM Concentración de una disolución en un ión específico, partes por millón en peso.
- TSD Total sales disueltas en ppm
- F Factor de formación $F = R_o/R_w$
- F_f Factor de formación de campo
- d Diámetro del grano de arena.
- de Diámetro del grano de arena efectivo.

-(Arriba)- Representación esquemática de invasión y perfil de resistividad en una zona acuifera.

(Abajo)- Invasión y perfil de resistividad en una zona productora de petróleo mostrando resistividad anular. (Schlumberger, 1972)

4.1. RELACIONES FUNDAMENTALES DE ARCHIE

$$F = \frac{R_o}{R_w} \quad (\text{experimental})$$

Relación F - \emptyset : $F = a/\emptyset^m$ (experimental)

m = exponente de cementación

Es la tortuosidad (T) la que gobierna la relación F - \emptyset .

$$F = \frac{T^{1/2}}{\emptyset}$$

Esta es la definición fundamental del factor de formación.

$$m = \frac{\log a + \log \emptyset - 0,5 \log T}{\log \emptyset}$$

Con frecuencia una aproximación de:

$$F = 1/\emptyset^m \text{ es aceptable}$$

$$m = \frac{\log \emptyset - 0,5 \log T}{\log \emptyset} \quad m \quad \begin{matrix} 3,0 \\ 1,3 \end{matrix}$$

Ver gráfico de Wyllie y Rose (Fig. 4.5).

Para porosidad (\emptyset) intergranular, el intervalo de m se reduce entre 2,0 y 1,3.

En general, $m = 2$.

Para formaciones arenosas: Fórmula Humble:

$$F = \frac{0,62}{\emptyset^{2,15}}$$

Para rangos de porosidad (\emptyset) entre 13,6% y 26,8% (según Winsauer y otros, 1.952).

Wyllie (1963) recomienda:

$$\text{Para } \emptyset > 15\% \quad F = \frac{0,75}{\emptyset^2}$$

$$\text{Para } \emptyset < 15\% \quad F = \frac{1}{\emptyset^2}$$

En carbonatos:

Fórmula SHELL:

$$F = \frac{1}{\emptyset^m} \quad \text{con } m = 1,87 + 0,0019/\emptyset$$

(Hossin, 1983)

4.2. RELACIONES POROSIDAD-RESISTIVIDAD ($\emptyset - R$) EN ARENAS (FORMACIONES LIMPIAS)

Sundberg (1932) fue el primero que reconoció que la resistividad de un medio poroso es proporcional a la del electrolito saturante, si la matriz no es conductora.

Archie (1942) midió la resistividad de un amplio rango de areniscas limpias saturadas en una solución salina. La salinidad electrolítica variaba de 20.000 ppm a 100.000 ppm de ClNa.

$$F = \frac{R_o}{R_w} \quad (4.1) \quad F = \text{constante para muestra dada}$$

R_o = resistividad arenisca saturada

$$F = \frac{1}{\emptyset^m} \quad (4.2) \quad R_w = \text{resistividad del electrolito}$$

m = exponente de cementación 1,8 a 2
(areniscas consolidadas)

Wyllie y Gregory (1953) hicieron un estudio en un medio poroso, artificialmente cementado, y obtuvieron la expresión general:

$$F = a \cdot \emptyset^{-m} \quad (4.3) \quad a = \text{constante}$$

Winsauer y otros (1952), postularon (en areniscas):

$$F = \frac{0,62}{\emptyset^{2,15}} \quad (4.4) \quad \underline{\text{Fórmula Humble}}$$

The Schlumberger Well Surv. Corp. (1958)

$$F = \frac{0,81}{\emptyset^2} \quad (4.5)$$

Atkins y Smith (1961) demostraron la aplicación general de la $F = a \cdot \emptyset^{-m}$ y concluyeron que la ecuación (4.2), se aplica solamente a medios no consolidados que contienen partículas de una forma singular.

Wyllie y Rose (1950 a) expresaron F en función de la tortuosidad, T .

$$T = \left(\frac{L_a}{L} \right)^2$$

Pasos conductores de una muestra cilíndrica de longitud L y L_a es la longitud de un paso simple equivalente.

$$F = \frac{T^{1/2}}{\emptyset}$$

Wyllie y Rose consideraron esta ecuación como fundamental definición de F .

Wyllie y Rose (1950 b) intentaron deducir la tortuosidad de un medio poroso uniforme y consolidado aplicando la Ecuación Kozeny - Carman, pero para ello tenían primero que medir el F.

El trabajo de Winsauer et al (1952) y el de Faris, Gournay, Lipson y Webb (1954) indicaban que la T no se podía medir independientemente de F.

Así que la ecuación más aceptable es la (4.3) y determinar los valores de a y m para cada formación particular.

4.3. RELACIONES \emptyset - R EN FORMACIONES CONTAMINADAS SHALLY (SUCIAS)

Las ecuaciones (4.2), (4.4) y (4.5) dan valores altos de \emptyset . Esto significa que los valores de F y la resistividad deben ser muy bajos, y ésto indica que la conducción matriz está actuando como un conductor añadido al electrolito intersticial. Así, salvo que la formación sea limpia, el F medido es una cantidad aparente y se lo debe asignar propiamente como un Fa.

Patnode y Wyllie (1950) postularon que una formación saturada de agua funciona como un circuito equivalente que comprende dos resistencias en paralelo, y estipularon adicionalmente que la conductividad de la matriz de la roca era independiente de la del

electrolito saturante; ésto fue adoptado por de Witte, L. (1950), quien refutó el concepto de resistencias en paralelo, ya que la matriz y el electrolito no estaban aislados uno de otro. Winsauer y Mc. Cardell (1953) demostraron que ninguna de estas asunciones era válida, sino que el proceso de conducción matriz está influenciado por el intercambio iónico de doble capa que tiene lugar alrededor de los granos. La naturaleza de la doble capa implica que depende de la R_w del electrolito saturante.

Wyllie y Southwick (1954) concluyeron también que la concentración electrolítica influencia la conducción matriz.

Además, de Witte, A.J. (1957) exponía que la interdependencia de la resistividad de la matriz y del electrolito era negligible si la R_w no excedía de 5 Ω .m. Criticó el trabajo de Hill y Milburn (1956), en el cual una aproximación compleja se adoptaba como innecesariamente complicado.

Ya que las resistividades de las aguas subterráneas son generalmente mayores de 9 Ω .m, el método de Hill y Milburn constituye una aproximación cuantitativa que puede servir para el análisis de los F_a en acuíferos.

Teniendo en cuenta el método de Hill y Milburn, Linch (1962) informó que la relación entre R_w y R_o podía expresarse como series de potencias en general.

$$\log R_o = A + B \log R_w + C (\log R_w)^2 + \dots$$

donde A , B , C son constantes.

Si la formación es limpia, $A = \log F$, y $B = 1$ y las constantes de mayor grado serán cero.

Para formaciones sucias,

$$\log R_o = A + B \log R_w + C(\log R_w)^2$$

$$A = \log F; \quad A = \log F + 4b \quad (\text{por conveniencia})$$

b es la medida en que nos alejamos de condiciones limpias

$$F_a = \frac{R_o}{R_w} \quad ; \text{ tenemos que:}$$

$$\log_w F_a = \log F + (B - 1) \log R_w + C(\log R_w)^2 + 4b \dots \quad (4.6)$$

F_a tiende a F como R_w tiende a 0

Hill y Milburn asumieron que $F_a = F$ cuando $R_w = 0,01 \Omega.m$,

$$F_{0,01} = F$$

$$(B - 1) \log 0,01 + C(\log 0,01)^2 + 4b = 0$$

Esta ecuación queda satisfecha:

$$B = 4b + 1$$

$$C = b$$

Reexpresamos la ecuación de la forma siguiente:

$$\log Fa = \log F_{0,01} + 4\log Rw + b(\log Rw)^2 + 4b \dots$$

Usando la identidad:

$$(\log 100 Rw)^2 \cong 4 + (\log Rw)^2 + 4\log Rw$$

haremos que la ecuación general (4.6):

$$\log Fa = \log F_{0,01} + b(\log 100 Rw)^2$$

o bien:

$$Fa = F_{0,01} (100 Rw)^{b \log 100 Rw} \quad (4.7)$$

Si la formación es limpia, $b = 0$ y esta ecuación se reduce a

$$Fa = F_{0,01}.$$

De lo contrario, b tiene un valor negativo cuyo rango usual va desde 0 a - 0.22.

Hill y Milburn encontraron que el factor \underline{b} es directamente proporcional a la cantidad de arcilla en la matriz, la cual exhibe una conducta de intercambio iónico.

Hill y Milburn probaron la validez de la ecuación (4.7), última estadísticamente, con datos de 450 muestras, y encontraron que se ajustaba a las observaciones experimentales dentro de un 1% aproximado.

Aunque la validez de esta ecuación depende del rango de R_w adoptado (sobre 2 $\Omega.m$ a 25° C), datos adicionales presentados por Perkins, Brannon, y Winsauer (1954) sugirieron que la ecuación podría ser válida para R_w superiores a 16 $\Omega.m$.

$$R_w \text{ max} = 0,01 (10)^{-1/2b}$$

Esta ecuación representa el límite superior de validez de la ecuación (4.7) y debe ser utilizada para determinar dicha validez en los acuíferos de aguas subterráneas de menos de 60 $\Omega.m$.

Hay que deducir los factores \underline{b} de muestras procedentes de los acuíferos saturados con soluciones de muy alta salinidad.

4.4. FACTOR DE FORMACION EN ACUIFEROS Y $S_w = 1$

$$F = \frac{R_t}{R_w} \quad (\text{factor de formación verdadero})$$

$$F_a = \frac{R_o}{R_w} \quad (\text{factor de formación aparente})$$

$$F_\theta = \frac{a}{\theta^m} \quad (\text{factor de formación de Archie})$$

$$F_{xo} = \frac{R_{xo}}{R_{mf}} \quad (\text{factor de formación zona invadida})$$

$$I = \frac{R_t}{R_o} \quad (\text{índice de resistividad})$$

$$S_w = (R_o/R_t)^{1/2} = \sqrt{R_o/R_t} \quad (\text{Archie}) \quad (\text{saturación de agua})$$

En acuíferos se cumple que:

$$F_a = F_{xo} = F_\theta \quad (\text{Merkel, 1.983})$$

Un modo de localizar formaciones acuíferas es comparar el valor de R_{xo}/R_t con el de R_{mf}/R_w en arenas limpias (este último se puede derivar del registro SP o SSP); o con el R_{mf}/R_w en formaciones

"sucias" (shaly-sand), derivado del registro SP. Si ambos cocientes son iguales o casi, se deduce que estamos ante formaciones acuíferas.

Si $F_0 < F_{xo} < F_a$ (existencia de hidrocarburos móviles).

(Doll, Dumanoir, Martin, 1.960)

4.5. FACTOR DE FORMACION DE LA RESISTIVIDAD (MODIFICADO) DE ARCHIE:

$$F = a/\theta^m$$

Factores que influyen al coeficiente m

- 1) Geometría de poros
 - a) Area superficial/volumen de partícula roca (grano)
Angulosidad-Esfericidad
 - b) Cementación
 - c) Compactación
 - d) Uniformidad de la mezcla mineral
- 2) Anisotropía
- 3) Grado de aislamiento eléctrico por cementación
- 4) Ocurrencia de una fractura abierta

Factores que influyen al coeficiente a

- 1) Conductancia superficial y movilidad iónica que tiene lugar en las películas de agua absorbidas por las superficies sólidas

- a) La CEC de particulares materiales sólidos
 - b) La cantidad de agua absorbida por las partículas de arcilla en la estructura rocosa o dentro de los intersticios.
- 2) Salinidad del agua de formación
 - 3) Relaciones de humedad entre particulares superficies sólidas e hidrocarburos, como influye el intercambio catiónico
 - 4) La presencia y distribución de minerales sólidos eléctricamente conductores

(Ransom, 1984)

4.6. EL EXPONENTE DE CEMENTACION m EN LA RELACION $F - \emptyset$

$$F = a \cdot \emptyset^{-m} \quad (\text{Raiga-Clemenceau, 1.977})$$

El coeficiente a no tiene significado físico. Es una constante empírica destinada a integrar una variación de un "valor-base" del exponente de cementación m_b , de tal modo que:

$$a \cdot \emptyset^{-m} = \emptyset^{-m_b};$$

$$m_b = m - \frac{\log a}{\log \emptyset}$$

Para valores de $\underline{a} > 1$, el m_b aumenta o disminuye con la \emptyset y para $\underline{a} < 1$, si m_b disminuye, aumenta la \emptyset , y viceversa. Lo último es lo que expresa la fórmula de Humble con $\underline{a} = 0,62$.

Winsauer et al. (1952) realizaron medidas de laboratorio sobre 40 testigos, 29 seleccionados, teniendo en cuenta características físicas, contenidos en carbonatos y arcilla, PS, \emptyset , K, F, T, índice superficial del espacio poral, índice de empaquetamiento (Tabla 4.1).

Se obtuvo la expresión de Humble:

$$F = 0,62 \cdot \emptyset^{-2,15} \quad (\text{Fig. })$$

$$F_b (\text{medido}) = \emptyset^{-m_b}$$

$$\text{con } m_b = \frac{\log F_b}{\log \emptyset (\text{fraccional})}$$

Un cross-plot $m_b - k$ indicó que la distribución de puntos sigue una función del tipo:

$$\log k = \frac{2}{m_b - 1,28} - 2$$

Se obtuvieron unos valores a partir de la k y se llegó a:

TABLA 4.1.

Datos experimentales de Winsauer et al. (1952)

Core Attribution N° stratigraphique	Prof (ft)	Por. (%)	Perm (md)	F	Tortu- osité	Perm index
1 Gibson Pennsylv.	6400	17,0	90	23,3	2,30	47
2 Bradford Dev.	-	14,7	7	51	3,30	2,4
3 Oil Creek Ordov.	10700	6,7	4	67	3,20	1,2
4 Weber Pennsylv.	6100	17,6	220	16,6	2,00	174
5 Woodbine U. Cret.	4600	26,3	1920	8,6	1,60	1860
6 Woodbine U. Cret.	4500	25,6	4400	9,4	1,60	1330
10 Tensleep Pennsylv.	5600	13,9	145	33	2,40	13
11 Waltersburg Miss.	2000	18,6	25	22,9	2,30	48
12 Cronwell Pennsylv.	3200	18,8	410	18,6	2,00	108
13 Bradford Dev.	1700	16,1	3	42	3,20	4,8
14 Bradford Dev.	1700	15,0	9	41	2,90	5,5
15 Aux. Vases Miss.	3200	22,1	200	13,1	1,90	392
16 Aux. Vases Miss.	3100	20,6	36	16,6	2,10	161
17 Frio Oligocene	3600	30,7	70	8,4	1,70	1890
20 Tuscaloosa U. Cret.	10400	16,4	330	21,1	2,10	70
22 Tuscaloosa U. Cret.	10400	18,8	98	19,3	2,200	93
23 Frio Oligocene	-	24,8	1560	10,8	1,80	786
25 Repetto Pliocene	9500	19,1	36	17,2	2,30	145
28 Cookfield Eocene	6900	29,8	1180	8,4	1,75	1920
31 Frio Oligocene	9000	27,1	3200	11,7	2,05	550
32 Frio Oligocene	9000	28,2	2100	10,9	2,05	712
33 Wilcox Eocene	7900	19,4	8	24	2,50	39
34 Wilcox Eocene	7900	19,7	18	20,8	2,35	68
35 Yegua Eocene	7700	31,5	2200	6,9	1,50	4020
36 Wilcox Eocene	7200	19,3	19	24,4	2,70	37
37 Cookfield Eocene	8000	27,3	88	12,4	2,20	437
38 Frio Oligocene	6000	25,1	370	11,6	1,95	591
39 Glen Rose L. Cret.	7900	15,0	115	37,3	2,90	7,9
40 Berea Missipian (Affleur)		18,4	130	19	2,00	100

$$m_k = 1,28 + \frac{2}{\log k + 2}$$

Este factor se introdujo en la ecuación:

$$F_k = \emptyset^{-m_k}$$

Determinaron los F_b (medidos en el laboratorio), los F_b (según Humble) y los F_k (aplicando m_k).

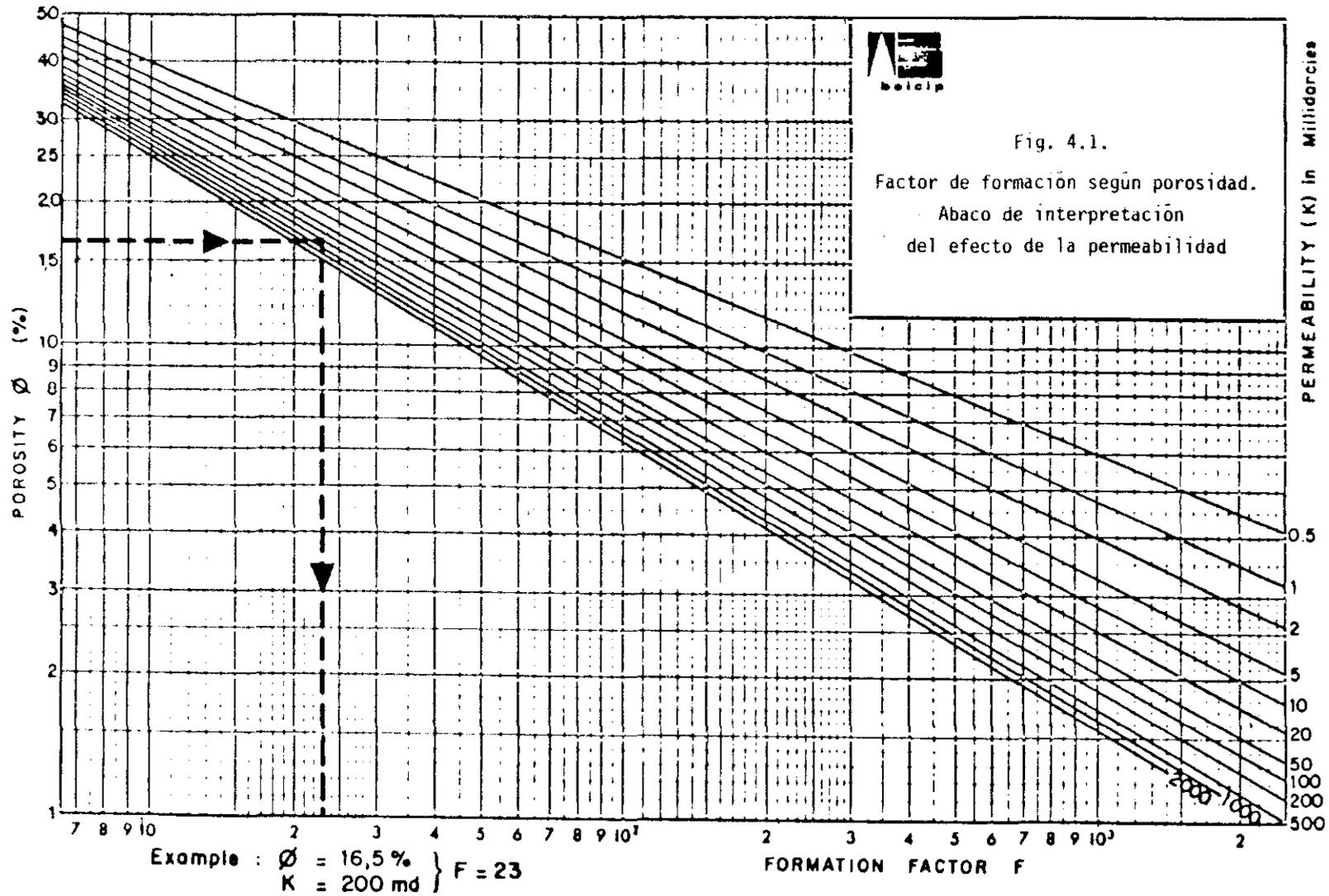
Se vio que los F_k se aproximan más a los F_b , por lo que el cálculo de F según \emptyset es más exacto si se utiliza un \underline{m} derivado de la permeabilidad.

Raiga-Clemenceau (1977) propuso un ábaco para determinar F según \emptyset con ayuda de varios índices de K en acuíferos y recíprocamente, conociendo a la vez \emptyset y F podemos deducir un índice de permeabilidad aplicable a zonas acuíferas (Fig. 4.1)

4.7. DISCUSION DE LOS PARAMETROS \underline{a} Y \underline{m}

(Gómez Rivero, 1977)

Como se sabe, el F es función de la \emptyset y de la tortuosidad (T) (Winsauer y otros, 1952).



Si la T aumenta, la permeabilidad (K) disminuye, aún cuando la \emptyset no varíe. Hay tres casos de especial interés para nosotros:

- 1) Porosidad intergranular y k bajas: F alto y m rango positivo bajo $\emptyset < 10\%$. Porción SE del ábaco.
 - 2) Porosidad intergranular y k altas: F bajo y m rango positivo alto. Porción NW ábaco.
 - 3) Porosidad intergranular alta y baja permeabilidad: F alto y m rango positivo bajo. Porción NW ábaco.
- (figs. 4.2, 4.3 y 4.4)

La permeabilidad (K) es una función compleja que incluye a F y a la presión capilar del sistema de poros.

En base a la expresión de Archie modificada:

$$F = \frac{a}{\emptyset^m}$$

$$\log a = \frac{A \log \emptyset + \log F}{1 + B \log \emptyset}$$

Se vio que para arenas:

$$m = \frac{1,8}{A} - \frac{1,29}{B} \log a$$

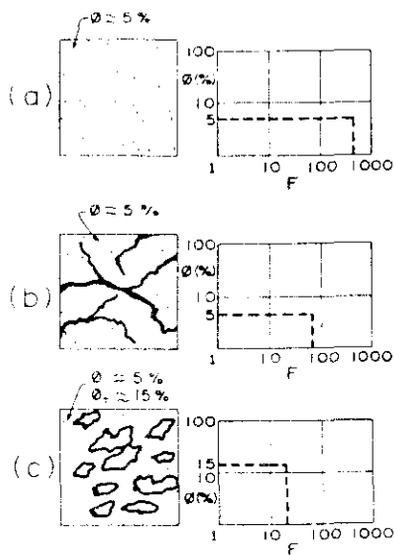


Fig. 4.2. Sistemas porosos básicos y su comportamiento eléctrico.

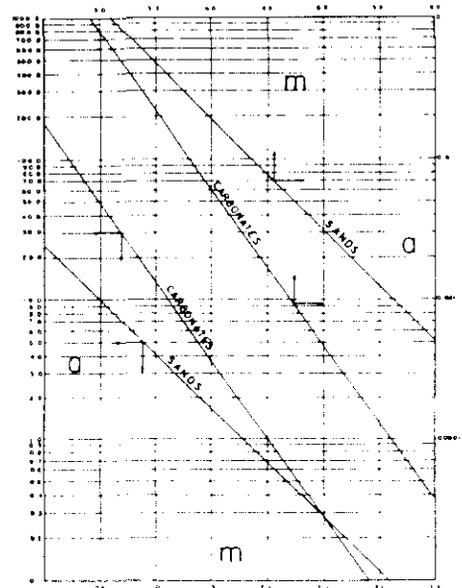


Fig. 4.3. Abaco para determinar m y a según litologías.

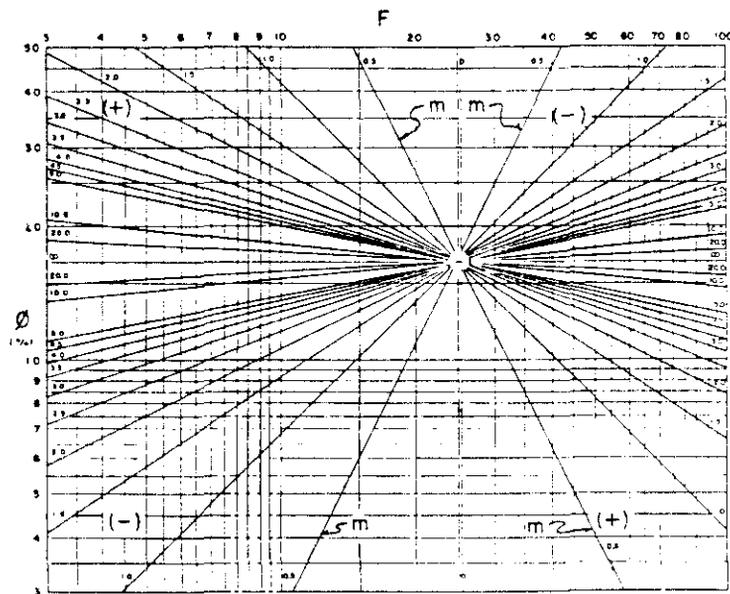


Fig. 4.4. Abaco para determinar ϕ , F y m en arenas.

y para rocas calcáreas:

$$m = \frac{2,03}{A} - \frac{0,9}{B} \log a$$

Estadísticamente, \underline{m} tiende a disminuir, tanto como disminuyen la \emptyset y la K. Pero en las formaciones intergranulares, según la \emptyset disminuye, aumenta la cementación del material. De tal modo que \underline{m} es una función inversa, pero no única, del grado de cementación.

Según Sherman (1983), los factores de formación de muestras conteniendo agua dulce tienden a exhibir valores más bajos que si estuvieran saturados con aguas de mayor salinidad. Un valor más bajo del F resulta de un valor más bajo de \underline{m} .

La Fig. 4.6 ilustra este efecto. Ella muestra un crossplot $\emptyset - F$ de muestras de un sondeo de Suramérica. Hay que notar cómo la salinidad del agua disminuye y también lo hace el exponente de cementación (\underline{m}).

Wyllie y Rose (1950) y Wyllie y Gardner (1958) definen \underline{a} como factor referido a la tortuosidad del sistema poral. Su valor aumenta cuando la cementación aumenta y, por tanto, cuando \underline{m} disminuye. Es decir, \underline{a} varía inversamente con \underline{m} . Por lo tanto, altos valores de \underline{a} cuando la K intergranular es baja. Y al revés.

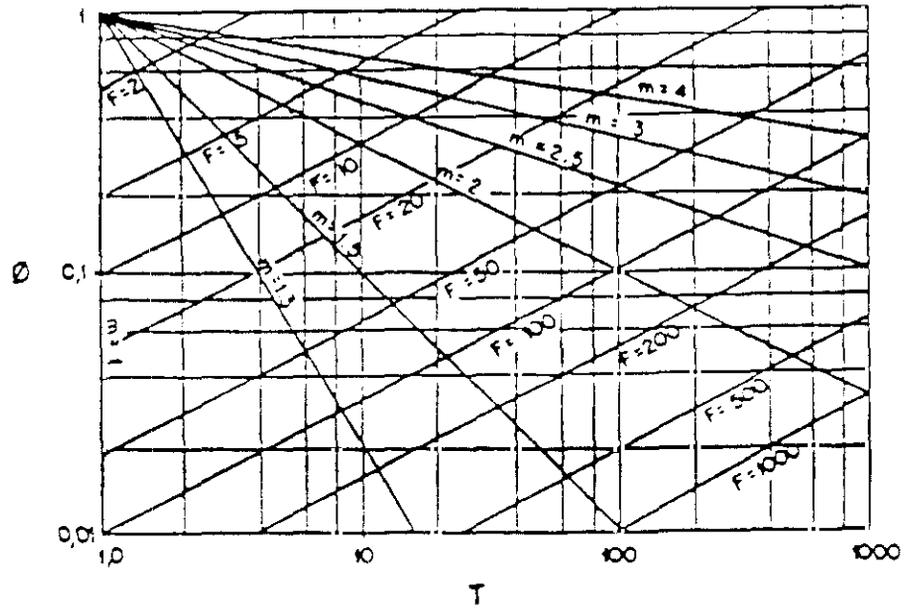


Fig. 4.5. Relaciones entre ϕ y T para valores constantes de F ó m (según Wyllie y Rose).

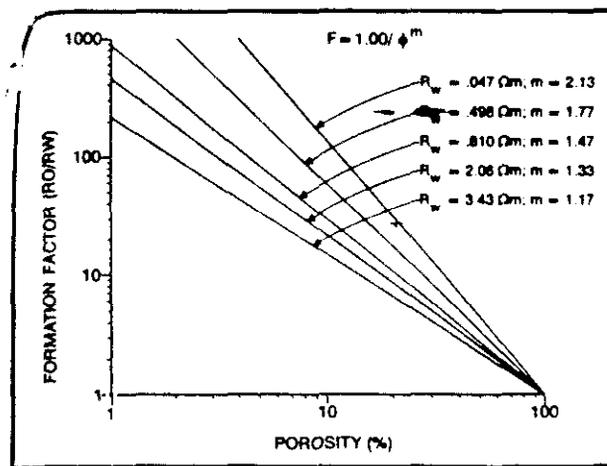


Fig. 4.6. Sensibilidad del factor de formación según la salinidad del agua en una formación areno-arcillosa de Sudamérica.

Exponente de cementación (m) y litología

Valores de m	-	Descripción de rocas (formaciones)
1,3	-	Rocas no consolidadas, arenas sueltas, calizas oolíticas
1,4 - 1,5	-	Rocas muy ligeramente cementadas, arenas tipo costa del golfo, excepto arenas Wilcox
1,6 - 1,7	-	Ligeramente cementadas (principalmente arenas con 20% de \emptyset o más)
1,8 - 1,9	-	Moderadamente cementadas (arenas muy cementadas de 15% de \emptyset o menos)
2,0 - 2,2	-	Muy cementadas (arenas de baja \emptyset , en arcillas, calizas, dolomías de \emptyset intergranular, creta)

Carothers (1968)

1,3 - 2,5	-	Areniscas
1,8 - 2,38	-	Calizas

Brace y Orange (1968)

m = 1	-	En rocas que desarrollan nuevas fracturas si están sometidas a tensiones
-------	---	--

A continuación, se expone una Tabla de

VALORES TIPICOS DE m

Na, montmorillonita	3.28	Atkins y Smith
Ca	2.70	Atkins y Smith
Moscovita	2.46	Atkins y Smith
Atapulgita	2.46	Atkins y Smith
Arcillas mediterráneas	2.20	?
Areniscas	2.15	Fórmula Humble-Winsauer
Illita	2.11	
Carbonatos	2.00	
Fragmentos pequeños	1.90	Jackson
Caolinita	1.97	Atkins y Smith
<u>Cementados</u>		
Areniscas	1.80	Atkins y Smith
Arenas naturales	1.80	Archie
Arenas laminadas	1.52	Jackson
Arenas redondeadas de Q	1.40	Jackson
Esferas	1.30	Wyllie y Gregory
Esferas	1.25	Jackson

$$F = a \cdot D^{-m}$$

$a = 1$ en todos los casos, excepto fórmula Humble-Winsauer ($a = 0.62$)

4.8. ANISOTROPIA

Hay una influencia de la anisotropía sobre la relación $F - \emptyset$ y sobre los coeficientes de \underline{a} y \underline{m} .

Hoyer y Spann (1975) utilizaron como indicador de los efectos de arcilla la relación F_a/F .

La anisotropía eléctrica puede variar marcadamente de una formación a otra y errores serios pueden resultar si usamos expresiones de Archie inadecuadas para establecer correlaciones particulares en situaciones donde la dependencia direccional de la resistividad es muy significativa.

La introducción de una dependencia direccional induce un cambio de F sin afectar la \emptyset , puesto que siempre se supone una constancia de los F y \emptyset con la profundidad.

La anisotropía eléctrica en el plano longitudinal puede hacer más grande la contribución a la dependencia direccional de la resistividad en ciertas formaciones.

Se ve que la variación direccional sobre \underline{a} y \underline{m} no está de acuerdo con la tendencia empírica de las relaciones establecidas entre estos parámetros usando muestras horizontalmente orientadas.

La anisotropía es mayor en formaciones "sucias" que en las "limpias" de igual geometría poral.

La influencia de la salinidad causa una disminución en la anisotropía de la formación en el caso de formaciones limpias. En formaciones "sucias", los cambios de anisotropía son función de la salinidad del electrolito (c_w).

Mendelson y Cohen (1982) estudiaron el efecto de la anisotropía de las partículas sobre las propiedades eléctricas de las rocas sedimentarias, generalizando el tratamiento hecho por Sen y al. (1981) para el caso de granos elipsoidales con una distribución de orientaciones y factores despolarizantes. Ellos estudiaron dos distribuciones orientadas: 1) granos orientados al azar en tres dimensiones; y 2) granos alineados según ejes principales en dos dimensiones.

En el primer caso, la conductividad es un escalar que satisface la Ley de Archie: $c = c_w \varnothing^m$. El exponente \underline{m} tiene un mínimo de 1,5 para granos esféricos. La presencia de granos muy achatados (en forma de

disco) eleva \underline{m} significativamente. Si los granos no presentan grandes excentricidades (≥ 15), el exponente cae dentro del rango observado $1.2 \leq m \leq 4$.

En el segundo caso (granos alineados), la conductividad es un tensor con valores principales que satisfacen la Ley de Archie de la forma: $c_j = a_j(\theta) c_w \theta^m$, donde c_j es el j^{o} valor principal de la conductividad y $a_j(\theta)$ puede desarrollarse en serie de potencias de θ con el primer término constante. Para excentricidades de grano en el rango 0 - 0.95, el coeficiente a_j cae en el rango 0.1 - 4. El exponente \underline{m} tiene un valor mínimo de 2 para dos dimensiones, independiente de la forma de grano, si todos los granos tienen igual forma, y se hace mayor para cualquier distribución de formas de grano.

Puesto que distribuciones diferentes de orientaciones de granos pueden producir igual conductividad efectiva, está claro que las medidas de conductividad eléctrica (corriente continua) no son suficientes para determinar la distribución de granos.

4.9. RESISTIVIDAD DE FORMACIONES ACUIFERAS

El agua es, usualmente, salina (conductora de electricidad). Es un electrolito y, por tanto, conduce electricidad por el movimiento de

iones cargados que resultan de la disociación de las sales en solución.

La conductividad, o capacidad del agua subterránea para conducir electricidad, es proporcional al número de iones, cada uno de los cuales puede producir una cantidad específica de carga eléctrica. El agua subterránea contiene muchos iones diferentes. Los comunes Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} (cationes), Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} y CO_3H^- (aniones). En general, la solución más salina es la más conductora y menos resistente.

La resistividad de los acuíferos dependerá de la cantidad de agua presente, de la salinidad de esta agua, de la temperatura y del modo como se distribuye el agua a través de la roca. Cuando una sal se disuelve en agua, los iones constituyentes de la sal se separan y son libres para moverse en la solución. Cuando un campo eléctrico se aplica, los cationes de la solución se acelerarán hacia el polo negativo (-) del campo y los aniones hacia el polo positivo (+). Esta aceleración es contrarrestada por la viscosidad que limita la velocidad máxima a la que los iones pueden ser acelerados. La velocidad final obtenida con una unidad de campo eléctrico (1 v/m) se define como movilidad de un ión.

La movilidad es una función de la temperatura y de la concentración de sal en la solución. Aumentando la temperatura disminuye la



viscosidad del agua, permitiendo velocidades finales mayores para el mismo gradiente de tensión. Si una solución contiene una alta concentración de iones, el movimiento de un ión puede ser inhibido por el movimiento de otros iones próximos a él, reduciendo la velocidad final. Por estas razones, la temperatura y la concentración deben ser especificadas para un valor determinado de movilidad iónica. Las movilidades de los iones comunes a 25° C en soluciones diluidas se dan en la Tabla 4.2. Muchos análisis de aguas subterráneas han sido publicados y Chebotarev (1955) ha dado un sumario de salinidades de aguas subterráneas (Tabla 4.3). La resistividad de un electrolito consistente en una solución de ClNa se da en la Tabla 4.4 como una función de la concentración, a la temperatura de 18° C. La conductividad electrolítica aumenta casi linealmente con la concentración, excepto en soluciones altamente concentradas. Las relaciones gráficas entre la resistividad electrolítica y la concentración se muestran en la Fig. 4.7 para varias temperaturas, comprendidas entre 20 y 100° C. Una comparación de las curvas concentración-resistividad para soluciones de varias sales, todas a 20° C, se muestra en la Fig. 4.8 Quist y Marshall (1968/69) han publicado tablas dando la resistividad de soluciones salinas a altas temperaturas y presiones. Los datos sobre soluciones de ClNa se dan en la Tabla 4.5, mientras que los datos sobre soluciones de KHSO₄ se dan en la Tabla 4.6.

Tabla 4.2. Movilidades iónicas medidas para bajas concentraciones

25°C

H ⁺	36.2 × 10 ⁻⁸
OH ⁻	20.5 × 10 ⁻⁸
SO ₄ ²⁻	8.3 × 10 ⁻⁸
Na ⁺	5.2 × 10 ⁻⁸
Cl ⁻	7.9 × 10 ⁻⁸
K ⁺	7.6 × 10 ⁻⁸
NO ₃ ⁻	7.4 × 10 ⁻⁸
Li ⁺	4.0 × 10 ⁻⁸
HCO ₃ ⁻	4.6 × 10 ⁻⁸

* Meters per second/volts per meter.

Tabla 4.3. Resistividad de aguas naturales (valores promedio regionales)

Source of water samples	Number of samples	Resistivity* at 20°C	
		Median	Range
Igneous rocks, Europe	314	7.6	3.0—40
Igneous rocks, South Africa	175	11.0	0.50—80
Metamorphic rocks, South Africa	88	7.6	0.86—80
Metamorphic rocks, Precambrian of Australia	31	3.6	1.5—8.6
Recent and Pleistocene continental sediments, Europe	610	3.9	1.0—27
Recent and Pleistocene sediments, Australia	323	3.2	0.38—80
Tertiary sediments, Europe	993	1.40	0.70—3.5
Tertiary (Miocene and Oligocene) sedimentary rocks, Australia	240	3.2	1.35—10
Mesozoic sedimentary rocks, Europe	105	2.5	0.31—47
Paleozoic sedimentary rocks, Europe	161	0.93	0.29—7.1
Chloride waters from oil fields	967	0.16	0.049—95
Sulfate waters from oil fields	256	1.20	0.43—5.0
Bicarbonate waters from oil fields	630	0.98	0.24—10

* Ohm-meters.

Tabla 4.4. Resistividad en ohm·m de electrolitos de ClNa.

Temperature (°C)	NaCl (g/l)					
	58.45	29.23	5.845	2.933	0.5845	0.2923
0	0.211	0.386	1.73	3.36	15.82	31.2
2	0.200	0.368	1.65	3.19	15.1	29.6
4	0.190	0.352	1.57	3.02	14.3	28.1
6	0.182	0.336	1.49	2.86	13.7	26.7
8	0.174	0.320	1.42	2.73	12.9	25.0
10	0.165	0.304	1.35	2.57	12.3	23.9
12	0.157	0.288	1.28	2.43	11.7	22.6
14	0.149	0.274	1.21	2.31	11.1	21.4
16	0.142	0.260	1.15	2.19	10.5	20.3
18	0.135	0.248	1.09	2.09	9.8	19.3
20	0.129	0.238	1.04	2.00	9.5	18.4
22	0.123	0.228	1.00	1.92	9.0	17.6
24	0.117	0.219	0.96	1.84	8.6	16.8
26		0.210	0.93	1.76	8.2	16.2
28		0.200	0.87	1.68	7.9	15.6
30		0.191	0.84	1.61	7.5	14.9
32		0.183	0.80	1.55	7.2	14.3
34		0.176	0.77	1.49	6.9	13.7

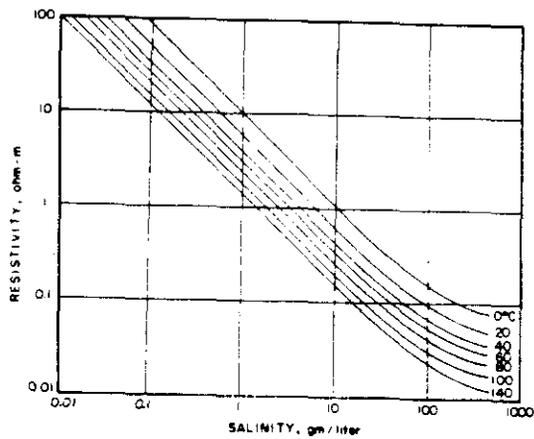


Fig. 4.7. Resistividad de soluciones de ClNa como una función de la concentración y la temperatura.

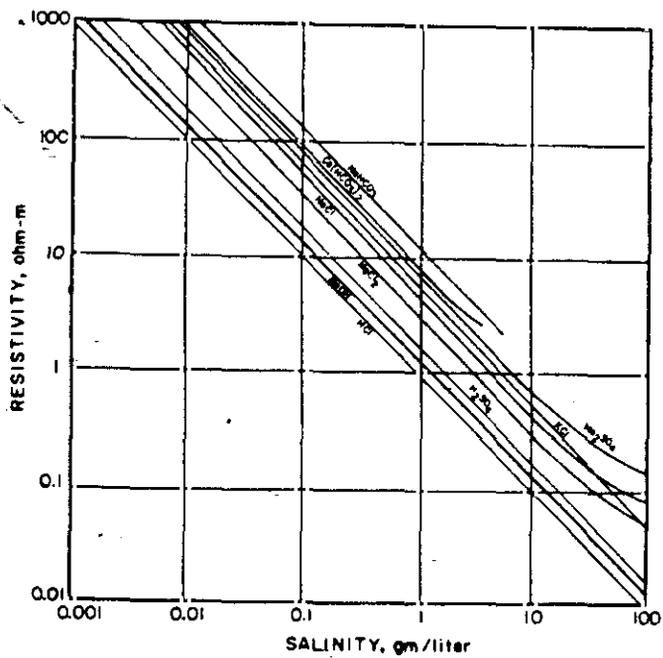


Fig. 4.8. Relación entre la resistividad y la concentración para varias soluciones salinas a la temperatura de 18°C.

TABLE 4.4.

EQUIVALENT CONDUCTANCES ($\text{cm}^2 \text{ ohm}^{-1} \text{ equiv}^{-1}$) OF 0.1000 *m* NaCl SOLUTIONS AT INTEGRAL TEMPERATURES AND DENSITIES (g/cm^3)

Temp. °C	0.35	0.40	0.45	0.50	0.55	0.60	0.65	0.70	0.75	0.80	0.85	0.90	0.95	1.00
100													(300)	290
150													405	380
200											(535)	520	490	450
250											580	570	535	500
300								(695)	675	635	615	600	575	535
350								680	675	645	635	620	590	
400	260	350	410	490	540	610	650	670	670	655	645	630	600	
450	190	270	360	450	520	590	630	655	660	655	645			
500	140	220	320	410	490	565	610	640	650	655	640			
550	105	185	290	380	470	540	585	625	640	655				
600	85	160	260	360	450	520	565	605	625	645				
650	70	140	235	330	420	495	545	585	610					
700	60	125	215	305	400	470	525	570	600					
750	50	110	195	285	380	450	510							
800	50	100	180	265	350	430	490							

Note: Equivalent conductances is defined as $\Lambda = 1000 \sigma/c$ where σ is the conductivity and c is the number of equivalents of electrolyte per 100 cm^3 of solution.

TABLE 4.5.

EQUIVALENT CONDUCTANCES OF KHSO_4 SOLUTIONS

The Molar Conductances ($\text{cm}^2 \text{ ohm}^{-1} \text{ mole}^{-1}$) of 0.000817 *m* KHSO_4 Solutions at Integral Temperatures and Densities (g/cm^3)

Temp. °C	0.40	0.45	0.50	0.55	0.60	0.65	0.70	0.75	0.80	0.85	0.90	0.95
0												
25												(900)
100												
150												
200										(905)	945	1000
250										870	900	980
300							(900)	880	860	850	870	940
350							915	880	840	820	840	
400	1030	1080	1070	1030	1000	950	910	880	830	810	800	
450	990	1060	1060	1030	1000	950	905	870	825	800		
500	950	1040	1050	1020	995	950	905	870	820	795		
550	920	1010	1040	1015	990	945	900	860	820			
600	880	990	1030	1010	990	945	900	860	810			
650	840	970	1020	1010	985	940	895	860				
700	800	950	1010	1005	980	940	890	850				

The Molar Conductances ($\text{cm}^2 \text{ ohm}^{-1} \text{ mole}^{-1}$) of 0.00240 *m* KHSO_4 Solutions at Integral Temperatures and Densities (g/cm^3)

Una gran cantidad de investigaciones han sido hechas para correlacionar la resistividad de una roca con el contenido de agua. Muchos estudios se han guiado, por su uso extendido, de una fórmula empírica que relaciona la resistividad y la porosidad, conocida como Ley de Archie: $R_t = a \cdot R_w \cdot \phi^{-m}$, donde R_t es la resistividad de la roca, R_w es la resistividad del agua contenida en la estructura poral, ϕ es la porosidad expresada como una fracción por unidad de volumen de roca (porosidad efectiva), y a y m son parámetros cuyos valores son asignados arbitrariamente para hacer que la ecuación se ajuste a un particular grupo de medidas. La Fig. 4.9 muestra la distribución típica a partir de una colección de 793 medidas, referidas por Carothers (1968), de gráficos de correlación de resistividad y contenido de agua. La distribución no es consecuencia de errores medidos, sino que indica una variabilidad de textura entre muestras pequeñas de rocas. Cuanto más y más medidas se hagan, el promedio de resistividad medido sobre muestras con una porosidad dada se aproxima más y más a la relación según la Ley de Archie. Si, en vez de representar cada valor individual de resistividad frente a cada valor individual de porosidad, las medidas se separan en grupos con base en la porosidad, y solamente la resistividad promedio de cada grupo se representa, se obtiene una correlación tal como muestra la Fig. 4.10 (muestras de arenisca, verificadas por Keller). Para las porosidades cerca del 10%, la relación lineal

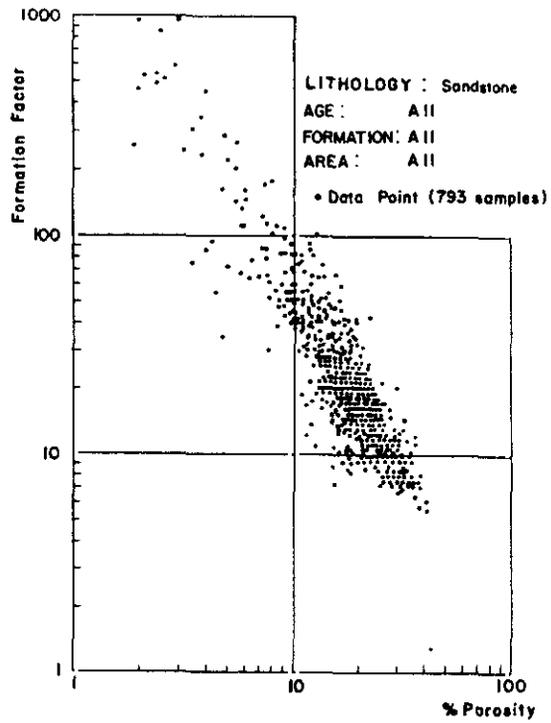


Fig. 4.9. Correlación entre el factor de formación y la porosidad

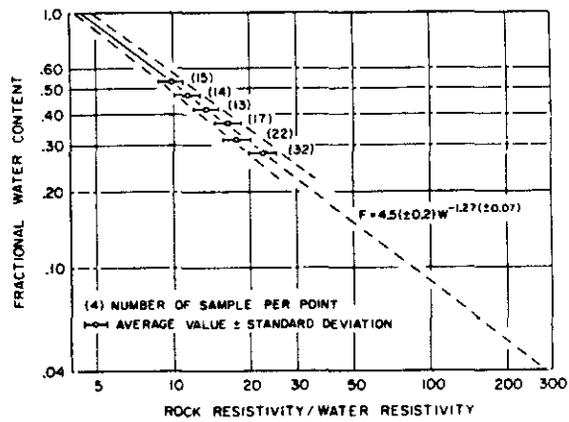


Fig. 4.10. Correlación entre el valor medio de la resistividad y la porosidad en muestras de tufolavas.

producida por la Ley de Archie da cabida ajustada para los valores promedio.

Cuando hacemos medidas de resistividad en rocas consolidadas o ricas en arcilla, encontramos que el F , C_w/C_o depende de la conductividad del fluido. Esto se explica por la contribución de la conductividad superficial, que supone un exceso de conductividad debida a una zona fina de iones electrostáticos atraídos por superficies minerales con carga neta (Overbeek, 1952). El cumplimiento de la Ley de Archie es mejor cuando las soluciones fluidas saturantes son salinas, ya que pueden, efectivamente, anular la influencia de la conductividad superficial (Madden, 1976).

Estudios de correlación entre contenido de agua y resistividad han sido verificados también en algunas rocas no sedimentarias. La fig. 4.10 muestra el resultado de medidas hechas con muestras de rocas piroclásticas (volcánicas) de la formación Oak Springs en el Sudeste de Nevada. La fig. 4.11 muestra medidas hechas con muestras de basalto tomadas en un sondeo del volcán Kilauea en Hawai estudiado por Keller, Zablocki y otros (1974). Recientemente, Kirkpatrick (1979) ha publicado una correlación de muestras de basalto recogidas en sondeos profundos marinos (Fig. 4.12).

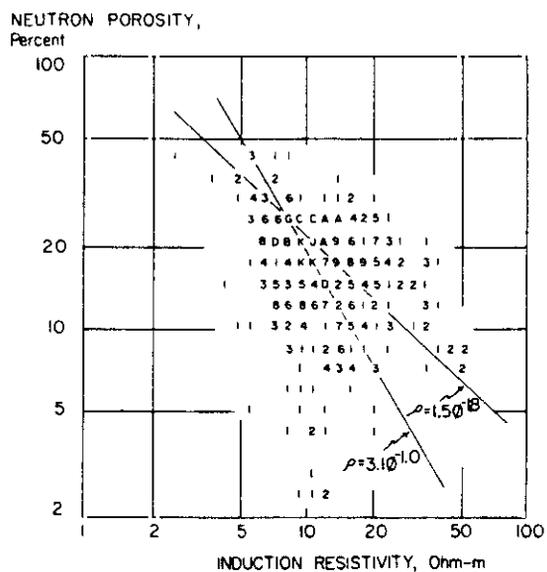


Fig. 4.11. Correlación entre la resistividad - porosidad según logs en basaltos del volcán Kilavea, Hawaii.

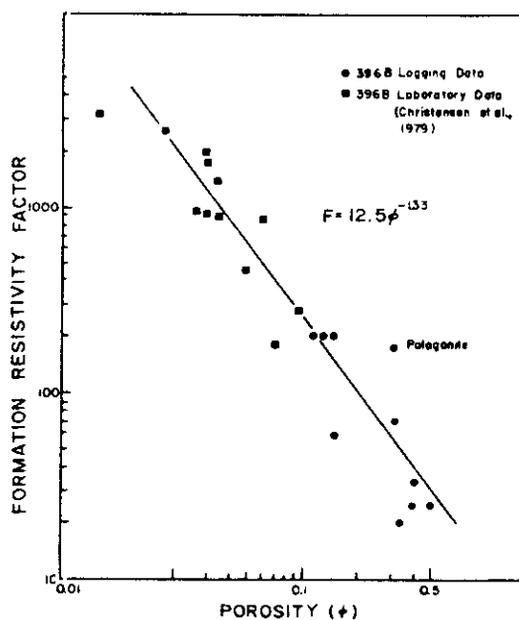


Fig. 4.12. Factor de formación del sondeo 396 B deducido de los datos del log asumiendo $R_w = 0.4 \text{ ohm}\cdot\text{m}$ y $R_w = 0.2 \text{ ohm}\cdot\text{m}$ según la boratorio.

Correlaciones porosidad-resistividad también han sido hechas con muestras de sedimentos marinos no consolidados, recogidos del suelo marino. Los datos estudiados por Kermabon (1969) son mostrados en la fig. 4.13 con una interpretación de los datos en términos de la Ley de Archie (Fig. 4.14). Lo que relaciona la Ley de Archie es una descripción particularmente simple de la correlación entre la resistividad y el contenido de agua, pero no ha sido sustanciado ningún modelo físico que aclare su explicación. Se han hecho extensos estudios, en orden a relacionar el contenido de agua y la resistividad, sobre la base de modelos matemáticos de estructuras porales. No ha sido encontrada una descripción geométrica simple de la estructura poral para sintetizar el comportamiento de la Ley de Archie, aunque muchas han sido propuestas. Kobranova (1962) ha listado expresiones que relacionan la resistividad y el contenido de agua según estructuras porales geoméricamente determinadas (Carmichael, 1982).

Modelos con descripción no determinada o estadística de las geometrías porales simuladas por distribuciones estadísticas de tamaños y formas (Kwon, 1975; Madden, 1976) ofrecen resultados satisfactorios.

En la Ley de Archie, los parámetros a y m con frecuencia correlacionan con la litología y la textura de una roca. Los valores de

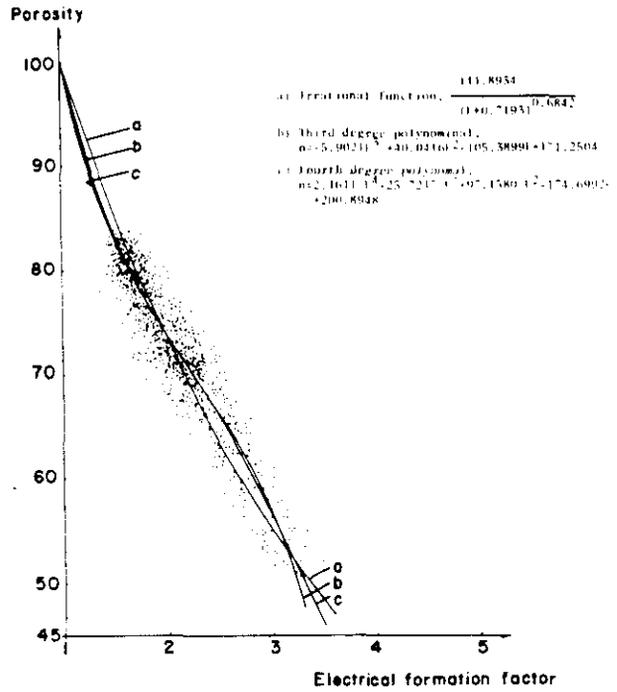


Fig. 4.13. Tres curvas ploteadas sobre un escalón de puntos correspondientes a 2.500 medidas hechas con 21 muestras de sondeos.

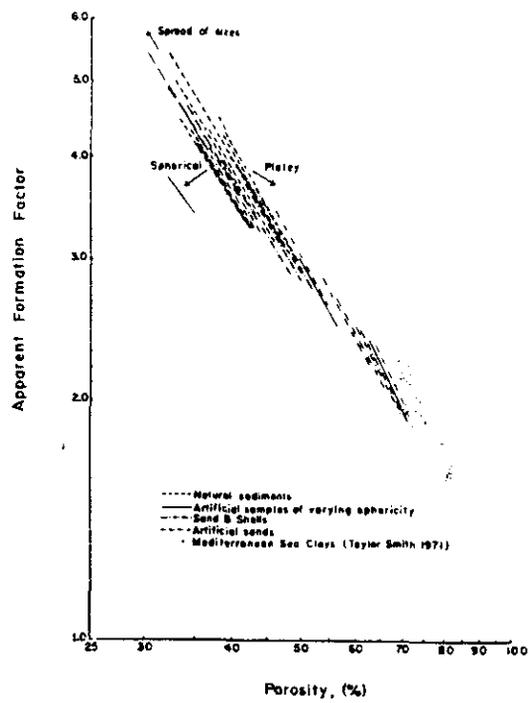


Fig. 4.14. Líneas de Archie de mejor ajuste más algunos valores individuales de arcillas marinas.

α varían ligeramente desde menor de 1, en rocas clásticas detríticas, hasta 3.5 en rocas piroclásticas vesiculares y el parámetro m varía desde 1.3 en arenas apretadas, hasta 2.3 en rocas clásticas fuertemente cementadas.

La forma de los poros tiene un efecto sobre la naturaleza de la resistividad. Por ejemplo, cuando los granos del sólido aislante se presentan como esferas iguales tangentes, se demuestra que, según los tres modos de disposición de estas esferas (cúbico, romboédrico, tetraédrico), la porosidad, la resistividad del medio poroso supuesto saturado al 100% por un fluido de resistividad R_w están limitados por la expresión:

$$\phi^{-1.4} < \frac{R_o}{R_w} < \phi^{-1.7} \quad (\text{Lebreton y Vaubourg, 1.981})$$

Para poros saturados en agua, supuestos cúbicos y de 0.01 mm. a 1 mm. de lado, las dimensiones sugeridas a partir del examen de láminas delgadas de varios tipos de rocas, ofrecen una resistencia eléctrica comprendida entre:

$$R_w \cdot 10^3 \Omega < R < R_w \cdot 10^5 \Omega$$

A 25° C, la resistividad R_w de soluciones salinas naturales evoluciona de 100 $\Omega \cdot m$ (<200 p.p.m. ClNa), en estas condiciones, la resistencia de un poro tiene los valores límites siguientes: $40\Omega < R < 10^7\Omega$. Se cumple que para aguas de salinidades superiores a 8.000 p.p.m. de ClNa y para rocas de \emptyset intergranular bien repartida:

$$\emptyset^{-1.8} < \frac{R_o}{R_w} < \emptyset^{-2.2}$$

Por el contrario, para rocas (formaciones) conteniendo agua de salinidad inferior a 8.000 p.p.m. de ClNa hay que utilizar:

$$\emptyset^{-1.2} < \frac{R_o}{R_w} < \emptyset^{-2} \quad (\text{Lebreton y Vaubourg, 1.981})$$

En algunos casos, la Ley de Archie falla en su aplicación debido al efecto de otros factores, diferentes a la porosidad, sobre la resistividad. Como ejemplo, la presencia de arcilla o minerales de Fe tiende a disminuir la resistividad por debajo del valor predicho por la Ley de Archie (Keller, 1953; Patnode y Wyllie, 1950).

Los estudios de laboratorio, tales como los de Brace et al. (1965) y Hilchie (1964), indican un incremento de la conductividad con el aumento de temperatura en rocas saturadas de agua. A temperaturas próximas al punto de ebullición del electrolito en el espacio poral,

TABLA 4.6.
Conductancias equivalentes de soluciones de KH SO_4

Temp. °C	0.40	0.45	0.50	0.55	0.60	0.65	0.70	0.75	0.80	0.85	0.90	0.95
0												
25												
100												(750)
150												
200										(765)	760	810
250										775	765	810
300							(870)	840	805	780	765	810
350							880	840	805	780	765	775
400	830	905	950	965	950	920	875	840	805	775	760	750
450	790	880	935	955	940	910	870	835	805	770	750	
500	750	855	920	940	930	905	865	830	795	760	740	
550	710	835	905	930	920	895	860	820	790			
600	680	810	890	920	910	885	850	815	780			
650	640	785	875	910	905	875	845	810				
700	600	765	860	895	895	870	835	805				

The Molar Conductances ($\text{cm}^2 \text{ ohm}^{-1} \text{ mole}^{-1}$) of 0.00505 *m* KHSO_4 Solutions at Integral Temperatures and Densities (g cm^{-3})

Temp. °C	0.40	0.45	0.50	0.55	0.60	0.65	0.70	0.75	0.80	0.85	0.90	0.95	1.00
0													290
25													455
100												(605)	700
150													765
200									(720)	700	725	790	
250									735	710	730	785	
300						(850)	820	780	740	720	725	755	
350						850	820	780	745	720	715		
400	680	790	850	875	880	870	840	810	775	740	720	700	
450	630	750	820	850	860	850	830	800	765	735	710		
500	590	715	790	830	845	835	820	790	755	725	705		
550	540	680	760	810	825	820	810	780	740				
600	490	640	730	785	810	800	790	770	730				
650	450	610	700	765	790	785	770	750					
700	400	570	670	745	775	770	750	730					

From Quist, A. S. and Marshall, W. L., *J. Phys. Chem.*, 72, 684, 1968. With permission.

TABLA 4.7. Formas de la ley de Archie que pueden ser usadas cuando la litología es conocida

	$\frac{a}{b}$	$\frac{c}{d}$
1. Rocas detríticas débilmente cementadas, tales como arenas, areniscas, y algunas calizas, con θ de 25 a 45%, usualmente de edad Terciario	0.88	1.37
2. Rocas sedimentarias, moderadamente bien cementadas, incluyendo areniscas y calizas, con θ de 18 a 35%, de edad Mesozoica en general	0.62	1.72
3. Rocas sedimentarias bien cementadas con θ de 5 a 25%, usualmente de edad Paleozoico	0.62	1.95
4. Rocas volcánicas de alta θ , tales como tufolavas, lavas aa y pahoehoe, con θ de 20 a 80%	3.5	1.44
5. Rocas con menos de un 4% de θ , incluyendo rocas ígneas densas y rocas sedimentarias metamorfoseadas	1.4	1.58

los efectos sobre la resistividad de la saturación parcial de vapor todavía no han sido investigados. Los efectos de la saturación líquida sobre la resistividad eléctrica han sido citados en varias publicaciones (Keller, 1953; Brace y Orange, 1968; entre otros). Puesto que la mayoría de las rocas son consideradas aislantes eléctricos cuando están secas, la mayor parte de la conducción eléctrica en rocas saturadas tiene lugar a través del movimiento de iones en solución. Un aumento en la saturación del electrolito provoca una disminución en la resistividad eléctrica (Ibrahim y Keller, 1981).

Expresiones de la forma de la Ley de Archie para varios tipos de rocas son listadas en la Tabla 4.7.

4.10. HUMEDAD

El proceso o mecanismo de modificación de las propiedades eléctricas por el agua es la formación de la doble capa electroquímica (Helmholtz) con superficies de las arcillas. Las monoláminas están fuertemente rodeadas por la capa de Stern (alrededor de 10 angstroms de espesor) y son sucesivamente absorbidas hasta constituirse en contraiones móviles en la difusa capa de Gouy-Chapman (la cual tiene una influencia general en las propiedades físicas hasta 1.000 angstroms desde la interfase líquido-sólido). Estos aspectos han

sido discutidos y revisados por Clark (1.970), Schiffrin (1.970, 1.972, 1.973), Sing (1.973) y Payne (1.973).

Problemas adicionales causados por las geometrías en los sistemas porosos han sido discutidos por Davies y Rideal (1.963), Rangarajan (1.969) y Everett y Haynes (1.973), Marshall y al. (1.973) han observado propiedades dieléctricas anómalas que atribuyen a capilaridades finas paralelas en las rocas. El problema particular de sus conexiones con la conductividad eléctrica en los medios porosos ha sido discutido por Shankland y Waff (1.973) y Madden (1.974) en contextos geológicos.

Una discusión general de los electrolitos en solución arenosa puede ser encontrada en Hasted (1.972), Rao y Premaswarup (1.969) y Potter (1.973). En tales soluciones, además de las reacciones químicas deben ser también considerados los procesos de transporte de masas de Faraday (ver Ott y Rys, 1.973 a, b; Schmidt, 1.973 a, b, c; Deevlie y Pospisil, 1.969; Reinmuth, 1.972 a, b, c; Armstrong y Firman, 1.973 a, b).

Los efectos de la temperatura y el contenido de agua sobre las propiedades eléctricas han sido investigados por Baldwin (1.958), Von Ebert y Laughhammer (1.961), Dransfeld y al. (1.962), Mc Cafferty y Zettlemyer (1.971), Hoekstra y Doyle (1.971) y Hoekstra y Delaney

(1.974). Los efectos de la temperatura sobre una monolamina de agua son, más o menos, los mismos que sobre una roca seca. Con mayores cantidades de agua, si la temperatura desciende cada vez más y a través de 0° C, la alteración relativa de las propiedades eléctricas entre los estados seco y húmedo se hace más pequeña. Por debajo de los -60° C, el efecto del agua en cualquier cantidad se hace extremadamente pequeño y las propiedades eléctricas son prácticamente indistinguibles de las del estado seco. Las implicaciones de estos resultados son discutidas además por Mc Cafferty y Zettlemyer (1.971), Hoekstra y Doyle (1.971) y Olhoeft y Strangway (1.974, a).

Los efectos de la temperatura, contenido de agua y la presión han sido investigados por varios grupos con resultados ambiguos. Dvorak (1.973), Dvorak y Schloessin (1.973), Duba y al. (1.974), Akimoto Fujisawa (1.965) y otros han investigado los efectos de la presión en rocas secas, encontrando generalmente un pequeño o ningún cambio en la conductividad eléctrica por debajo de 8 kilobarias, pero a veces grandes e irreversibles cambios tienen lugar antes de 8 kilobarias (posiblemente relacionados con cambios químicos).

Brace y al. (1.965), Brace y Orange (1.968) y Stesky y Brache (1.973) han observado variaciones grandes en la conductividad eléctrica en muestras húmedas con presión sólo hasta 6 kilobarias. Esta alteración se puede atribuir a cambios en el volumen poral y al

cierre de capilaridades con la presión, pero muchas más investigaciones deben ser hechas todavía (particularmente con la complicación adicional de la temperatura como variable). Holzapfel (1.969) ha observado que el agua sometida a alta presión y alta temperatura se hace muy conductora (más de 0.01 mho/m a 200° C y 10 kbars.); en algunos casos, se hace más conductora que muchas rocas bajo condiciones similares de temperatura y presión.

4.11. LA RELACION ENTRE LA PETROFISICA DE LOS ACUIFEROS Y LA EVALUACION DE HIDROCARBUROS

La evaluación de los registros de pozos para prospección de hidrocarburos fluidos se ha basado siempre sobre relaciones petrofísicas de la zona acuífera donde $S_w = 1$, resultando un régimen petrofísico menos complejo que se ha usado para control. Esta dependencia de la petrofísica de los acuíferos ha estado tradicionalmente centrada en las ecuaciones de Archie, que son estrictamente válidas para arenas limpias. Investigaciones dirigidas al establecimiento de ecuaciones generales aplicables para la evaluación de yacimientos de hidrocarburos, "limpios" o "sucios" (Shaly), de nuevo se han basado inicialmente sobre la zona acuífera, para evitar la saturación de agua como un parámetro complicado. Estas ecuaciones que, convencionalmente, están basadas sobre conceptos de resistividad eléctrica, se han demostrado equivalentes a las usadas en la



industria del agua. Aquí se proponen porque forman parte de una numerosa familia de relaciones petrofísicas que describen la conducta eléctrica de la zona saturada de agua en las formaciones geológicas como un todo. Este comportamiento parece que es consistente para muestras-testigo arenosas que presentan un amplio rango de características petrofísicas y ello permite describir un modelo tipo que se conserva en la zona de hidrocarburos (fig. 4.15).

Ecuaciones de Archie:

$$F = \frac{R_o}{R_w} \quad (1)$$

$$I = \frac{R_t}{R_o} \quad (2) \quad \text{para una muestra granular limpia,} \\ \text{parcialmente saturada de electrolito} \\ \text{de resistividad (Rw)}$$

I (índice de resistividad) varía con el grado de saturación y es independiente de R_w .

$$I = \frac{R_t}{F \cdot R_w} \quad (3)$$

$$\emptyset = (1/F)^{1/n} \quad (4)$$

$$S_w = (1/I)^{1/n} \quad (5)$$

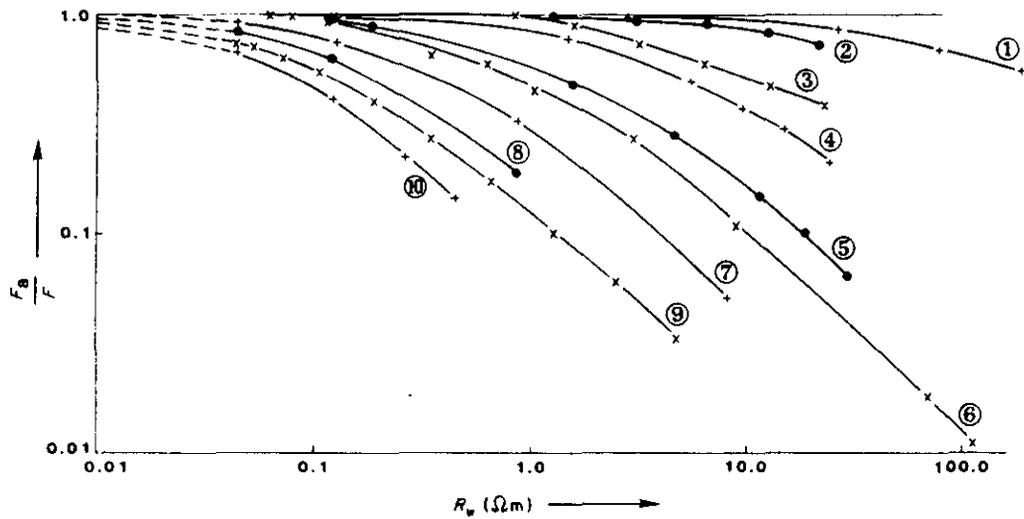


Fig. 4.15. Variación de F_a/F con R_w en diez muestras arenosas (ver tabla debajo).

TABLA 48 VALORES DEL PARAMETRO ELECTRICO DE ARCILLA EN LAS MUESTRAS REPRESENTADAS ARRIBA

Datos	Investigador(es)	Identificación muestra	Litología	Valor de X (S/m)
1	Patnode y Wylie (1950)	Berea SS	Arenisca	$2,3 \times 10^{-4}$
2	Sarma y Rao (1963)	Muestra nº 2	Arenas de río	$4,7 \times 10^{-3}$
3	Wylie y Southwick (1954)	Arena yegua	Arenisca ligeramente arcillosa	$1,3 \times 10^{-2}$
4	Zaafan y Totonji (1980)	Muestra 8	Arenisca ligeramente arcillosa	$7,0 \times 10^{-3}$
5	Zaafan (1981)	Muestra 1H	Arenisca arcillosa	$3,4 \times 10^{-2}$
6	Rink y Schopper (1974)	Muestra B49	Arenisca arcillosa	$1,5 \times 10^{-2}$
7	Teachov (1983)	Muestra 20	Arenisca arcillosa	$1,2 \times 10^{-1}$
8	Teachov (1983)	Muestra 17	Arenisca arcillosa	$2,3 \times 10^{-2}$
9	Waxman y Smits (1968)	Muestra 26	Arenisca muy arcillosa	$1,5 \times 10^{-1}$
10	Waxman y Smits (1968)	Muestra 1	Arenisca muy arcillosa	$1,1 \times 10^{-1}$

Archie propuso que $m = n = 2$, en las formaciones limpias (Worthington, 1.986).

4.12. LA INFLUENCIA DE LA ARCILLA SOBRE LA RESISTIVIDAD ELECTRICA DE LAS FORMACIONES (ROCAS)

La arcilla, aunque forma parte de la matriz de la roca, altera el registro normal de las sondas, la respuesta ante las formaciones limpias, causando una conductividad eléctrica demasiado alta en la formación, o una elevada porosidad (neutrón, sonic logs) o una incorrecta salinidad del agua (reducción del SP). Se han hecho numerosos intentos de correlacionar la reducción del SP con la reducción de resistividad usando sondas múltiples de porosidad para cuantificar la arcillosidad y usando la reducción de SP o de lecturas de rayos gamma como indicadores de arcillosidad (Poupon y Gaymond, 1970). Pero parece que la arcillosidad tiene un efecto único sobre cada propiedad física y, por tanto, un factor de arcillosidad no es universalmente aplicable (Thomas y Stieber, 1975).

La capacidad de cambio catiónico (CEC) correlaciona bien con la constante dieléctrica y con la conductividad eléctrica debida al contenido en arcilla.

$$C_o = 1/F C_w + X$$

Siendo:

C_o : Conductividad de la roca 100% saturada de agua ($\mu\text{mho/cm}$)

C_w : Conductividad del agua ($\mu\text{mho/cm}$)

X : Conductividad de la arcilla ($\mu\text{mho/cm}$)

F : Factor de resistividad de la formación

Según Waxman y Smits la conductividad de una roca se mide por la cantidad de Q_v independientemente del tipo o distribución de arcilla:

$$C_o = 1/F (C_w + B Q_v)$$

Donde:

B : Factor empírico de la conductancia de la arcilla por unidad de catión de cambio ($\mu\text{mho cm}^2/\text{meq}$)

Q_v : Capacidad de catión de cambio por unidad de volumen poral (meq/cm)

X : $B \cdot Q_v$ (conductividad de la arcilla, $\mu\text{mho/cm}$)

Se encontró empíricamente que:

$$B = \left[1 - 0.6 e^{-0.077 C_w} \right] \quad 4.6$$

Hoyer y Rumble (1976) concluyeron que la constante dieléctrica medida a bajas frecuencias es una medida cuantitativa de los efectos eléctricos de la arcillosidad de las formaciones detríticas (figs. 4.16 y 4.17) y que, para $S_w = 100\%$, la conductividad de las arenas arcillosas puede ser modelada por la ecuación:

$$C_t = C_o = 1/F C_w + X$$

Los logs (registros) convencionales como indicadores de arcilla dan una fracción V_{sh} del volumen de contenido arcilloso.

Por ello, el factor de formación de la resistividad F ha asumido un papel básico con la relación F_a/F adoptada como indicador eléctrico de arcilla. La relación F_a/F da una medida de los "efectos de arcilla".

Si $S_w = 1$ y con una resistividad electrolítica constante, un amplio rango de litologías dará efectos de arcilla variables. Si una litología constante es específica, para un amplio rango de R_w , desde negligible hasta muy significativos efectos de arcilla se tendrán, aunque el grado de arcillosidad sea constante.

Ninguna litología, desde el punto de vista eléctrico, es "limpia" o "sucia" en base a criterios litológicos, porque ninguna litología

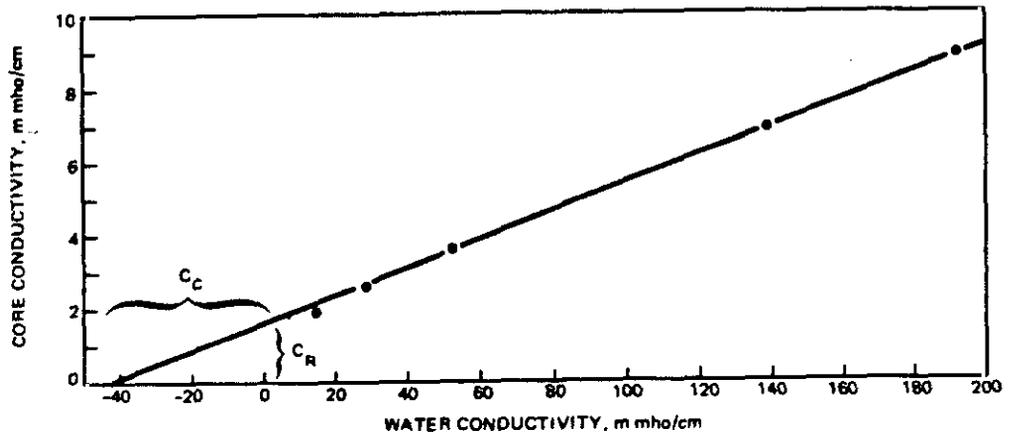


Fig. 4.16. Dependencia de la conductividad de una muestra-testigo areno-arcillosa de la conductividad del agua.

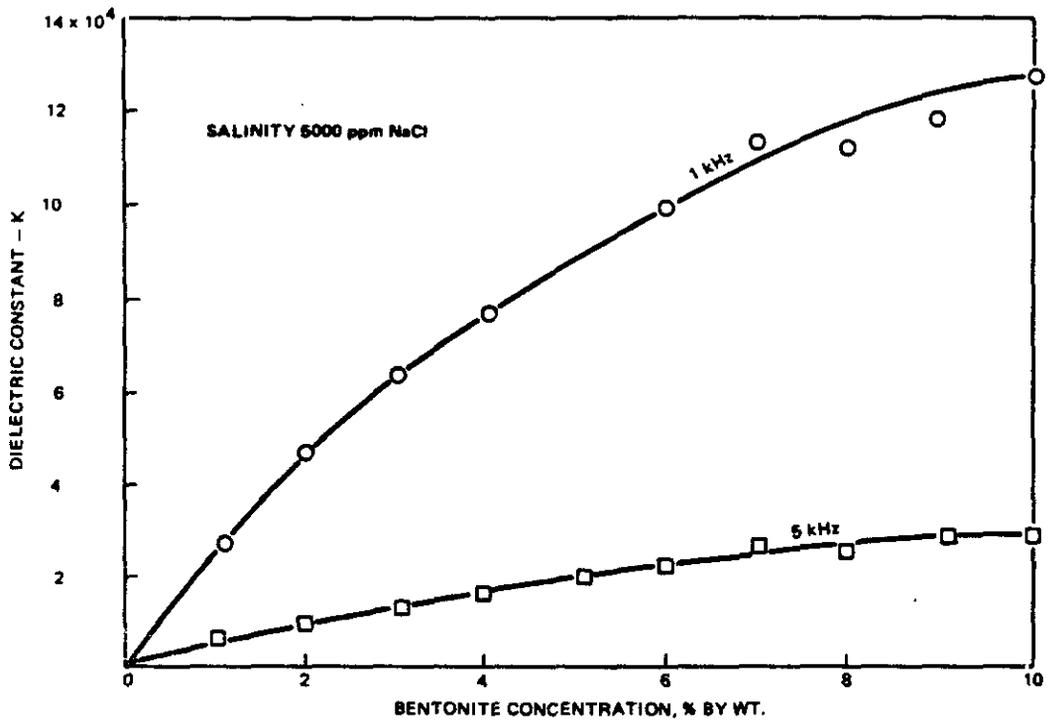


Fig. 4.17. Constantes dieléctricas de soluciones salinas que contienen diferentes concentraciones de bentonita.

puede mostrar efectos de arcilla, prescindiendo de su grado de arcillosidad.

Así pues, distinguimos dos tipos de formaciones: a) limpias efectivamente, si satisfacen Archie; y b) sucias efectivamente, si no satisfacen Archie.

La relación F_a/F es una medida de efectos de arcilla sobre un espectro entero de R_w y ello tiene gran importancia en los estudios hidrogeológicos y geotérmicos (Worthington, 1982).

4.13. CUANTIFICACION DE LA CONDUCTIVIDAD SUPERFICIAL EN ARENAS LIMPIAS

Los autores (Evers e Iyer, 1975) utilizaron como ecuación fundamental:

$$1/F_a = 1/F + C_s R_s^\beta$$

siendo:

F_a : Factor de formación aparente con efectos superficiales

F : Factor de formación intrínseco (sin efectos superficiales)

β : $1 - \alpha$

α : constante empírica dependiente de la roca

Cs: constante empírica dependiente del fluido

Estos autores observaron que la conductividad superficial disminuye con el aumento de la conductividad del agua y que el área superficial específica es inversamente proporcional al tamaño de grano. También observaron que la conductividad superficial se incrementa con la disminución del tamaño de grano.

En general, ellos concluyeron lo siguiente:

- 1º) La conductividad superficial puede reducir el F_a y causa evoluciones pesimistas de la calidad del agua con $R_w < 3 \Omega.m$
- 2º) Este efecto se detecta en arenas limpias y no cambia con pequeños contenidos de arcilla. Lo mismo ocurre con calizas clásticas.
- 3º) El tipo de sal en el agua tiene o no un efecto pequeño sobre la conductividad superficial dentro del rango de concentraciones estudiado ($R_w < 100 \Omega.m$). Ello es cierto para concentraciones más altas. Pero carece de importancia en arenas limpias.
- 4º) Se trata de correlacionar la conductividad superficial y el tamaño de grano o superficie específica (pese a la dificultad de estimar con exactitud las áreas superficiales). Se vio que la CEC es el posible parámetro de correlación.

4.14. CONDUCTIVIDADES ELECTRICAS EN SEDIMENTOS NO CONSOLIDADOS Y SU CORRELACION CON PROPIEDADES PETROGRAFICAS Y FISICAS

Muchos autores (Patnode, Wyllie, 1950; Winsauer, McCardell, 1953) han demostrado que en el caso de formaciones "sucias" (Shaly) es necesario introducir un término adicional X, de tal modo que la ecuación fundamental es:

$$C_o = C_w F^{-1} + X$$

Con respecto a su origen físico (cambio catiónico) este término se escribe en la forma de la ecuación de Waxman-Smits (1968):

$$C_o = F^{-1} (C_w + B Q_v)$$

donde:

B: Actividad contraión específica

Qv: Cantidad cationes de cambio en meq/l del espacio poral

Rink y Schopper (1974) encontraron una relación entre la X y el área superficial (S) por unidad de volumen poral. Ellos concluyeron que, para electrolitos suficientemente salinos, el producto de la densidad de carga superficial y la movilidad de carga era constante

(Pape, Worthington, 1983). El término adicional superficial determinado se expresa mediante las ecuaciones:

$$X = F^{-1} \delta \cdot \beta \cdot \text{Spor}$$

$$C_o = F^{-1} (C_w + \delta \cdot \beta \cdot \text{Spor})$$

donde:

δ : densidad superficial de carga

β : movilidad de carga

Spor: superficie específica total del espacio poral

Mediante métodos de laboratorio, operando con arenas, gravas y arcillas, determinaron propiedades físicas y petrográficas, tales como: densidad de grano, \emptyset , distribución del diámetro de grano, composición mineralógica, CEC, superficie específica. Se determinó la conductividad de las formaciones en función de C_w de la solución (ClNa) - poros. Se presentan cross-plot C_o - C_w con escalas logarítmicas (Ver figs. 4.18, 4.19, 4.20, 4.21 y 4.22).

Se observó una fuerte correlación entre F - \emptyset según Archie.

view into sediment	components of conductivity	combination of components	equation for rock conductivity c_0
	$c_w \cdot F^{-1}$ (electrolyt. pore solution) c_q (CEC. grain surface)		$c_0 = c_w \cdot F^{-1} + c_q$ $c_0 = F^{-1}(c_w + BQ_v)$ WAXMAN-SMITS $c_0 = F^{-1}(c_w + \delta \beta S_{por})$ RINK, SCHOPPER

Fig. 4.18. Sobre la teoría de dos componentes de la conductividad

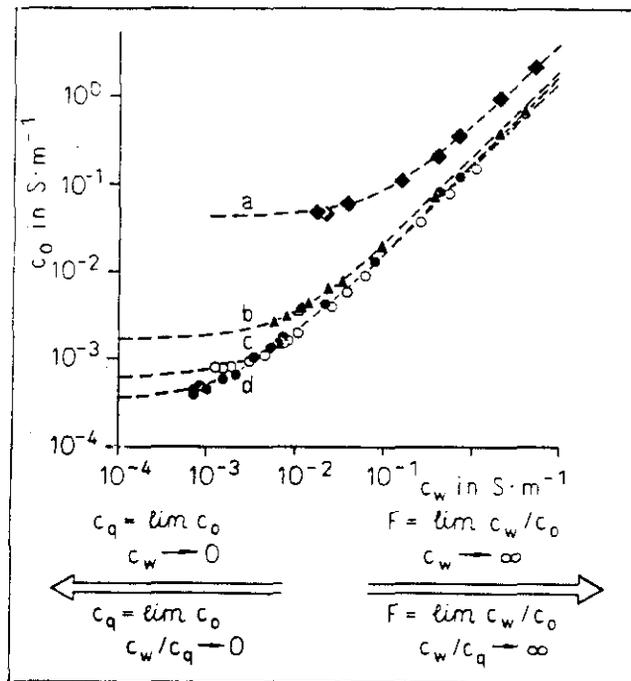


Fig. 4.19. Relación entre la conductividad de muestras saturadas respecto a la conductividad de la solución saturante.



TABLA 4.9. Propiedades petrográficas y petrofísicas de algunos materiales

Material	Símbolo	Porosidad	cont.en Vol. D<0.063mm(%)	$Q_v \cdot 10^6$ meq.m ⁻³	P	$C_q \cdot 10^{-4}$ (S.m ⁻¹)
Arcilla	a		87	0.305	2.5	420
Arena fina						
D = 0.24 mm.	b	0.27	10	0.101	5.2	12
Grava media						
D = 2.9 mm.	c	0.26	0.3	0.058	6.5	6
Grava gruesa						
D = 9.7 mm.	d	0.28	0.2	0.040	6.1	3

Caolinita 29%; Illita 21%; capas mixtas 5%

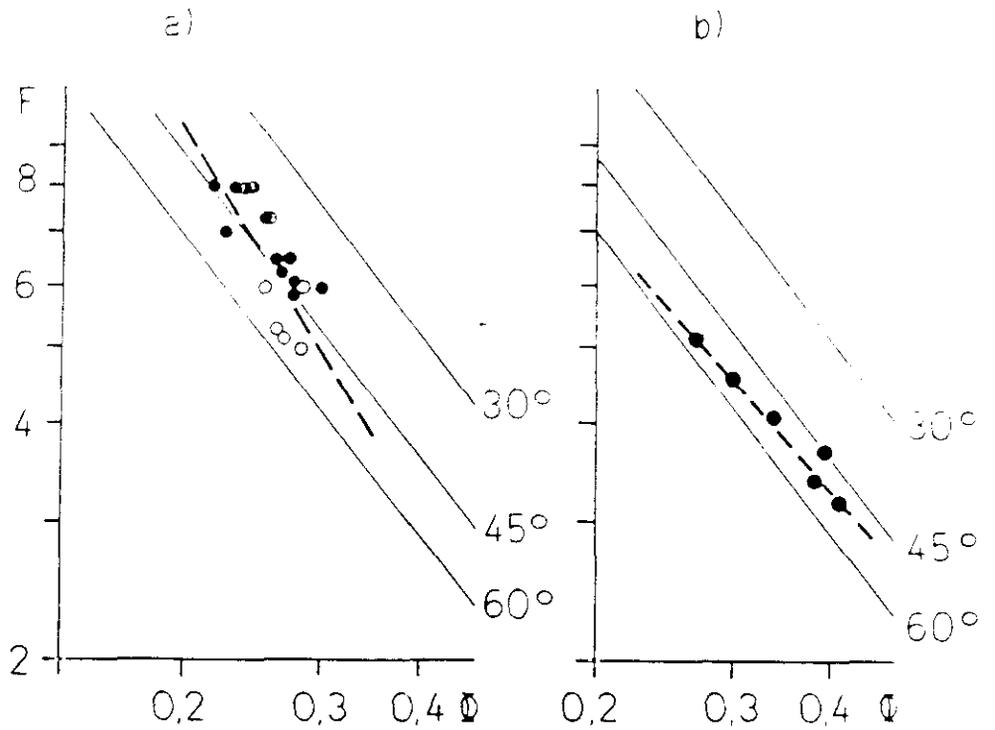


Fig. 4.20. Factor de formación según porosidad.

a) para arena y grava

b) para arena con porosidad variable; el ángulo α es un parámetro estructural.

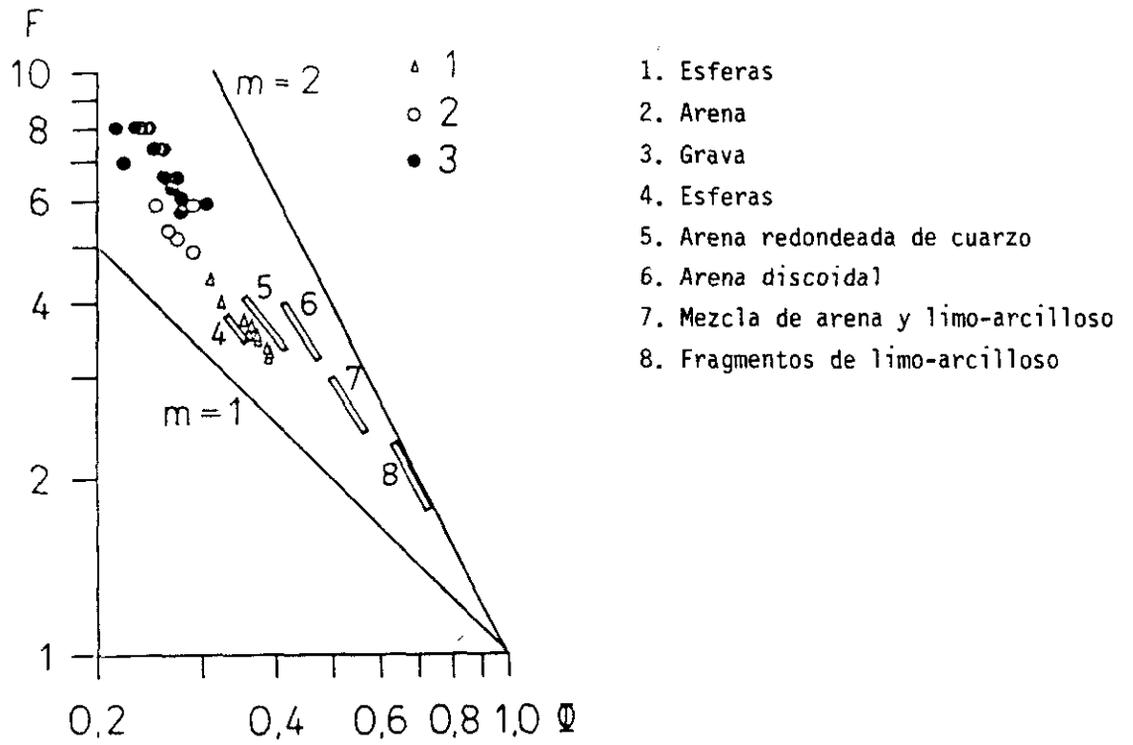


Fig. 4.21. Factor de formación según porosidad (esquemáticamente)

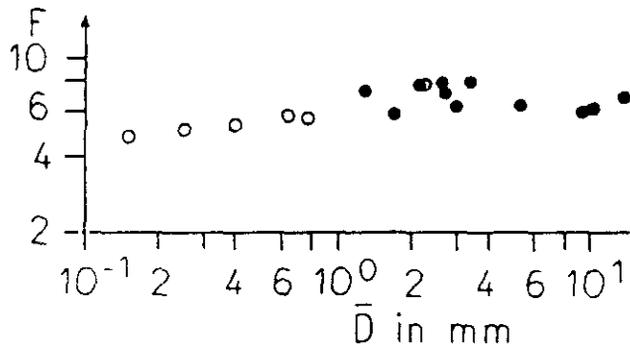


Fig. 4.22. Factor de formación según diámetro de grano medio
 o arena • grava

También hay una correlación entre \underline{m} y la forma de grano (esfericidad). No se detectó influencia sobre F del diámetro de grano medio.

Hay una relación inversa entre X y D (valor medio del diámetro medio de granos) y lo mismo entre S y D, ya que:

$$\underline{X \approx S^{1/2}} \quad (\text{Schön, 1.984})$$

Ver figs. 4.23 y 4.24.

4.15. LA CONDUCTIVIDAD "INTERFACE"

Es la conductividad causada por la interacción fluido-matriz que debe ser proporcional a la superficie interna de la roca matriz.

Se verifica que:

$$C_o = 1/F \cdot C_w + X$$

con:

$$C_o = 1/R_o$$

$$C_w = 1/R_w$$

$$X = 1/R_x$$

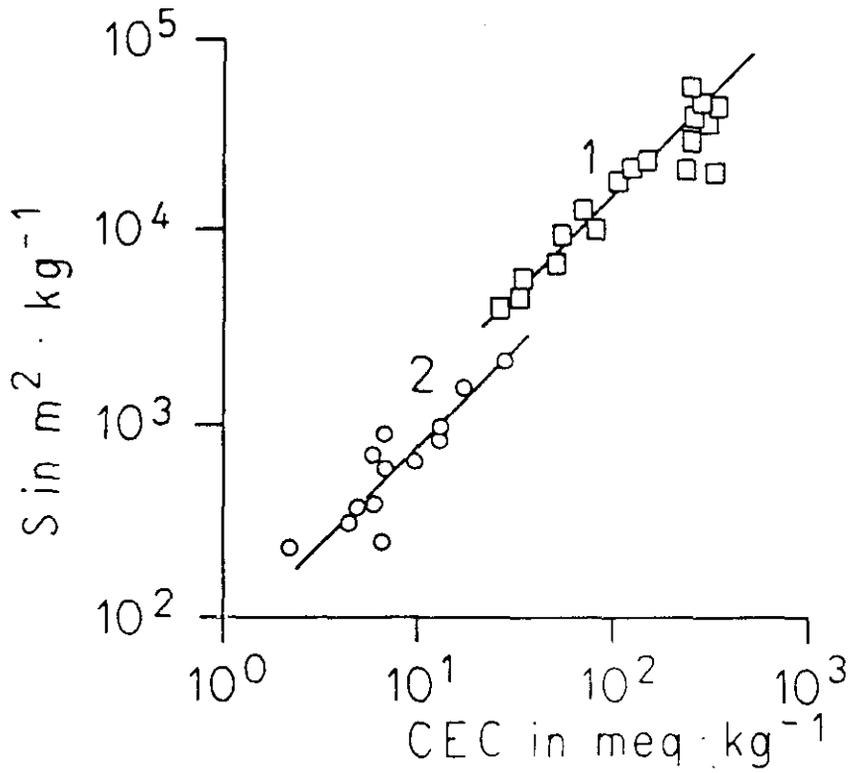


Fig. 4.23. Correlación entre la superficie específica (S) (determinada por el método de absorción de gas) y la capacidad de cambio catiónico -- (CEC)
 1. Arcilla, limos (Terciario) 2. Arenas, gravas (Pleistoceno)

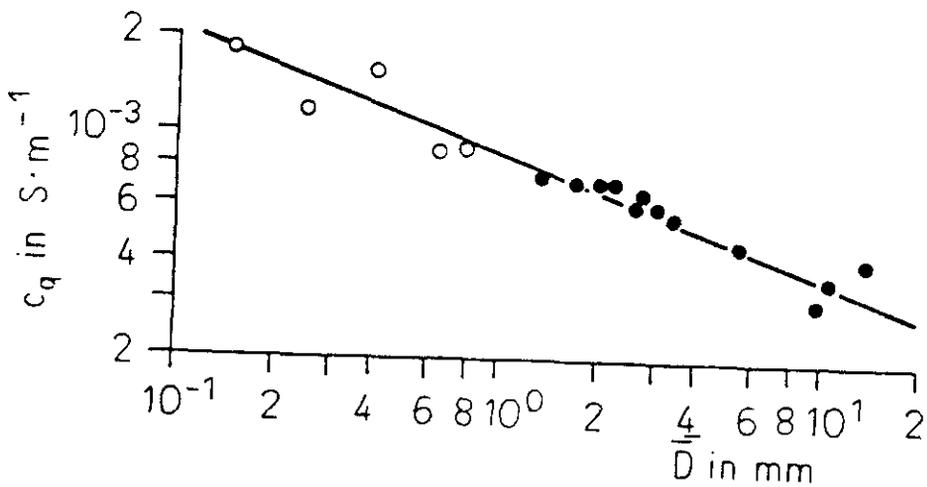


Fig. 4.24. Correlación entre la conductividad secundaria o superficial (C_q) y el diámetro de grano medio.

○ arena ● grava

Que es una ecuación lineal inhomogénea (para bajas salinidades R_o tiende a X).

La conductividad "interface" o de contacto siempre desaparece en muestras secas. No es una propiedad de la matriz ni del fluido, sino de su interacción. Es, pues, una conductividad de "doble capa". La asunción de una doble capa se debe a los efectos observados como fenómenos electrocinéticos, potenciales de membrana y polarización inducida (figs. 4.25 y 4.26).

En los medios detríticos porosos, hay presente siempre una conductividad "interface", independiente de la conductividad regular electrolítica. Esta conductividad (X) es proporcional a la superficie específica del espacio poral (S) y depende poco de las propiedades de la matriz y del fluido (figs. 4.27, 4.28 y 4.29).

La medida de X parece que es un fácil medio para estimar la K , la S o el tamaño de grano de los materiales porosos (figs. 4.30 y 4.31).

La ecuación $F^5.K.X^2 = \text{constante}$ es una relación que avanza la interdependencia entre las propiedades físicas y la microestructura del medio poroso. El producto $F.K$ representa el inverso del cuadrado de la superficie específica interna del espacio poral (S) (Rink y Shopper, 1973).

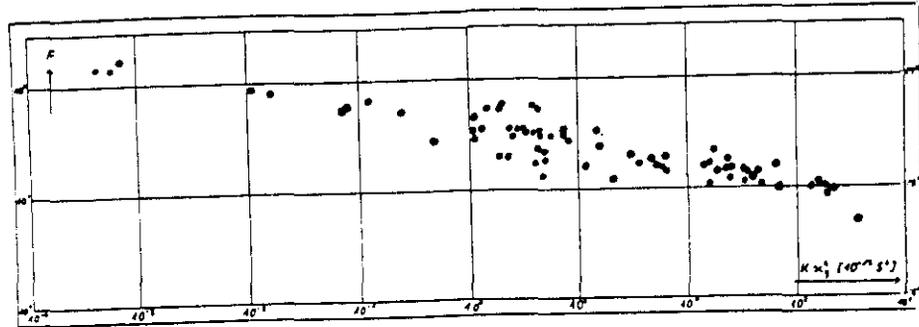


Fig. 4.25. Gráfico cruzado del factor de formación verdadero según el producto $K \times C_q^2$

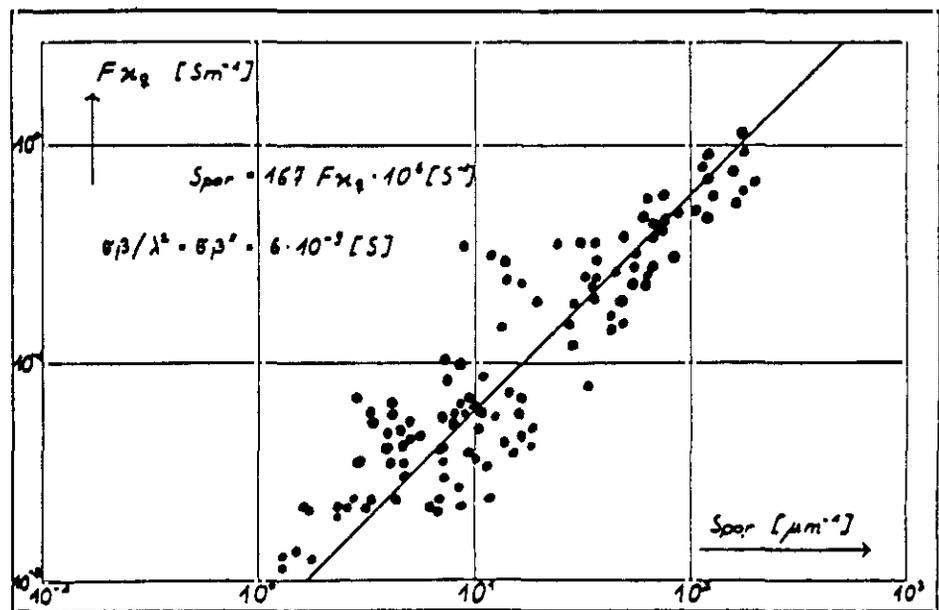


Fig. 4.26. Gráfico cruzado del producto del factor de formación verdadero $F \times C_q$ según la superficie específica relativa -- (Spor = S/\emptyset).

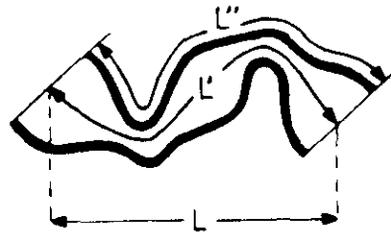


Fig. 4.27. Ilustración de la tortuosidad del espacio poral $(L'/L) = F \cdot \phi$ y la tortuosidad superficial $(L''/L')^2 = \lambda^2$

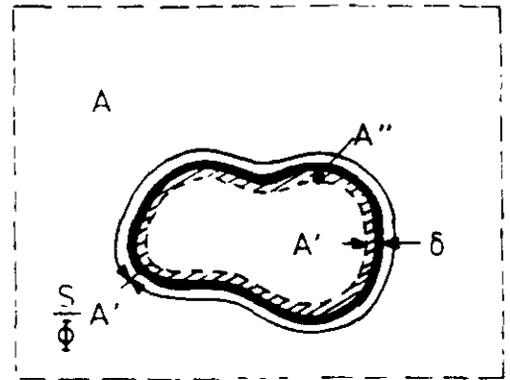


Fig. 4.28. Ilustración de la sección transversal relativa de - poro $A'/A = \phi$ y la sección transversal relativa de la doble capa $A''/A' = \delta S/\phi$

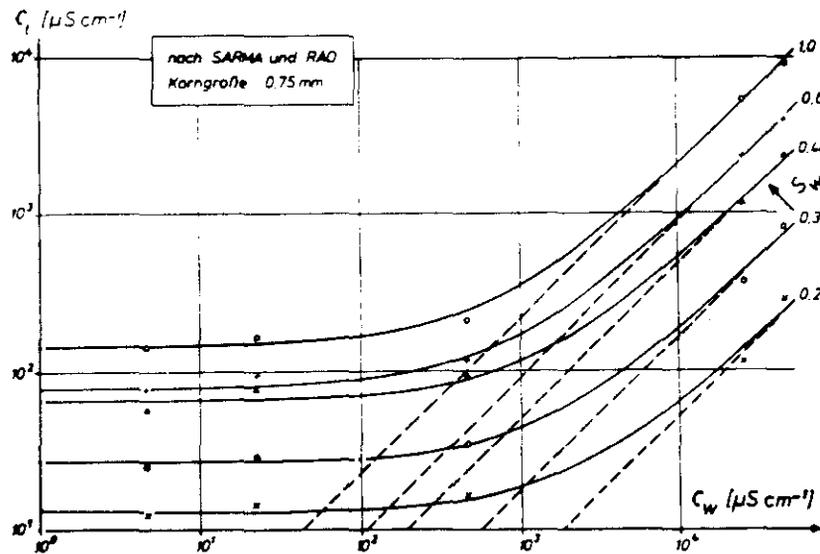


Fig. 4.29. Conductividad de la roca (C_r) según conductividad del agua (C_w), para diferentes saturaciones. Arena, tamaño de grano 750 μm .

Tenemos que:

$$F \cdot K \approx 1/2 \varnothing^2/S^2$$

con:

\varnothing : porosidad

S: superficie específica total del espacio poral

Si usamos las fórmulas de Archie, nos debemos asegurar que:

$$X \ll C_w/F$$

En acuíferos:

$$\text{Zona virgen: } C_o = 1/F \cdot C_w + X$$

$$\text{Zona invadida: } C_{xo} = 1/F \cdot C_{mf} + X$$

La determinación del factor de formación verdadero F con lodos dulces a partir de la zona invadida de un acuífero da valores rebajados de F. Es mejor utilizar la expresión:

$$F = \frac{C_{mf}}{C_{xo} - X} \geq \frac{R_{xo}}{R_{mf}} \quad (\text{zona invadida})$$

4.16. LA CONDUCCION "INTERFACE" (DOBLE CAPA) Y SUS IMPLICACIONES SOBRE LOS REGISTROS ELECTRICOS

La ecuación $F^5.K.X^2 = \text{constante}$ puede facilitar el cálculo de la permeabilidad (K) desde los registros "Wire-line". El orden de magnitud de K se puede estimar desde X y F, usando la expresión:

$$\delta^2 \beta^2 \approx 1.3 \cdot 10^{-12} \Omega^{-2} \text{ (constante universal)}$$

La conductividad "interface" está originada por una doble capa iónica en el contacto matriz-fluido y actúa en paralelo con la conductividad electrolítica del fluido libre en los poros, y está presente en los medios porosos, tanto en los que contienen arcilla (sucios), como en los que no (limpios). Las propiedades electroquímicas de la doble capa son independientes del tipo de matriz y del tipo de fluido electrolítico.

La X se hace comparable o predominante sobre C_w cuando: 1º) la superficie interna específica aumenta; 2º) si la salinidad del fluido disminuye (si R_w aumenta); 3º) si la saturación de hidrocarburos (S_h) aumenta o la saturación de agua (S_w) (Rink y Schopper, 1974).



El producto F.K es la relación entre la resistencia eléctrica a la resistencia hidráulica. El efecto de la consolidación sobre la \emptyset y la tortuosidad son la principal causa de las ecuaciones de Archie (Rink y Schopper, 1976). La conductividad "interface" (mal llamada "conducción matriz") se manifiesta en formaciones con electrolito de baja salinidad y se encontró que: 1º) Esta conductividad no varía con R_w ; 2º) varía poco con la composición electrolítica de los poros; 3º) No varía mucho con la composición química o mineralógica de la roca matriz (sobre todo, en rocas sedimentarias silíceas); 4º) Varía linealmente con la superficie específica interna (S) en un amplio rango, desde muy arcillosas a muy limpias; 5º) Correlaciona bien con la K de acuerdo con la ecuación modificada de Kozeny-Carman:

$$F. K \approx 1/2 \cdot \emptyset^2/S^2 \text{ (Rink y Schopper, 1977)}$$

Los potenciales de membrana se conocen como referidos a la "conductividad matriz" en arcillas (Smits, 1969 y Thomas, 1976). Hay buena relación entre la conductividad "interface" y la arcillosidad hasta areniscas limpias. Para la determinación de la superficie (S) y la permeabilidad (K) se utiliza el método de BET modificado (absorción de nitrógeno).

Así pues, si X es despreciable frente a C_w/F , entonces se tiene que $R_o = F.R_w$ (relación Sundberg).

La ecuación $C_o = 1/F \cdot C_w + X$ es esencialmente idéntica a la de Waxman-Smits para formaciones sucias (Shaly), pero válida para rocas sedimentarias en general, independiente de la salinidad, si ésta es muy baja. La X representa una conductividad constante en paralelo pero independiente de C_w .

Se observó que:

$$F \cdot X = S/\emptyset \delta \beta$$

y según Kozeny-Carman:

$$F \cdot K \approx 1/2 \cdot \emptyset^2/S^2$$

Así que, si F y X se conocen (es decir, el F verdadero y el F_a , para una salinidad dada), la K puede ser estimada o calculada dentro de un orden de magnitud. Se ha observado una correlación estrecha del producto $F.X$ con el potencial electroquímico y éste debe correlacionarse con S y con K .

También se ha observado una relación general entre la conductividad "interface" y el F, o el potencial electroquímico con la S y la K.

Las investigaciones de actividad de rayos X indican que las propiedades eléctricas y de adsorción están más relacionadas con los efectos internos de la superficie específica que con el contenido en arcilla en las formaciones geológicas (Riepe, Rink y Schopper, 1979).

4.17. LA CAPACIDAD DE CAMBIO CATIONICO (CEC)

Las altamente reactivas superficies de arcilla, que actúan como superficies de intercambio iónico, tienen un gran efecto físico y químico en el comportamiento de los depósitos rocosos. La interpretación cuantitativa de la resistividad química, SP, gamma-ray, density log y neutrón logs, son afectados por la presencia de arcilla. Asifmian, 1982; Hilchie, 1982; Johnson y Linke, 1978 definieron: capacidad de cambio catiónico es la cantidad de ión positivo sustituido que tiene lugar por unidad de masa (peso) de roca seca.

Hay muchos métodos para medir la CEC. Estos métodos son descritos en la bibliografía de Kelly (1984), Davidson y Sheeler (1952), Peech (1954), Mortland y Mellor (1954), Hill y Milburn (1956), Worthington

(1973), Thomas (1976), Bush y Jenkins (1977) y Campos y Hilchie (1980).

Hill y Milburn (1956) desarrollaron una ecuación empírica investigando 300 muestras de 6 formaciones diferentes de arenisca. Ellos encontraron una relación entre el F, la R_w , la ϕ y el contenido efectivo en arcilla. Este tiene alta CEC y tiene un efecto pronunciado sobre la resistividad de la roca. Bentonita, illita y montmorillonita son clasificadas como arcillas efectivas.

Los principales cationes de cambio son Ca, Mg, K, Na y NH_4 , que se expresan en meq por 100 grs. de roca seca. Tanto el SP como la resistividad en "arenas sucias" están relacionadas con la CEC.

Ellos concluyeron que el efecto de arcilla sobre las propiedades electroquímicas de las formaciones detríticas aumenta tanto como la relación de arcilla y su contenido de agua aumenta.

Su ecuación es:

$$R_o = \frac{F_{01}}{100} (100 R_w)^{1 + b \log (100 R_w)}$$

donde: $b = -0.315 (CEC)/PV - 0.0055$

b es un parámetro referido al contenido de arcilla en "formaciones sucias" (shaly sands) con $S_w = 1$ (100%)

PV: volumen poral (cm^3/gr)

F_{01} : factor de formación para "shaly sands" con $R_w = 0.01 \Omega \cdot \text{m}$

Waxman y Smits (1968) desarrollaron un modelo que está de acuerdo con los resultados de Hill y Milburn para formaciones "sucias".

$$C_o = 1/F (C_w + B Q_v)$$

donde:

C_o : conductancia de la roca ($\text{mho} \cdot \text{cm}^{-1}$)

C_w : conductancia específica de la solución electrolítica equilibrante

Q_v : CEC por unidad de volumen de poro ($\text{meq} \cdot \text{ml}^{-1}$)

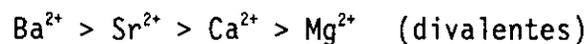
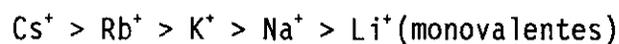
B : conductancia iónica equivalente de los cationes de arcilla ($\text{mho} \cdot \text{cm}^2 \cdot \text{meq}^{-1}$)

Campos y Hilchie (1980) estudiaron el efecto del tamaño de grano de las muestras sobre los valores de CEC. Concluyeron que los valores de CEC se incrementan con el aplastamiento (trituration) de la muestra; a más pequeño tamaño de grano, más grande es su área superficial y de ahí que también lo sea la CEC.



Como sabemos, el efecto de la valencia de cambio catiónico sobre la conducción eléctrica en arcillas ha sido demostrado (Van Olphen y Waxman, 1958; y Van Olphen, 1957).

La movilidad eléctrica contraiónica en los sistemas arcillosos depende de la energía de enlace entre el catión de cambio y la arcilla y la movilidad electroquímica del catión en la solución acuosa. La afinidad de los cationes con la arcilla está determinada primariamente por las fuerzas de Coulomb y disminuyen con el aumento del radio iónico hidratado con disminución de la valencia iónica. El orden de preferencia es:



(Vinegar y Waxman, 1.984)

4.18. LA PERMEABILIDAD (K)

Medidas rutinarias de K se hacen (al aire o gas) con corrección por efecto de pared (Klinkenberg) pero no describen los fenómenos electroquímicos.

Para tener en cuenta los efectos electroquímicos, se utiliza la formulación clásica de Archie, relacionando \emptyset , S_w con R_t y respecto a las magnitudes de K realistas, midiendo sobre una muestra testigo la CEC de la arcilla. Esta medida tiene en cuenta el exceso de conductividad superficial de la arcilla en el cálculo de la saturación, a partir de diagráfias de resistividad (petróleo). Esta formulación, debida a Waxman y Smits y ampliamente desarrollada después de veinte años, se refiere a un modelo de conductividad en paralelo demasiado basto con respecto a las complejidades de ciertas superficies de arcilla en los poros.

Para pasar de K al aire (corregida por Klinkenberg) a K del agua de formación en presencia de arcillas, las relaciones empíricas van de 1 a 3 órdenes de magnitud para la gama de $K < 750$ md (milidarcys); las K aire < 1 md reducidas por un factor < 10 por efecto conjugado de la presión neta de confinamiento y de la S_w sin que haya discriminación por el contenido de la CEC de la arcilla.

Hay ausencia de relación biunívoca entre la \emptyset , K y S_w en las formaciones geológicas en general (Dellenbach, 1984). La permeabilidad en medios porosos se basa, fundamentalmente, en la ecuación de Kozeny-Carman y el principal parámetro de control es el "área superficial específica".

En formaciones "sucias", la medida del flujo a través de estos medios porosos ha sido desarrollada por técnicas empíricas, sobre todo de Swi , y técnicas de resonancia magnética nuclear (NMR).

Han sido utilizados modelos groseros simplificados de la estructura porosa de las formaciones, por lo que la aplicación práctica de las soluciones matemáticas es limitada. No obstante, gracias a ellos hay una mejor comprensión de los factores que afectan a la K . En particular, el área superficial específica (SSA) y su incremento con el contenido de arcilla.

Las técnicas de IP (polarización inducida) permiten medir el contenido de arcilla en una formación, por lo que la reducción de K debido al contenido de arcilla se puede medir por IP de tal modo que la IP se pueda utilizar como log (registro) base indicador de K .

La K depende de una multiplicidad de parámetros:

- 1) Tamaño de grano
- 2) Forma
- 3) Distribución de granos
- 4) Compactación-cementación
- 5) Contenido en arcilla (volumen)
- 6) Tipo de arcilla (alógena-autigénica)

- 7) Distribución de la arcilla (laminar-dispersa)
- 8) Porosidad (valor-distribución-tipo)
- 9) Discontinuidades (fracturas)
- 10) Diagénesis

La ecuación de Kozeny-Carman para la permeabilidad es:

$$K = \emptyset^3 / T \cdot S_0^2$$

donde:

\emptyset : porosidad

S_0 : área superficial capilares/unidad de volumen.

T: tortuosidad (paso fluido no directo)

Kozeny utilizó un flujo a través de capilares unidimensionales según la Ley de Hagen-Poiseuille. Carman utilizó esto, pero modeló la estructura del medio rocoso como una colección de esferas estrechamente empaquetada, siendo:

$$K = \emptyset^3 / T (1-\emptyset)^2 S_0^2$$

donde:

\emptyset : porosidad

T: tortuosidad

So: área superficial capilar por unidad de volumen

(Lochkart, Forsyth, 1.984).

4.19. RELACION ENTRE LA RESISTIVIDAD ELECTRICA Y LA PERMEABILIDAD (K) INTERGRANULAR EN LAS FORMACIONES GEOLOGICAS

Hay datos contradictorios en la bibliografía de la relación $F - K$, positiva o negativa.

Para Archie, la relación es negativa. El electrolito es altamente salino y la saturación total. Hay ausencia de arcilla. La corriente aplicada durante las medidas es esencialmente conducida por el electrolito libre en el espacio poral. Aquí, el F es un factor geométrico del edificio poral e independiente de R_w . No hay garantía en la relación $F - \emptyset$ si nos desviamos de estas condiciones, pese a que la relación $F - K$ sea negativa.

Para Alger (1.966) y otros, la relación $F - K$ es positiva. El electrolito es de baja salinidad y alguno admite contenido arcilloso. La corriente aplicada es esencialmente conducida a través del intercambio iónico de doble capa en la interfase electrolito-mineral. Aquí $R_o/R_w = F_a$, que depende de la superficie y varía con R_w .



Jones y Buford (1.951) observaron relaciones positivas entre el tamaño del grano y la permeabilidad (K), y entre el tamaño de grano y Fa.

Para una formación, hay un factor de formación intrínseca (F) que corresponde a una fracción específica de vacíos (\emptyset total, interconectada (efectiva), o de fluido libre) y hay muchos Fa según Rw. Entonces:

$$C_o = C_w/F + Z/F$$

Siendo Z el exceso de conductividad correspondiente a los "efectos arcilla"

$$1/F_a = 1/F + Z.R_w/F$$

Cuando Z y Rw son pequeños, entonces $F_a \approx F$, $R_o/R_w \approx F$, lo que implica que la relación Fa - K sea negativa.

Si Z y Rw son grandes, entonces $F_a \approx F/Z.R_w$, $R_o/R_w \approx F/Z.R_w$, lo que implica que la relación Fa - K sea positiva.

Para valores intermedios de Z y Rw, la relación Fa - K no es positiva ni negativa, sino combinación de las dos.

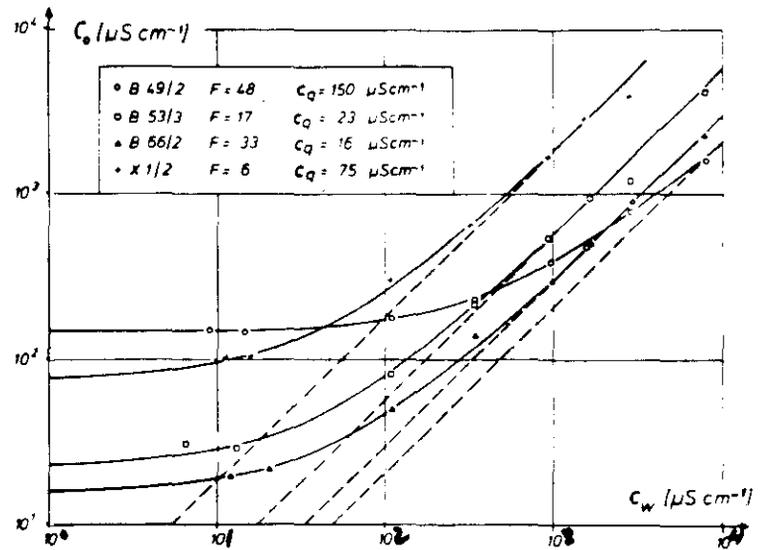


Fig. 4.30. Conductividad de la roca (C_r) según conductividad del fluido (C_w), con una conductividad constante de doble capa (C_q) y el factor de formación verdadero (F).

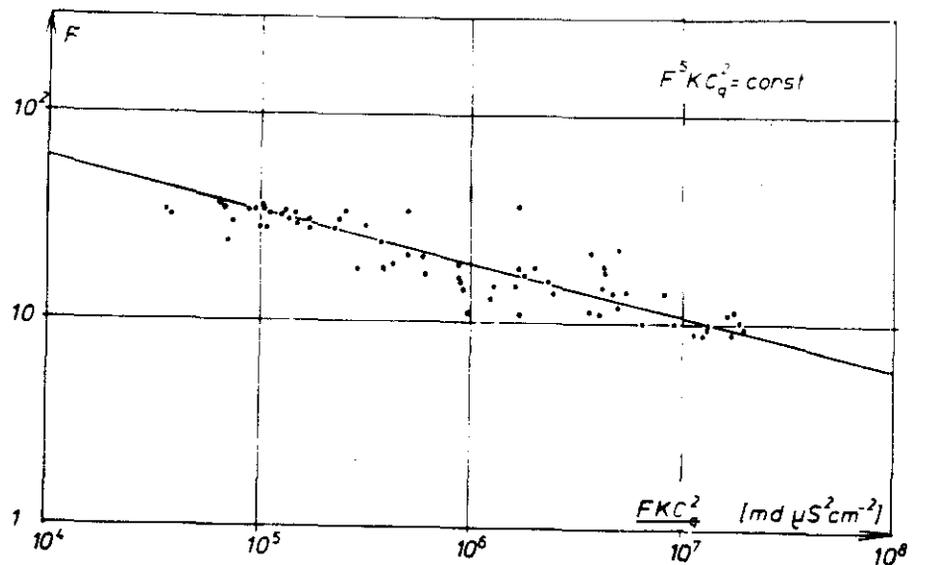


Fig. 4.31. Gráfico cruzado del factor de formación verdadero (F) según el cuadrado de la conductividad de doble capa por la superficie específica de poros FKC_q^2 .

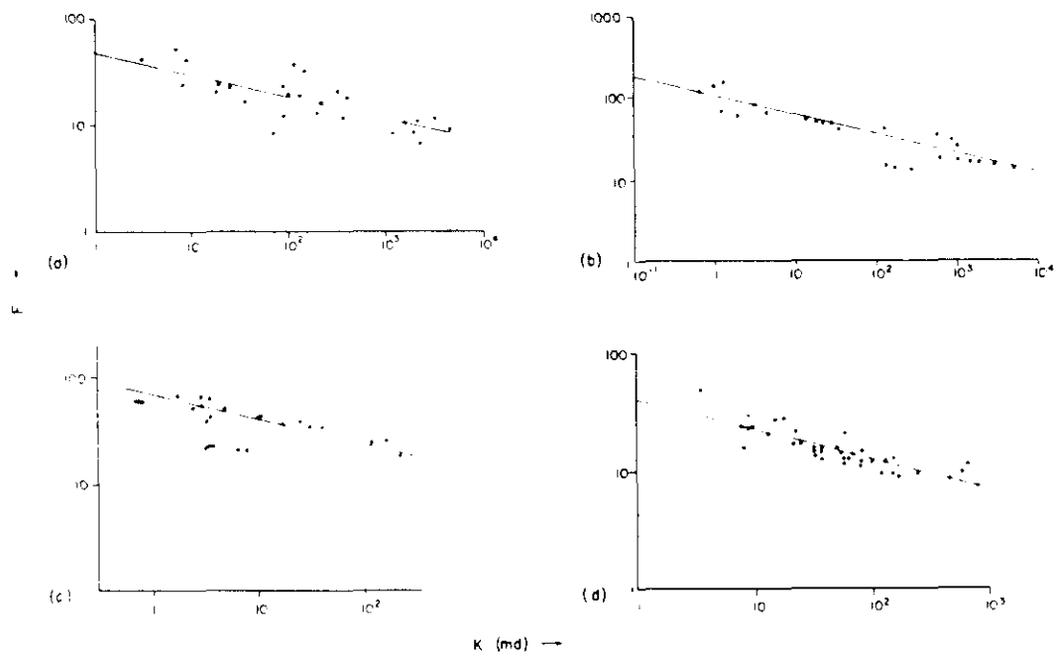


Fig.4.32. Ejemplos gráficos de datos de permeabilidad- factor de formación de areniscas ($F_a \approx F$).

- a) Winsauer et al (1952)
- b) Carothers (1968)
- c) Sawyer et al (1971)
- d) Ogbe y Bassiouni (1978)

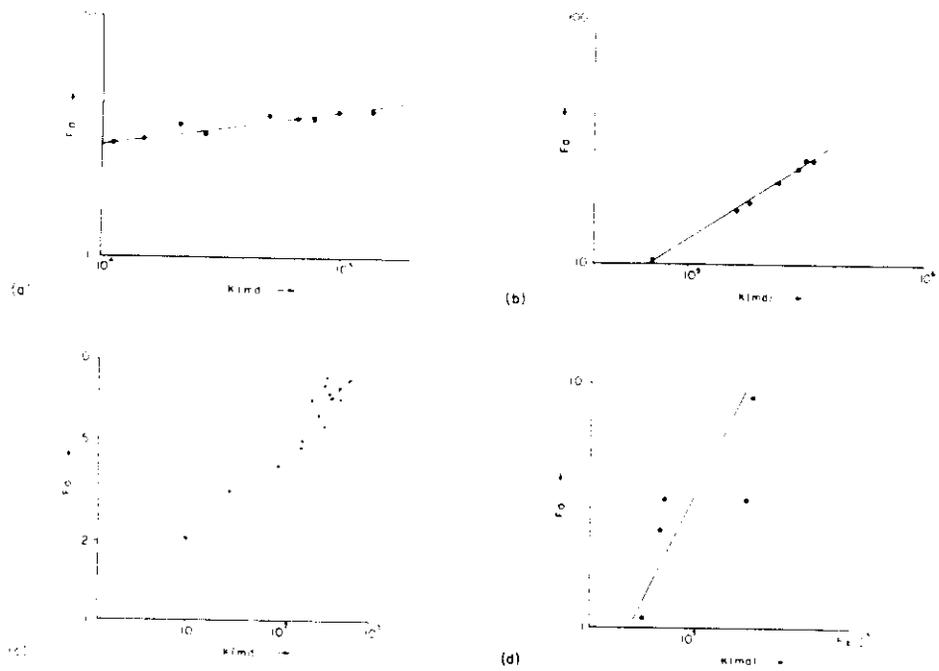


Fig.4.33. Ejemplos gráficos de datos de permeabilidad - factor de formación ($F_a \ll F$).

a) Alger (1966)

b) Duprat et al (1970)

c) Worthinton (1977a)

d) Kelly (1970)

Hay excepciones cuando R_w y F (según \emptyset) son constantes, mientras F_a varía inversamente con Z y, por tanto, la relación $F_a - K$ es positiva. (Worthington, 1.983) Figs. 4.32 y 4.33.

4.20. CALCULO DE LA PERMEABILIDAD CON MEDIDAS DE AREA SUPERFICIAL (MODELOS ESTRUCTURALES DE MEDIOS POROSOS)

Pape, Riepe y Schopper (1.981, 1.982, 1.984 y 1.985) en Alemania establecieron la primera ecuación París (1.981), que ligaba la permeabilidad, el factor de formación y el área superficial del espacio poral así:

$$\log K = -\log F - 3.1085 \log Spor + 2.6770$$

Ellos observaron en sus trabajos (1.982) que, a partir de características petrográficas, se pueden calcular valores de permeabilidad en gran variedad de rocas, y llegaron a una expresión importante para la permeabilidad:

$$K = \frac{475.3}{F \cdot Spor^{3.1085}}$$

donde K se expresa en darcy's y $Spor$ en μm^{-1} (figs. 4.34 y 4.35).

$$K = \frac{475.3}{F} \left[S_{\text{por}}^{\text{BET}} / q_0 \right]^{-3.1085}$$

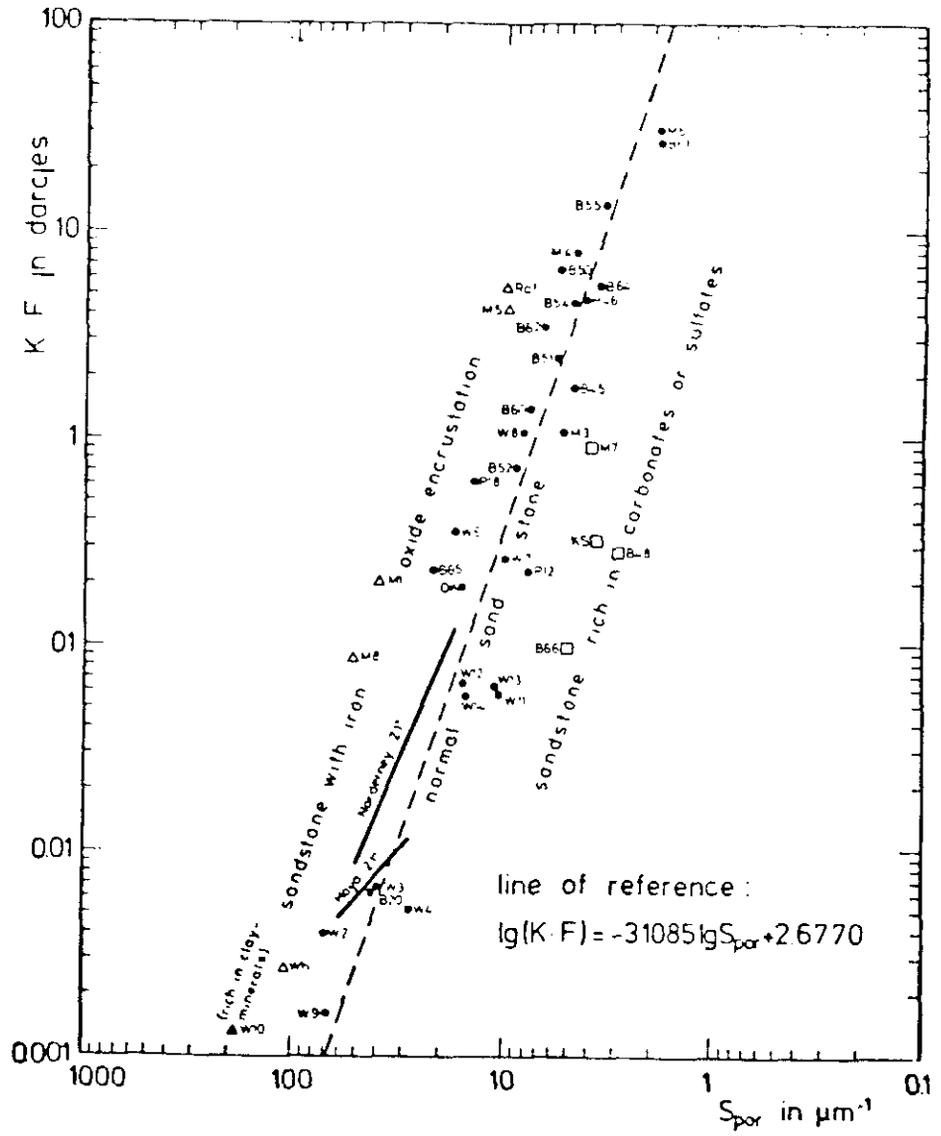
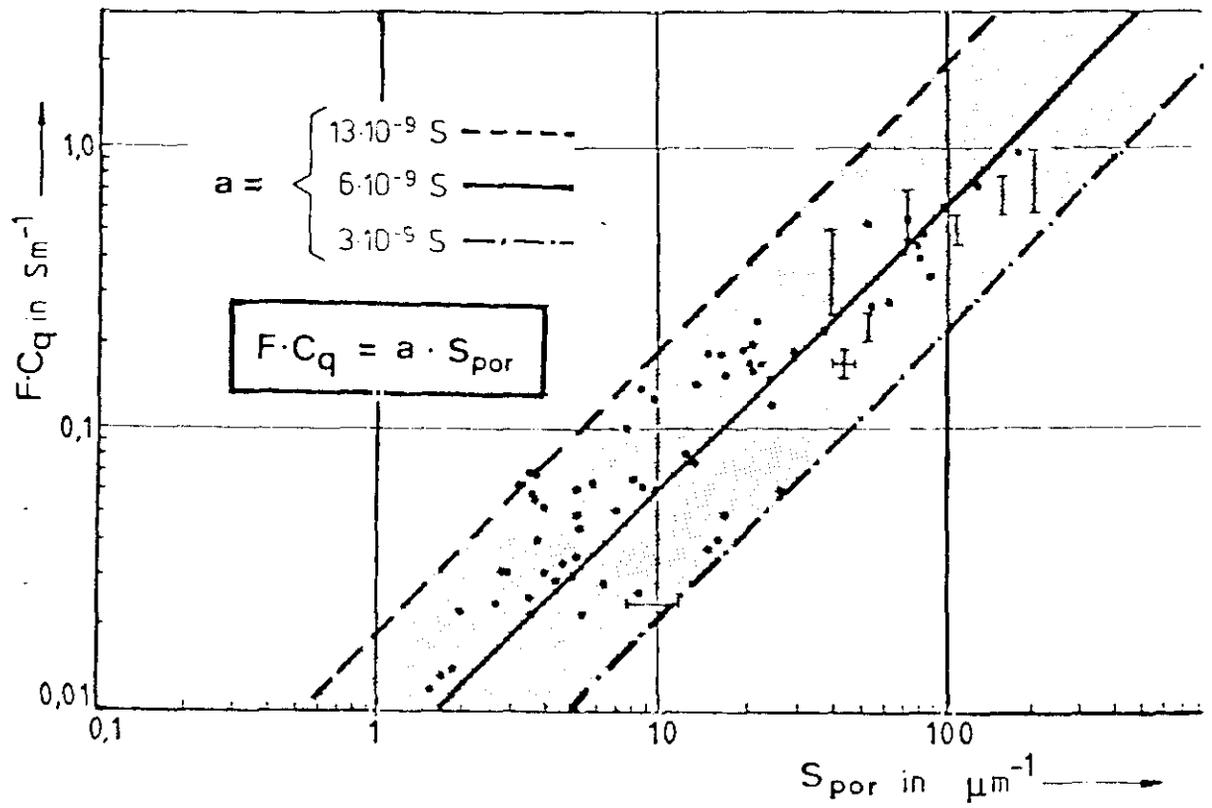


Fig. 4.34.



$$K = \text{const} \cdot C_q^{-3} \cdot F^{-4}$$

Fig. 4.35.

La primera ecuación París, teniendo en cuenta la ecuación de Kozeny-Carman:

$$K = 1/F \cdot r_{\text{eff}}^2/8$$

(siendo r_{eff} el radio capilar efectivo), queda del siguiente modo:

$$\log KF = 3.1085 \log Spv + 2.6770$$

Estos autores utilizaron en 1.984 un modelo de empaquetamiento que describe mejor las formaciones "sucias" (ricas en minerales de arcilla), de tal modo que quedaba la ecuación de Archie así:

$$\log F = 1.59 \log \phi - 0.13$$

Los parámetros macroscópicos de medios porosos resultan de hecho complicados de medir, debido a la distribución aleatoria de las microestructuras y sólo pueden ser medidos mediante análisis estadístico de imágenes sobre secciones finas (Rink y Schopper, 1.976).

Pape y al (1.984) establecieron la segunda ecuación París:

$$K \approx \text{cte. } Cq^{-3} \cdot F^{-4}$$



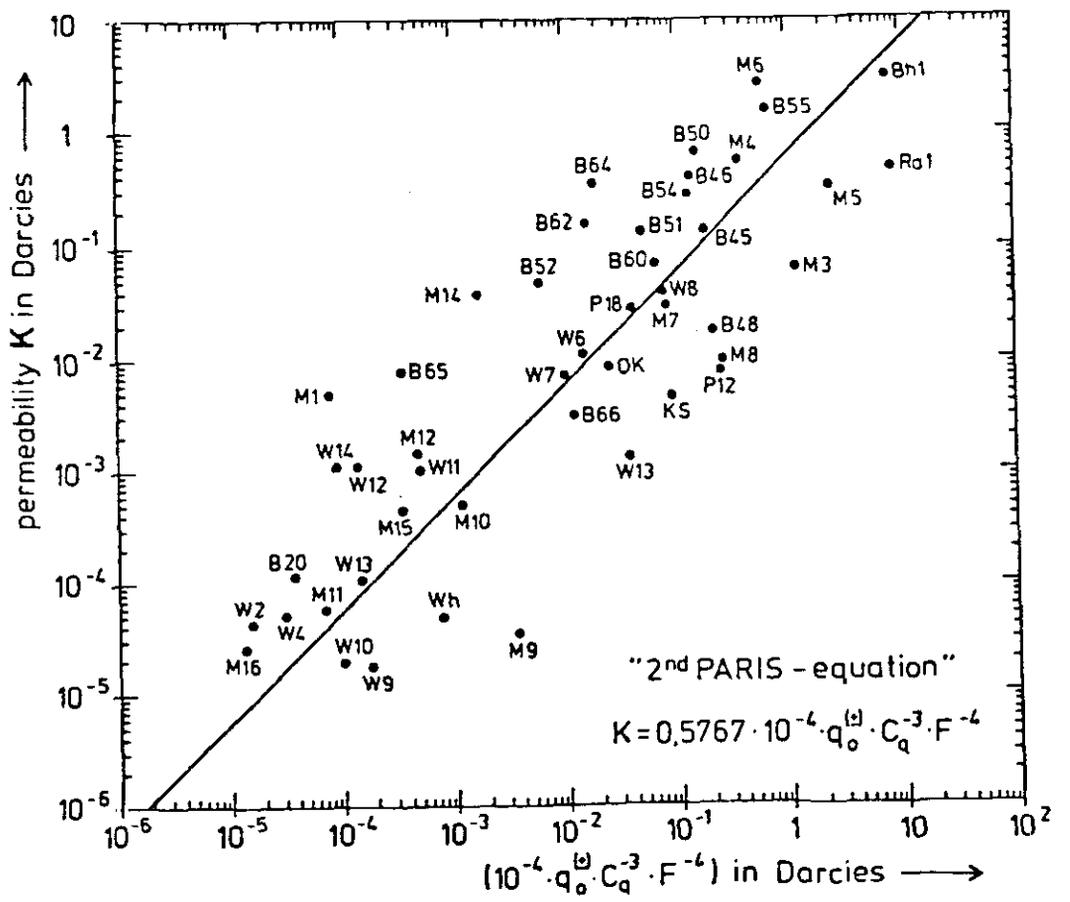


Fig.4. 36.

la cual demuestra que la permeabilidad puede ser derivada de dos parámetros eléctricos: el F y el X (conductividad "interface"). En la figura 4.36 se observa una buena correlación entre la K (medidas de laboratorio en ordenadas) y la K calculada desde medidas de parámetros eléctricos (sobre la abcisa).

4.21. ESTIMACION DE LA PERMEABILIDAD DESDE MEDIDAS DE RESONANCIA MAGNETICA NUCLEAR (HMR)

Una curva típica de decaimiento de relajación de spines para una muestra de roca saturada de agua se muestra en la fig. 4.37.

El periodo de tiempo o vida media (t_1) de relajamiento de spines, de acuerdo con TIMUR (1.969), correlaciona inversamente con S_{por} (superficie específica interna referida al volumen poral).

Pape y otros (1.984) llegaron a una nueva expresión a partir de la primera ecuación París, reemplazando $S_{por_{BET}}$ por los parámetros (NMR), que es la ecuación llamada Budapest (1.985).

$$K_{NMR} = \frac{475.3}{F} \left[\left(\sum_i \frac{A_i}{t_{1i}} \right) - \left(\frac{FFI}{\emptyset} \right) - \left(\frac{1}{t_w} \right) \right] CNMR^{-3.1085}$$

$$K_{\text{NMR}} = \frac{475.3}{F} \left[\left(\sum_i (A_i / t_{1i}) - \frac{E|I|}{\Phi} \cdot \frac{1}{t_w} \right) \cdot C_{\text{NMR}} \right]^{-3.1085}$$

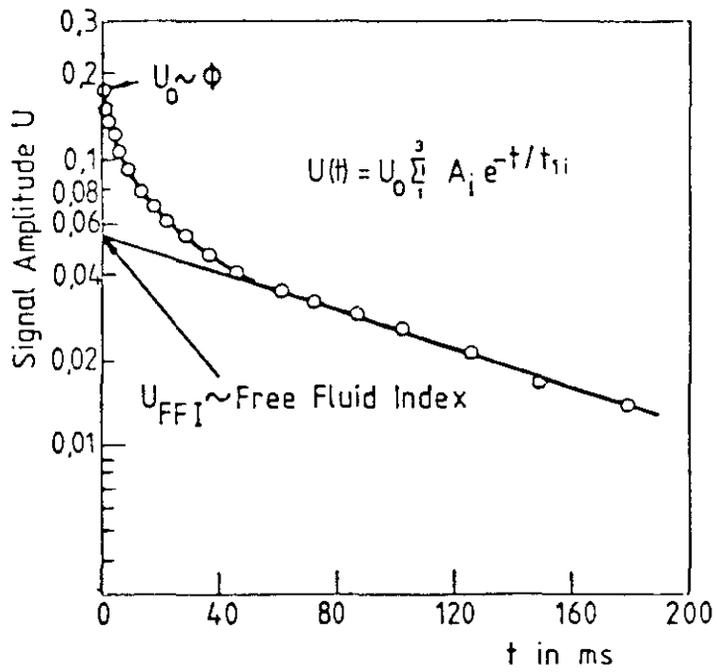


Fig. 4.37.

La permeabilidad de las formaciones porosas puede ser derivada, principalmente de la ecuación de Kozeny-Carman modificada con ayuda de F y de la superficie interna específica (S), con la conductividad superficial (Cq) y con el tiempo de relajación de spines (spinrelaxation). Fig. 4.38.

La estimación "in situ" se puede hacer por registros eléctricos o NMRL (log de resonancia magnética nuclear).

4.22. RELACION DE LA K CON LA \emptyset Y CON F

Medios porosos consolidados

Ecuaciones $\emptyset - K$: Wyllie y Rose (1.950 a, b)

Wyllie y Spangler (1.952)

Wyllie y Gardner (1.958)

Estas relaciones están basadas en la ecuación Kozeny-Carman, conteniendo parámetros adicionales, tales como tensión interfacial y presión capilar. Pero alguna asunción de constancia tiene que ser hecha si se aplican a propósitos de prospección eléctrica en conjunción con la ecuación (4.3) $F = a \cdot \emptyset^{-m}$. Schlumberger (1.960) presentó un gráfico del trabajo de Wyllie y Rose (1.950 a) para arenas petrolíferas. Su ecuación incluye un parámetro conocido como

Correlación de la superficie específica interna con el tiempo de spin-relajación t_1 .

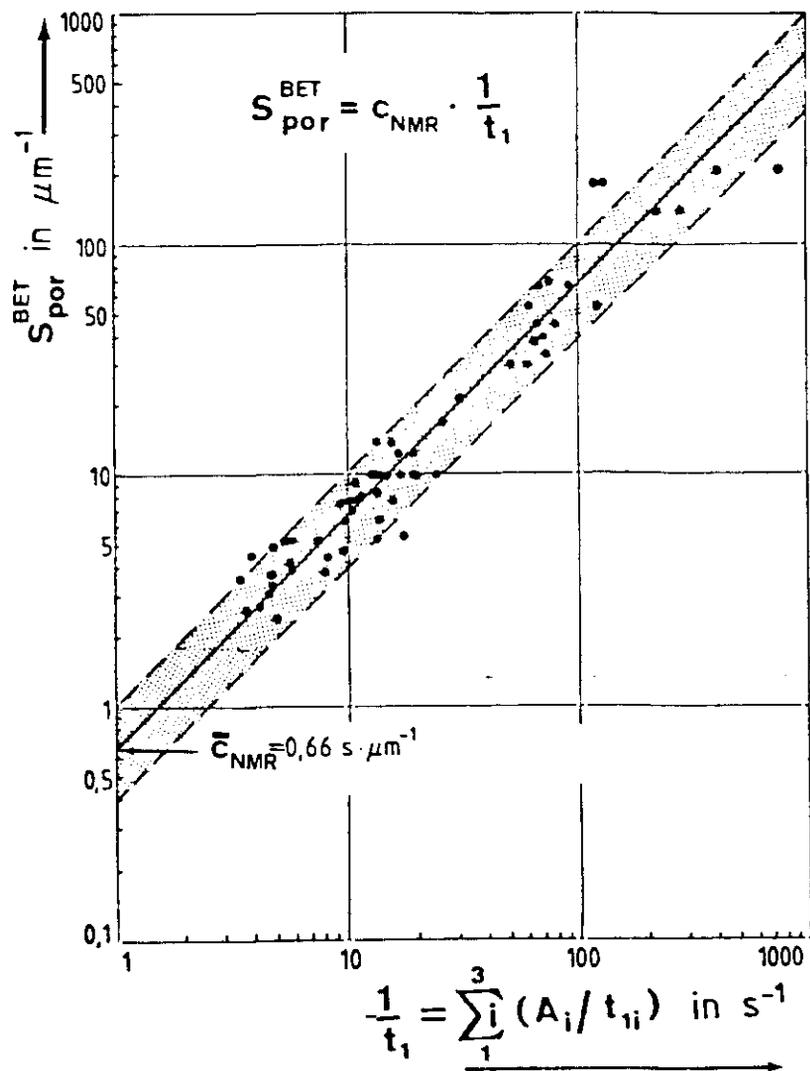


Fig. 4.38.



s_{wi} (saturación de agua irreducible de la formación). Si esta cantidad se asume constante, entonces la relación indica que pequeños incrementos de la \emptyset se asocian con grandes incrementos de la K.

Archie (1.942) ploteó directamente la K frente a F, supuestamente de muestras limpias. El concluyó con que, aunque la variación de F con la \emptyset está clara y es consistente, el efecto de las variaciones en K no es evidente. En ausencia de una guía definitiva, aunque la tendencia de K es a aumentar con la \emptyset , hay que recurrir a trabajos de laboratorio.

Medios porosos

Aparte de algunos casos excepcionales, la matriz de las rocas sedimentarias porosas es prácticamente no conductora.

La capilaridad es la inversa del llamado radio hidráulico.

$$\underline{F = X/\emptyset} \quad (\text{Wyllie, 1.957})$$

X : tortuosidad eléctrica

$$F.K = X/T \cdot A_{eff}/8r \quad (T = \text{tortuosidad hidráulica})$$

$$K = \frac{\theta}{T} \cdot \frac{A_{eff}}{8r} \quad (\text{Wyllie y Rose, 1.949})$$

A_{eff} : Sección transversal efectiva de canal desde el punto de vista macroscópico.

Hay una cierta similitud entre la conductancia eléctrica y el flujo hidrodinámico. Ambos procesos dependen de la longitud del conducto según la Ley de Poiseuille's sobre el flujo laminar a través de tubos o capilaridades.

La diferencia esencial estriba en la desigual dependencia de la sección transversal del conducto. Hay dependencia lineal en el proceso eléctrico y dependencia cuadrática en el proceso hidrodinámico.

En medio no consolidados detríticos, la relación de tortuosidad vale la unidad y está fundamentada teóricamente.

En caso de anisotropía, el escalar K se hace un tensor K .

$$R/P = F.K. (R_w / \nu); R \sim R_w; P \sim \nu$$

R_w : resistividad del electrolito

ν : viscosidad

- F: factor de formación
K: conductividad hidráulica
R: resistencia eléctrica
P: resistencia hidráulica

Esta ecuación contiene magnitudes medibles macroscópicamente.

(Schopper, 1.966)

La K está gobernada por la manera de empaquetamiento de los granos durante la deposición (1), historia de la compactación del sedimento (2), distribución del tamaño de grano (3), forma de los granos (4) y tamaño de grano (5). Con la excepción de (5), la \emptyset está también controlada por los mismos factores.

La \emptyset puede ser relacionada a la petrografía y en muchas formaciones arenosas la \emptyset está relacionada con la K (función exponencial). De acuerdo con Griffiths (1.958), cuando se plotea la K sobre una escala logarítmica y la \emptyset sobre una escala aritmética, una relación lineal emerge.

Chilingar (1.963) demostró, considerando una distribución de tamaño de grano, que hay una correlación entre la \emptyset y la K en arenas no consolidadas.

CAPITULO 5. LAS FORMACIONES SUCIAS "SHALY SAND" (ARENAS CON ARCILLA)

EVOLUCION DE LOS CONCEPTOS DE "ARENAS SUCIAS" EN LA EVALUACION DE LAS FORMACIONES GEOLOGICAS

5.1. EMERGENCIA DEL PROBLEMA DE "ARENAS SUCIAS" (SHALY-SAND)

El período anterior a 1.950 es el período "libre de arcilla" desde el punto de vista petrofísico. Ello es así hasta que el problema de shaly-sand sea reconocido totalmente y dirigido.

Los selectos desarrollos petrofísicos durante el período "libre de arcilla" están resumidos en la Tabla 1. La prospección superficial de resistividad, cuyos pioneros fueron Wenner en (Norteamérica) y los hermanos Schlumberger en Europa, fue la precursora de los registros geofísicos de pozos de los quince años posteriores. El desarrollo de la primera sonda cuantitativa de resistividad, la sonda normal, y la publicación de las leyes empíricas de Archie, diez años después (1.942), proveyó la base de la evaluación cuantitativa petrofísica de las formaciones arenosas. Aunque las leyes de Archie fueron establecidas específicamente para arenas limpias, el número de investigaciones incorporando arcilla se ha incrementado durante los diez o doce años últimos del período "libre de arcillas", con un aumento de consciencia de la complejidad interpretativa asociada con el problema shaly-sand. La emergencia del problema shaly-sand, cómo afecta a los datos de resistividad,

TABLA 5.1. Cronología del periodo libre de arcilla (parcialmente extractado de Johnson, 1961)

1812	Fenómenos eléctricos medidos en las paredes de las minas de estaño de Cornish.
1869	Medidas de temperatura en los sondeos.
1883	Determinación de la resistividad in situ mediante medidas superficiales.
1912	Establecimiento de la prospección eléctrica.
1927	Primer log eléctrico.
1932	Sonda cuantitativa de resistividad (sonda normal).
1939	Sonda de gamma natural. *
1942	Leyes de Archie.
1947	Log de inducción.
1947	Reconocimiento de la conducción de doble capa. *
1948	Determinación de R_w según SP log.
1949	Apreciación de la respuesta de SP en las formaciones areno-arcillosas.

(* denota desarrollo referente a la shale)

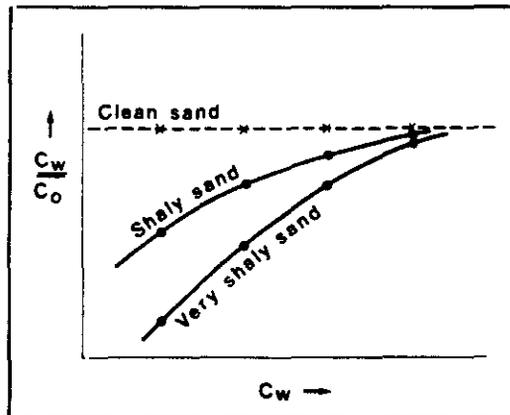


Fig. 5.1. Esquema de variación de la relación C_w/C_0 ($= F_a$) con C_w para arenas arcillosas.

puede ser tratada considerando solamente las condiciones de saturación total de agua en primer caso. Un conveniente punto de comienzo es la definición del factor de formación F que era la primera de las tres ecuaciones de Archie (1.942).

$$F = \frac{R_o}{R_w} = \frac{C_w}{C_o} \quad (5.1)$$

donde R_o es la resistividad de la formación cuando está totalmente saturada de un electrolito acuoso de resistividad R_w , y C_o y C_w son las correspondientes conductividades. Un plot de C_o versus C_w para una muestra dada proveerá una línea recta de pendiente $1/F$ y demostrará las condiciones experimentales de Archie de una formación "limpia" totalmente saturada con agua salada. En estas condiciones F es precisamente lo que su nombre implica, es un parámetro de la formación, más específicamente el que describe la geometría de poros. Es independiente de C_w , así que un plot de C_w/C_o versus C_w para una muestra dada deberá proveer una línea recta paralela al eje C_w (Fig. 5.1). Además, alrededor de 1.950 había una evidencia en aumento desde varias formaciones que sugerían una relación C_w/C_o que no era siempre constante para una muestra dada, sino que podía disminuir tanto como C_w aumentaba (Patnode y Willie, 1.950). Esta disminución relativa de C_w/C_o para un nivel dado de C_w aparecía más pronunciada para muestras con arcilla (Fig. 5.1). Puesto que C_w se presume que se conoce, sólo una explicación posible hay para este

fenómeno, que consiste en el efecto de la arcilla sobre C_o . Este efecto consistía en reducir C_o tanto como C_w disminuía, o comunicar una extra-conductividad al sistema de valores más bajo de C_w . Por esta razón, la manifestación eléctrica de los efectos de arcilla ha sido descrita en términos de un "exceso de conductividad" (Winsauer y Mc. Cardell, 1.953). Conviene que la relación C_w/C_o se considere como un factor de formación aparente (F_a) que es igual al F intrínseco solamente cuando las condiciones de Archie son satisfechas. Así que F identifica al factor de formación definido por Archie, mientras que F_a no representa más que una aproximación que depende de la salinidad.

Puesto que la definición de Archie de la ecuación (5.1) no era válida para todas las formaciones, una relación más general entre C_o y C_w se pensó en orden de acomodar el exceso de conductividad. Reescribiendo la ecuación (5.1) así: $C_o = C_w/F$ (5.2) e incorporando el exceso de conductividad dentro de un término compuesto conductividad-arcilla X , se propuso una expresión de la forma:

$$C_o = \frac{C_w}{F} + X \quad (5.3)$$

que es válida para todas las formaciones granulares que estén totalmente saturadas de agua. Para arenas limpias, X tiende a 0 y la ecuación (5.3) se reduce a la (5.2). Si C_w es muy grande, X tiene



comparativamente poca influencia sobre C_o y la nueva ecuación (5.3) efectivamente se reduce a la definición de Archie, y a la inversa, la relación C_w/C_o es efectivamente igual a F_a solamente si X es suficientemente pequeño y/o C_w es suficientemente grande. Así, aunque el valor absoluto de X puede interpretarse como un parámetro de los efectos de arcilla desde un punto de vista eléctrico, también está controlado por el valor de X referido al término C_w/F . Durante el período 1.950-55, se evidenció que el valor absoluto de la cantidad de X no era siempre constante para una muestra dada sobre un rango accesible experimentalmente de C_w , como la ecuación (5.3) parece implicar, sino que puede variar con la conductividad electrolítica (Winsauer y Mc. Cardell, 1.953; Wyllie y Southwick, 1.954; Sauer y al., 1.955). El principal modelo, ampliamente aceptado, de comportamiento, el cual continua vigente (Waxman y Smits, 1.968; Clavier, Coates y Dumanoir, 1.977, 1.984) es para una muestra dada, que el valor absoluto de X se incrementa con C_w hasta un nivel de meseta y permanece constante según C_w se incrementa. Este modelo se ilustra según la fig. 5.2 con datos hipotéticos. Aquí los términos "zona no lineal" y "zona lineal" han sido adoptados para las regiones de variación de X y de X constante, respectivamente.

Las implicaciones de los cambios de C_w y del valor (pero no necesariamente el absoluto) relativo de X son ilustrados en la fig. 5.3

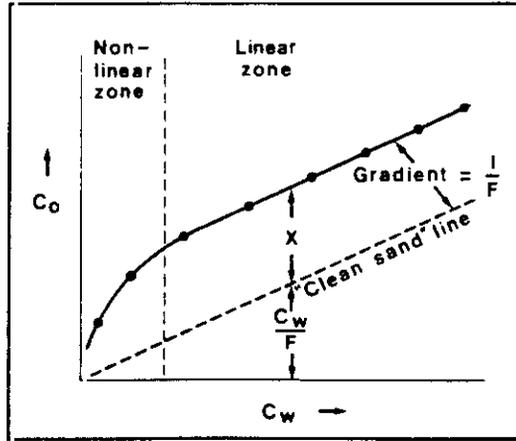


Fig. 5.2. Esquema de variación de C_o con C_w para arenas arcillosas saturadas con agua.

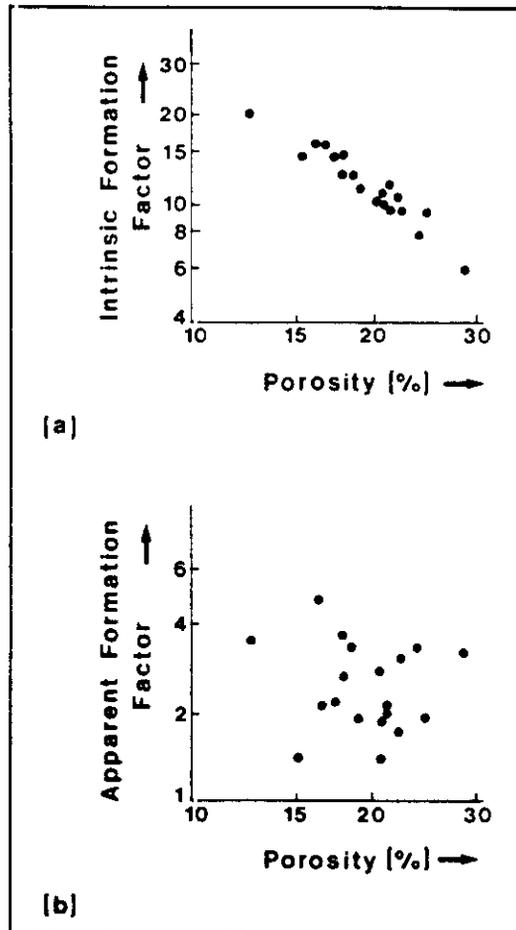


Fig. 5.3. Comparación de F según \emptyset (a) y de F_a según \emptyset (b) en 19 muestras de arenisca.

que relaciona el F según la \emptyset . Los datos son de la Arenisca Triásica de Sherwood en el NW de Inglaterra. Para cada muestra el valor de X es constante para un rango particular de C_w . La fig. 5.3a representa un plot del F según \emptyset para condiciones de alta C_w y relativamente insignificante X . La distribución de los datos ofrece la forma generalizada de $F - \emptyset$, una variación propuesta de la segunda ecuación de Archie (1.942):

$$F = a/\emptyset^m \quad (5.4)$$

donde a y m son asumidos usualmente como constantes para una formación dada. En contraste, la fig. 5.3b expresa las condiciones de una suficientemente baja C_w para los mismos valores absolutos de X representados en la fig. 5.3a que alcanzan ahora un alto y significativo valor, aunque la población de datos permanece invariable. Porqué ocurre esto, pues porque la relación C_w/C_o representa ahora simplemente un F_a (aparente). Estas desviaciones de las asunciones de Archie resultan de un fallo de la tendencia lineal de la fig. 5.3a de tal grado que no se puede derivar una relación útil. Aunque la fig. 5.3 contrasta los casos extremos, las implicaciones de esta disparidad son, en general, significativas. Anteriormente, el desarrollo de sondas de porosidad fiables era, a menudo, en la práctica, para estimar \emptyset desde la relación C_w/C_o , usando una versión de la ecuación (5.4) en conjunción con datos de registros de resis-

tividad desde zonas de agua próximas. Para hacerlo era esencial tener condiciones suficientemente limpias para definir bien la relación entre la \emptyset y C_w/C_o . Allí donde estas condiciones eran satisfechas, era posible proceder aun si la relación C_w/C_o representaba actualmente un F_a en vez de un F intrínseco.

En el anterior caso, \underline{a} y \underline{m} deben ser pseudoparámetros que deben compensar alguna desviación de F_a de F cuando calculamos la \emptyset . Esta aproximación requiere que el valor de entrada de F_a sea referido al mismo C_w que se usó para establecer la relación entre F_a y \emptyset en primer lugar.

El advenimiento de las sondas de porosidad ha representado un cambio en el uso de la ecuación (5.4). En la práctica corriente se infiere la \emptyset desde las respuestas de sondas de porosidad y, entonces, para calcular F usamos valores predeterminados de \underline{a} y \underline{m} . En este caso, el valor resultante de F será incorrecto si los parámetros \underline{a} y \underline{m} no se refieren ambos específicamente a condiciones efectivamente limpias, sino que inadvertidamente han sido establecidos sobre la base de una correlación de F_a con \emptyset . Este error puede conducir, subsecuentemente a una estima de S_w .

El desarrollo de series de sondas de porosidad ha inducido un estudio total de diferentes aspectos del problema de las arenas

arcillosas, como la corrección de las respuestas radiométricas y sónicas de las sondas para la fracción de arcilla. Además, el resultado de las correcciones de arcilla para la porosidad ha sido tan litigioso como los procedimientos varios adoptados para la cuestión progresiva de fiables "correcciones de arcilla" a partir de S_w . Sin embargo, aunque dudosas porosidades derivadas de los logs son capaces de inducir un error significativo en los valores subsecuentemente estimados de S_w , el componente de \emptyset del problema de "shaly-sand" no se considera, aún más, se piensa que es un área potencialmente difícil. Anteriormente, la atención se concentró sobre el problema S_w mucho más de lo concerniente conforme al significado físico de la cantidad X en la ecuación (5.3). Durante un tiempo, estas consideraciones continuarán restringidas a las condiciones de la zona de agua, como se implicaba anteriormente, la inclusión prematura de un término S_w complicaba innecesariamente el tratamiento, el cual es todavía un problema muy complejo.

5.2. PRIMEROS CONCEPTOS DE SHALY-SAND

Anteriormente a 1.950, se tenía la convención de considerar una formación saturada de agua con dos componentes, una matriz no conductora y un electrolito. Donde estas especificaciones se satisfacían la relación C_w/C_o no era una función de C_w y las condiciones de Archie se cumplían. En otros casos, estas simples

especificaciones quedaron inadecuadas para explicar el "exceso de conductividad" que dio importancia a un valor no trivial de X en la ecuación (5.3).

En orden a explicar la manifestación eléctrica de los efectos de arcilla, Patnode y Wyllie (1.950) propusieron dos elementos, un modelo de shaly-sand, comprendiendo sólidos conductores y un electrolito. En este caso, la cantidad X fue descrita como la conductividad debida a los "sólidos conductores distribuidos en la muestra", ya que X parecía ser constante sobre un rango de C_w considerado; este modelo puede ser identificado retrospectivamente con el también llamado "zona lineal" de la fig. 5.2.

L. de Witte (1.950) observó que el modelo de Patnode y Wyllie es equivalente a una "doble resistencia en paralelo", una representa la resistencia de la fase acuosa y la otra es igual a la resistencia total de los sólidos conductores como están distribuidos. El argumentó que ésto requería que, tanto el electrolito como los sólidos conductores estuviesen aislados eléctricamente uno del otro; en caso contrario, el modelo era insostenible (de Patnode y Wyllie). L. de Witte extendió el trabajo de Patnode y Wyllie a las arcillas para proponer que una mezcla homogénea de sólidos conductores y electrolito se comporte exactamente como una mezcla de dos electrolitos. Resultando dos elementos, el modelo conceptual comprendía una

matriz no conductora y una solución arcillosa electrolítica. Porque uno de estos elementos es actualmente un sistema compuesto, el correspondiente algoritmo de la resistividad no está conforme con la ecuación generalizada (5.3). Además, ella tiene una forma lineal y, por lo tanto, describe la zona lineal de la fig. 5.2.

Winsauer y McCardell (1.953) atribuían la conductividad anormal de las formaciones arcillosas a la doble capa eléctrica en la solución adyacente cargada en las superficies de las arcillas. Esta anormal, o exceso, conductividad de doble capa fue atribuida a la absorción sobre la superficie de arcilla y resultando una concentración de iones adyacentes a la superficie. El modelo de Winsauer-McCardell toma la forma de la ecuación 5.3 con $X = Z/F$ donde Z es el exceso de conductividad de la doble capa. Así, el mismo factor geométrico F se suponía para ambos electrolitos libres y los componentes de doble capa del modelo de resistencia en paralelo. Además, la cantidad Z se demostró que varía con C_w . La variabilidad de X en la zona no-lineal de la fig. 5.2 era en consecuencia acomodada, pero poca evidencia se presentaba para la constancia de X en la zona lineal. No obstante, proponiendo una variable X el modelo Winsauer-McCardell difería fundamentalmente de las representaciones lineales anteriores.

En orden a explicar la zona no-lineal de la fig. 5.2 sin tener que postular un término de conductividad-arcilla variable, Wyllie y

Southwick (1.954) extendieron el modelo de Patnode-Wyllie a un sistema de tres elementos. Este comprendía sólidos conductores y componentes electrolíticos como antes, con un tercer componente consistente en electrolito y sólidos conductores dispuestos en serie. Este componente adicional admitía alguna interacción eléctrica entre las fases sólida y líquida. Este modelo de tres elementos daba relevancia a un adicional término "interactivo" del lado derecho de la ecuación (5.3). La cantidad X era puesta igual a la conductividad intrínseca de la fase sólida calificada por un apropiado factor geométrico. De este modo, el modelo de Wyllie-Southwick podía ser usado para representar ambas zonas (la lineal y la no lineal) de la fig. 5.2 sin hacer variar a X .

L. de Witte (1.955) formuló el concepto de actividad fuertemente reducida de los contraiones de la doble capa presentes en las zonas arcillosas. Esto resultó en un modelo de dos elementos en el que la conductividad de la roca total tenía que ser la suma de términos de conductividad asociados con la doble capa y con el agua libre (far). El modelo quedaba representado por una relación lineal y, por lo tanto, describía sólo la zona lineal de la fig. 5.2. Aunque su desarrollo es interesante, sobre todo porque prestó apoyo al modelo de Winsauer y McCardell, como un precursor conceptual de los contemporáneos modelos de doble capa.

Hill y Milburn (1.956) demostraban que el efecto de los minerales de arcilla sobre las propiedades eléctricas de un reservorio rocoso (formación geológica) está relacionado con su capacidad de cambio catiónico por unidad de volumen de poros Q_v . La medida de Q_v proveerá un método químico independiente de determinación del "contenido efectivo de arcilla". Hill y Milburn desarrollaron una ecuación exponencial para relacionar C_o con C_w y la hicieron presumiendo que $C_w = 100 \text{ Sm}^{-1}$ para una formación totalmente saturada, de tal modo que la conductividad electrolítica es suficientemente alta para suprimir cualquier efecto de arcilla. Esta ecuación contenía un "factor B" que estaba empíricamente relacionado con Q_v y que era constante para una litología dada. Así, aunque la ecuación de Hill-Milburn no estaba conforme con la ecuación generalizada (5.3), la forma de la curva C_o - C_w en la fig. 5.3 era aproximadamente representada a través de una función exponencial sin tener que imponer variaciones en el término de arcilla, B. Además, una gran desventaja de esta aproximación es que la función C_o pasa a través de un mínimo para algunos valores de C_w . El modelo, por tanto, predice que C_o debería aumentar, tanto como C_w disminuye por debajo de este valor. Ello es físicamente insostenible, ya que C_o debería aumentar, tanto como C_w disminuya y eso es probablemente la razón por la que el método de Hill y Milburn no se toma en cuenta.

A.J. de Witte (1.957) observó que Hill-Milburn estaban complicando innecesariamente la conclusión, ya que sus datos podrán ser igualmente bien representados por la ecuación (5.3), si se hacía una concesión para alguna irregularidad de los puntos ploteados. A.J. de Witte definió el producto $X.F$ como la arcillosidad de una formación, un parámetro compuesto que era independiente de C_w . Así era la zona lineal de la fig. 5.2 que estaba siendo representada por el modelo de A.J. de Witte.

Debe notarse que todos estos primeros modelos pueden ser descritos por ecuaciones que se reducen a la ecuación (5.2) cuando el parámetro "conductividad-arcilla" es insignificante. Esto es verdad, incluso para los modelos que no pueden representarse por la ecuación (5.3).

En este punto, cerramos la discusión de los primeros conceptos de shaly-sands. A pesar de la considerable atención dada al problema de shaly-sand durante los años 1.950, los modelos anteriormente descritos todos sufrían un inconveniente fundamental: en ningún caso podría el parámetro de arcilla ser determinado desde datos de registros (logs). Los esfuerzos, por tanto, continuaban dirigidos hacia encontrar un modelo conceptual que no tuviera esta limitación.

5.3. CONCEPTOS CONTEMPORANEOS DE SHALY-SAND

Para los propósitos de esta discusión, los modelos de shaly-sands introducidos ya alrededor de 1.960 han sido divididos en dos grupos:

- 1) Conceptos basados sobre la fracción en volumen de arcilla Vsh.
Estos modelos tienen la desventaja de que son científicamente inexactos, con el resultado de que ellos están abiertos a la equivocación y al abuso. De otro lado, ellos son teóricamente aplicables a los datos de registros (logging data) sin el impedimento de una calibración de una muestra-testigo del parámetro relacionado con la arcilla.

- 2) Conceptos basados sobre los fenómenos iónicos de doble capa.
Estos modelos tienen una más atractiva ejecutoria científica. Si estrictamente se aplicasen, ellos requieren calibración de las muestras-testigo del parámetro arcilla frente a algún registro (log) del que se puedan derivar cantidades petrofísicas. De otra manera, su campo de aplicación puede implicar aproximaciones que efectivamente reducen el término de arcilla a un Vsh.

Aunque los modelos Vsh han sido progresivamente desplazados por modelos del segundo grupo, este proceso no será completo hasta que

existan procedimientos establecidos para medidas de X desde el interior del sondeo (en profundidad).

5.4. MODELOS Vsh

La cantidad Vsh se define como el volumen de arcilla húmeda (hidratada) por unidad de volumen de formación. Esta definición toma en cuenta el agua ligada químicamente; en este aspecto, es análoga a la \emptyset total.

Los modelos Vsh ganaron crédito porque los primeros trabajos experimentales demostraron potencialmente útil las relaciones entre la cantidad de "sólidos conductores" presentes dentro de un sistema granular, tales como una arcilla (slurry), y la conductividad de la fase sólida (por ejemplo, Patnode y Wyllie, 1.950). Estos datos tempranos no se referían a las formaciones típicas y ellos han sido extrapolados consiguientemente lejos de sus límites originales. Para intentar explicar el significado físico del parámetro X en términos de Vsh hay que tener una base conceptual o una empírica.

Hossin (1.960) aproximó el problema desde un punto de vista conceptual. El desarrollo puede tratarse por extensión sobre la anteriormente mencionada analogía entre Vsh y la porosidad total. Ello implica específicamente un sistema granular, limpio, entera-

mente saturado que satisface la ley original de Archie, según la ecuación (5.4) con $a = 1$ y $m = 2$. Con ello, la ecuación queda en la forma:

$$C_o = \emptyset^2 \cdot C_w \quad (5.5).$$

Supongamos ahora que el electrolito intersticial es progresivamente desplazado por arcilla hidratada. Cuando este proceso se complete, el volumen que previamente era el espacio poral es ahora el volumen de arcilla. Así, la \emptyset es análoga al V_{sh} . Además, la conductividad del material que ocupaba este volumen ha cambiado desde C_w a C_{sh} . El término $\emptyset^2 \cdot C_w$ de la ecuación (5.5) es análogo a $V_{sh}^2 \cdot C_{sh}$. La cantidad C_o es ahora equivalente a X , ya que no hay electrolito libre en el sistema. Así, $X = V_{sh}^2 \cdot C_{sh}$ (5.6). Donde ambos estén presentes, electrolito y arcilla, la ecuación (5.6) define el término de arcilla referido en la ecuación (5.3). Notar, además, que en estos casos intermedios, la \emptyset total del sistema es una \emptyset efectiva, ya que el agua ligada químicamente está incluida en V_{sh} . Ya que no existe disposición de X para variar con C_w , el modelo de Hossin se refiere específicamente a la zona lineal de la fig. 5.2. La ecuación Hossin y otras relaciones de V_{sh} son listadas en la tabla 5.2.

Simandoux (1.963) informó experimentos sobre mezclas homogéneas de arena y montmorillonita; propuso una expresión de la forma de la

ecuación (5.3) con la cantidad X representada como el producto $V_{sh} \cdot C_{sh}$. Esta ecuación (tabla 5.2) también se refiere específicamente a la zona lineal de la fig. 5. 2. El término V_{sh} en la ecuación Simandoux no corresponde estrictamente a la fracción de arcilla hidratada del concepto de Hossin, ya que la montmorillonita cálcica usada por Simandoux no estaba totalmente húmeda cuando las mezclas fueron hechas. Aparte de este hecho, las ecuaciones de Simandoux y Hossin sólo difieren en el exponente de V_{sh} . La forma lineal de las ecuaciones de Hossin y Simandoux significa que ellas proveen solamente una representación parcial del modelo de conducta de la fig. 5.2. Ellas representan los datos de la zona no lineal. Además, una ecuación V_{sh} que admite tendencias no lineales sobre un plot C_o versus C_w es la que imputa a Doll (no publicada) por varios autores (por ejemplo, Desbrandes, 1.968; Raiga-Clemenceau, 1.976). Debido a la falta de documentación publicada, es la razón por la cual la ecuación de Doll permanece sin especificar. Además, se puede observar en la tabla que la ecuación Doll puede ser escrita tomando separadamente cada término de la ecuación de Hossin y haciendo su raíz cuadrada, ya que esta intención no está clara, pero su efecto es comunicar una no-linealidad que permita que la ecuación se use para datos de la zona no-lineal de la fig. 5.2. Sin embargo, tomando cuadrados en la ecuación de Doll tenemos que:

$$C_o = (C_w/F) + V_{sh}^2 \cdot C_{sh} + 2 V_{sh} \sqrt{C_w C_{sh}/F} \quad (5.7)$$

La ecuación (5.7) es parcialmente de la forma de la ecuación (5.3) generalizada de resistencia en paralelo, pero hay un término adicional, interactivo, del lado derecho, que puede representar ninguna comunicación (enlace) entre el electrolito y los componentes de arcilla. Interesantemente, Poupon y Leveaux (1.971) notaron que Doll había sugerido de verdad un término "cross-linkage" hacía ya veinte años. El trabajo publicado de ese período (Willie y Southwick, 1.954) proveyó una ecuación de la forma:

$$C_o = \frac{C_w}{F} + \frac{C_{sh}}{a} + \frac{C_{sh} \cdot C_w}{b C_{sh} + c C_w} \quad (5.8)$$

donde a, b, c son factores geométricos. Hay una correspondencia obvia entre los términos de las ecuaciones (5.7) y (5.8). Ninguna ecuación permite alguna variación de los parámetros de arcillosidad con C_w .

Poupon y Leveaux (1.971) propusieron la llamada "fórmula Indonesia" (tabla 5.2). Una expresión que es similar a la ecuación Doll, pero con V_{sh} teniendo un exponente que es el mismo una función de V_{sh} . Esta ecuación fue desarrollada para uso en Indonesia, porque las aguas de formación eran dulces y tenían alto grado de arcillosidad, por lo que descuidaron otras ecuaciones. Ella ha encontrado después aplicación en otras partes. Como con la ecuación Doll, la relación Poupon-Leveaux se acomoda a la zona no lineal de la fig. 5.2.

TABLA 5.2. Relaciones de arenas-arcillosas que involucran a V_{sh} (zona de agua)

$C_o = \frac{C_w}{F} + V_{sh}^2 C_{sh}$		Hossain (1960)
$C_o = \frac{C_w}{F} + V_{sh} C_{sh}$		Simandoux (1963)
$\sqrt{C_o} = \frac{\sqrt{C_w}}{\sqrt{F}} + V_{sh} \sqrt{C_{sh}}$		Doll (no publicado)
$\sqrt{C_o} = \frac{\sqrt{C_w}}{\sqrt{F}} + V_{sh}^{1.5} \sqrt{C_{sh}}$		Poupon y Leveaux (1971)

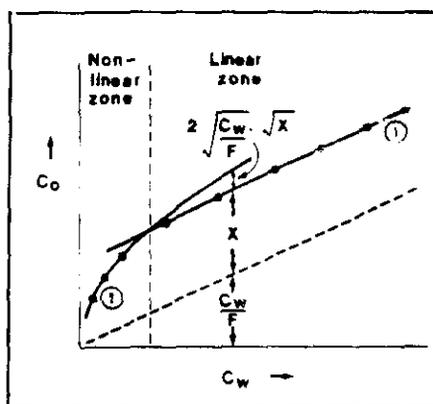


Fig. 5.4. Representación esquemática comparativa de datos C_o-C_w según modelos de conductividad de dos elementos (1) y tres elementos V_{sh} (2).

TABLA 5.3. Modelos de doble-capa referentes a arenas-arcillosas (zona de agua)

$C_o = \frac{C_w}{F^2} + \frac{B O_v}{F^2}$		Waxman y Smits (1968)
$C_o = \frac{C_w}{F} + \frac{S \rho \sigma \delta}{\lambda^2 F}$		Rink y Schopper (1974)
$C_o = \frac{C_w}{F_o} + \frac{(C_{bw} - C_w) \gamma_o O_v}{F_o}$		Modelo agua-dual Clavier y al. (1977, 1984)

Es necesario enfatizar que ninguna de las cuatro ecuaciones de la tabla 5.2 permite una completa representación de los datos de conductividad de las rocas sobre un rango asequible experimentalmente de C_w . La fig. 5.4 compara los dos tipos de ecuaciones V_{sh} considerados aquí, ecuaciones de resistencia en paralelo de dos y tres elementos. La ecuación de dos elementos puede proveer una representación de los datos razonablemente correcta en la zona lineal de la fig. 5.2. Si se desea mejorar el error sobre otra parte de la zona no-lineal, esto solamente se consigue para un V_{sh} disminuyendo C_{sh} , pero esto, a su vez, introduce el error en la zona lineal. Similarmente, una buena representación a través de la ecuación de tres elementos, en la zona no-lineal, solamente se consigue a expensas de introducir error en la zona lineal. Este error se puede mejorar para un V_{sh} dado, disminuyendo C_{sh} , pero, haciendo esto, una pobre representación con garantía en la zona no lineal ha de ser parcialmente sacrificada. La fig. 5.4 ejemplifica las implicaciones físicas de los cambios en C_{sh} que se hacen para mejorar la consistencia de un ejercicio de evaluación de log.

Aparte de no disponer de una asequible ecuación "universal" de V_{sh} , hay una mayor desventaja de los modelos V_{sh} ; los parámetros V_{sh} no toman en cuenta el modo de distribución o composición de las arcillas (constituyentes). Puesto que las variaciones de estos factores pueden elevar marcadamente las diferencias de efectos de

arcillosidad para una misma fracción numérica de arcilla, mejores modelos se han pensado que toman en cuenta la geometría y la electroquímica de las interfases electrolito-mineral.

5.5. MODELOS DE DOBLE CAPA

El término "modelo de doble capa" se usa aquí para describir cualquier modelo conceptual que se refiera directa o indirectamente a los fenómenos iónicos de doble capa, como los descritos en las formaciones rocosas por Winsauer y McCardell (1.953). En este aspecto, su trabajo se puede considerar el precursor conceptual de los modelos descritos en la tabla 5.3, todos los cuales tienen una expresión de la forma general como la ecuación (5.3).

Waxman y Smits (1.968) explicaron el significado de la cantidad X en términos de un término compuesto $B \cdot Q_v / F^*$, donde Q_v es la capacidad de cambio catiónico por unidad de volumen de poros, B es la conductancia equivalente de los cationes de cambio sódicos de la arcilla (expresados como una función de C_w a 25° C) y F^* es el factor de formación intrínseco de la arena arcillosa, tabla 5.3. El producto BQ_v es numéricamente equivalente al exceso de conductividad Z de Winsauer y McCardell (1.953). Así, el modelo de Waxman y Smits también asume que los pasos conductores a través del agua libre poral y los contraiones dentro de la doble-capla iónica están

supeditados al mismo factor geométrico F^* . La dependencia de B sobre C_w permitirá que X varíe con C_w de tal modo que ambas zonas, la no-lineal y la lineal de la fig. 5.2 pueden ser representadas a través de una ecuación de resistencia en paralelo.

Clavier y al. (1.977, 1.984), buscando modificar la ecuación de Waxman-Smits, tomaron en cuenta la evidencia experimental de la exclusión de aniones desde la doble capa. Esto se hacía en término de un "modelo de agua dual", agua libre (formación) y agua ligada (arcilla). Se argumentaba que una formación arcillosa se comporta como si fuese más bien limpia, pero con un electrolito de conductividad C_{we} que es una mezcla de estos dos constituyentes. Así, la definición de Archie de la ecuación (5.2) se reescribe:

$$C_o = C_{we}/F_o \quad (5.9)$$

Donde F_o es el factor de formación asociado con el espacio poral total (por ejemplo, agua libre y ligada (free + bound)). La ecuación (5.9) forma la base de la ecuación del agua dual (tabla 5.3). Se puede inferir desde la tabla, por recombinación de la ecuación de agua dual, que los factores geométricos asociados con los dos pasos conductores en paralelo no son iguales. Sin embargo, la presencia de un parámetro variable V_0 en el término arcilla permite que X varíe con C_w a bajas salinidades. Esto significa que ambas zonas, la

lineal y la no lineal, de la fig. 5.2 pueden representarse a través de esta ecuación.

Es importante notar la distinción entre el F^* de Waxman-Smits y el F_0 del modelo de agua dual. Para una arena limpia, $F^* = F_0$ y ambos son equivalentes al factor de formación de Archie. Para una arena arcillosa, F^* es conceptualmente el factor de formación que la formación geológica debería poseer si los sólidos arcillosos fuesen reemplazados por otros idénticos geométricamente, pero con matriz inerte, y el agua libre y la ligada agrupadas como un electrolito uniforme y equivalente. Sin embargo, Clavier y al. (1.977, 1.984) notaron que los valores medidos de F^* obtenidos desde determinaciones múltiples de salinidad, de conductividad de rocas, eran afectadas por la presencia del agua ligada. La cantidad F_0 está llamada a ser un factor de formación idealizado expresado como el producto de F^* y un factor de corrección de los efectos geométricos del agua ligada.

Un importante punto de vista es que los modelos de Waxman y Smits y de agua dual están específicamente basados sobre las propiedades de cambio catiónico de arcillas sódicas en presencia de un electrolito de $ClNa$, como se observa en estas formaciones geológicas representadas en los datos experimentales (Waxman-Smits, 1.968). En particular, ambos modelos son específicos en su predicción de la

transición efectiva desde la zona no-lineal a la lineal (fig. 5.2), acontecimiento que no es presentado como función de la litología. La extrapolación a otras formaciones requiere una verificación cuidadosa, ya que las asunciones básicas de estos modelos continúan sin ser satisfechas, especialmente con vistas a la representación concomitante de los datos desde las zonas lineal y no-lineal.

Otra serie de modelos de doble-capa, que ha recibido escasa atención en la literatura, es la que envuelve el área superficial del sistema poral. Rink y Schopper (1.974) propusieron un modelo basado sobre el área específica de arenas arcillosas (formaciones) en las que:

$$X = S_{\text{por}} \cdot \delta \cdot \sigma / \lambda^2 \cdot F \quad (5.10)$$

donde S_{por} es el área superficial por unidad de volumen de poros, σ es la densidad superficial de cargas móviles, δ es la movilidad efectiva del transporte de cargas dentro de la doble capa y λ es una tortuosidad asociada con la doble capa (tabla 5.3).

No obstante, el producto $\delta \cdot \sigma$ se propuso como aproximadamente constante para un catión dado, X tendía también a ser constante. Sin embargo, el modelo tan sólo representaba la zona lineal de la fig. 5.2. Similares comentarios se pueden aplicar a los modelos

conductancia-superficie de Street y al. (1.961) y de estructura-superficie de Pape y Worthington (1.983).

5.6. DISCUSION

El campo de aplicación de los modelos Vsh usualmente requiere que Vsh sea estimado para cada nivel designado usando uno o más indicadores de arcilla. Un indicador de arcilla es simplemente un log convencional o combinación de logs, cuya ecuación de respuesta puede incorporar un término de fracción de arcilla. Cada indicador de arcilla se calibra bajo condiciones ideales que proveen una razonable estima de Vsh. Donde hay ábacos desde condiciones ideales para un indicador particular, el Vsh resultante es una sobreestima. En la práctica usual, se obtienen varias estimas de Vsh, desde diferentes indicadores y luego se selecciona el valor más bajo como la mejor estima del nivel considerado. Esto significa que un Vsh derivado de un log podría haber resultado desde medidas de actividad de gamma natural, población de neutrones térmicos o tiempo de tránsito sónico, cantidades que confirman una pequeña similitud física al parámetro de resistividad compatible X de la ecuación (5.3). No obstante, como las condiciones cambian con la profundidad, se debe esperar que el indicador ideal de la arcilla cambie irregularmente. Así, no solamente podría el Vsh derivado ser físicamente incompatible con la ecuación (5.3) de resistencia en



paralelo, sino que el grado de incompatibilidad que puede esperarse variará erráticamente. De nuevo, no hay garantía de que las condiciones sean favorables para un nivel dado para cualquiera de los indicadores de arcilla utilizados. Ello significa que la aproximación V_{sh} es ampliamente considerada como deficiente. Esto se sabe gracias a que se ha visto que V_{sh} es, al menos, conceptualmente derivable de un log y por esta razón ha continuado teniendo un importante papel en la evaluación de las formaciones.

Se ha argumentado que al V_{sh} no debería buscársele como interpretación física de X , sino como una efectiva fracción en volumen de arcilla que tiene en cuenta la composición, modo de distribución y geometría superficial de los constituyentes arcillosos. Estas características son acomodadas, por los modelos basados sobre la doble capa iónica. Los modelos de "doble capa" ofrecen interpretaciones físicas de X que son compatibles eléctricamente, al menos en teoría. Desafortunadamente, no hay unas técnicas establecidas para medidas directas desde el interior de los sondeos de X para interpretar estos modelos, aunque un rayo prometedor aparece en esta dirección con la reciente aplicación de la polarización inducida en el dominio de la frecuencia para determinar Q_v (Waxman y Vinegar, 1.981). Porque estos modelos representan X a través de parámetros geométricos y electroquímicos que pueden ser medidos en el laboratorio, ellos deberían suministrar un sentido de calibración

a un parámetro petrofísico derivado de un log en términos de una cantidad relativa apropiada de arcilla. Verdaderamente, el campo de aplicación de los modelos de doble capa ha seguido esta filosofía indirecta. Por ejemplo, Lavers y al. (1.974) relacionó Q_v con la porosidad en los yacimientos del Mar del Norte. Johnson y Linke (1.976) correlacionaron la CEC con la respuesta de rayos gamma. Ellos usaron datos de CEC de laboratorio para derivar un método para determinar el volumen de arcilla efectivo desde la respuesta de rayos gamma usando una relación no lineal. De este modo, el modelo de doble capa se usó para controlar la entrada a un modelo de V_{sh} . En general, la necesidad de correlacionar empíricamente Q_v o alguna cantidad referida con un parámetro derivado de un log constituye la mayor debilidad de los modelos de doble capa, que, como consecuencia, no han tenido un impacto grande dentro de la industria.

Tanto unos como otros modelos, están afectados por las medidas de laboratorio. Una determinación de X en el laboratorio puede hacerse de dos modos, por medida directa de parámetros constituyentes o por aproximación indirecta de salinidad-múltiple, mientras que los valores de C_o registrados para varios valores de C_w se usan para determinar F y de ahí calcular X . La determinación directa en el laboratorio de V_{sh} es teóricamente posible, pero aun si es posible, permanece el problema de C_{sh} . La aproximación indirecta proveerá una estimación cuantitativa de alguna función de V_{sh} y C_{sh} , pero

separadamente no resolverá estas cantidades. La medida directa de S_{por} y Q_v es fácil, pero se sabe que las diferentes técnicas dan resultados diferentes (por ejemplo, Van den Hul y Liklema, 1.968; Mian y Hilchie, 1.982).

Aun en el caso de que una medida de S_{por} o Q_v sea apropiada y hecha, la formación en cuestión puede no satisfacer el modelo elegido y, sin embargo, impedir un cálculo útil de X . En este caso, hay que recurrir al método de salinidad-múltiple, mientras que X puede ser determinado como un término compuesto. Así, por ejemplo, Kern y al. (1.976) reconocieron que valores de X basados sobre medidas directas de Q_v fueron incorrectas para ciertas arenas permeables gasíferas y concluyeron que estas formaciones no podían representarse por el modelo de Waxman-Smits y procedieron a determinar X desde una ecuación de la forma de (5.3).

En presencia de hidrocarburos, el problema de shaly-sand y los efectos de arcilla se hacen más pronunciados y el problema tiene mayor grado de significación y complejidad.

5.7. OTROS DESARROLLOS

El diagrama de la fig. 5.6 muestra unos plots de $F_a/F - C_w$ para arenas saturadas de agua, con una amplia variación de arcillosidad

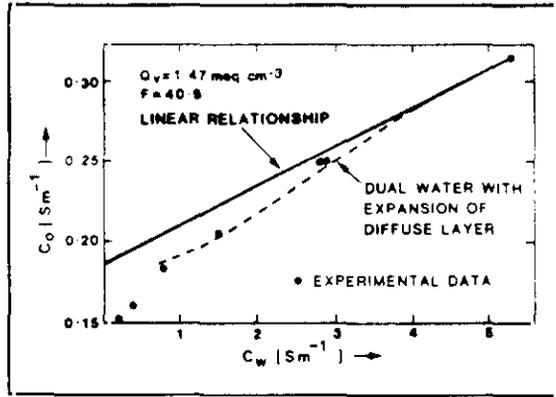


Fig. 5.5. Comparación del modelo de agua-dual con datos experimentales de una arena muy arcillosa.

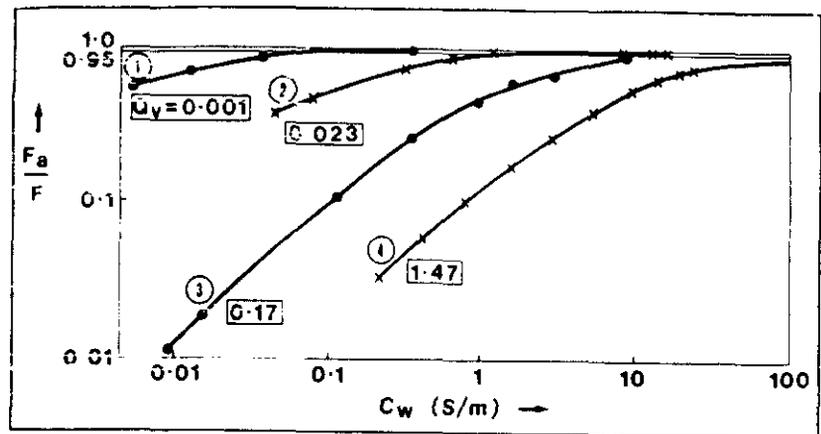


Fig. 5.6. Variación de Fa/F con C_w para cuatro areniscas de diferentes $Q_V \text{ (meq cm}^3)$. Datos de (1) Patnode y Willie 81950); (2) Wyllie y Southwick (1954); (3) Rink y Schopper (1974); (4) Waxman y Smits (1968).

(contenido). El significado de la relación F_a/F puede apreciarse desde la siguiente ecuación (5.3) reescrita de este modo:

$$F_a/F = (C_o - X)/C_o \quad (5.11)$$

De ella se sigue que F_a/F es igual a la fracción de la conductividad total que no se atribuye a los efectos de arcilla. Cuando esta fracción es baja, F_a/F es baja también y los efectos de la arcilla predominan. Cuando esta relación es alta, $F_a \approx F$ y los efectos de la arcilla son insignificantes. Para una arena arcillosa, F_a/F puede esperarse que varíe con C_w , disminuyendo tanto como C_w disminuya, y la conducción del fluido libre se hará más inhibida.

Los datos de los cuatro plots de la fig. 5.6 muestran esta tendencia, pero son compensados unos a otros dentro del rango de valores de C_w . Fuertes similitudes son evidentes a pesar del amplio rango de Q_v representado, 0.001 - 1,47 meq.cm³. No obstante, se puede observar que, debido al desplazamiento lateral de estas curvas, puede hacerse que todas coincidan. Esto parece sugerir que todas estas distribuciones de datos pueden describirse por un algoritmo simple, que proveyese la flexibilidad necesaria para tener en cuenta las diferentes posiciones dentro de un "espectro" de C_w . Además, la extensión de estas ideas a la zona de hidrocarburos es bien sencilla y se sigue directamente (Worthington, 1.982).

Es mucho más difícil concebir cómo se pueden satisfacer los requerimientos de los parámetros derivables de los logs que caracterizan la manifestación eléctrica de la arcillosidad.

La carencia corriente de tal facilidad, basada sobre una teoría científica segura constituye uno de los mayores vacíos de la tecnología de "well logging". La industria está persiguiendo alternativas estratégicas que contemplan el problema (por ejemplo, el registro espectral de rayos gamma inducidos, los registros dieléctricos), pero ninguno de éstos ha obtenido el objetivo de una estima de la salinidad independiente de la saturación en "arenas arcillosas". Más modernamente, la principal promesa, pero difícil físicamente de aproximar el problema, son las medidas en el interior de los sondeos de los parámetros eléctricos de arcilla, que pueden ser obtenidos mediante técnicas de polarización inducida, cuya relevancia en la evaluación de las formaciones continua siendo importante (Worthington, 1.984; Vinegar y Waxman, 1.984).

5.8. CONDUCTIVIDAD ELECTRICA

Suma de dos componentes. Modelo de resistencia en paralelo.

$$Co = \frac{Cw}{F} + \frac{Z}{Fs} \quad ; \quad Co = \frac{Cw}{F} + X$$

Co: Conductividad total

Cw: Conductividad del electrolito libre en el espacio poral

F: Factor de formación asociado a la geometría del fluido libre

Fs: Factor de formación asociado a la conductividad iónica de doble capa

X: Conductividad de doble capa

Z = Fs.X (término compuesto que toma en cuenta la conductividad de doble capa).

Tenemos, pues, tres modelos:

1) Waxman-Smits (1.968)

$$Co = \frac{Cw}{F} + \frac{B.Qv}{F}$$

Para formaciones "limpias" y "sucias" hay dos factores geométricos iguales.

2) Clavier, Coates y Dumanoir (1.977)

Llamado modelo de agua dual que tiene en cuenta la influencia volumétrica del agua libre aniónica dentro de la doble capa sobre el F asociado al electrolito libre.

$$C_o = \frac{C_w}{F} + \frac{\beta_e \cdot Q_v}{F_s} \quad \text{y } F_s < F$$

β_e : movilidad en unidades físico-químicas

Pero, para formaciones ligeramente arcillosas la corrección del F se hace negligible según este modelo. Pero si los niveles de arcillosidad disminuyen, X se hace más pequeña y la geometría estructural ejerce una influencia predominante sobre X , por ello, el factor geométrico F_s asociado a la doble capa es a menudo mayor que el asociado al fluido libre, al contrario de lo que predice el modelo dual.

3) Rink y Schopper (1.974)

En formaciones consolidadas, la geometría poral está fuertemente influida por la estructura en las paredes de los poros y este fenómeno da origen a un microtortuosidad o tortuosidad superficial (λ^2). Así que, si $\lambda^2 \gg F_s > F$:

$$C_o = \frac{C_w}{F} + \frac{\sigma \beta S_{por}}{F_s}$$

Siendo $F_s = \lambda^2 F = \lambda^2 T^2/\Phi$

Aquí, $F_s > F$ si $\emptyset/(\emptyset - V_a) > \lambda^2$

Va: Volumen de agua libre aniónica en la doble capa

En arenas arcillosas, se observa una relativa gran conductividad de doble capa en presencia de un electrolito diluido, o saturación de agua parcial y, en estas condiciones, hay que tener en cuenta una tortuosidad superficial (λ^2).

El parámetro (λ^2) tiene un papel importante en la evaluación de la permeabilidad intergranular.

Pape, Riepe y Schopper (1.985) definieron la conductividad eléctrica total por la expresión:

$$C_o = C_w/F + C_q$$

donde:

F: Factor de formación

Cq: Conductividad catiónica debida a la doble capa eléctrica en la superficie sólida.

Co: Conductividad eléctrica en el medio poroso

Cw: Conductividad electrolítica del fluido que llena los poros

Siendo F una medida de la ineficacia del proceso que tiene lugar en el medio poroso comparado con el volumen cilíndrico con radio hidráulico efectivo de fluido (r_{eff}). Esto se debe a la reducción de volumen (expresada por la porosidad \emptyset) debida a la elongación de paso T en capilares sinuosos que se estrechan u otras ineficiencias que existen en el volumen poral (poros sin conexión, efectos de la red de poros).

De tal modo que, según la ecuación de Kozeny-Carman, la permeabilidad intergranular se expresa así:

$$K = 1/8 F^{-1} r_{eff}^2$$

CAPITULO 6. LODOS Y EQUIPOS (SONDAS, ETC.)

6.1. LODOS DE PERFORACION

Las principales exigencia para elegir un fluido de perforación son las de permitir:

- Refrigerar y lubricar la broca y la sarta.
- Elevar el ripio de perforación y suspenderlo en las interrupciones de circulación.
- Sostener las paredes del sondeo, dominando la presión de la columna de lodo a la de la formación (200 PSI mayor como mínimo).
- Impermeabilizar las paredes para evitar la contaminación de los acuíferos.

Es por ello que ha de ser un fluido que no empape las formaciones, ha de tener un peso específico suficiente y debe depositar una costra que haga la función de un entubado, pero de fácil eliminación.

Los lodos utilizados en las perforaciones estudiadas han sido de un solo tipo: *lodos de coloides orgánicos (polímeros naturales)*.

6.2. LODOS DE COLOIDES ORGANICOS CON POLIMEROS NATURALES TIPO GOMA DE GUAR

El tipo de lodo orgánico utilizado en estos sondeos ("Johnson Revert" fabricado por Johnson Division) es un polímero formado por la repetición de unidades iguales o similares de grupos de átomos (monómeros) de compuestos del carbono de origen natural a partir de goma de guar y que reemplaza a la bentonita como coloide de perforación.

COMPOSICION

- Compuesto de semilla de leguminosa
- Filtrado tanto orgánico como inorgánico
- Productos de descomposición
- Aditivos

La vida del Revert sin uso de aditivos es de 3-3 1/2 días 18°C-20°C.

Se realiza una inyección clorada para degradar el Revert terminada la perforación, colocación de filtros, entubación y empaques de grava, para desarrollar el pozo.

La principal ventaja de este producto es la de producir viscosidades muy elevadas con baja cantidad de producto y la rotura de aquélla de forma pseudoinstantánea en el momento deseado, degradándose y apareciendo como agua al descomponerse. También se evitan largos desarrollos, al no formarse gruesas costras de lodo en las paredes del sondeo, que dificultan su eliminación con la consiguiente reducción de la permeabilidad de la formación al no desaparecer por completo.

Son otras muchas las ventajas de este método (evita derrumbamientos en estratos arcillosos, homogeneiza la pared del sondeo, las muestras o ripios se obtienen menos contaminadas de materiales arcillosos ajenos a la formación, la rápida decantación de material en suspensión en la balsa dada su escasa densidad antes de comenzar el reciclado del lodo (entre 1.01-1.05 gr/cm³, etc.)

Quizá la ventaja más relacionada con este estudio de carácter geofísico es la de aumentar los valores de resistividad obtenidos, de forma que se acercan más a la realidad.

La temperatura del lodo influye mucho en el tiempo que tarda en descomponerse, perdiendo viscosidad con el aumento de ella. Esto implica el que se utilice en pozos poco profundos, ya que se degrada

rápidamente a temperaturas superiores a los 65°C si no se le introducen aditivos.

El pH también influye, de manera que cuanto más ácido sea el medio o el agua, más alta será la viscosidad, no pudiendo pasar aquél de 10.

La salinidad también influye disminuyendo la viscosidad, pero aumentando la densidad.

Ante estas limitaciones se utilizan aditivos del tipo del hipoclorito cálcico (desinfección del agua y oxidación de iones polivalentes del tipo del Fe, B, Cu, Al, Ca, que inhiben y reducen la viscosidad, durante el pretratamiento), paraformaldehído (mantiene su viscosidad al evitar la degradación), sosa cáustica y ClH (control del pH), clorina (para romper la viscosidad antes del desarrollo), etc.

6.3. MACRODISPOSITIVOS NO FOCALIZADOS CON LODOS ORGANICOS

Las sondas de resistividad que se utilizan se reducen a las de tipo convencional, es decir, dispositivo normal corto (AM = 16"), largo (AM = 64") y lateral (AO = 70"), impidiendo, a veces, el conocimiento directo y exacto de la resistividad real de una capa permeable (Rt), dada la influencia que sobre estas medidas ejercen la propia

R_t , la resistividad del lodo (R_m), el espesor del acuífero (e), el diámetro del sondeo (D_h), el diámetro de la zona invadida (D_i) y su resistividad (R_{xo}).

Para capas con valores iguales en R_t , D_h y e , los valores de D_i , R_m y R_{xo} van a afectar sensiblemente al valor de la resistividad aparente en el acuífero (R_a), fundamentalmente al determinado con el dispositivo normal. Así, cuanto mayor sea la relación R_t/R_m y/o R_t/R_{xo} , más alejado aparecerá R_a del valor de R_t , al tender a comprimirse las líneas de corriente concéntricamente al eje del sondeo.

Como consecuencia de lo anterior, el contraste entre R_a y la resistividad de las capas adyacentes (R_s) disminuye, empeorando el poder de resolución del techo y muro de la capa.

Tanto el lodo como su filtrado, presentan, en el caso de lodos bentoníticos, una elevada concentración iónica, fundamentalmente de tipo Na^+ . Si a esto se añade la conductancia superficial asociada a la componente arcillosa, se explica la causa de su elevada conductividad que se sitúa del orden de dos a cuatro veces la obtenida en lodos orgánicos tipo "goma guar", alejando el valor R_a de R_t .

El carácter de la invasión en cuanto al grado de desarrollo (D_i), también afectará al valor de resistividad obtenido en una diagráfia. Así, se puede demostrar la mayor capacidad de generación de filtrado y, por tanto, de aumentar el diámetro de invasión, del lodo bentonítico respecto al lodo orgánico, teniendo en cuenta, además, la mayor densidad, y, por tanto, mayor peso de la columna de lodo de aquél respecto a éste, facilitando el desarrollo de la invasión. Esto apoyará la tendencia de los registros de resistividad con lodos bentoníticos a alejar el valor de R_a medido del de R_t , al provocarse, además de una menor penetración de la corriente eléctrica, el flujo de gran parte de la misma por el medio invadido de resistividad R_{xo} muy distinta de R_t .

Sin embargo, estas ventajas que presentan los lodos orgánicos en cuanto a resolución y aproximación a los valores reales en R_t se pierden al utilizar como aditivo soluciones de NaCl , que elevan la conductividad de dichos lodos. La finalidad de este tratamiento es aumentar la densidad del lodo al ser sin él muy cercana a la del agua ($1,007 \text{ gr/cm}^3$). Esto provoca que el gel tenga escasa resistencia para mantener las partículas en suspensión cuando no se efectúa circulación, así como procesos de contaminación del lodo en casos de presión artesiana. Por ello, se incrementa el peso del fluido mediante la adición de NaCl para controlar el flujo de agua e impedir derrumbamientos y colapsos.

Esta adición provoca caídas en la viscosidad de hasta un 20%, una mayor dificultad en la ruptura de la misma a la hora de desarrollar el sondeo y un aumento en el coste, tanto por la cantidad de NaCl o CaCl_2 a añadir, como por la de los aditivos para la ruptura (hipoclorito de calcio).

De igual forma, para la calidad de los registros geofísicos, resulta perjudicial, obteniéndose conductividades de lodo de hasta 144.000 μ mho/cm, lo cual apantalla las medidas de resistividad, alejando el valor real y presentando escasa resolución a la hora de delimitar las diferentes capas dentro del sondeo (Domínguez, S. y otros, 1.987).

6.4. COMPARACION ENTRE DISPOSITIVOS NORMALES Y LATERAL

La presencia de niveles arcillosos, aun siendo en finas capas, dentro de un acuífero, afectará sensiblemente al caudal extraíble de un acuífero, tanto por disminuir su espesor eficaz, como por provocar procesos de taponamiento de filtros, siendo necesario tener un buen conocimiento de su situación dentro de un paquete arenoso y de su espesor para definir la posibilidad de aprovechamiento de un determinado acuífero.

Por lo expuesto, serán necesarios dispositivos que permitan el registro detallado de la columna litológica y con suficiente sensibilidad como para evitar ambigüedades en la interpretación. El registro de gamma natural responde a estas propiedades, pero presenta algunas indeterminaciones de interpretación como es la presencia de material radioactivo en niveles permeables. Por ello, es interesante compaginar este registro con otros de tipo resistividad, pero que presente las propiedades antes mencionadas.

La sonda de resistividad normal larga ($R_{64''}$) presenta valores de R_a cercanos a R_t , pero su sensibilidad es muy escasa en capas de espesor pequeños (< 2 m). Por el contrario, la sonda de resistividad normal corta ($R_{16''}$), por el pequeño espaciado de separación de electrodos, presentarán gran resolución y sensibilidad, aunque los valores de R_a se alejarán sensiblemente de R_t . Esta compensación de ventajas y desventajas en las sondas normales no aparece en las sondas laterales de dispositivo trielectródico. El valor de MN, de longitud semejante al espaciado AM de una sonda normal corta, sin perder el carácter de gran penetración al poseer un espaciado A0 de longitud superior al de AM de una sonda normal larga, indican una mayor sensibilidad y resolución que las sondas normales (Maldonado, A., 1.989).

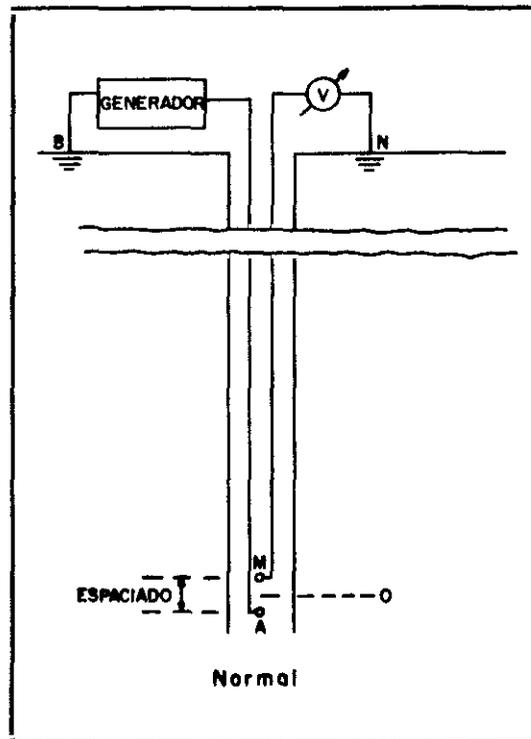


Fig.6.1.-Sonda normal (dispositivo básico)
(Penetración: doble espaciado)

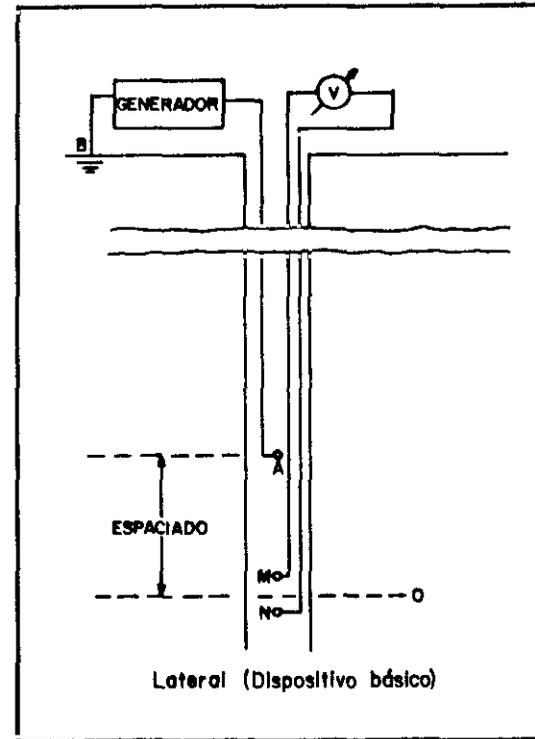


Fig.6.2.-Sonda lateral (dispositivo básico)
(Penetración: simple espaciado)

(Schlumberger, 1972)

6.5. EQUIPOS

La cátedra del Geofísica Aplicada, del Departamento de Ingeniería Geológica de la E.T.S. de Ingenieros de Minas de Madrid, dispone de dos equipos de testificación geofísica montados en vehículos todo-terreno (Marca Land Rover, 6 cil.), lo cual facilita el acceso de los mismos a casi la totalidad de las zonas donde se realizan los sondeos.

Dichos equipos son manejados por titulados superiores, lo que garantiza no sólo la resolución de los distintos problemas técnicos que puedan surgir, sino también la evaluación "in situ" de aspectos resolutivos de las diagrfías, como son la distribución de tubería filtrante, posibles zonas de cementación, etc.

Posteriormente, las diagrfías son tratadas en gabinete, con ayuda de un microordenador (HP 9816), para obtener, en cada caso, los datos necesarios del sondeo, entre los que destacamos:

- Interpretación litológica de un sondeo con lodos dulces o salinos, con o sin entubación, con presencia o ausencia de fluido en el sondeo.

- Aplicaciones hidrogeológicas

- . Detección de zonas permeables y determinación de la porosidad neutrónica.
 - . Estimación de la calidad de agua.
 - . Distribución de filtros en la captación.
 - . Evaluación de salinización (intrusión marina, minería de sales potásicas, etc.).
-
- Correlación de sondeos.

 - Determinación y valoración de yacimientos de carbón (densidad y porosidad neutrónica).

 - Valoración de focos geotérmicos.

 - Control de alimentaciones o fugas (avenidas de gas o agua, pérdida de lodo).

 - Control de cementación

 - Control de entubación (localización de fracturas y juntas) y accidentes de perforación (localización de objetos metálicos en el sondeo).

 - Detección de huecos.

- Ploteado de diagrfias.

Las características de los equipos son:

MOUNT SOPRIS 3000 NB-474

Parámetros

- Eléctricos:
- Resistividad Normal Corta (AM = 16") - 40 cm.
 - Resistividad Normal Larga (AM = 64") - 160 cm.
 - Resistividad Lateral (A0 = 72") - 180 cm.
 - Radio de investigación NC - 0,80 m.: $R_a = R_{xo}$
 - Radio de investigación NL - 3,20 m.: $R_a \approx R_{xo}$
 - Radio de investigación Lat - 1,80 m.: $R_a \approx R_{xo}$
 - Resistencia monoelectrónica
 - Conductividad
 - Potencial Espontáneo
- Radioactivos:
- Gamma natural
 - Gamma-Gamma
 - Neutrón-Neutrón
- Otros:
- Calibre
 - Temperatura

GEOLOG 1000 Digital de ROBERTSON RESEARCH**Parámetros**

Eléctricos:

- Resistividad Normal Corta (AM = 16")
- Resistividad Normal Larga (AM = 64")
- Conductividad
- Potencial Espontáneo

Radioactivos:

- Gamma natural
- Gamma-Gamma (doble espaciado)

Otros:

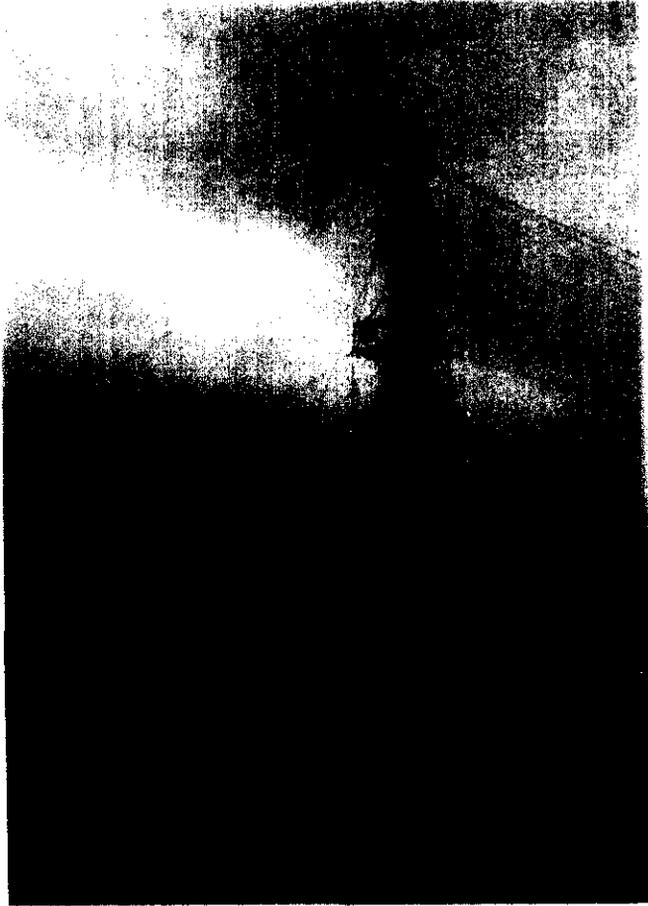
- Calibre
- Temperatura

Ambos equipos disponen de registrador analógico con capacidad de registro simultáneo de cuatro parámetros independientes y control digital de velocidad y profundidad, pudiéndose alcanzar una profundidad máxima de registro de 1.000 m.

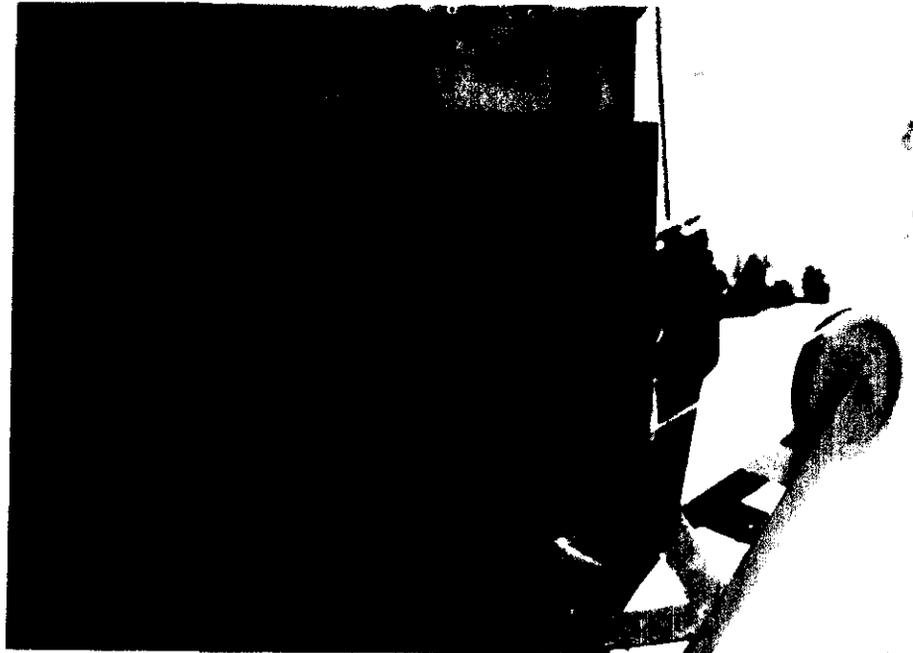
El Grupo de Trabajo e Investigación ha realizado, con anterioridad, trabajos de testificación con distintos fines (Hidrogeología, Minería, Geotecnia ...) en España y el antiguo Sahara español,

destacando de un modo especial la testificación de 400 sondeos en la Cuenca del Duero (INIFIG).

Igualmente, el Grupo de Trabajo e Investigación ha colaborado con cuantas empresas lo han solicitado, en un intento de contribuir, en la medida de lo posible, al avance de la investigación y al desarrollo de la Geofísica aplicada en nuestro país.

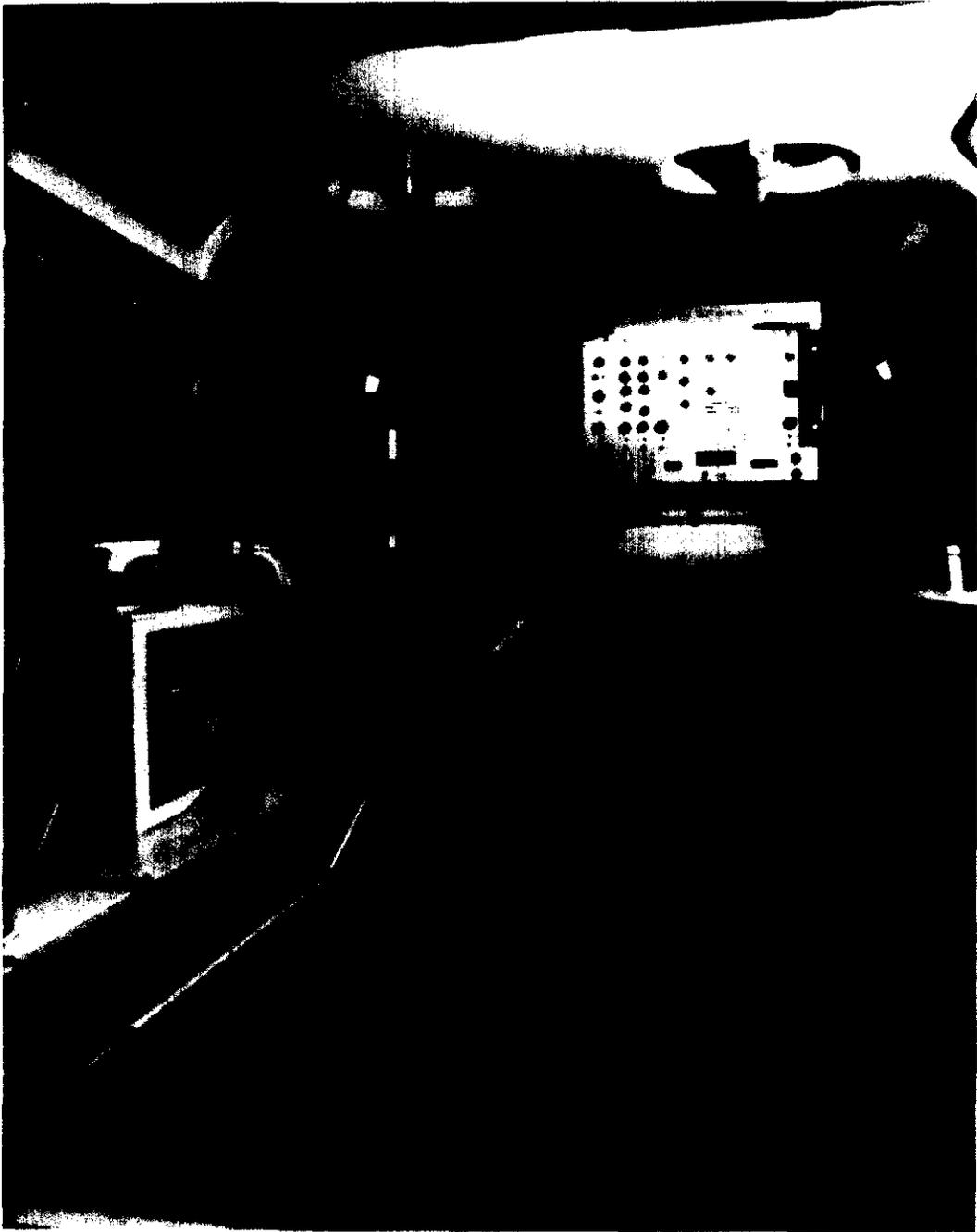


IMPLANTACION DEL EQUIPO
EN UN SONDEO PARA CAPTA
CION DE AGUA.



DURANTE LA TESTIFI
CACION GEOFISICA.
MOUNT SOPRIS.





Equipo de testificación MOUNT SOPRIS 3000 NB-474.
Cabrestante e instalación interna en Land-Rover (6 cil).

CAPITULO 7. METODOLOGIA DE LA INTERPRETACION CUANTITATIVA

7.1. FLUJO DEL AGUA EN LOS MEDIOS GRANULARES

LA LEY DE DARCY

En régimen laminar por la ley de Darcy (1856), tenemos que:

$$V = k \cdot i = -k (dh/ds)$$

en la que: V = velocidad del flujo

i = gradiente hidráulico

k = permeabilidad o conductividad hidráulica

Esta ley fue experimentada en cilindros rellenos de material poroso y ha sido repetidamente confirmada por numerosos investigadores.

La permeabilidad es un coeficiente de proporcionalidad definido por la ecuación anterior.

Si se tiene un cilindro vertical de sección constante A y longitud L , y se hace circular agua a su través, con una diferencia de niveles entre la entrada y la salida h , puede escribirse:

$$V = k (\Delta h/L)$$

y el caudal que circula:

$$Q = V \cdot A = k \cdot A (\Delta h/L)$$

La ley de Darcy es también una ley macroscópica que representa el comportamiento de un número elevado de poros. No representa en modo alguno el comportamiento del agua dentro de cada poro y permite tratar al flujo subterráneo como un flujo no viscoso.

La ley de Darcy puede derivarse más o menos directamente de las ecuaciones de Navier-Stokes para los fluidos viscosos si se tiene en cuenta la existencia del medio poroso y al mismo se le representa por sus valores medios.

FLUJO DEL AGUA EN LOS MEDIOS POROSOS

La ley de Darcy es válida si $Re < 1$ a 10 , siendo preciso, en general, que $Re < 4$. (De Wiest, 1.965; Muskat, 1.937; Schneebeli, 1.966; Whrighth, 1.968).

Al parecer, en terrenos muy arcillosos, no se establece el flujo de agua o gas hasta que el gradiente rebasa un valor umbral, que en arcillas puede ser elevado. Sin embargo, el fenómeno tiene poco interés práctico.

PERMEABILIDAD O CONDUCTIVIDAD HIDRAULICA

Al valor k de la permeabilidad también se le llama conductividad hidráulica, ya que la fórmula de Darcy generalizada

$$V = -k \cdot \text{grad } h$$

es similar a la del flujo calorífico (ley de Fourier)

$$q = -K \cdot \text{grad } \theta$$

siendo: q = flujo calorífico (cal/cm².seg)
 K = conductividad térmica (cal/cm.seg)
 grad θ = gradiente de temperatura (°C/m)

y a la del flujo eléctrico (ley de Ohm):

$$i = c \cdot \text{grad } V$$

siendo: i = intensidad específica (amp/cm²)
 c = conductividad eléctrica (Ω^{-1}/cm) = (resistividad eléctrica)⁻¹
 grad V = gradiente de potencial (volt/cm)

El valor de k , permeabilidad o conductividad hidráulica, dentro del ámbito de validez de la ley de Darcy es un valor constante para cada medio y para cada fluido en unas mismas condiciones. No es fácil relacionar el valor de k con las características del medio poroso, aunque se han propuesto diferentes fórmulas y métodos. Un terreno muy poroso puede ser muy permeable si sus poros son grandes y bien interconectados, tal como sucede en unas gravas limpias, o bien puede ser casi impermeable si sus poros son muy pequeños y/o semicerrados, como sucede en una arcilla o en ciertos materiales volcánicos (pumitas, basaltos vacuolares). En general, los terrenos con baja porosidad tienden a ser poco permeables ya que las conexiones entre poros son difíciles y angostas.

En k influye, además de la naturaleza del terreno, la densidad y la viscosidad del fluido, las cuales son a su vez función de la temperatura y de la presión. Para obtener un coeficiente K_0 que dependa sólo de las propiedades del medio basta escribir (De Wiest, 1.965; Muskat, 1.937; Rumer, 1.969):

$$k = k_0 (Pe/\mu)$$

en la que: k_0 : permeabilidad intrínseca, específica o geométrica, también llamado coeficiente de permeabilidad.

Pe : peso específico del fluido (dinas/cm³)

μ : viscosidad del fluido (dinas seg/cm³)

Algunos estudios recientes muestran que k_0 puede estar influida por la temperatura hasta un 0,5 %/°C si se trata de materiales sueltos o poco cementados (Greenberg, Gresap y Malone, 1.968), pero en general es preciso tener en cuenta estas variaciones en la práctica ya que las correcciones son de menor cuantía que los errores experimentales.

En la tabla 7.1 se dan los valores de Pe y μ para el agua destilada.

En el intervalo entre 10 y 30°C la variación de Pe es como máximo del 0,03 %/°C, de modo que apenas influye en el valor de k. Por el contrario, la variación de μ puede llegar al 4 %/°C, que es ya importante. Un cambio de temperatura de 5°C en el agua subterránea puede suponer un cambio en el mismo sentido del 20 % en la permeabilidad; dada la constancia de la temperatura del agua subterránea, no son de esperar variaciones en k superiores al 20 % aunque en casos de infiltraciones o recarga artificial puede llegarse a variaciones extremas del 75 %. Según Scheneebeli (1.966), para el agua es:

$$k(\theta) \approx k(20^\circ\text{C}) (\theta + 20)/40$$

TABLA 7.1. Densidades y viscosidades del agua pura. Datos redondeados de Perry (1958)

Temperatura °C	Densidad relativa al agua a 4 °C (g/cm ³)	Viscosidad dinámica en centipoises	Temperatura °C	Densidad relativa al agua a 4 °C (g/cm ³)	Viscosidad dinámica en centipoises	Temperatura °C	Densidad relativa al agua a 4 °C (g/cm ³)	Viscosidad dinámica en centipoises
0	0,99987	1,792	20	0,99823	1,005	40	0,99225	0,656
1	0,99993	1,731	21	0,99802	0,981	41	0,99186	0,644
2	0,99997	1,673	22	0,99780	0,958	42	0,99147	0,632
3	0,99999	1,619	23	0,99757	0,936	43	0,99107	0,621
4	1,00000	1,567	24	0,99733	0,914	44	0,99066	0,610
5	0,99999	1,519	25	0,99707	0,894	45	0,99024	0,600
6	0,99997	1,473	26	0,99681	0,874	46	0,98982	0,588
7	0,99993	1,428	27	0,99654	0,854	47	0,98940	0,578
8	0,99988	1,386	28	0,99626	0,836	48	0,98896	0,568
9	0,99981	1,346	29	0,99597	0,818	49	0,98852	0,559
10	0,99973	1,308	30	0,99568	0,801	50	0,98807	0,549
11	0,99963	1,271	31	0,99537	0,784	51	0,98762	0,540
12	0,99952	1,236	32	0,99505	0,768	52	0,98715	0,531
13	0,99940	1,203	33	0,99473	0,752	53	0,98669	0,523
14	0,99927	1,171	34	0,99440	0,737	54	0,98621	0,515
15	0,99913	1,140	35	0,99406	0,722	55	0,98573	0,506
16	0,99897	1,111	36	0,99371	0,708	60	0,98324	0,469
17	0,99880	1,083	37	0,99336	0,695	65	0,98059	0,435
18	0,99862	1,056	38	0,99299	0,681	70	0,97781	0,406
19	0,99843	1,030	39	0,99262	0,668			

TABLA 7.2. Tabla de conversiones de unidades de permeabilidad, permeabilidad intrínseca y transmisividad. Las cifras entre paréntesis son equivalencia entre k y k_v. Ejemplo: 12 m/día = 12 · 1,16 · 10⁻³ = 0,14 cm/seg; 0,01 cm/seg = 10,40 darcys a 20 °C

		k				k _v		T			
		cm/seg	m/día	gpd/ft ²	meinzer	cm ²	darcy ⁽¹⁾	cm ² /seg	m ² /día	gpd/ft	
B	k	cm/seg	1	1,16 · 10 ⁻³	4,64 · 10 ⁻⁵	4,72 · 10 ⁻⁵	(0,98 · 10 ³)*	(0,96 · 10 ⁻³)*	—	—	—
		m/día	864	1	0,04	0,041	(0,85 · 10 ³)*	(0,83)*	—	—	—
		gpd/ft ²	21 600	25	1	1,02	(2,12 · 10 ³)*	(20,9)**	—	—	—
		meinzer	21 200	24,5	0,98	1	(2,08 · 10 ³)**	(21,2)**	—	—	—
	k _v	cm ²	(1,02 · 10 ⁻³)*	(1,18 · 10 ⁻³)*	(4,72 · 10 ⁻¹⁰)*	(4,8 · 10 ⁻¹⁰)**	1	0,987 · 10 ⁻³	—	—	—
		darcy	(1040)*	(1,20)*	(0,048)*	(4,7 · 10 ⁻¹⁰)**	1,013 · 10 ³	1	—	—	—
T	cm ² /seg	—	—	—	—	—	—	1	0,116	0,00142	
	m ² /día	—	—	—	—	—	—	8,64	1	0,0124	
	gpd/ft	—	—	—	—	—	—	704	81	1	

Para pasar de A a B multiplicar por el factor del casillero correspondiente.

* Para agua a 20 °C.

** Para agua a 60 °F = 15,6 °C.

1 darcy = 10⁻⁸ cm² (en Francia).

siendo θ la temperatura en $^{\circ}\text{C}$.

Como la transmisividad viene definida por $T = k \cdot b$, siendo b el espesor del acuífero, la temperatura influye de forma similar a la indicada.

Como el agua es un fluido muy poco comprensible, los cambios de presión no afectan prácticamente a k a través de la densidad. Si pueden afectar en cuanto alteran la geometría de los poros. La compactación del acuífero acarrea en general una reducción de permeabilidad, que puede ser importante en terrenos arcillosos. En este caso, se altera k_0 ya que el medio cambia de características.

El valor de k puede ser también afectado por la composición química del agua si existen arcillas capaces de flocularse o deflocularse. Lo mismo sucede si se producen disoluciones o precipitaciones, o bien se tiene arrastre y eliminación de las partículas más finas del medio o, por el contrario, se introducen materiales que se fijan dentro de los poros (colmatación).

La presencia de otros fluidos reduce la permeabilidad al agua, en especial los gases arrastrados o desprendidos.

La permeabilidad al agua salada es mayor que al agua dulce, ya que con aquélla las arcillas tienen poca agua de hidratación y su volumen es pequeño. También la permeabilidad intrínseca a gases puede ser notablemente mayor que la permeabilidad respecto al agua dulce si hay gran cantidad de arcillas presentes. Pueden a veces existir diferencias hasta de un factor 100 (De Wiest, 1.965). Estos efectos son casi inexistentes en gravas o arcillas limpias (Custodio y Llamas, 1.976).

7.2. COMPUTACION DE LAS PROPIEDADES ELECTRICAS DESDE LOS REGISTROS DE RESISTIVIDAD

El valor "aparente" de la resistividad se computa asumiendo que los electrodos están localizados en un medio uniforme. Esto no es verdad generalmente. Los contrastes de resistividad entre el lodo y la formación, las capas adyacentes y la zona donde están los electrodos, causará una lectura diferente de la resistividad frente a la cual los electrodos están pasando.

En la práctica "standard" el registro de tres curvas de resistividad aparente (normal corta, normal larga, lateral) con tres diferentes espaciados entre electrodos provee una suficiente información cuyas correcciones pueden ser hechas según los efectos disturbadores de la

resistividad del lodo (R_m) y de las resistividades de las capas adyacentes.

El inducción log es útil para medidas de resistividad menores de 100 $\Omega.m$. Los logs focalizados son útiles para medidas de varias decenas de miles de $\Omega.m$.

Las correcciones deben ser hechas de dos modos:

1. Error causado por espesor de la capa antes de ser computable la resistividad media.
2. El valor de resistividad medio funcionalmente depende del tipo de log desde el cual es computado, así como de las propiedades de las formaciones geológicas.

Keller elige esta segunda aproximación, ya que la primera requiere largos cálculos (cálculos), sin que nos aseguren que los valores de resistividad corregidos serán más correctos que los no corregidos.

Optando por la segunda modalidad, tenemos un orden de prioridad: 1º. Registros focalizados; 2º. Inducción log. 3º. Registros normales y lateral; la normal corta provee buenos resultados, y mejores aun la lateral.

RESISTIVIDAD PROMEDIO

Sea una secuencia sedimentaria, el medio es horizontal, se la puede definir como una columna de roca de 1 m^2 cortado a través de la secuencia entera de capas cuyo promedio se calcula (Schlumberger y otros, 1.934).

Esta columna tiene n capas horizontales, cada una considerada isótropa, y cada una tiene una R_i , y un espesor h_i .

El espesor total de la columna es

$$H = \sum h_i$$

La resistencia total de la corriente que fluye verticalmente a través de la columna es

$$R_T = \sum R_i \cdot h_i$$

La resistividad promedio vertical es

$$R_{m(V)} = R_T/H = \sum R_i \cdot h_i/H \quad (\text{Resistividad media transversal})$$

La conductancia de la corriente horizontal

$$S_T = \sum h_i/R_i$$

$$R_{m(h)} = H/S_T = H/\sum h_i/R_i \quad (\text{Resistividad media longitudinal})$$

Siempre que la formación es homogénea $R_{m(h)} < R_{m(v)}$, $R_{ML} < R_{MT}$

ANISOTROPIA

$\lambda = \sqrt{R_{MT}/R_{ML}}$ en dos direcciones principales perpendiculares.

Los logs eléctricos registran un valor de la resistividad que es función continua de la profundidad, más que una función que varía de modo escalonado de una capa a otra.

Para promediar sobre un log eléctrico continuo los valores de resistividad, lo mejor es considerar la columna litológica igual a un número de capas de igual espesor h , y cada uno teniendo una resistividad constante igual a la resistividad registrada sobre el punto medio de la capa en cuestión. Esta simplificación facilita la computación y se usan las ecuaciones

$$\begin{aligned}
 R_{MT} &= h/H \sum R_i \\
 R_{ML} &= H/h \sum 1/R_i
 \end{aligned}
 \tag{7.1}$$

Una porosidad promedio se puede obtener computando estas ecuaciones

$$\emptyset = 1/n \cdot (a \cdot R_w)^{1/m} \cdot \sum (1/R_i)^{1/m}
 \tag{7.2}$$

Si no es posible determinar a o R_w, la porosidad se puede expresar como

$$\emptyset / (a \cdot R_w)^{1/m} = 1/n \cdot \sum (1/R_i)^{1/m}$$

Se asume que R_w permanece constante a través de toda la secuencia de capas, algo que no es realista siempre (Keller, 1.964).

7.3. INFLUENCIA DE LA CONDUCCION DE DOBLE CAPA SOBRE LAS RELACIONES HIDROGEOFISICAS EN ACUIFEROS GRANULARES

Las relaciones petrofísicas más usadas en los estudios cuantitativos de las formaciones detríticas son expresiones bivariantes referentes a la porosidad eficaz o efectiva (\emptyset) o a la permeabilidad intergranular (K) con el factor de formación de la resistividad, que se

define como la razón entre la resistividad de la formación saturada y la del electrolito saturante ($R_t/R_w = F$).

La naturaleza de las relaciones del factor de formación con la porosidad y la permeabilidad han sido usualmente investigadas en arenas saturadas con electrolito de alta salinidad en campos petrolíferos (Archie, 1.950; Carothers, 1.968). En esos casos, se demostró que el factor de formación aumenta tanto como la porosidad disminuye según una distribución de puntos conforme a una tendencia lineal. La relación entre el factor de formación y la permeabilidad, que ha sido menos estudiada, también indicaba que F aumenta en tanto en cuanto K disminuye, con fuerte tendencia en un diagrama de dispersión bilogarítmico. Esta relación es posiblemente una consecuencia combinada de la bien conocida tendencia de la que la ϕ aumenta fuertemente con la permeabilidad en formaciones arenosas y se estableció en los medios granulares una analogía entre los pasos tortuosos del fluido y del flujo de corriente.

Las investigaciones se basaron sobre el hecho de que el F determinado era una cantidad intrínseca y esto requería que los constituyentes sólidos de las formaciones arenosas afecten al proceso de conducción de una corriente aplicada, solamente, a través de influencias puramente geométricas sobre los pasos tortuosos del flujo de corriente electrolítica. Estas condiciones son satisfechas

incluso en arenas arcillosas (shaly-sand), puesto que la alta conductividad de las salmueras suprimía cualquier contribución de la conducción superficial (por los sólidos constituyentes). Las formaciones se comportaban como si fueran limpias de modo efectivo.

No obstante, en las formaciones acuíferas, las propiedades conductoras de los constituyentes sólidos pueden tener una influencia pronunciada en la determinación de los valores de F , puesto que la salinidad del electrolito (R_w) no es lo bastante alta para eliminar los efectos de intercambio iónico y conducción superficial. Sin embargo, en arenas que exhiben conducción de doble capa y que contienen agua dulce el F determinado es una cantidad aparente que varía con la concentración electrolítica y una corrección se debe aplicar que aproxime al F intrínseco o verdadero (Worthington y Barker, 1.972). La aplicación de estas correcciones a datos referentes de muestras representativas de acuíferos arenosos ha suministrado relaciones similares a las encontradas en las arenas petrolíferas (Barker y Worthington, 1.973). Estas relaciones, no obstante, no podían ser reconocidas para los factores de formación aparente (F_a) determinados con concentraciones electrolíticas saturantes típicas de una buena calidad de agua subterránea.

REPRESENTACION NUMERICA DE LA CONDUCCION SUPERFICIAL DE DOBLE CAPA

La mayoría de las investigaciones de las relaciones hidrogeofísicas en arenas con conducción superficial requieren una representación cuantitativa que dé importancia a los constituyentes sólidos que influyen en la conducción electrolítica. Este problema ha recibido escasa atención en el contexto de la exploración de las aguas subterráneas.

Worthington y Barker (1.972) sugirieron la siguiente ecuación basada sobre un modelo de resistencia en paralelo:

$$1/R_o = 1/R_o^* + 1/R_x \quad (7.3)$$

donde R_o es la resistividad total del sistema saturado, R_o^* es la resistividad que tendría si la arena no tuviese conducción superficial, y R_x es la resistividad efectiva de los constituyentes sólidos. La cantidad R_x sirve como un indicador del contenido de arcilla en arenas arcillosas y es infinita en ausencia de conducción superficial. El F intrínseco se lo define así: $F = R_o^*/R_w$ (7.4), siendo R_w la resistividad del electrolito. Combinando (7.3) y (7.4), tenemos que: $1/R_o = 1/F R_w + 1/R_x$ (7.5) ó $1/F_a = 1/F + R_w/R_x$ (7.6), donde $F_a = R_o/R_w$ es el F_a de la formación con conducción superficial.

Observando (7.6) se ve que la cantidad F puede ser calculada desde determinaciones de F_a y R_w si R_x es conocida. Esta cantidad es una estima del F corregido para aproximar al F intrínseco en arenas acuíferas. Si los F_a se determinan para varias resistividades electrolíticas diferentes, un plot lineal de $1/F_a$ frente a R_w permite el cálculo del F intrínseco (corregido) desde la intersección vertical, y $1/R_x$ es igual al valor de la pendiente de la recta, respectivamente.

El anterior análisis es similar al que ocurre en las arenas petrolíferas de Patnode y Wyllie (1.950). No obstante, la asunción de un modelo de resistencia en paralelo fue más tarde refutada sobre la base de que implicaba una contribución constante a la conducción superficial por los constituyentes sólidos, de tal modo que es independiente de la salinidad del electrolito. Este concepto era incompatible con los mecanismos del intercambio iónico y la conducción superficial. Sin embargo, el trabajo de Worthington y Barker (1.972) sugiere que esta aproximación tiene aplicación útil en acuíferos granulares cuyas resistividades electrolíticas típicamente caen dentro del rango entre 3 y 40 ohm.m y donde los valores de R_x y F se ha visto que son más altos y más bajos, respectivamente, que los de formaciones petrolíferas. Fuera de este rango, hay distorsión de la línea recta definida en el plot de los valores de $1/F_a$ y R_w .

En nuestra investigación hemos modificado el algoritmo de Worthington para adaptarlo a nuestras condiciones de arenas arcillosas (shaly-sands) y a los datos de campo geofísicos (logs de resistividad), evitando así el problema de laboratorio para determinar R_o , R_w y R_x . Para arenas arcillosas, el algoritmo queda así: $1/F_a = 1/F + R_{wa}/R_x$, siendo R_{wa} la llamada resistividad de agua aparente derivada de los logs.

Ya que en formaciones acuíferas sucias (con arcilla) se cumple que: $R_{mf}/R_{xo} = R_{wa}/R_o$ (Wyllie, 1.960).

Se observó (Worthington, 1.977) que, en arenas sueltas, tales como las que muestran un incremento del tamaño de grano de una clase a la siguiente, una relación positiva entre el F_a y la K intergranular surgía a través de una variación sistemática asociada a la conducción superficial, o al cambio iónico, o a ambos, como resultado de diferentes áreas superficiales o diferentes concentraciones de iones de cambio.

Si la salinidad de las aguas subterráneas y la porosidad (\emptyset) varían significativamente y no sistemáticamente en una formación granular, como es frecuente, la existencia de relaciones entre los parámetros eléctricos e hidrológicos debe ser estudiada a través de los factores de formación corregidos (intrínsecos), excepto donde la

salinidad del agua sea tan alta que los efectos de la conducción superficial se anulen. Estas condiciones de alta salinidad del agua subterránea no tienen especial interés para los hidrogeólogos a los que concierne localizar reservas adecuadas de agua de buena calidad. Así que, para propósitos de prospección en acuíferos granulares (Worthington y Griffiths, 1.975), hay que utilizar el factor de formación intrínseco o verdadero (factor de formación corregido) como principal indicador de los parámetros hidrológicos.

7.4 ESTIMACION DE LA PERMEABILIDAD. ANTECEDENTES E INVESTIGACION.

En el subsuelo profundo y/o en áreas donde las formaciones (rocas) contienen agua salada, pocas propiedades hidráulicas, tales como la permeabilidad intrínseca o la conductividad hidráulica, han sido medidas. De estas escasas mediciones, principalmente la permeabilidad intrínseca, la mayoría lo han sido en formaciones geológicas, investigando petróleo y gas.

La permeabilidad intrínseca (K_0) es una medida de la facilidad relativa con que un medio puede transmitir un líquido bajo un gradiente de potencial, y sólo depende del medio en cuestión. La conductividad hidráulica (K) es una medida de la facilidad de flujo del agua de una viscosidad específica a través de la roca. Los hidrogeólogos que estudian las aguas subterráneas superficiales

generalmente usan el término "conductividad hidráulica", mientras que los geólogos e ingenieros del petróleo usan la "permeabilidad intrínseca". La relación entre las dos propiedades es:

$$K = K_o.d.g/\mu \quad (7.7)$$

donde:

- K: conductividad hidráulica
- K_o: permeabilidad intrínseca
- g: aceleración debida a la gravedad
- μ: viscosidad dinámica del fluido
- d: densidad

Ambas (densidad y viscosidad) son funciones de la temperatura, de la salinidad, de los gases disueltos y, en menor grado, de la presión. La viscosidad y la densidad del agua son funciones de la temperatura y de la salinidad. Las relaciones entre la densidad y la viscosidad y la temperatura se muestran en las figs. 7.1, 7.2 y 7.3. La relación entre la viscosidad y la temperatura para varias soluciones de cloruro sódico (ClNa) se muestra en la fig. 7.2 y se puede aproximar por una ecuación derivada por Weiss (1.982).

Los principales valores de la permeabilidad intrínseca han sido determinados a partir de muestras-testigo en el laboratorio, o bien

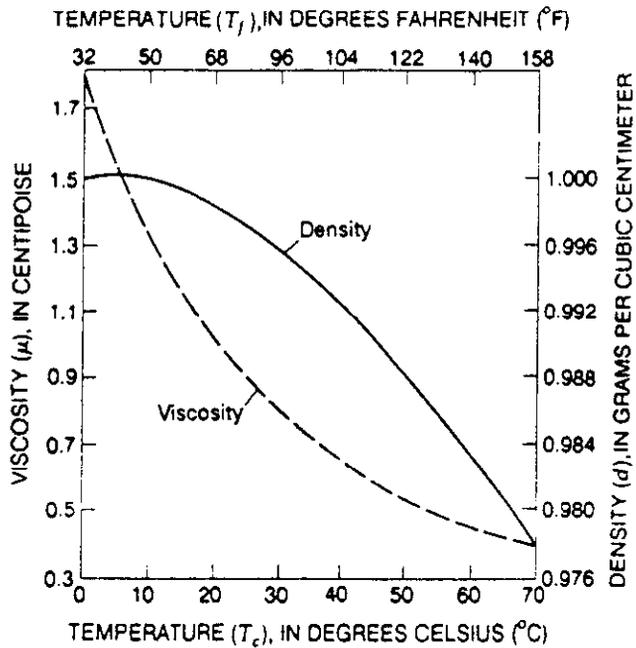


Fig. 7.1. Viscosidad, densidad y temperatura del agua dulce (datos de Weast, 1984).

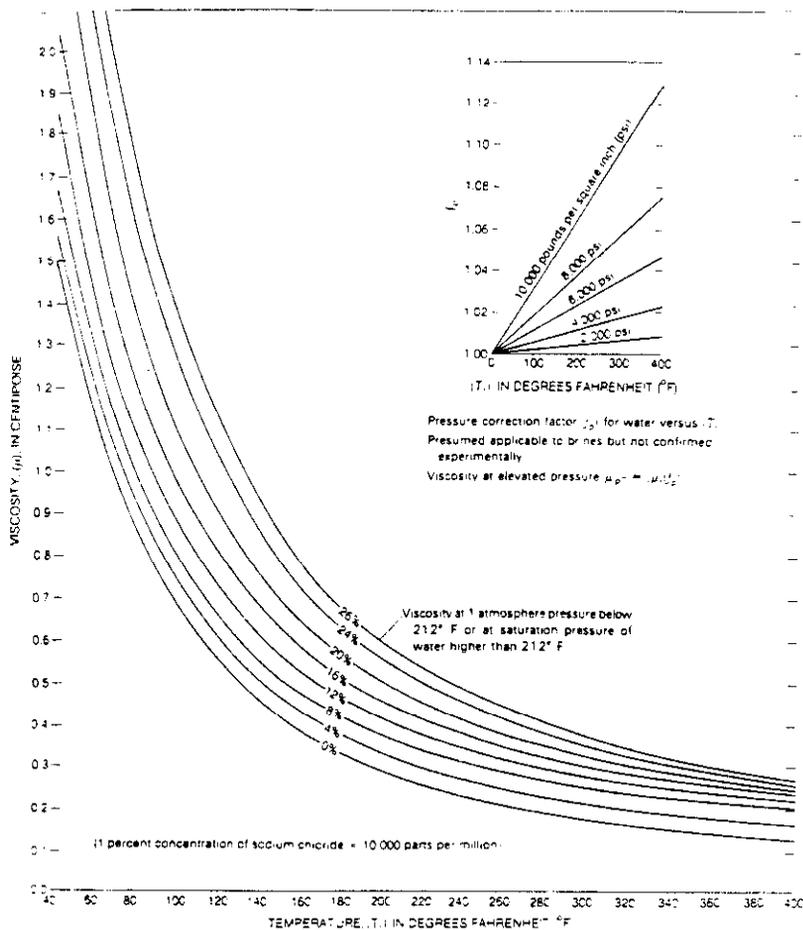


Fig. 7.2. Viscosidad del agua para varias temperaturas y porcentajes (%) de salinidad (modificado de Mattews y Russel, 1967).

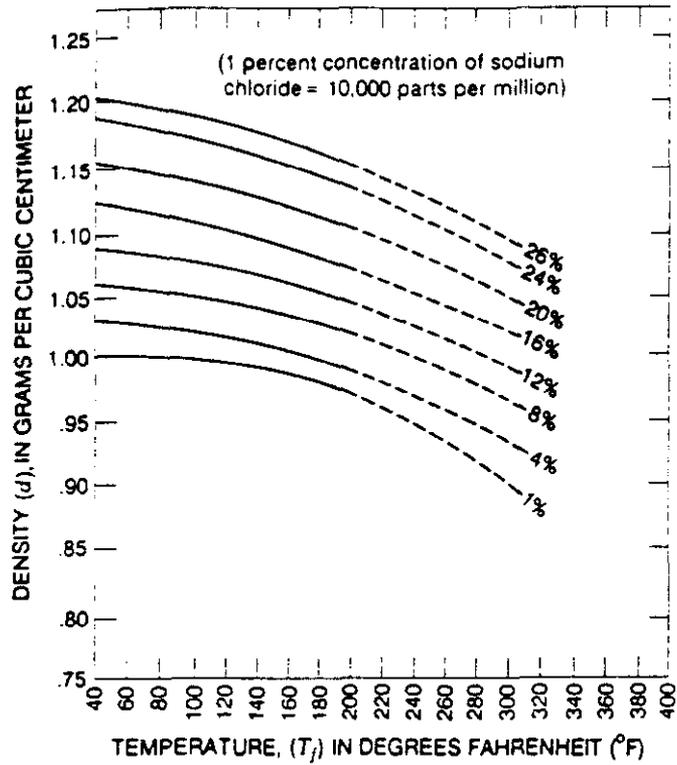


Fig. 7.3. Densidad del agua para varias temperaturas y porcentajes -- (%) de salinidad (datos de -- Arps, 1953).

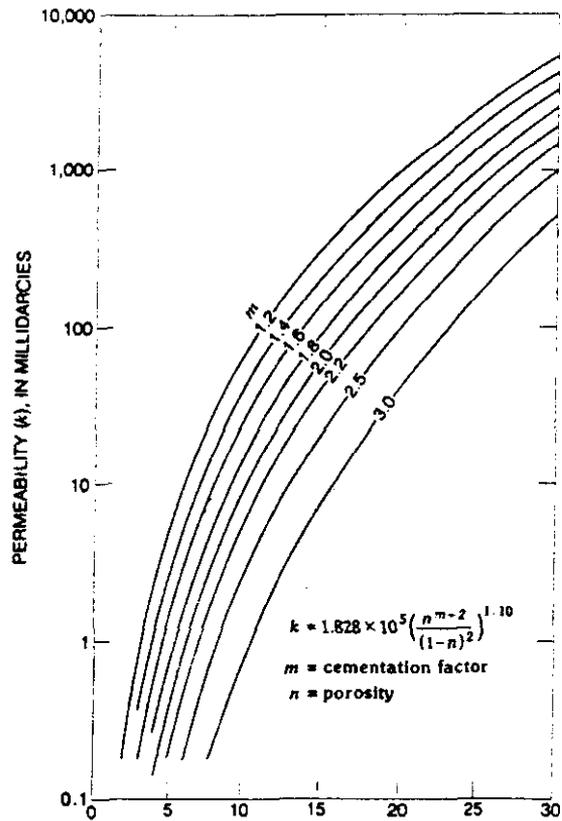


Fig. 7.4. Porosidad y permeabilidad

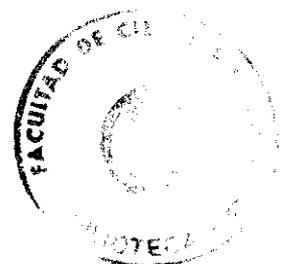
a través de drill-stem test (DST). En su mayoría, los DST proceden de yacimientos petrolíferos y los resultados, aun con garantía, deben ser usados con cuidado ya que representan yacimientos de hidrocarburos más que formaciones acuíferas.

Los valores de permeabilidad intrínseca determinados a partir de muestras-testigo, usualmente no completas, no representan las verdaderas condiciones en las rocas (formaciones) porque cualquier método de recogida de muestras-testigo altera las mismas. Además, también la recuperación de materiales no consolidados es difícil y rara vez exitosa. Los ensayos de laboratorio tienen lugar bajo condiciones que duplican las del subsuelo. La determinación de K_o a partir de muestras-testigo de rocas fracturadas es extremadamente difícil porque las piezas fracturadas de los testigos son casi imposibles de ordenar exactamente como lo estaban en el subsuelo. También el problema de escala debe ser considerado. ¿Cómo un pequeño volumen de muestra-testigo puede ser representativo de un gran volumen de roca y fluido?. El problema de escala hay que tenerlo en cuenta cuando tratamos de determinar la permeabilidad de un acuífero que se considera homogéneo en un espesor de decenas o centenas de metros, pero que es extremadamente variable a distancias cortas. Obviamente, una técnica de promedio, la media geométrica o una media espesor-densidad, se necesita para determinar la permeabilidad efectiva de la muestra-testigo. Aun en el caso de que se obtuviese

una muestra-testigo de roca fracturada inalterada, ¿cuántos puntos de muestreo serán necesarios para definir la K_o del acuífero?.

Obviamente, el valor determinado de K_o a partir de una muestra-testigo o de un drill stem test (DST) debe ser cuidadosamente evaluado antes de asumir este valor como representativo de una masa grande de roca.

El concepto que relaciona el factor de formación con la permeabilidad intrínseca ha sido aplicado e investigado por muchos. Bear (1.972) refirió el factor de formación (F) con un factor de la tortuosidad por $F = T \cdot \phi^{-m}$ (7.8), donde T es la tortuosidad, ϕ es la porosidad y m es una función del número de reducciones del espacio abierto según el tamaño poral. La tortuosidad (T) será igual a 1 o menor. La tortuosidad se define $T = (L/Le)^2$ (7.9), donde L es la longitud de la muestra y Le es la longitud de paso de flujo eléctrico efectivo. Esta tortuosidad difiere de la definida por Winsauer y otros (1.952). La ecuación (7.8) indica que el factor de formación depende del tamaño de poros y de su reducción, y de la tortuosidad. La ecuación (7.8) es muy útil, pero un procedimiento para aplicar los datos procedentes de los logs geofísicos a las ecuaciones (7.8) y (7.9) no ha sido todavía totalmente desarrollado.



Las relaciones entre la resistividad medida en un log geofísico, la resistividad del agua, y la resistividad del medio no son sencillas completamente. Archie (1.942) asumió que el medio rocoso era no-conductor y derivó ecuaciones empíricas para definir las resistividades observadas en términos de las propiedades del medio. La forma más generalizada de Archie (1.942) es $F = \emptyset^m$ (7.10), donde F es el factor de formación (adimensional), \emptyset es la porosidad (adimensional) y m es el factor de cementación (adimensional). La relación del factor de formación con la temperatura y la presión no se conoce bien. En relación con el efecto de la temperatura, Somerton (1.982) mostró que el logaritmo de la razón entre el factor de formación a una temperatura específica y el factor de formación a una temperatura especificada de la arenisca de Berea no variaba linealmente con el cambio de temperatura.

Para aumentos de presión, Helander y Campbell (1.966) observaron que el factor de formación cambia y lo atribuyeron a las siguientes causas:

- 1) Un incremento en la longitud media de paso libre por la corriente eléctrica (tortuosidad incrementada) origina constricciones incrementadas como cierre de poros.

- 2) La cantidad de constricciones se ve incrementada debido al cierre de los pequeños poros.
- 3) El efecto de la doble capa se incrementa por la reducción del área de los poros, con disminución de la porosidad.

El factor de cementación m es una función de la tortuosidad y de la geometría de los poros. La tortuosidad es la relación de la longitud de paso del fluido a la longitud de la muestra. Aguilera (1.976) estudió el efecto del factor de cementación y del de formación en las rocas fracturadas, y usó un modelo de porosidad doble para definir m . El modelo implica que m se aproximará a 1 para una formación cuya porosidad total resulte de las fracturas (ésto es, no hay porosidad primaria interconectada). Porque la longitud de paso de flujo en un medio fracturado es mucho más pequeña que en un medio poroso, la tortuosidad de un medio fracturado es pequeña, el factor de cementación es también pequeño y se aproxima a 1. La relación de la porosidad (\emptyset), el factor de formación (F) y la tortuosidad (T) es:

$$F = 1/(T.\emptyset) \quad (7.11)$$

Archie, además, definió $F = R_o/R_w$ (7.12), donde R_o es la resistividad medida (log de resistividad) y R_w es la resistividad del

agua de formación. (En nuestro trabajo, R_o se asume como la resistividad de la roca totalmente saturada de agua (R_w) y no afectada por la invasión de lodo, a veces llamada resistividad verdadera o R_t).

Combinando las ecuaciones (7.10) y (7.12) tenemos:

$$R_w = R_o \cdot \phi^m \quad (7.13)$$

Si R_w es constante, la ecuación producirá una línea recta, con pendiente de $-m$ sobre un plot doble-logarítmico de ϕ sobre R_o .

Sethi (1.979) sintetizó y revisó los trabajos de muchos investigadores que definían las relaciones del factor de formación. Este trabajo incluye datos originales, presentados por Winsauer y otros (1.952) en su estudio de resistividad en zonas saturadas con agua salobre y geometría poral. Raiga-Clemenceau (1.977) revisó la derivación y garantía de las formas comunes de la ecuación de Archie modificada: $F = a \cdot \phi^{-m}$ (7.14) donde a es una constante empíricamente determinada probablemente relacionada con la litología. Algunos autores llaman al término a como factor de cementación y a m lo llaman exponente de cementación (Dewan, 1.983). Los dos términos son covariantes, ya que no son variables independientes.

Dos variantes de la ecuación (7.14) son:

$$F = 0,62 \cdot \phi^{-2,15} \quad (7.15)$$

$$F = 1 \cdot \phi^2 \quad (7.16)$$

La ecuación (7.15) a veces llamada ecuación Humble se usa para las rocas detríticas clásticas. La ecuación (7.16) es llamada a veces la ecuación de los carbonatos. Raiga-Clemenceau (1.977) notó que ambas ecuaciones son empíricas y concluyeron que la permeabilidad intrínseca podía ser usada para definir mejor a F. De acuerdo con ello, eligió para definir F un \underline{a} igual a 1, que es la ecuación de Archie, y haciendo \underline{m} una función de Ko. La ecuación dio un factor de formación con menos error que el factor de formación estimado por la ecuación de Humble. En conclusión, la ecuación de Archie (7.10) es apropiada para rocas detríticas clásticas, así como para las carbonatadas, especialmente considerando la naturaleza empírica de las ecuaciones.

Los siguientes comentarios se refieren al factor de formación, factores de cementación y factor de tortuosidad con la permeabilidad intrínseca (Ko). El análisis de regresión es una técnica para definir la permeabilidad intrínseca en términos del factor de formación.

Carothers (1.968) derivó dos ecuaciones para permeabilidad intrínseca en milidarcies (mD):

$$K_o = 4 \cdot 10^8 / F^{3.65} \quad (\text{en calizas}) \quad (7.17)$$

$$K_o = 7 \cdot 10^8 / F^{4.5} \quad (\text{en areniscas}) \quad (7.18)$$

Ogbe y Bassiouni (1.978) usaron una aproximación. Croft (1.971), exitosamente, correlacionó la relación R_o/R_w con la permeabilidad intrínseca (K_o). Además, la relación requiere información acerca de la química del agua, la cual no es deducible desde los logs geofísicos. El método funciona bien localmente, allí donde los cambios de R_o se deben a cambios en la porosidad. Mac Cary (1.984) apuntó que, en unidades hidrológicas gruesas (potentes), ni la R_w ni la R_o pueden ser consideradas constantes.

Stephens y Lin (1.978) derivaron una ecuación para la permeabilidad intrínseca que incluye un factor geométrico de forma (F_f) de los poros y el radio hidráulico (R_h), que se define como la relación entre el área de la sección transversal de los poros y su perímetro mojado. Su ecuación es:

$$K_o = R_h^2 / (F_f \cdot \phi^{0.5} \cdot F^{1.5}) \quad (7.19)$$



El F_f es igual a 2 para poros circulares y 3 para estrechos intersticios. Stephens y Lin observaron una correlación entre los valores calculados de la K_o y los valores medidos por Brace (1.977).

Si la ecuación (7.10) se sustituye en la ecuación (7.19), se tiene que:

$$K_o = (R_h^2/F_f) \cdot \phi^{1,5m - 0,5} \quad (7.20)$$

La ecuación (7.20) implica que la permeabilidad intrínseca es una función del medio, en el primer término, y, en el segundo término, de la porosidad y del factor de cementación.

La ecuación de Kozeny es un común punto de partida para relacionar la permeabilidad intrínseca y la resistividad del medio poroso. Esta ecuación establecida por Bear (1.972) y Herdan (1.960) es:

$$K_o = C \cdot (T \cdot \phi^3 / Stot^2) \quad (7.21)$$

donde C es la constante de Kozeny, y $Stot$ es la superficie específica, que se define como el área superficial intersticial total de los poros por unidad de volumen del medio.

La relación entre el área superficial específica de los sólidos por unidad de volumen de sólidos (S_s) a la superficie específica ($Stot$) es:

$$S_s = Stot/(1 - \emptyset) \quad (7.22)$$

Sustituyendo las ecuaciones (7.11 y (7.22) en la ecuación (7.21), queda:

$$K_o = (C/F \cdot S_s^2) \cdot (\emptyset^2/(1 - \emptyset)^2) \quad (7.23)$$

Esta ecuación sería muy útil si F y R_w fueran conocidas independientemente, pero generalmente no lo son. Si la ecuación (7.10) se sustituye en la 7.16:

$$K_o = (C/S_s^2) \cdot (\emptyset^{m+2}/(1 - \emptyset)^2) \quad (7.24)$$

Esta ecuación indica que la permeabilidad intrínseca es una función de un factor del medio (el primer término) y de un factor de porosidad (el segundo término).

Específicamente, el factor de porosidad es $F(\emptyset) = \emptyset^{m+2}/(1 - \emptyset)^2$ (7.25). El numerador de esta expresión indica que el factor de cementación m disminuye tanto como el factor de porosidad y la

permeabilidad intrínseca aumentan. Similarmente, el denominador indica que la porosidad aumenta tanto como el factor de porosidad y la permeabilidad aumentan. Todos los valores del factor de porosidad pueden ser determinados desde los datos de los logs geofísicos. La constante C también puede ser determinada; sin embargo, los esfuerzos para determinar S_s desde los logs geofísicos no son sencillos. No obstante, la ecuación (7.24) implica que cualquier relación para obtener la permeabilidad debe incluir un factor del medio y un factor de porosidad.

Una investigación ha sido hecha para encontrar series de datos de permeabilidad intrínseca, porosidad y factor de cementación en rocas consolidadas, no consolidadas y fracturadas de varias litologías. La literatura informa de numerosos valores para el factor de cementación, permeabilidad de muestras-testigo, y de la constante empírica a , pero poco se sabe acerca de cómo las propiedades hidráulicas son medidas o qué ecuación ha sido usada para determinar los factores. Ya que varios procedimientos se usan comunmente, encontrar datos suficientes para comparar es difícil (ver tablas 7.3, 7.4 y 7.5).

Los factores del medio para muchas muestras diferentes han sido ploteados con la permeabilidad intrínseca y no se ha obtenido una línea recta que una a los puntos. Deben esperarse variaciones porque

Tabla 7.3. Permeabilidad según factor de formación y factor de forma (μm , micrometros)

Roca	ϕ	F	m	RH en μm	K_0^* en mD		Referencia
					calculado	observado	
Granito Western							
. 50 megapascals	0,01	3.100	1.746	0,1	$1,1 \times 10^{-3}$	$6,3 \times 10^{-5}$	Brace y otros (1.968)
. 0,4 gigapascals	0,01	16.300	2.106	0,1	$1,7 \times 10^{-4}$	4×10^{-6}	Brace y otros (1.968)
Granito Sherman	0,03	880	1.933	6	1,05	0,10	Brace y otros (1.968)
Arenisca Berea	0,22	11,7	1.624	7	750	890	Wyllie y Rose (1.950)
Pyrex 1	0,37	4,4	1.490	0,38	11.000	8,1	Wyllie y Rose (1.950)
Pyrex 2	0,29	6,2	1.474	12	3.400	3.900	Wyllie y Rose (1.950)
Alundum	0,24	11,5	1.711	2,2	990	63	Wyllie y Rose (1.950)
Arenisca Nichols Buff	0,20	12,5	1.569	4,2	538	230	Wyllie y Rose (1.950)
Arenisca Eocene	0,22	13	1.694	4,4	670	340	Wyllie y Spangler (1.952)
Arenisca 1 Pennsylvania	0,16	20	1.635	4,1	180	120	Wyllie y Spangler (1.952)
Arenisca 2 Pennsylvania	0,21	13	1.644	5,5	590	520	Wyllie y Spangler (1.952)

* Calculado $K_0 = 1,828 \times 10^5 F(\phi)^{1,10}$, donde $F(\phi) = \phi^m + 2/(1 - \phi)^2$

NOTA: ϕ = porosidad

F = factor de formación

m = factor de cementación

RH = radio hidráulico

K_0 = permeabilidad intrínseca

Tabla 7.4. Factores típicos de cementación, porosidades, permeabilidades intrínsecas y calculadas según varias litologías (mD, milidarcies)

Litología	m	Ø	K ₀ en mD	rango calculado	promedio K ₀		
				¹ K ₀ en mD	observado	calculado	
Arena fina a media	² 1,3-1,4	⁴ 15-30	⁴ 1.000-3.000	220-5.100		2.300	2.600
Arenisca ligeramente cementada	² 1,4-1,5	10-30	⁶ 10-5.000	30-4.400	⁶ 2.500		2.200
Arenisca bien cementada	³ 1,5-2,0	⁵ 13-18	⁵ 1-200	30-380		100	200
Caliza cristalina	² 1,5-1,8	⁵ 8-18	⁵ 1-300	6-380		150	190
Caliza dolomítica	² 1,8-2,0	⁵ 8-18	⁵ 1-300	3-220		150	110
Dolomía sacaroidea	² 2,0-2,2	⁵ 7-25	⁵ 2-470	1-770		240	390
Dolomía cristalina	² 2,2-2,4	⁵ 8-18	⁵ 1-300	1-100		150	50
Rocas densas fracturadas	⁶ 1,1-1,8	2-20	⁷ 0,001-1.000	0,015-870		500	440

¹ Calculado usando m típica, Ø típica y $K = 1,828 \times 10^5 F(\theta)^{1,10}$, donde $F(\theta) = \theta^m + 2/(1-\theta)^2$

² Kwader (1.985)

³ Coates y Dumanoir (1.973)

⁴ Jorgensen (1.980)

⁵ Core Laboratories Inc. (1.983)

⁶ Jorgensen (1.988)

⁷ Brace (1.980)

NOTA: m = factor de cementación

Ø = porosidad

K₀ = permeabilidad intrínseca

Tabla 7.5. Rango típico de permeabilidad de varias rocas no consolidadas y rocas consolidadas

		Permeabilidad intrínseca (K_0)				
		10^{-4}	10^{-1}	10^3	10^6	10^8
milidarcies						
Rocas no consolidadas		Arcilla no alterada	Arena muy fina; limo; mezclas de arena, limo y arcilla; till glaciario; arcilla estratificada	Arena "limpia"; mezclas de arena limpia y grava.	Grava "limpia" bien clasificada o guijarro	
Rocas consolidadas		Shale profunda, más de 250 pies; calizas profundas, más de 15.000 pies	Arenisca, dolomía; calizas, más superficial que 15.000 pies; shale, más superficial que 250 pies.	Rocas fracturadas en general; caliza o dolomía meteorizada	Rocas grandes y mayores que la abertura de tamaño poro	
Permeabilidad característica		Muy ligeramente permeable	Ligeramente permeable	Permeable	Muy permeable	

Conductividad hidráulica (K) a 1.005 centipoise.

la asunción básica de que el flujo de electricidad en un acuífero es de cualquier modo análogo al flujo del agua no es totalmente verdad. La permeabilidad es una función de la porosidad, del área superficial y de la tortuosidad. La conductividad eléctrica es una función de la conductividad de la roca, de la movilidad iónica, de la temperatura, de la presión, del área superficial, de la carga sobre el área superficial, y de la conductividad de doble capa alrededor de los granos.

La correlación entre las permeabilidades medidas y las calculadas es buena, excepto si el radio hidráulico, en micrómetros, es menor que 1.

De nuevo, esta comparación demuestra la importancia de incluir un factor geométrico, tal como S_s , S_{tot} o F_f , para mejor estimar la permeabilidad intrínseca (K_o) de un medio con grandes áreas superficiales.

METODO DEL CROSS-PLOT (GRAFICO CRUZADO).-

La permeabilidad intrínseca puede ser estimada si el factor de cementación y la porosidad son conocidos. El valor de m puede ser determinado desde un cross-plot porosidad-resistividad, tal como muestra la fig. (7.5). El recíproco de la pendiente del cross-plot

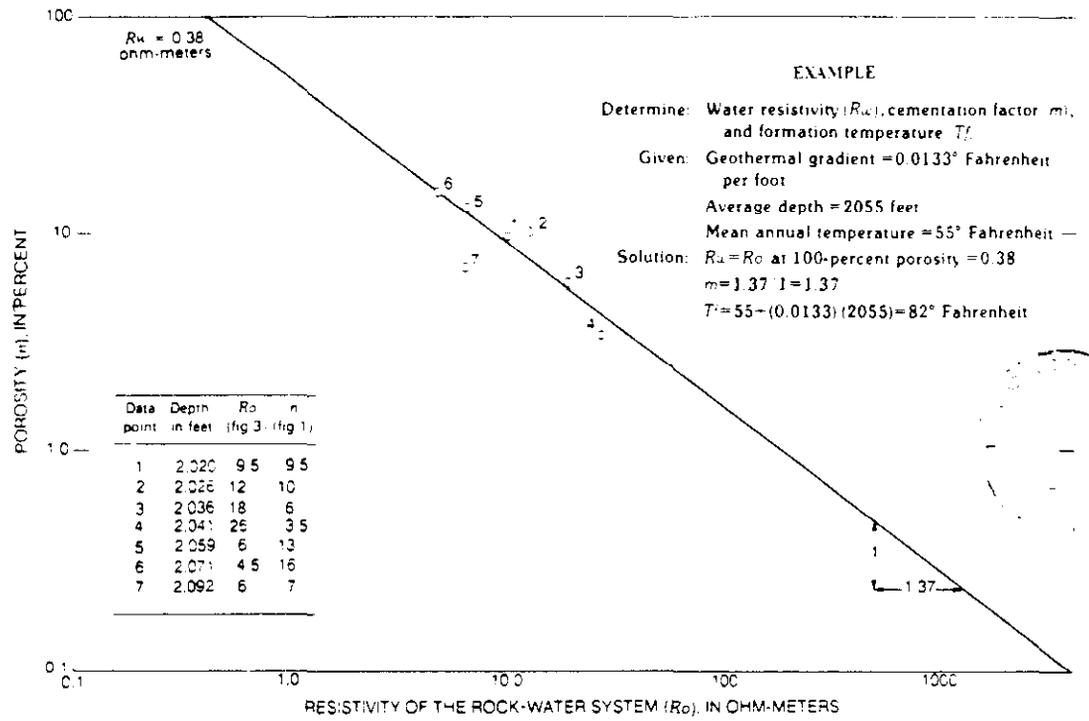


Fig. 7.5. Gráfico cruzado de los valores de R_o y ϕ a partir de los logs. geofísicos.

(recta) es el factor de cementación m . El valor de m puede ser extraído directamente desde un cross-plot porosidad-resistividad como sigue. La pendiente de la recta (cross-plot) m es: $m = (\text{distancia horizontal})/(\text{distancia vertical})$.

Para definir la línea recta, unir los puntos a partir de los datos. Alrededor de diez puntos típicos se necesitan para trazar dicha línea. Al trazarla, conviene dar menor peso a los valores de porosidad muy bajos, porque sus resistividades están afectadas por la conductancia de doble capa. Se proyecta dicha línea y su intersección con la porosidad del 100% nos dará la resistividad del agua de formación (R_w).

El método de cross-plot asume que la litología es constante excepto si hay variaciones en la porosidad. Este método también asume que R_w en la sección es constante también. Algo que no siempre es realista.

Los logs (registros) de porosidad y de resistividad con escalas extensas de profundidad son fáciles de utilizar y, generalmente, producen datos con garantía. Si R_w se conoce por otros medios y se plotea frente a la porosidad del 100%, la recta y su pendiente son fácilmente definidas. R_w puede ser determinada por análisis químicos de muestras de agua. El valor de m puede ser estimado si el tipo de porosidad y litología son conocidos (Asquith, 1.985).

Los valores de porosidad de otros tipos de logs de porosidad, tales como el density, neutrón, sonic y dielectric logs, pueden ser también usados para el cross-plot. Los logs que no poseen unidades de porosidad también se usan en cross-plot para determinar m (Aguilera, 1.976; Pickett, 1.973). Por ejemplo, un sonic log, que registra tiempo de tránsito, puede ser usado. Un plot sobre papel doble logarítmico de la diferencia entre el tiempo de tránsito del log menos el tiempo de tránsito de la matriz según la resistividad de la formación saturada de agua (R_o) definirá una línea recta con una pendiente igual a $-m$. Los valores de porosidad procedentes de un log de neutrones-epitérmicos según R_o si se plotean sobre un papel doble logarítmico también darán una línea recta con pendiente igual a $-m$. Los valores en unidades API o en cuentas por segundo, de los logs de neutrones térmicos también pueden ser ploteados sobre una escala aritmética según R_o sobre una escala logarítmica. La pendiente de la línea definirá $-m/D$, donde D es una función del tamaño del sondeo y de la función de escala. Así, idealmente, aún con logs no calibrados se puede determinar m .

El método del cross-plot porosidad-resistividad da valores promedio de la sección registrada, porque las sondas tienen un "radio de investigación" y los valores medidos representan un promedio volumétrico del material dentro del radio de investigación. El radio de investigación de una sonda de resistividad puede ser de tres

metros o más. Las sondas de los registros dieléctricos miden sobre cinco centímetros de profundidad detrás de la pared del sondeo. El radio de investigación de las sondas para registros radioactivos puede ser de quince a treinta centímetros. Las sondas radioactivas registran emisiones durante un período de tiempo, lo cual supone un promedio adicional. También el método de cross-plot requiere varios escalones de lecturas a diferentes profundidades para definir una relación empírica; así que, para determinar la permeabilidad intrínseca de una formación en su totalidad, se necesita la promediación como procedimiento inherente.

La garantía del procedimiento ha de ser contrastada y perfeccionada si dicho procedimiento puede ser calibrado a las condiciones locales del acuífero. Por ejemplo, los resultados pueden ser comparados con los valores de permeabilidad de los ensayos de bombeo en el acuífero o un drill stem test (DST).

7.5. CALCULO DE LA PERMEABILIDAD INTRINSECA (K_0)

Nuevas ecuaciones tipo Kozeny-Carman, llamadas "ecuaciones Paris" permiten calcular la permeabilidad intrínseca (K_0) a partir de la \emptyset , el F y algunas cantidades petrofísicas, que están conectadas con la superficie específica interna. Muchas medidas de laboratorio de numerosas rocas ígneas y sedimentarias confirman estas estrechas

relaciones entre la superficie específica y los parámetros eléctricos (por ejemplo, la conductividad de doble capa, el potencial electroquímico) los cuales pueden ser evaluados desde los datos de los registros eléctricos.

Uno de los principales y más difíciles problemas en la prospección de agua y de petróleo es la evaluación de la permeabilidad hidráulica desde parámetros medidos in situ.

Una medida directa es posible mediante ensayos estáticos o dinámicos, pero no los discutiremos aquí (para más detalle ver Lee, 1.982). La mayoría de los datos de permeabilidad en el pasado han sido obtenidos de los análisis de laboratorio a partir de testigos o muestras de rocas moldeadas.

A pesar del coste considerable para completar los testigos o muestras y realizar las medidas de laboratorio, permanece el problema principal que es la homogeneidad y representatividad de las muestras de roca (los llamados "efectos de escala"), así como los posibles cambios irreversibles durante la toma de testigos o preparación de las muestras. A ello se unen los efectos inerciales, lo que obliga, para corregirlos, a consumir mucho tiempo y hacer numerosas medidas.

Así que la intención de nuestro trabajo es calcular la permeabilidad a partir de conceptos físicos derivados de los parámetros geofísicos que se pueden obtener en los sondeos con los registros eléctricos.

Para obtener la permeabilidad intrínseca, hemos utilizado la ecuación de Rink y Schopper, 1.974, que es: $F^5 \cdot K \cdot X^2 = \delta^2 \cdot \beta^2$, siendo $\delta^2 \cdot \beta^2 \approx 1,3 \cdot 10^{-12} \cdot \Omega^{-2}$ que es una constante universal.

Haciendo las transformaciones correspondientes, esta ecuación queda de la siguiente manera:

$$K_0 (D) = 0,13/F^5 \cdot Cq^2 (m^2) \quad (7.26)$$

ya que $1\mu S \text{ cm}^{-1} = 10^{-4} \cdot \Omega^{-1} \cdot m^{-1}$.

Su aplicación en nuestro estudio nos permite hallar la K_0 (calculada) de los sondeos y compararla con la K_0 (estimada) por el procedimiento explicado en el apartado 7.4 de este capítulo.

7.6. ESTIMACION DE LA POROSIDAD (\emptyset)

Este parámetro suele obtenerse a través de medidas de laboratorio. Nosotros hemos hecho una estimación de la porosidad eficaz a través

de una regla experimental de Gardner (Wyllie, 1.963) en formaciones arenosas y que es $1/F = \emptyset/2 + \emptyset^2/2$, o lo que es lo mismo

$$F = 2/(\emptyset + \emptyset^2)$$

Ello nos ha permitido confeccionar la siguiente tabla:

F	\emptyset (porosidad)
23,14	0,08
20,38	0,09
18,18	0,10
11,59	0,15
8,33	0,20
6,40	0,25
5,12	0,30
4,23	0,35
3,57	0,40
3,06	0,45
2,66	0,50
2,34	0,55
2,08	0,60

A partir de la misma, hemos asignado valores de porosidad según las diferentes factores de formaciones aparentes (F_a) y verdaderos (F) encontrados en los sondeos.

Además, hemos hecho una estima de la porosidad total a partir de datos de resistividad del agua y conductividad de la formación saturada, con el auxilio del ábaco: porosidad ocupada-resistividad-conductividad (ver anexo de ábacos).

También hemos hecho medidas de laboratorio de 20 muestras, desigualmente repartidas por nuestra zona de estudio. Las muestras contenían diferentes proporciones de arena, limo y arcilla. El tamaño de las probetas era de 10 cm^3 . La recogida de muestras en el campo se realizó a lo largo de las trincheras de la carretera Nacional VI de Adanero a Tordesillas. Los puntos de recogida están situados a diferentes cotas topográficas, pero sin presentar grandes desniveles.

Todas las muestras se saturaron al 100% con agua del grifo. El proceso de secado se hizo mediante una estufa a una temperatura de 105°C durante varias horas. El secado se efectuó quince días después de iniciarse la saturación.



Antes de iniciarse el proceso de secado, se pesaron las muestras húmedas saturadas. Por diferencia entre ambas muestras, la húmeda y la seca, se determinó la porosidad total. Para alcanzar un valor más o menos constante se efectuaron seis medidas para cada una de las veinte muestras.

Los resultados obtenidos se ofrecen en el capítulo próximo.

7.7. CALCULO DE LA SUPERFICIE INTERNA

Partiendo de la ecuación Kozeny-Carman (Carman, 1.956):

$$K_0 = C_{koz} \cdot \emptyset^3 / S^2_{tot}$$

K_0 = permeabilidad intrínseca en darcies

\emptyset = porosidad

C_{koz} = constante empírica adimensional

S_{tot} = superficie interna específica referida a la unidad de volumen total en μm^{-1}

Despejando, nos queda que:

$$S_{tot} = \sqrt{\emptyset^3 / 2TK_0}$$

Si la superficie específica la referimos a la unidad de volumen de poros, tenemos que $V_{por} = \emptyset \cdot V_{tot}$ y $C_{koz} = 1/2T$, siendo T la tortuosidad hidráulica, que representa la elongación de paso de los canales en los poros y que la consideramos igual a la tortuosidad eléctrica. Con ello, queda que:

$$K_0 = \emptyset/2T \cdot 1/S_{por}^2$$

Despejando:

$$S_{por} = \sqrt{\emptyset/2TK_0}$$

siendo S_{por} la superficie interna específica por unidad de volumen de poros en μm^{-1} y $r_{eff} = 2/S_{por}$ es el radio hidráulico efectivo de poro en μm .

7.8. CALCULO DEL DIAMETRO EQUIVALENTE

Partiendo de la fórmula experimental de Hazen en su forma general, se tiene que:

$$K_0 = c \cdot d_e^2$$

en la que c es una constante y d_e el diámetro equivalente, que Hazen identifica con el valor de d_{10} de la curva granulométrica.

A continuación, una vez definido el diámetro equivalente, hemos adoptado la fórmula de Kozeny y de Fair y Hatch (Custodio y Llamas, 1.976) donde $K_0 = A \cdot d_e^2 \cdot \theta^3 / (1 - \theta)^2$ y según Bear, Zaslavsky e Irmany (1.968), normalmente es $A = 1/200$, de donde queda:

$$K_0 = 1/200 \cdot d_e^2 \cdot \theta^3 / (1 - \theta)^2$$

De aquí despejamos y:

$$d_e = \sqrt{\frac{(1 - \theta)^2 \cdot 200 \cdot K_0}{\theta^3}}$$

expresión esta que nos permite hallar el diámetro equivalente.

7.9. DETERMINACION DEL FACTOR DE FORMACION SEGUN LABORATORIO

Tradicionalmente, se ha obtenido este parámetro por esta vía en el mundo del petróleo. En Lebreton (1.958) y Pirson (1.963) podemos encontrar las normas de procedimiento y los diferentes métodos que normalmente se utilizan (bipolo, cuatripolar, etc.).

En Worthington y Baker (1.972) se indica toda la marcha de laboratorio.

Nosotros hemos abandonado el intento de laboratorio en nuestra investigación por varios motivos. Los principales los expresamos aquí:

- Resultados infructuosos para obtener muestras inalteradas y representativas de los sondeos por sus características constructivas (rotación por circulación inversa, en general).
- Las porosidades eficaces son muy bajas puesto que las formaciones son muy arcillosas.
- Por debajo del 15% de porosidad eficaz los datos vía laboratorio no son realistas debido a la dificultad de obtener una saturación uniforme en las muestras con baja porosidad y pobre permeabilidad (Keller, 1.959).
- Los ensayos de laboratorio no evalúan exactamente las características naturales en el acuífero.

Así que, por todo ello, nos decidimos por la determinación de los factores de formación intrínsecos a partir de los logs eléctricos de campo, teniendo en cuenta las formulaciones de Worthington.

7.10. OBTENCION DEL INDICE DE RAYOS GAMMA

Este índice se calcula a partir del registro (log) de gamma natural de los sondeos. Nosotros tan sólo hemos utilizado los diez logs de rayos gamma correspondientes a los testificados con el equipo Geolog 1.000, pues disponíamos de su calibración a unidades API. Es decir:

$$n^{\circ} \text{ API} = n^{\circ} \text{ c.p.s.} \times 112/200$$

El índice de arcilla viene dado por la expresión

$$(I_{c1})_{GR} = (GR - GR \text{ min.}) / (GR \text{ máx.} - GR \text{ min.})$$

El límite superior de contenido en arcilla es $(V_{c1})_{GR} = (I_{c1})_{GR}$ (Desbrandes, 1.985).

En el próximo capítulo, presentamos los valores hallados de índices de arcilla de los diez sondeos citados, junto con los valores aproximados de la resistividad de la arcilla.

**CAPITULO 8: DATOS CUANTITATIVOS: OBTENCION Y PRESENTACION DE LOS
MISMOS**

8.1. CASO TIPO DE UN SONDEO

Para la exposición de la obtención de los datos utilizados en esta investigación, consideraremos un sondeo tipo como ejemplo: el sondeo nº 6 (Guareña nº 4, Zamora), de los veinte sondeos en cuestión.

Todos los logs geofísicos de los veinte sondeos han sido previamente digitalizados.

La temperatura promedio a la que ha sido calculada la conductividad de los filtrados de lodo es de unos 20º C.

En primer lugar, y a partir de los logs eléctricos, se han efectuado las diferentes lecturas de las resistividades aparentes (R_a) según los logs de normal corta, normal larga y lateral. Tanto la lectura de la normal corta, como la de la normal larga, ha sido corregida según resistividad del lodo y del diámetro del sondeo. A su vez, se ha aplicado una regla experimental de Hilchie ($R_o = NL^2/NC$) para las lecturas sin corregir y corregidas.

Las lecturas de la lateral no han sido corregidas por efectos del sondeo ni por la invasión, pues se carece de ábacos para esta sonda. No obstante, tratándose de sondeos de agua, la lectura se aproxima bastante a R_o , por lo cual depreciamos dicha corrección. Además, en

presencia de arenas con arcilla, como es nuestro caso, la invasión del filtrado queda reducida debido a la hinchazón de las arcillas intersticiales con motivo de la penetración del filtrado del lodo (Wyllie, 1.960).

Como quiera que en acuíferos con arenas arcillosas se cumple que $R_{mf}/R_{xo} = R_{wa}/R_o$ (Wyllie, 1960), despejamos $R_{wa} = (R_{mf} \times R_o)/R_{xo}$, donde R_o es la lectura de la lateral (siempre que dispongamos de ella) y R_{xo} es la lectura de la normal corta corregida. A continuación, hallamos $F_a = R_o/R_{wa}$, y su inverso $1/F_a$.

Con los diferentes valores de los $1/F_a$ y R_{wa} , correspondientes a los distintos niveles acuíferos encontrados en el sondeo, procedemos a un análisis de regresión, ploteando los $1/F_a$ frente a los R_{wa} para obtener el factor de formación intrínseco; la ordenada en el origen de la recta de regresión nos dará el valor de $1/F$ (parameter-intercept) y la pendiente de la recta de regresión nos dará el valor de $1/R_x$ (parameter-slope).

A partir de estos valores y utilizando el algoritmo de Worthington: $1/R_o = (1/R_o^*) + (1/R_x)$, o bien: $1/F_a = (1/F) + (R_{wa}/R_x)$, se obtienen F , R_x ; y $Z = F/R_x$ (exceso de conductividad). Luego, el F_a , R_o y R_o^* .

Aplicamos la regla experimental de Gardner y obtenemos porosidades según F y Fa.

La tortuosidad viene dada por el producto de $F \times \emptyset = T$.

La relación Fa/F nos sirve como índice de arcilla.

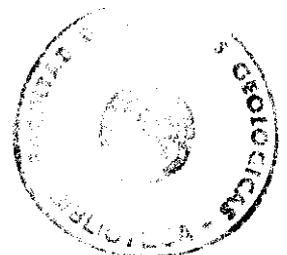
La estima de la porosidad total la hacemos a partir del ábaco: porosidad ocupada-resistividad-conductividad (ver anexo de ábacos).

La retención específica se calcula mediante diferencia entre la porosidad total estimada y la porosidad eficaz según F.

Para el cálculo de la permeabilidad intrínseca (K_0) usamos la expresión (7.26) del capítulo anterior, de tal modo que para el caso del sondeo nº 6 (Guareña nº 4, Zamora) que nos ocupa resulta un valor de $K_0(D) = 2.9927$.

Transformando la permeabilidad intrínseca (K_0 en D) en permeabilidad hidráulica según la fórmula (7.7), tenemos que:

$$K(m/d) = K_0(mD) \times (d \times g/\mu) = (2.977,7(mD) \times 9,87 \times 10^{-6} \times 0,0008 \times 0,99823 \times 981)/0,0101 = 2,29 \text{ a } 20^\circ \text{ C.}$$



Y según Schneebeli (1.966), queda que la permeabilidad hidráulica a 18° C es 2,18 m/d.

Utilizando las fórmulas de computación de Keller (1.964), expuestas en el apartado 7.2 del anterior capítulo, obtenemos la resistividad media transversal (86,71 $\Omega \cdot m$) y la resistividad media longitudinal (77,65 $\Omega \cdot m$). También la anisotropía eléctrica (λ). Y, además, la resistividad media del medio anisotrópico ($R_M = \lambda \cdot R_{ML}$). Y, ya por último, hacemos el cálculo de la superficie interna, haciendo uso de la ecuación Kozeny-Carman, de tal modo que la superficie interna referida a la unidad de volumen total en μm^{-1} es 0,065. Y la superficie interna específica por unidad de volumen poral es en μm^{-1} igual a 0,186. El radio hidráulico efectivo de poro en μm es 10,729. Conforme a la expresión del apartado 7.8 para el diámetro equivalente, nos sale en cm un valor igual a 0,008.

Asumimos la fórmula de Archie modificada y nos sale: $\underline{F} = 11,84$; $\underline{m} = 1,59$; y $\underline{a} = 0,52$ en el sondeo Guareña nº 4 (Zamora) -S.6.

Si utilizamos el algoritmo de Keller (7.2) para el cálculo de la porosidad promedio, obtenemos un valor igual al 8%. Teniendo en cuenta que dicho algoritmo considera una resistividad del agua de formación constante, algo que no siempre es realista y que no es

nuestro caso, nos vemos obligados a no tomar en consideración este valor de la porosidad.

Worthington utilizó la expresión siguiente: $\bar{\theta} = (\sum e_i \cdot \theta_i) / L$ para el cálculo de la porosidad promedio (e_i = espesor del nivel acuífero; θ_i = porosidad según Gardner del nivel acuífero; y L = longitud total del sondeo). Aplicamos dicha expresión al sondeo Guareña nº 4 y obtuvimos un valor del 19%.

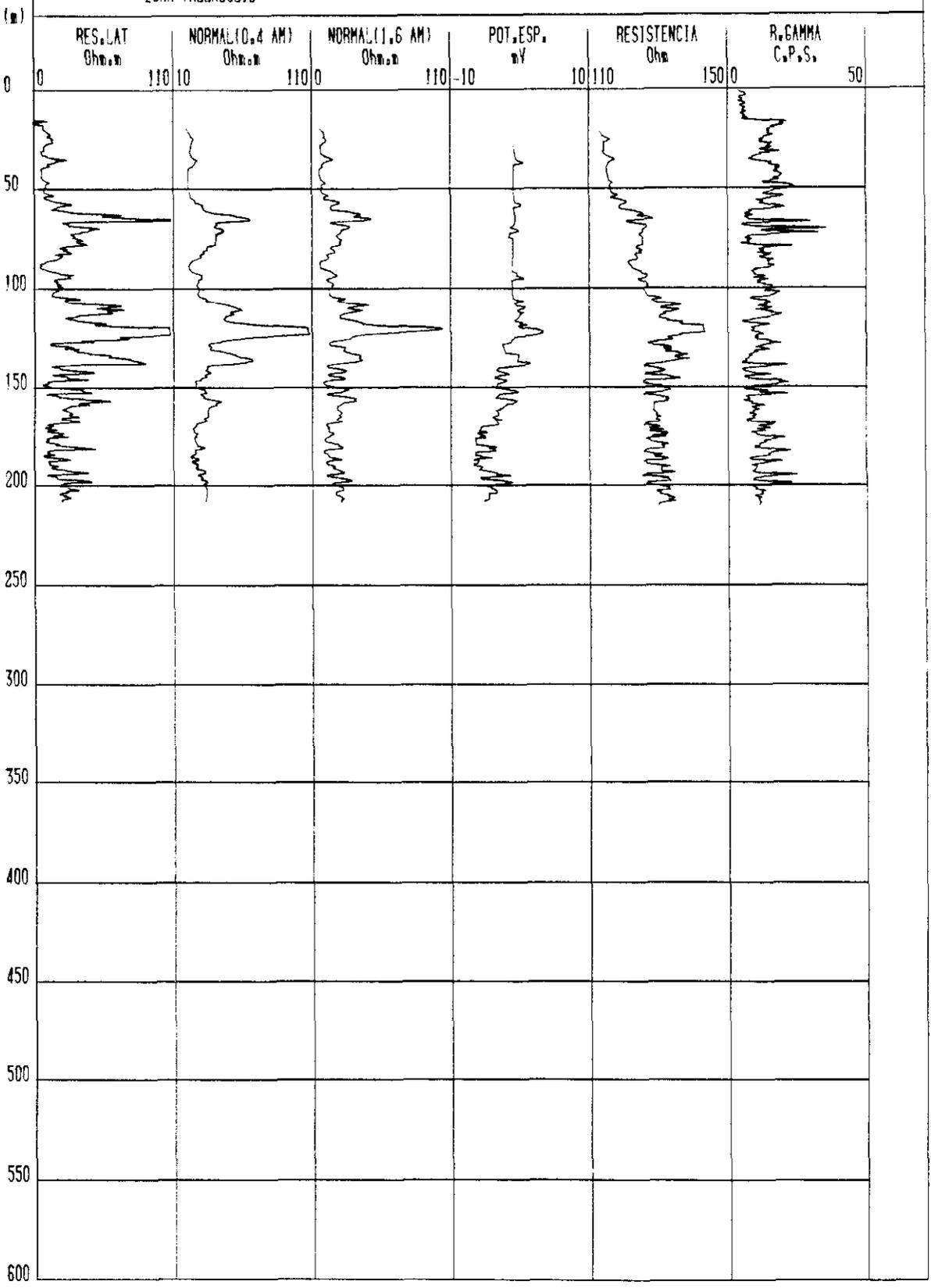
Este valor se aproxima mucho al de la porosidad según Fa ($\bar{\theta} = 20\%$). Como el F verdadero o intrínseco es el parámetro geofísico que mejor relaciona con la porosidad, elegimos como porosidad eficaz promedio del sondeo Guareña nº 4 la porosidad según F (14%), intermedia entre los resultados de los algoritmos de Keller y Worthington, como más realista.

A continuación, presentamos los logs geofísicos, las tablas de datos y lecturas, análisis de regresión y columnas de los valores obtenidos de los veinte sondeos estudiados.

SONDEO CARRIO 17

FECHA 15/11/1986

ZONA VALLADOLID



Sondeo nº 1: CARPIO 17 (Valladolid)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 5,51 Ω .m

Dh = 444,5 mm. (16-144)

Rw (análisis) = 16,2 Ω .m

Rm: 6,89 Ω .m

Dh = 311,1 mm. (144-210)

Rw (log) = 13,07 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.					
61-65	4	60	69	42	40	30	23	65,26	7,18	9,09	0,11	Grava-arena
68-70	2	39	41	30	29	23	20,5	53,7	6,45	8,33	0,12	Arena
74-78	4	33	36	22	20,6	14,6	12	49,6	5,96	8,33	0,12	Arena
108-113	5	53	58,5	38	36	27,2	22	62,7	5,65	11,11	0,09	Grava-arena
123-125	2	72	76	50	47	35	29	55,5	5	11,11	0,09	Arena
132-136	4	60	63	38	36,5	24	21	61,1	7,34	8,33	0,12	Arena-grava
140-142	2	29	31	26,5	27	24,2	23,5	61,4	7,99	7,69	0,13	Grava
144-146	2	26	28	26	25,5	26	27	60,5	7,87	7,69	0,13	Grava
150-152	2	24	28	29	29	35	35	58,9	8,26	7,14	0,14	Grava
155-157	2	36	34,5	33	33	30	31,5	68,4	9,58	7,14	0,14	Grava

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.					
180-182	2	24	30	24	24	24	24	63,6	8,28	7,69	0,13	Arena
192-194	2	24	29	24	24	24	24	61,3	7,98	7,69	0,13	Arena
197-199	2	26	28	30	31	34,6	37	63,1	8,85	7,14	0,14	Arena

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: CARP1017.1Fa

Independent variable: CARP1017.Fa

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0376163	0.0126236	2.98339	0.0136092
Slope	0.0114222	1.70449E-3	6.70124	3.37051E-5

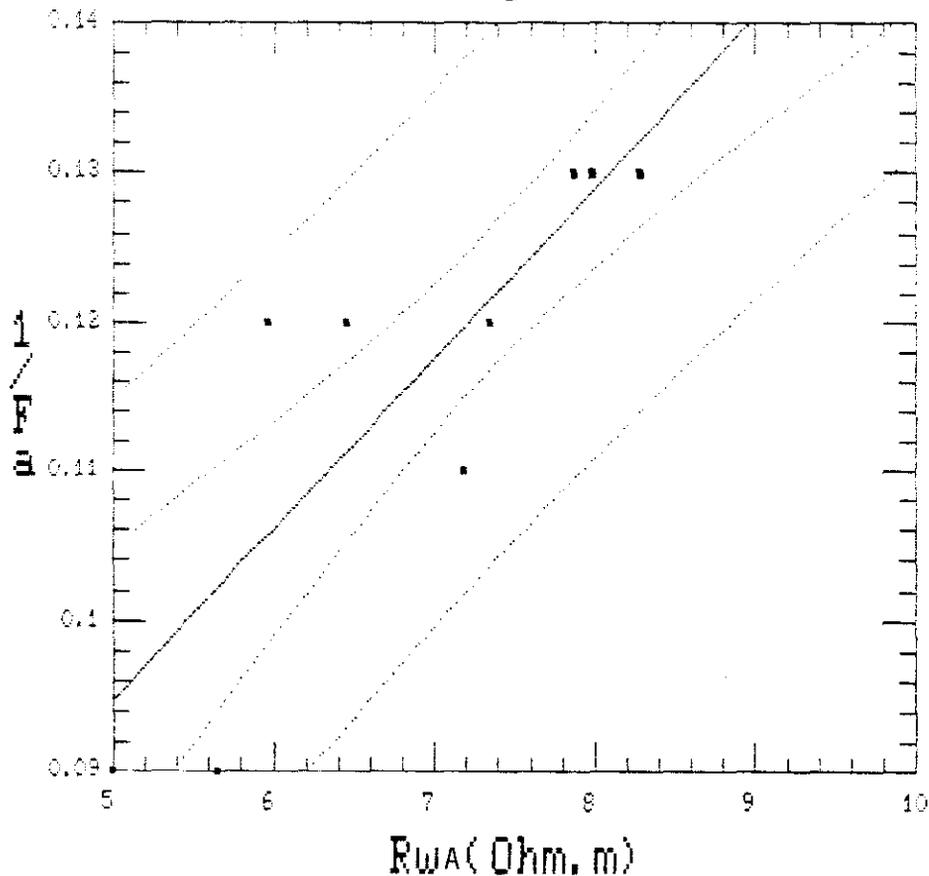
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.002756	1	.002756	44.908309	.00003
Error	.002675	11	.000243		
Total (Corr.)	.005431	12			

Correlation Coefficient = 0.896339
 Std. Error of Est. = 7.83865E-3

R-squared = 80.82 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (CARPIO No.17)



CARPIO 17 (Valladolid)

SONDEO 1

1)	F_a	7,28
2)	\varnothing_{F_R} (%)	22
3)	F	26,58
4)	\varnothing_F (%)	10
5)	R_x ($\Omega.m$)	87,54
6)	X ($\mu S/cm$)	114,23
7)	Z ($\mu S/cm$)	3036,23
8)	R_o ($\Omega.m$)	63,54
9)	R_o^+ ($\Omega.m$)	231,77
10)	T	2,65
11)	\varnothing_W (%)	37
12)	Ret.sp (%)	27
13)	F_a/F	0,27
14)	K_o (m.D)	761
15)	K (m/d)	0,55
16)	R_{MT} ($\Omega.m$)	60,28
17)	R_{ML} ($\Omega.m$)	59,81
18)	λ	1,01
19)	R_M ($\Omega.m$)	60,40
20)	Stot ($\mu.m^3$)	0,112
21)	Spor ($\mu.m^3$)	0,303
22)	r_{eff} ($\mu.m$)	6,603
23)	d_o (cm)	0,003

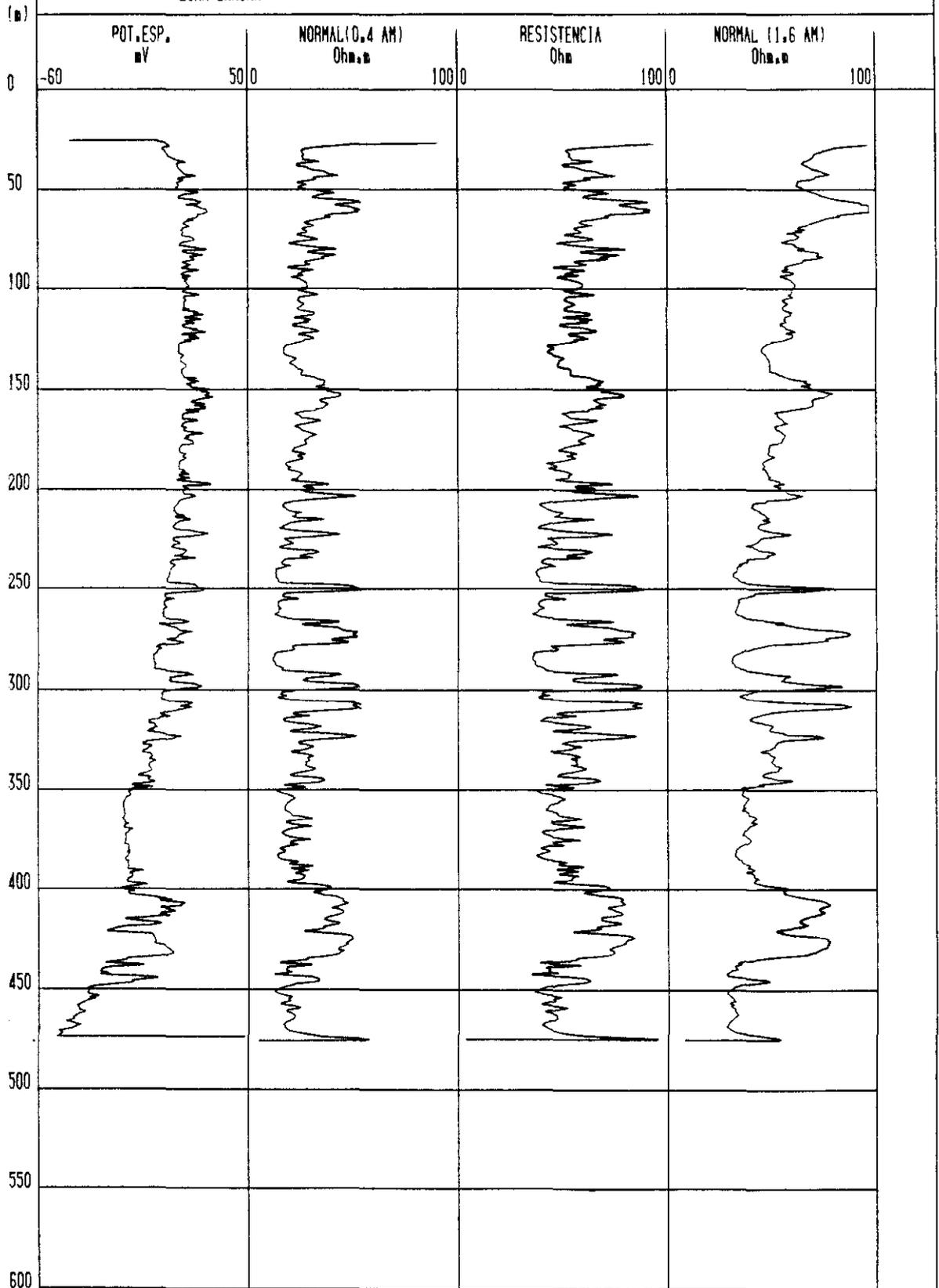
Archie modificado:

24)	F	26,45
25)	m	1,59
26)	a	0,68

SONDEO FUENTELAPENA

FECHA 10/7/1986

ZONA ZAMORA



Sondeo nº 2: FUENTELAPEÑA (Zamora)

Equipo: Geolog-1.000

Rmf: 4 Ω .m

Dh = 311 mm. (11-479)

Rw (análisis) = 13,49 Ω .m

Rm: 5 Ω .m

Rw (log) = 10,12 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.				
58-62	4	50	56	99	82,5	196	121,5	8,67	14,01	0,10	Arena
79-81	2	40	45	61	47,5	93	50,1	4,45	11,25	0,08	Arena
152-154	2	44	47	75	65	127	89,89	7,65	11,75	0,09	Arena
156-160	4	36	39	68	60	128	92,3	9,46	9,75	0,10	Arena
171-173	2	30	32,5	55	49	100	73,8	9,08	8,12	0,11	Arena
196-198	2	37	40	55	49	82	60	6	10	0,09	Arena
202-204	2	46	50	60	47	78	44,1	3,52	12,52	0,07	Arena
214-216	2	34	36	46	40	62	44,4	4,93	9	0,08	Arena
221-223	2	38	40	55	49	79,5	60,02	6	10	0,085	Arena

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)		R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.				
230-232	2	33	35	47	40	67	45,71	5,22	8,75	0,08	Arena
248-252	4	51	56	70	60	96	64,28	4,59	14	0,075	Grava
265-267	2	38	40	50	45	66	50,62	5,06	10	0,08	Grava
269-275	6	50	56	82	70	134,5	87,5	6,25	14	0,08	Grava
292-294	2	41	45	56	49	76,5	53,35	4,74	11,25	0,08	Grava
297-299	2	50	56	76	66	115,5	77,78	5,55	14,01	0,08	Grava
306-310	4	50	56	78	65	121,7	75,4	5,38	14,01	0,08	Grava
318-320	2	33	35	49	44	72,75	55,31	6,32	8,75	0,09	Grava
322-326	4	50	56	71	65	100,82	75,44	5,38	14,02	0,085	Grava
339-341	2	30	32,5	50	45	83,3	62,30	7,66	8,13	0,095	Arena
345-347	2	35	40	55	49	86,4	60,02	6	10	0,085	Grava
398-400	2	38	40	56	49	82,5	60,02	6	10	0,085	Arena
406-408	2	46	50	75	65	122,2	84,5	6,76	12,42	0,09	Grava
410-412	2	44	47	72	70	117,8	104,25	8,87	11,75	0,09	Grava
416-418	2	41	45	66	60	106,2	80	7,11	11,25	0,09	Grava

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)		R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.				
424-434	10	46	50	72	62,5	112,6	78,12	6,24	12,51	0,085	Grava
443-445	2	33	35	45	40	61,3	45,71	5,22	8,75	0,085	Grava

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: FUENTLPE.1Fa

Independent variable: FUENTLPE.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0550598	3.14608E-3	17.5011	3.55271E-15
Slope	4.98705E-3	4.90414E-4	10.1691	3.58937E-10

Analysis of Variance

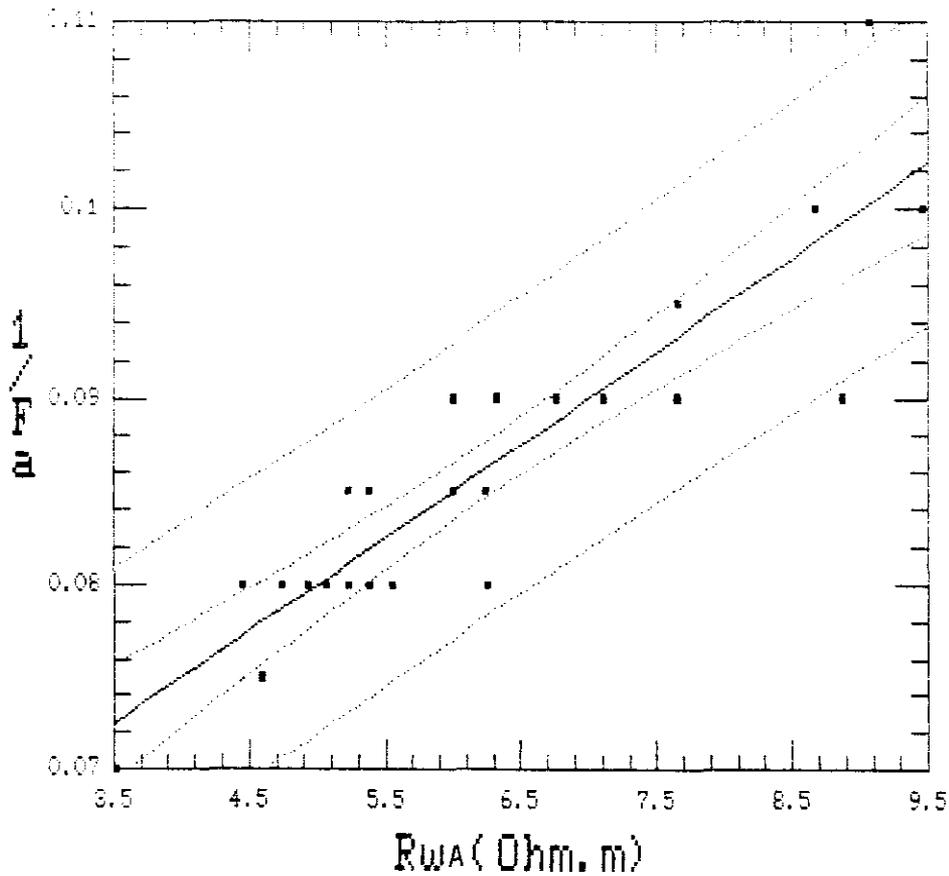
Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.00147	1	.00147	103.40997	.00000
Error	.000342	24	.000014		

Total (Corr.) .001815 25

Correlation Coefficient = 0.900906
 Std. Error of Est. = 3.7747E-3

R-squared = 81.16 percent

Regresión de 1/Fa y Rw (FUENTELAPEGA)



FUENTELAPEÑA (Zamora)

SONDEO 2

1)	Fa	9,69
2)	\emptyset_{Fa} (%)	17,5
3)	F	18,16
4)	\emptyset_F (%)	10
5)	Rx ($\Omega.m$)	200
6)	X ($\mu S/cm$)	50
7)	Z ($\mu S/cm$)	908
8)	Ro ($\Omega.m$)	72,46
9)	Ro* ($\Omega.m$)	113,13
10)	T	1,81
11)	\emptyset_W (%)	29
12)	Ret.sp (%)	19
13)	Fa/F	0,53
14)	Ko (m.D)	2667,40
15)	K (m/d)	1,93
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	73,31
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	71,38
18)	λ	1,02
19)	R _m ($\Omega.m$)	72,80
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,05
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,173
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	11,541
23)	d _o (cm)	0,01

Archie modificado:

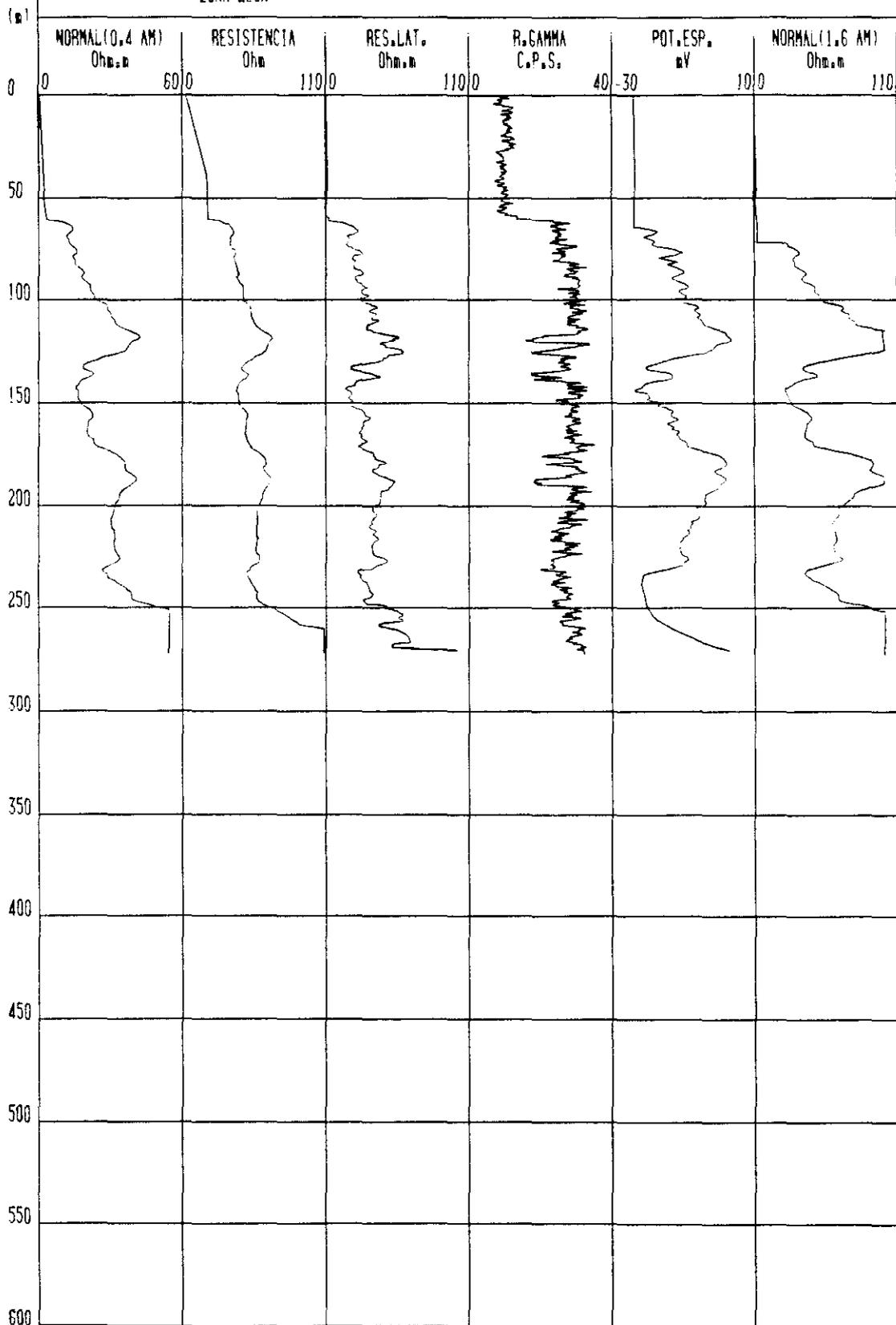
24)	F	17,89
25)	m	1,59
26)	a	0,46



SONDEO CASTROCALYON 4

FECHA 2/3/1986

ZONA LEON



Sondeo n° 3: CASTROCALVON 4 (León)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 0,32 Ω .m (Revert + sal) Dh = 311 mm. (60,5-215) Rw (análisis) = Ω .m
 Rm: 0,40 Ω .m Dh = 250 mm. (215-274) Rw (log) = 20,61 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc	NI	RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
5,5-77,5	2	16,2	33,6	27,6	13,48	2,49	0,23	Arena-arcilla
117-121	4	42	135	54	20,89	6,46	0,30	Grava
125-127	2	36	100	57,6	18,05	5,54	0,28	Grava
135-137	2	22,8	48	42	13,68	3,50	0,23	Grava
174-176	2	33	78	36	15,36	5,07	0,23	Arena-Grava
178,5-180,5	2	36	90	45,6	16,25	5,53	0,23	Grava
187-191	4	41	99	50,4	15,69	6,30	0,23	Grava
225-229	4	33	66	45,6	13	5,07	0,19	Arena

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: CASTROCA.1Fa Independent variable: CASTROCA.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0530863	0.0339719	1.56265	0.169163
Slope	0.01183	2.12417E-3	5.56922	1.42062E-3

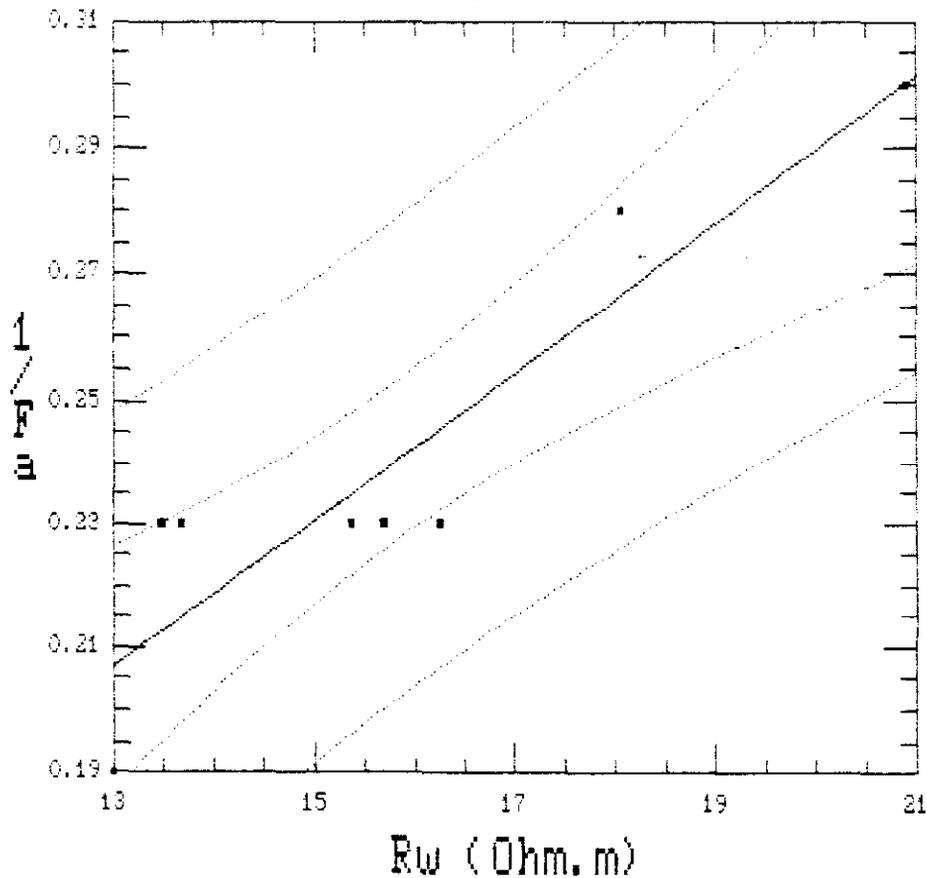
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.006871	1	.006871	31.016216	.00142
Error	.0018291	6	.0002215		
Total (Corr.)	.0082000	7			

Correlation Coefficient = 0.915374
 Stnd. Error of Est. = 0.0149837

R-squared = 83.79 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (CASTROCALVON No4)



1)	Fa	4,16
2)	\emptyset_{Fa} (%)	0,35
3)	F	18,83
4)	\emptyset_F (%)	10
5)	R _x ($\Omega.m$)	84,53
6)	X ($\mu S/cm$)	118,32
7)	Z ($\mu S/cm$)	2228
8)	R _o ($\Omega.m$)	66,22
9)	R _o [*] ($\Omega.m$)	297,51
10)	T	1,88
11)	\emptyset_W (%)	48
12)	Ret.sp (%)	38
13)	Fa/F	0,22
14)	K _o (m.D)	3922,6
15)	K (m/d)	2,85
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	46,25
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	44,41
18)	λ	1,02
19)	R _M ($\Omega.m$)	45,32
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,087
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,18
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	11,086
23)	d _o (cm)	0,004

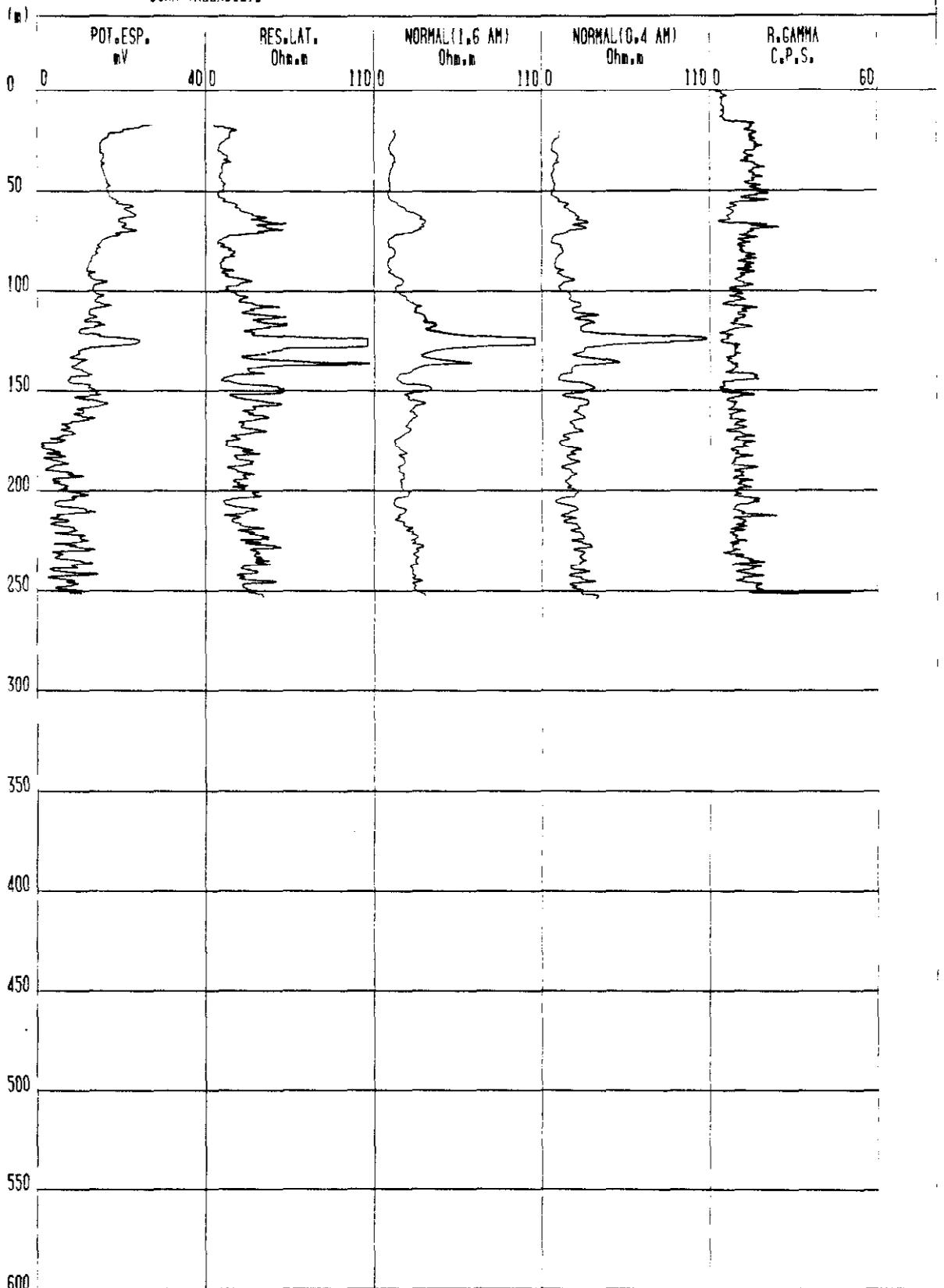
Archie modificado:

24)	F	18,67
25)	m	1,59
26)	a	0,48

SONDEO CARPIO 16

FECHA 22/10/1986

ZONA VALLADOLID



Sondeo n° 4: CARPIO 16 (Valladolid)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 4,76 (25° C) Ω.m

Dh = 444,5 mm. (10-145)

Rw (análisis) = 15,07 Ω.m

Rm: 6 Ω.m

Dh = 311 mm. (145-256)

Rw (log) = 9,70 Ω.m

Prof. (m)	e (m)	Nc		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.						
59-65	6	23	26	36	6,61	5,4	0,131	Grava-arena-arcilla	0,29
65-67	2	30	36	48	7,6	6,3	0,134	Grava	0,25
93-95	2	21	24	30	6,8	4,41	0,133	Arena	0,34
105,5-107,5	2	26,5	32,4	42	6,18	6,8	0,12	Arena-grava	0,24
110,5-112,5	2	36	43	48	5,34	8,98	0,11	Arena-grava	0,18
114,5-116,5	2	32,5	38,4	48	5,73	8,37	0,11	Arena-grava	0,20
146,5-150,5	4	30	32	48	7,2	6,6	0,13	Arena	0,23
154-158	4	30	31,5	48	7,32	6,55	0,134	Arena-grava	0,22
162-164	2	28	29,4	40	6,52	6,13	0,13	Grava	0,26

Prof. (m)	e (m)	Nc		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litologia	Ø
		s.corr	corr.						
169-171	2	26	27,6	36	6,26	5,75	0,125	Grava	0,28
227-229	2	31	32	45	6,70	6,71	0,135	Arena-grava	0,28

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: CARPIO16.1Pa

Independent variable: CARPIO16.5L

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0444896	0.0157214	3.24236	0.001204
Slope	0.0125189	2.07891E-3	6.02213	1.97064E-4

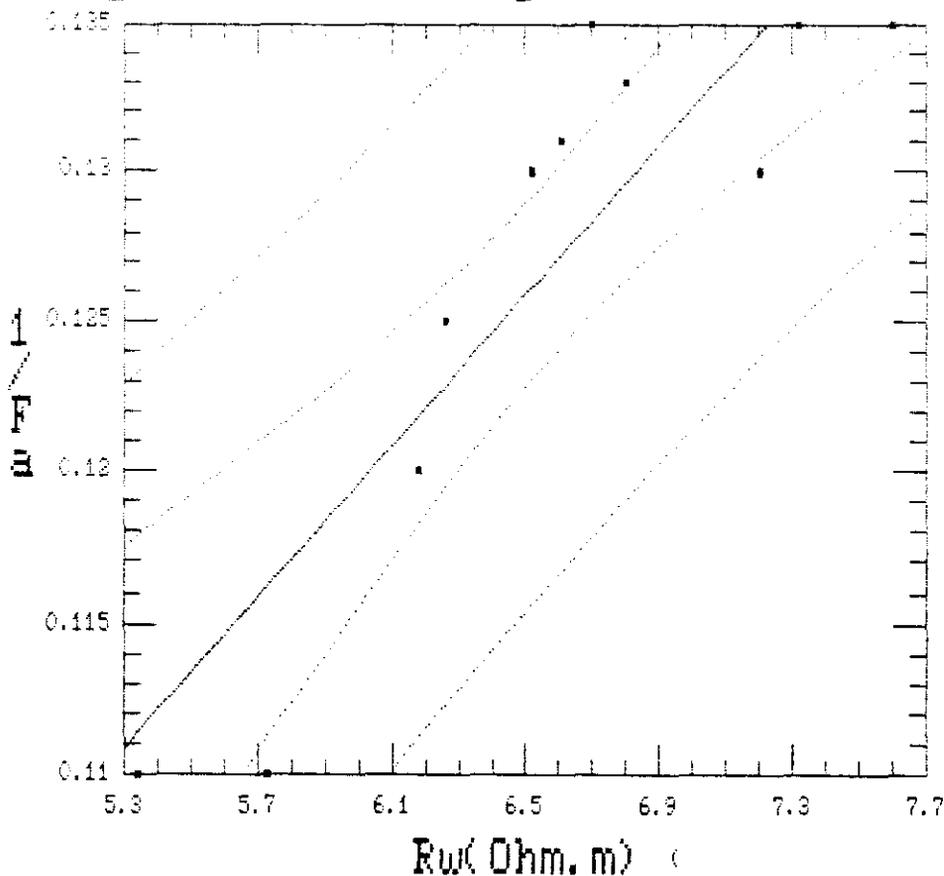
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.000715	1	.000715	36.266052	.00020
Error	.0001774	9	.0000197		
Total (Corr.)	.0008922	10			

Correlation Coefficient = 0.995084
 Std. Error of Est. = 4.43956E-3

R-squared = 90.12 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (CARPIO No.16)



CARPIO 16 (Valladolid)

SONDEO 4

1)	Fa	7,94
2)	\emptyset_{Fa} (%)	22
3)	F	22,47
4)	\emptyset_F (%)	11
5)	Rx ($\Omega.m$)	79,87
6)	X ($\mu S/cm$)	125,20
7)	Z ($\mu S/cm$)	2813
8)	Ro ($\Omega.m$)	51,54
9)	Ro* ($\Omega.m$)	145,38
10)	T	2,47
11)	\emptyset_W (%)	35
12)	Ret.sp (%)	24
13)	Fa/F	0,35
14)	Ko (m.D)	1447,8
15)	K (m/d)	1,05
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	42,46
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	41,66
18)	λ	1,01
19)	R _M ($\Omega.m$)	42,07
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,077
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,221
22)	r _{off} ($\mu.m$)	9,041
23)	d _* (cm)	0,005

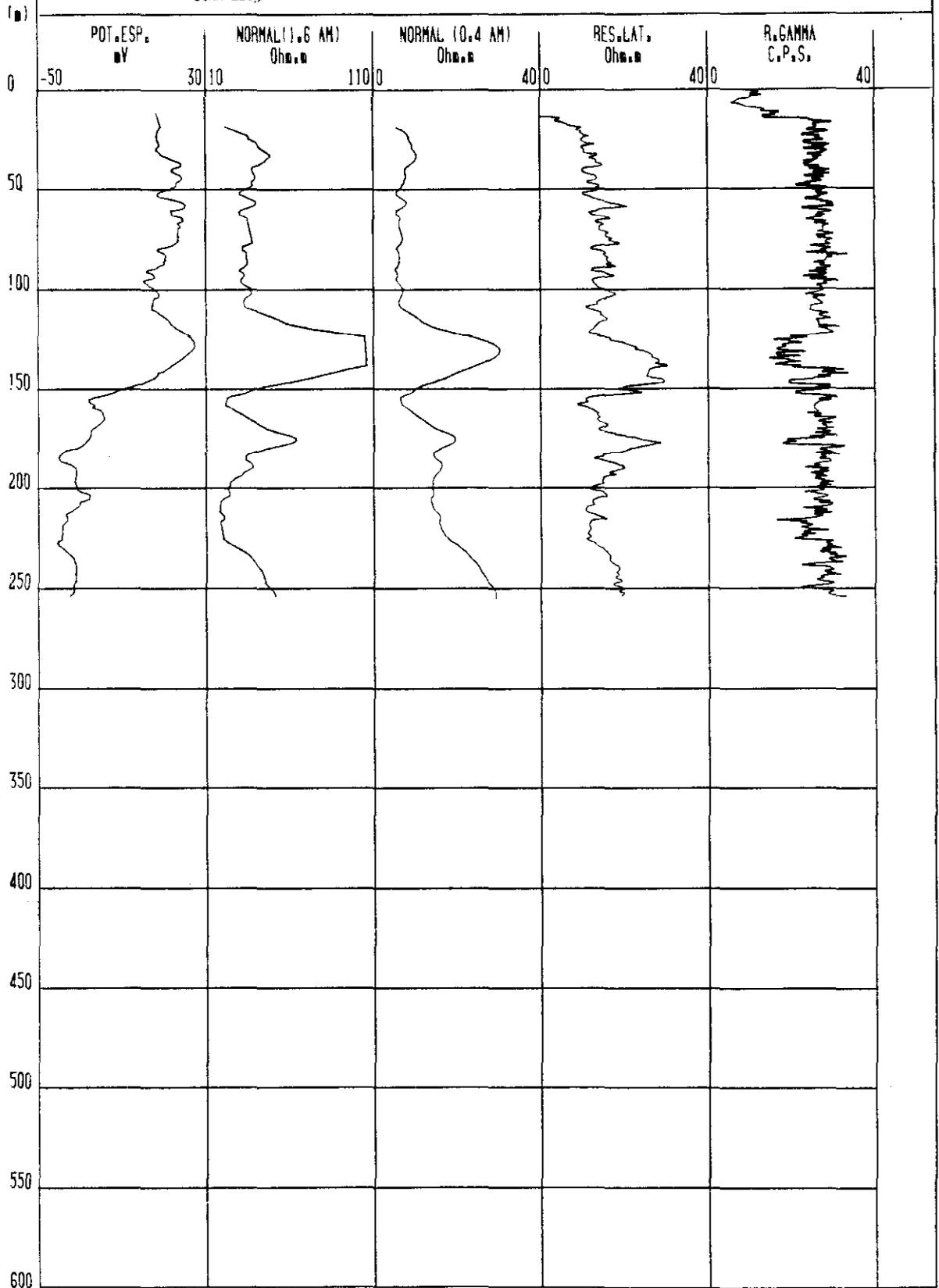
Archie modificado:

24)	F	22,47
25)	m	1,59
26)	a	0,67

SONDEO CASTROCALVON 1

FECHA 2/12/1986

ZONA LEON



Sondeo nº 5: CASTROCALVON (León)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 0,064 Ω .m (Revert + sal)

Dh = 482,6 mm. (0-15)

Rw (análisis) = 16,2 Ω .m

Rm: 0,086 Ω .m

Dh = 250,6 mm. (15-261)

Rw (log) = 23,81 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.					
31-35	4	10,4	17,2	47,4	32,25	216	60,46	13	18,4	3,33	0,30	Arena-arcilla
54-58	4	8	12,9	40	29,21	200	66,1	17	28,26	2,38	0,42	Arena
100-102	2	7,2	9,46	36,4	25,8	184	69,6	17	26,5	2,63	0,38	Arena
124-128	4	28	18	140	115	700	79,8	20	25,6	3,12	0,32	Grava
128-130	2	28	86	130	108	603,5	95,2	22	24,8	3,84	0,26	Grava
133-137	4	29	90	140	111	676	63,8	28	26,8	2,38	0,42	Grava
137-139	2	26	89	120	108	553	57,7	30	25,4	2,27	0,44	Grava
146-148	2	18	43	65	52,5	234	52,5	30	21	2,5	0,4	Grava
151,5-153,5	2	9	15	34	24	128	51,3	23	19,5	2,63	0,38	Grava

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)		R _{Lat} (R _c)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.					
176-178	2	18	45	61	52	206,7	43,7	26	18	2,43	0,41	Grava
189-191	2	16	38	37,5	28	87,8	38,5	19	8,5	4,54	0,22	Arena
215-217	2	15	34	21	14	29,4	41	15	7,8	5,26	0,19	Arena
238-240	2	24	85	39,7	30	65,6	49,9	18	7,5	6,66	0,15	Arena
248,5-250,5	2	28	88	46,3	34,4	76,5	45,6	18	7,3	6,25	0,16	Arena

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: CASTRO1.1Fa

Independent variable: CASTRO1.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.112239	0.0427859	2.62437	0.0222093
Slope	0.0108486	2.09012E-3	5.19042	2.25431E-4

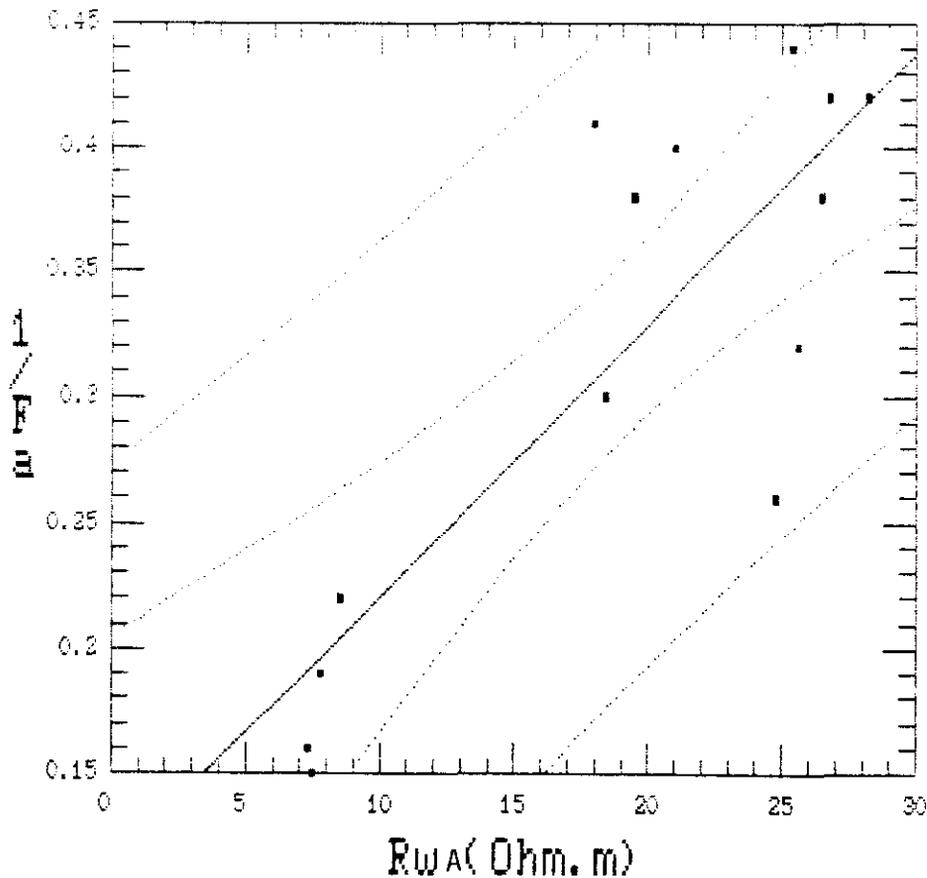
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.097850	1	.097850	26.940442	.00023
Error	.043585	12	.003632		
Total (Corr.)	.141435	13			

Correlation Coefficient = 0.831767
 Std. Error of Est. = 0.0602669

R-squared = 69.18 percent

Regresión de 1/Fa y Rw (CASTROCALVON)



1)	Fa	3,14
2)	\emptyset_{Fa} (%)	44
3)	F	8,91
4)	\emptyset_F (%)	21
5)	Rx ($\Omega.m$)	92,17
6)	X ($\mu S/cm$)	108,49
7)	Z ($\mu S/cm$)	966
8)	Ro ($\Omega.m$)	59,88
9)	Ro' ($\Omega.m$)	168,84
10)	T	1,87
11)	\emptyset_w (%)	56
12)	Ret.sp (%)	21
13)	Fa/F	0,35
14)	Ko (m.D)	1922,8
15)	K (m/d)	1,44
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	60,29
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	57,01
18)	λ	1,05
19)	R _M ($\Omega.m$)	60,29
20)	Stot ($\mu.m^3$)	0,154
21)	Spor ($\mu.m^3$)	0,274
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	7,296
23)	d _o (cm)	0,002

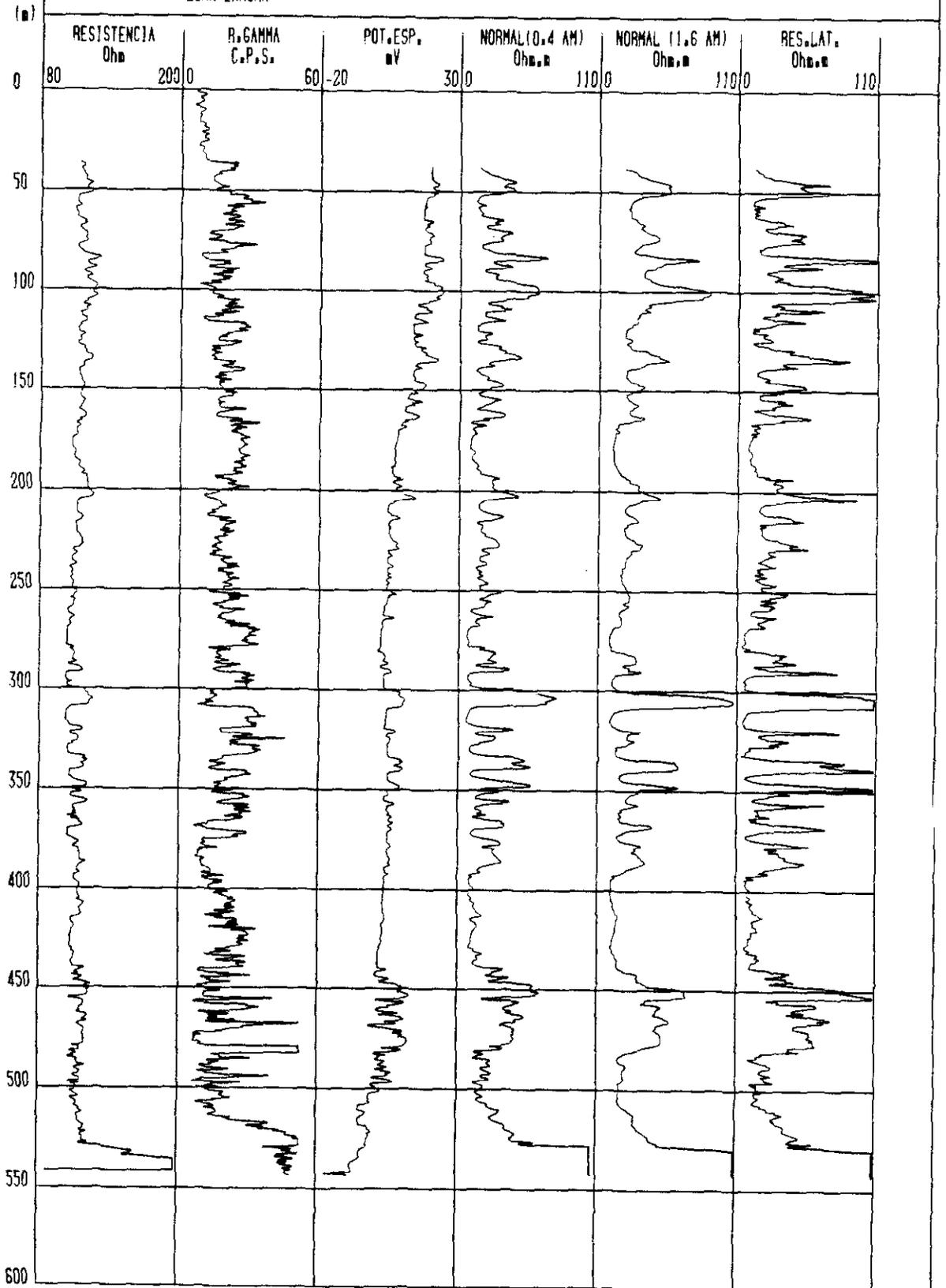
Archie modificado:

24)	F	8,85
25)	m	1,59
26)	a	0,74

SONDEO GUAREÑA 4

FECHA 10/3/1987

ZONA ZAMORA



Sondeo n° 6: GUAREÑA 4 (Zamora)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 6,27 Ω .m

Dh = 311 mm. (38-451)

Rw (análisis) = 16,2 Ω .m

Rm: 7,83 Ω .m

Dh = 279 mm. (451-538)

Rw (log) = 15,07 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
97,5-102,5	5	63	70,5	87	78,3	120	87	98	8,71	11,25	0,12	Arena	0,15
113,5-115,5	2	36	40	31	31	26,7	26,7	72	11,28	6,38	0,13	Arena	0,27
123-135	2	48	51	54	48,5	61	46	84	10,32	8,13	0,125	Arena	0,20
147-149	2	33	40	36	35,2	39	37,6	70	10,97	6,38	0,13	Arena	0,29
162-164	2	33,5	40	33,5	32,8	33,5	32	72	11,28	6,38	0,135	Arena	0,28
202-204	2	45	47	48	45,4	51,2	44	80	10,67	7,49	0,13	Arena	0,22
289,5-291,5	2	39	40,7	32	32	26	25	78	12,01	6,49	0,135	Arena	0,25
300-308	8	72	78,3	105	90	153	103	140	11,21	12,48	0,125	Grava-arena	0,14
320-322	2	42	42	31	31	23	23	78	11,64	6,70	0,135	Arena	0,24

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)		R _{Lat} (R _o)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
334,5-336,5	2	50	50,8	60	55,5	72	60,6	84	10,36	8,10	0,13	Arena-grava	0,21
338,5-340,5	2	55	62,6	60	55,5	65,5	49,2	110	11,01	9,99	0,12	Arena-grava	0,17
347,5-349,5	2	57	62,6	62	56	67,5	50	110	11,01	9,99	0,13	Arena-grava	0,17
355,5-357,5	2	50	50,8	32	32	20,5	20	66	8,14	8,10	0,12	Arena	0,20
367,5-369,5	2	36	45	42	39	49	42	66	9,19	7,18	0,12	Arena	0,27
440,5-442,5	2	36	36	30	30	25	25	39	6,79	5,74	0,12	Arena	0,27
444,5-446,5	2	39	40,7	31	31	24,6	23,6	44	6,77	6,49	0,11	Arena	0,25
448,5-450,5	2	57	48	66	58,7	76,5	55	86	11,23	7,65	0,13	Arena-grava	0,17
452-5-454,5	2	62	70	69	63	77	56,7	110	9,85	11,16	0,12	Arena-grava	0,16
456-458	2	48	51	50	47	52	43,3	64	7,86	8,14	0,116	Arena	0,21
472,5-478,5	6	43	43	50	47	58	51,3	60	8,74	6,86	0,125	Arena	0,23

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: GUARENA4.1Fa

Independent variable: GUARENA4.Rw

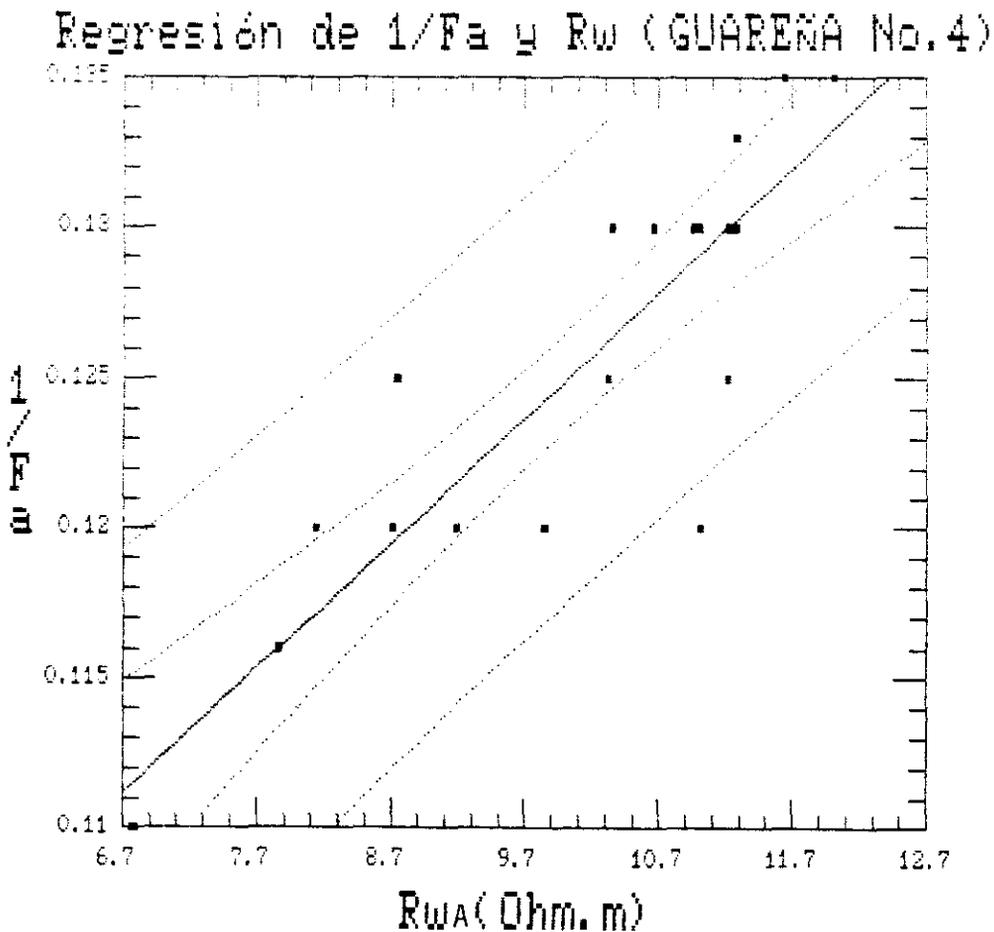
Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0832393	4.92525E-3	16.8668	1.74816E-12
Slope	4.16607E-3	4.8925E-4	8.51521	9.96344E-8

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.000856	1	.000856	72.508860	.00000
Error	.000212	18	.000012		
Total (Corr.)	.001068	19			

Correlation Coefficient = 0.895056
 Std. Error of Est. = 3.43543E-3

R-squared = 80.11 percent



1)	Fa	8,09
2)	\emptyset_{Fa} (%)	20
3)	F	12,01
4)	\emptyset_F (%)	14
5)	Rx ($\Omega.m$)	240,03
6)	X ($\mu S/cm$)	41,66
7)	Z ($\mu S/cm$)	500
8)	Ro ($\Omega.m$)	80
9)	Ro' ($\Omega.m$)	119,49
10)	T	1,68
11)	\emptyset_W (%)	35
12)	Ret.sp (%)	21
13)	Fa/F	0,67
14)	Ko (m.D)	2977
15)	K (m/d)	2,18
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	86,71
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	77,65
18)	λ	1,05
19)	R _M ($\Omega.m$)	81,53
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,065
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,186
22)	r _{off} ($\mu.m$)	10,729
23)	d _* (cm)	0,008

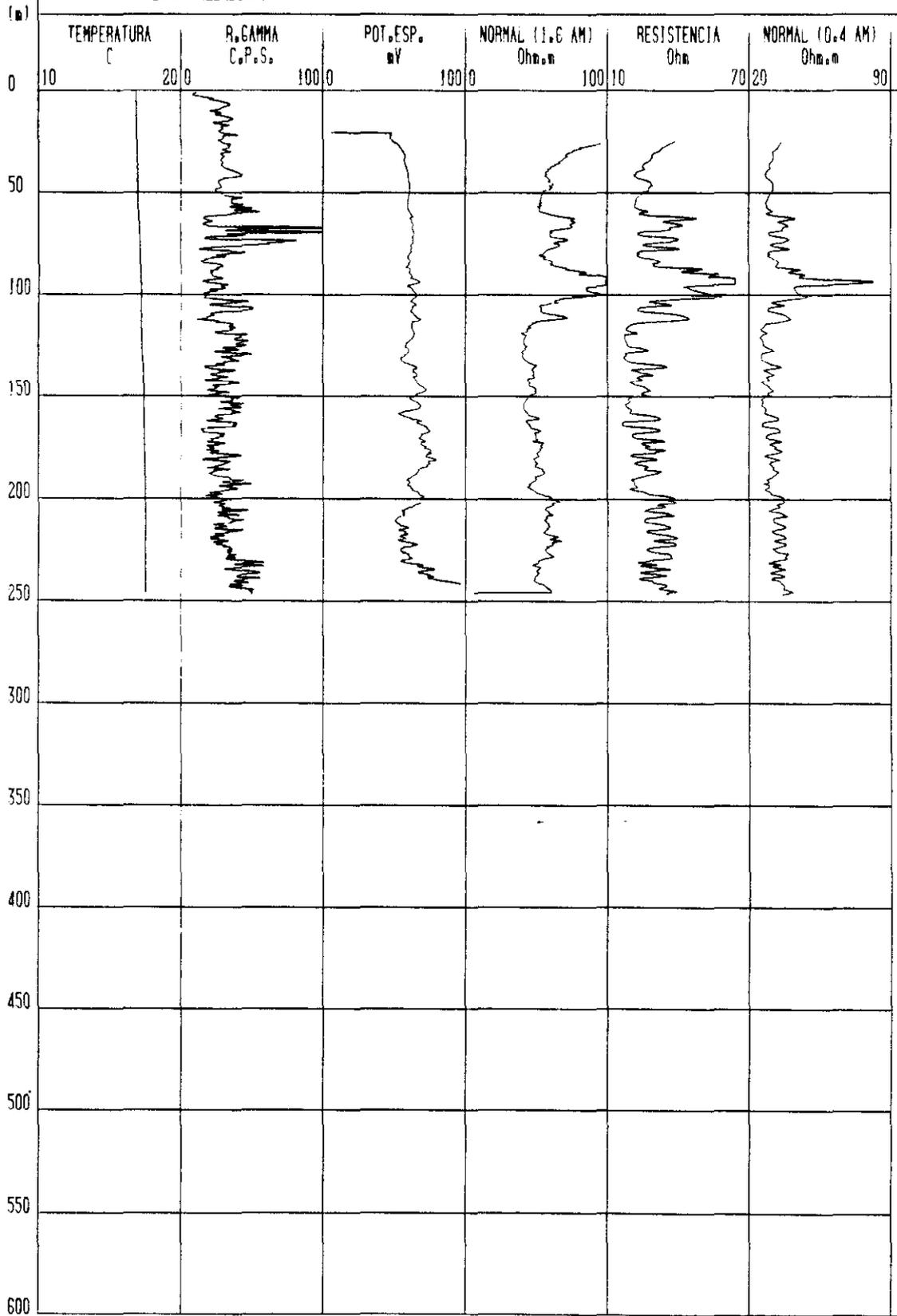
Archie modificado:

24)	F	11,84
25)	m	1,59
26)	a	0,52

SONDEO FRESNO EL VIEJO 2 (PRADO R10)

FECHA 5/6/1986

ZONA VALLADOLID



Sondeo nº 7: PRADO RIO (FRESNO EL VIEJO 2) (Valladolid)

Equipo: Geolog-1.000

Rmf: 5,25 Ω .m

Dh = 610 mm. (0-89)

Rw (análisis) = 19,22 Ω .m

Rm: 7,80 Ω .m

Dh = 445 mm. (89-250)

Rw (log) = 13,28 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.					
62-68	6	40	54,6	75	66,3	140,6	80,5	9,21	8,74	0,11	Grava-arena	0,19
71-73	2	48	70,2	73	66,3	111	62,6	5,62	11,25	0,08	Arena	0,16
76-78	2	40	54,6	66	58,5	109	62,6	7,21	8,68	0,11	Grava	0,20
82-84	2	34,5	47	60	55	104	77,3	8,51	9,09	0,11	Arena	0,22
97-95	8	64	82	105	86	172	85,6	6,85	12,5	0,08	Arena-grava	0,12
98-102	4	49	58,5	93,5	78	178	92,5	11,11	8,33	0,12	Arena-grava	0,18
109-113	4	40	46,8	71	63	126	85	11,35	7,48	0,13	Arena-grava	0,22
134-136	2	36	40	49,5	45	68	71,8	7,9	9,09	0,11	Arena	0,25
146-150	4	32	36	49,5	45	76,5	88,6	9,75	9,09	0,11	Arena-arcilla	0,27

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: PRADORIO.1Fa

Independent variable: PRADORIO.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0426794	0.0142357	2.99806	0.0199968
Slope	7.42962E-3	1.61711E-3	4.59451	2.50037E-3

Analysis of Variance

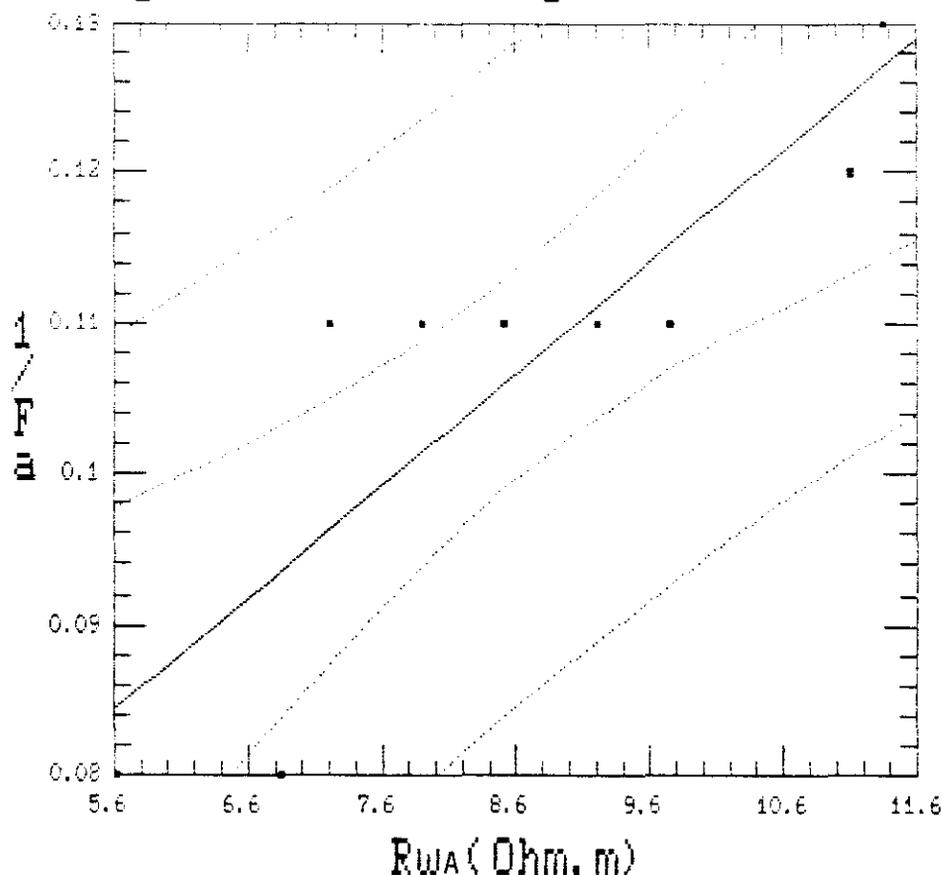
Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.001652	1	.001652	21.109559	.00250
Error	.0005479	7	.0000783		
Total (Corr.)	.0022000	8			

Correlation Coefficient = 0.966568

R-squared = 75.10 percent

Std. Error of Est. = 9.84579E-3

Regresión de 1/Fa y Rw (PRADO RIO)



PRADO RIO (FRESNO EL VIEJO N° 2)(Valladolid) SONDEO 7

1)	Fa	9,4
2)	\emptyset_{Fa} (%)	18
3)	F	23,43
4)	\emptyset_F (%)	8
5)	Rx ($\Omega.m$)	134,59
6)	X ($\mu S/cm$)	74,29
7)	Z ($\mu S/cm$)	1740
8)	Ro ($\Omega.m$)	81,3
9)	Ro* ($\Omega.m$)	201,73
10)	T	1,87
11)	\emptyset_W (%)	32
12)	Ret.sp (%)	24
13)	Fa/F	0,40
14)	Ko (m.D)	3336
15)	K (m/d)	2,42
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	81,78
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	80,76
18)	λ	1,01
19)	R _M ($\Omega.m$)	81,56
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,051
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,16
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	12,488
23)	d _o (cm)	0,01

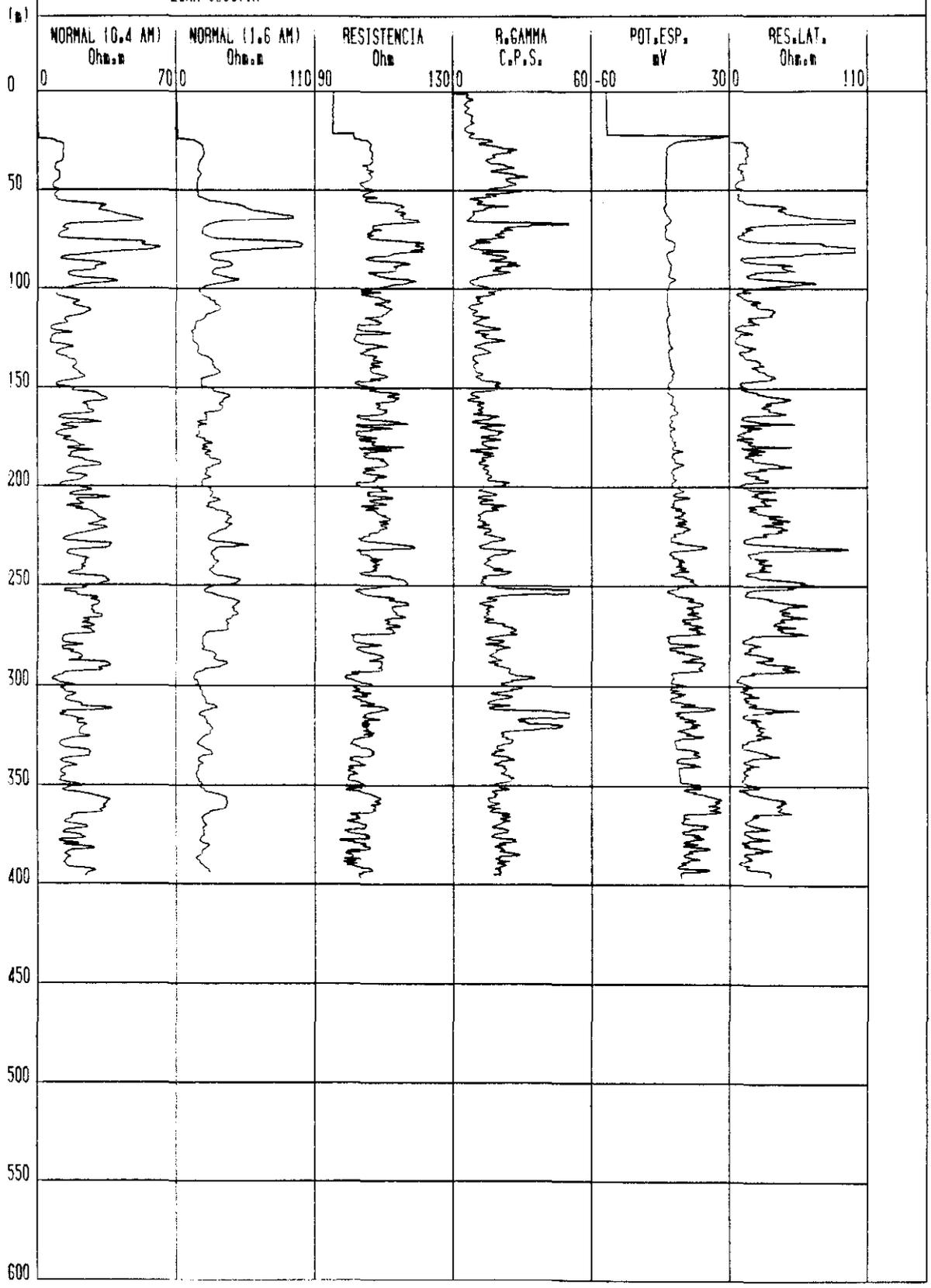
Archie modificado:

24)	F	23,33
25)	m	1,59
26)	a	0,42

SONDEO ARMUNA 4

FECHA 4/9/1987

ZONA SEGOVIA



Sondeo n° 8: ARMUÑA 4 (Segovia)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 6,41 Ω .m

Dh = 559 mm. (0-144)

Rw (análisis) = 15,74 Ω .m

Rm: 8 Ω .m

Dh = 311 mm. (144-400)

Rw (log) = 12,54 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat (Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
62-66	4	52	72	90	76	156	80	58	9,65	5,55	0,19	Grava	0,15
66,5-83,5	6	56	80	99	80	175	80	52,5	9,61	5,48	0,20	Grava	0,14
89-91	2	31	36	44	42	62,5	49	48	8,5	5,6	0,18	Grava	0,28
96-98	2	40	53	48	46,5	57,6	41	66	7,98	8,27	0,16	Grava	0,20
110-114	4	28	34	34	32	41,2	30	35	6,59	5,31	0,18	Grava	0,29
116-118	2	15	24	16	16	17	13,5	26	6,94	3,74	0,20	Arena	0,45
137-139	2	19	23	27,5	28	39,8	42,3	33	9,19	3,59	0,22	Arena	0,48
155-157	2	35	36	42	40	50,4	44,4	48	8,54	5,62	0,18	Grava	0,28
161,5-163,5	2	28	28,8	24	24	20,5	20	45	9,83	4,52	0,22	Arena-grava	0,34

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)		R _{Lat} (R _o)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
213,5-217,5	4	32	34	42	40	55	47	42	7,91	5,3	0,19	Arena-grava	0,29
229,5-231,5	2	36	17	48	46,5	64	60	36,4	13,5	2,70	0,28	Grava	0,28
245-251	6	35	18	48	46,4	65,8	61,5	36,5	13,18	2,77	0,30	Grava	0,28
258-260	2	30	19	48	46,4	76,8	67,2	37,6	12,78	2,94	0,28	Grava	0,30
264-266	2	32	23	48	46,4	72	63,3	40,3	11,3	3,57	0,25	Grava	0,29
288-290	2	36	36	41	40	46,6	44,4	48	8,54	5,62	0,18	Arena	0,28
310,5-312,5	2	37	37	32	32	27,6	27,6	50	8,66	5,77	0,18	Arena	0,26
334-336	2	26	24	28	28	30,15	32,6	36	9,61	3,74	0,24	Arena	0,39
357-359	2	36	36	40	40	44,4	44,4	42	7,47	5,62	0,18	Arena	0,28

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: ARMUNA.1Fa

Independent variable: ARMUNA.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0384021	0.0210034	1.82838	0.0861975
Slope	0.0168894	2.17883E-3	8.43087	2.7836E-7

Analysis of Variance

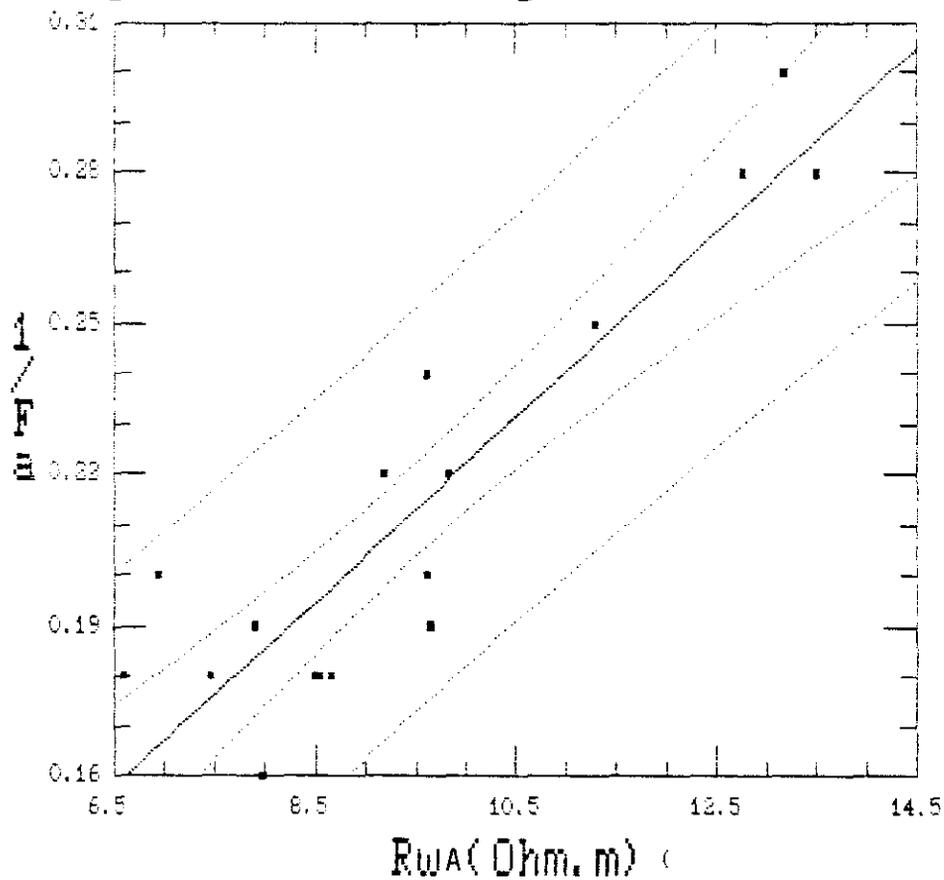
Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.024039	1	.024039	71.17868	.00000
Error	.005411	16	.000338		
Total (Corr.)	.029450	17			

Correlation Coefficient = 0.903471

R-squared = 81.62 percent

Std. Error of Est. = 0.0183901

Regresión de $1/Fa$ y Rw (ARMUÑA No.4)



1)	Fa	4,72
2)	\emptyset_{Fa} (%)	32
3)	F	26,04
4)	\emptyset_F (%)	9
5)	R _x (Ω .m)	54,43
6)	X (μ S/cm)	183,72
7)	Z (μ S/cm)	4784
8)	R _o (Ω .m)	44,64
9)	R _o * (Ω .m)	245,61
10)	T	2,34
11)	\emptyset_w (%)	45
12)	Ret.sp (%)	36
13)	Fa/F	0,18
14)	K _o (m.D)	3217
15)	K (m/d)	2,20
16)	R _{MT} (Ω .m)	43,73
17)	R _{ML} (Ω .m)	41,83
18)	λ	1,02
19)	R _M (Ω .m)	42,76
20)	Stot (μ .m ³)	0,078
21)	Spor (μ .m ³)	0,173
22)	r _{off} (μ .m)	11,568
23)	d _e (cm)	0,005

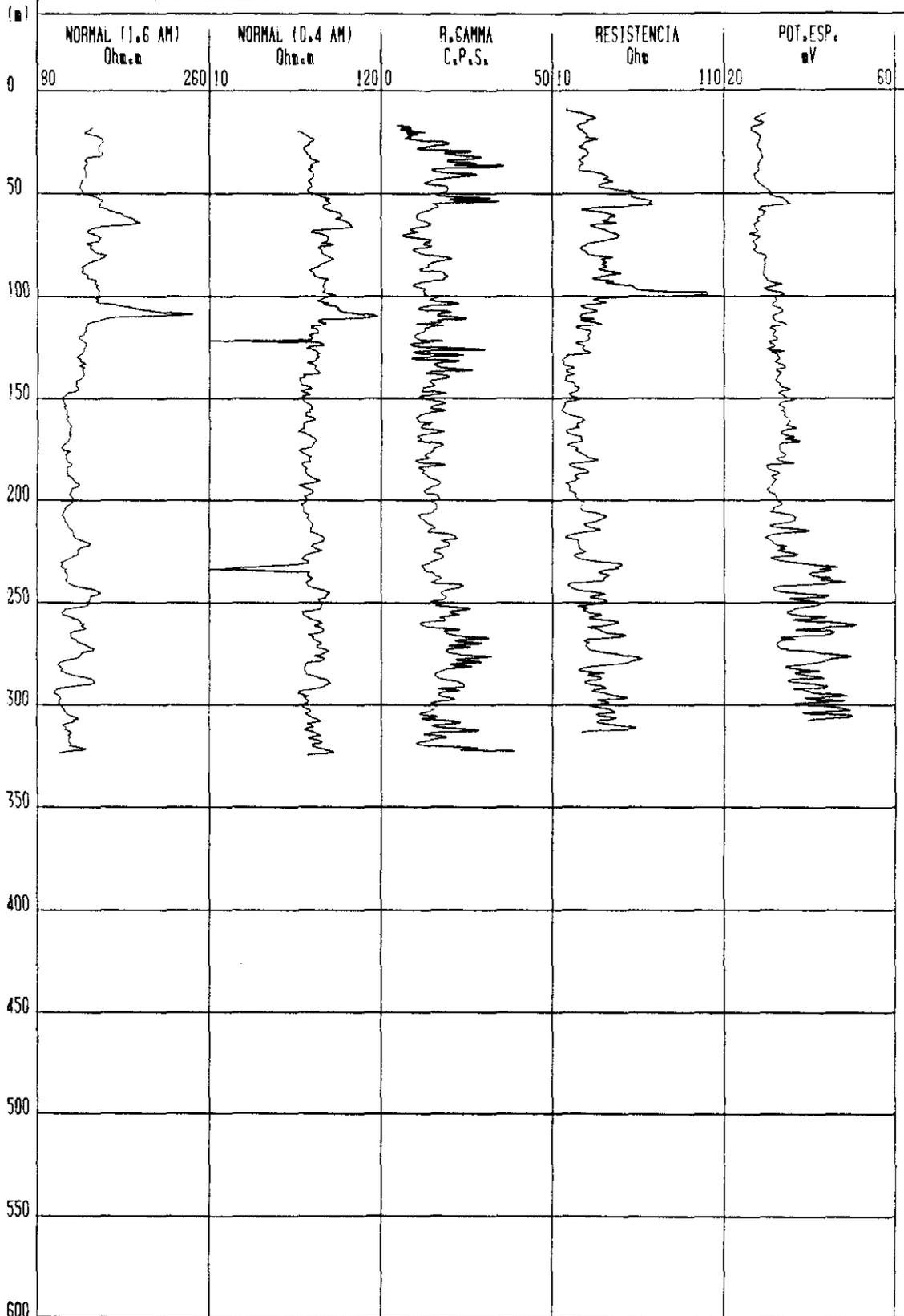
Archie modificado:

24)	F	25,80
25)	m	1,59
26)	a	0,56

SONDEO CARPIO DEL CAMPO 15

FECHA NOV/1985

ZONA VALLADOLID



Sondeo nº 9: CARPIO 15 (Valladolid)

Equipo: Geolog-1.000

Rmf: 4,76 Ω .m

Dh = 520 mm. (0-43)

Rw (análisis) = Ω .m

Rm: 5,95 Ω .m

Dh = 444,5 mm. (43-314)

Rw (log) = 8,27 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
52-56	4	58	82,2	120	101,1	124,3	7,19	17,28	0,075	Grava
93-100	7	60	101,1	130	101,1	101,1	4,76	21,23	0,068	Arena-grava
105-107	2	40	59,5	70	59,5	59,5	4,76	12,5	0,07	Arena
112-114	2	40	59,5	70	59,5	59,5	4,76	12,5	0,07	Arena-grava
118-120	2	40	59,5	64	59,5	59,5	4,76	12,5	0,07	Arena
122-124	2	40	59,5	60	59,5	59,5	4,76	12,5	0,07	Arena
126-128	2	40	59,5	60	59,5	59,5	4,76	12,5	0,07	Grava
148-150	2	35	48,7	50	44,6	40,8	3,98	10,25	0,067	Arena
179-181	2	39	58,9	60	59,5	60,1	4,85	12,39	0,07	Arena

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
230-232	2	45	70,2	80	71,4	72,6	4,92	14,75	0,069	Arena
257-260	3	40	59,5	72	59,5	59,5	4,76	12,5	0,07	Arena
272-275	3	45	70,2	80	71,4	72,6	4,92	14,75	0,069	Arena
307-309	2	42	60,6	64	59,5	58,4	4,58	12,75	0,069	Grava

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: CARPIO15.1Fa

Independent variable: CARPIO15.Fa

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.05832	1.42904E-3	40.8106	2.32259E-13
Slope	2.33437E-3	2.88461E-4	8.0925	5.85482E-8

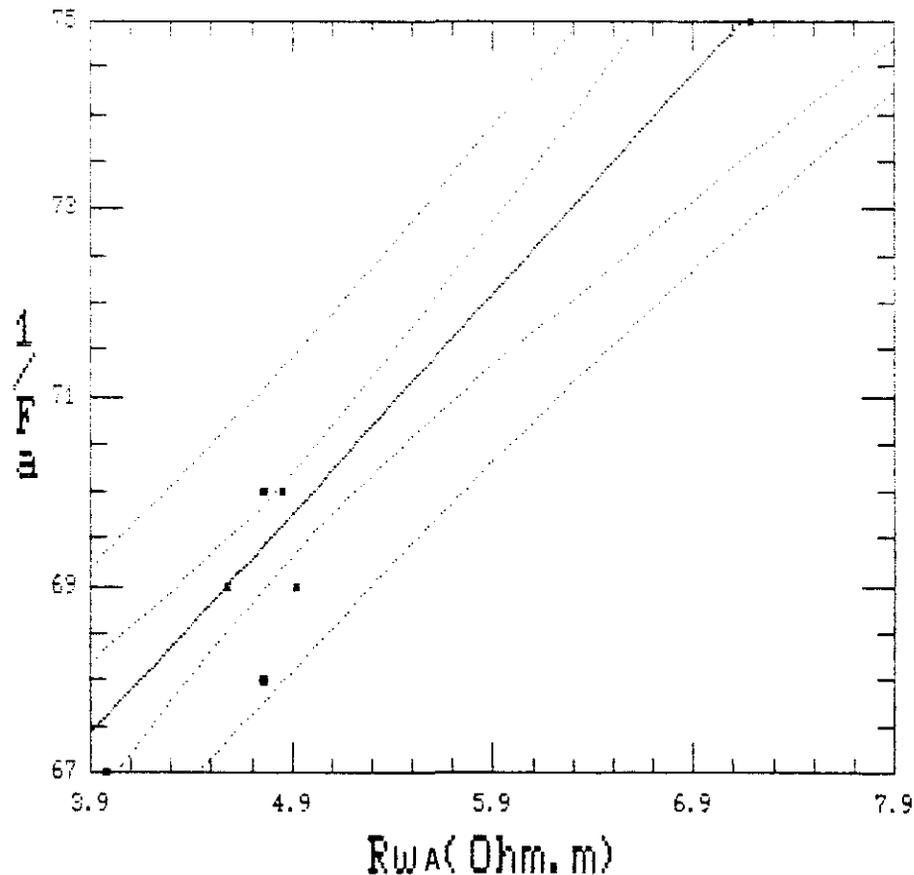
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.000035	1	.000035	65.498612	.00001
Error	.000006	11	.000001		
Total (Corr.)	.000040	12			

Correlation Coefficient = 0.925304
 Std. Error of Est. = 7.25931E-4

R-squared = 85.62 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (CARPIO No.15)



1)	Fa	14,36
2)	\emptyset_{Fa} (%)	12,5
3)	F	17,14
4)	\emptyset_F (%)	10,5
5)	Rx ($\Omega.m$)	434,78
6)	X ($\mu S/cm$)	23
7)	Z ($\mu S/cm$)	394
8)	Ro ($\Omega.m$)	70,42
9)	Ro* ($\Omega.m$)	83,98
10)	T	1,79
11)	\emptyset_W (%)	26
12)	Ret.sp (%)	16
13)	Fa/F	0,83
14)	Ko (m.D)	1683,1
15)	K (m/d)	1,22
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	76
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	69,26
18)	λ	1,04
19)	R _M ($\Omega.m$)	72,03
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,054
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,208
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	9,628
23)	d _e (cm)	0,01

Archie modificado:

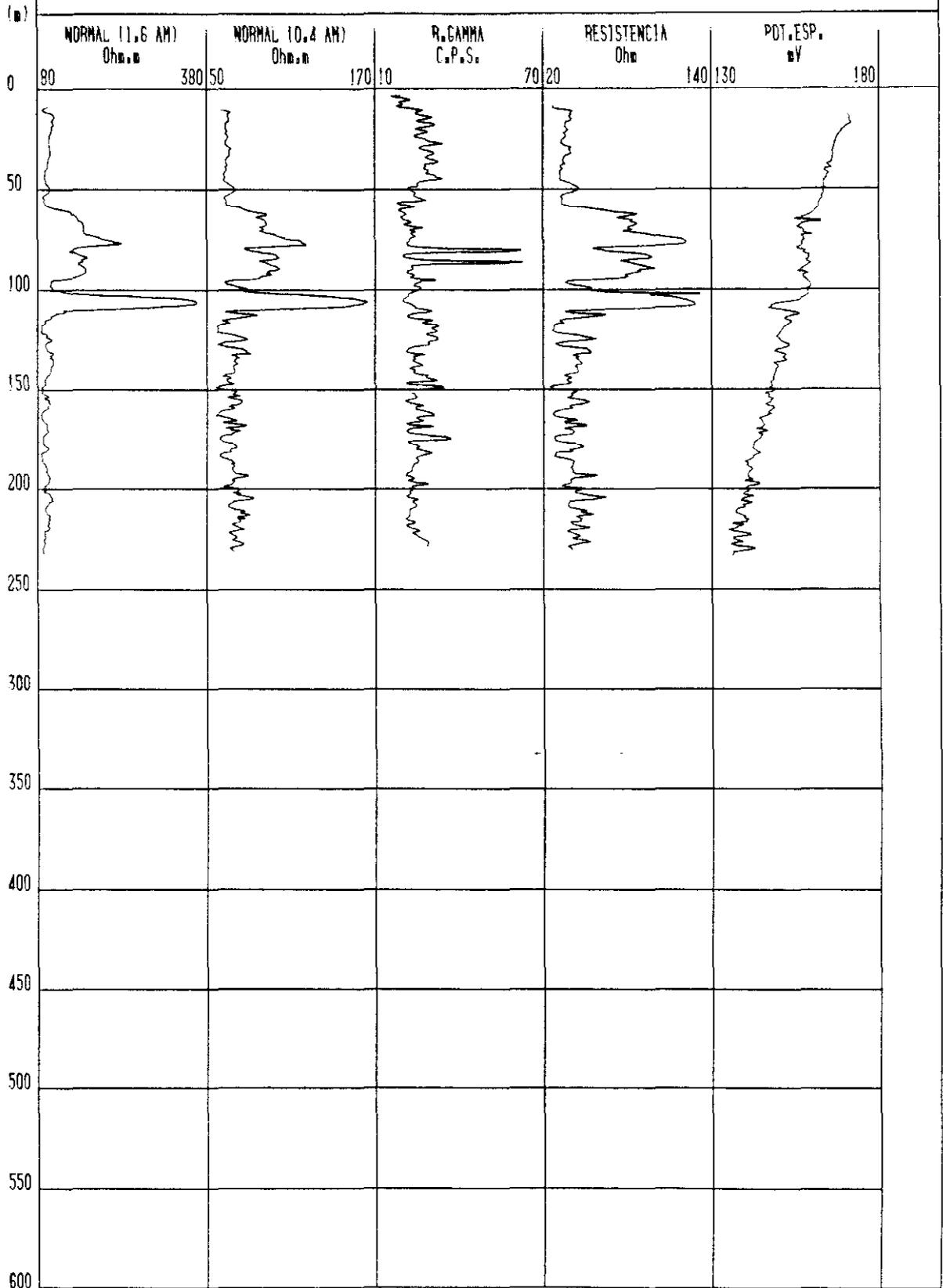
24)	F	16,9
25)	m	1,59
26)	a	0,47



SONDEO CANTALAPIEDRA I

FECHA DIC/1985

ZONA SALAMANCA



Sondeo nº 10: CANTALAPIEDRA I (Salamanca)

Equipo: Geolog-1.000

Rmf: 11,1 Ω .m

Dh = 520 mm. (0-60,5)

Rw (análisis) = 18,51 Ω .m

Rm: 13,8 Ω .m

Dh = 444 mm. (60,5-232)

Rw (log) = 14,66 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		Rwa	Fa	I/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.					
46-52,5	6,5	49	55,2	62	62,1	78,5	94,7	14,23	6,66	0,15	Grava (matriz arcillosa)	0,30
58-71	13	68	90	114	101	191	100,3	14,05	7,14	0,14	Grava (conglomerado)	0,20
71-79	8	95	124	190	165	380	105,5	19	5,55	0,18	Grava (conglomerado)	0,15
81-85	4	78	96,5	120	103,5	184	99,97	13	7,69	0,13	Grava (conglomerado)	0,20
87-94	7	77	96,6	120	106,2	187	95,7	13,4	7,14	0,14	Grava (conglomerado)	0,20
128-132	4	58	63,5	62	60,7	62	78,28	10,18	7,69	0,13	Grava (conglomerado)	0,28
176-181	5	50	56,5	56	55,2	62,7	91,2	10,67	8,55	0,11	Grava (conglomerado)	0,30

Regression Analysis - Linear model: $Y = a+kX$

Dependent variable: CANTALAP.1Fa

Independent variable: CANTALAP.Fu

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0450694	0.0165227	2.78824	0.0385248
Slope	6.95561E-3	1.20007E-3	5.79601	2.15399E-3

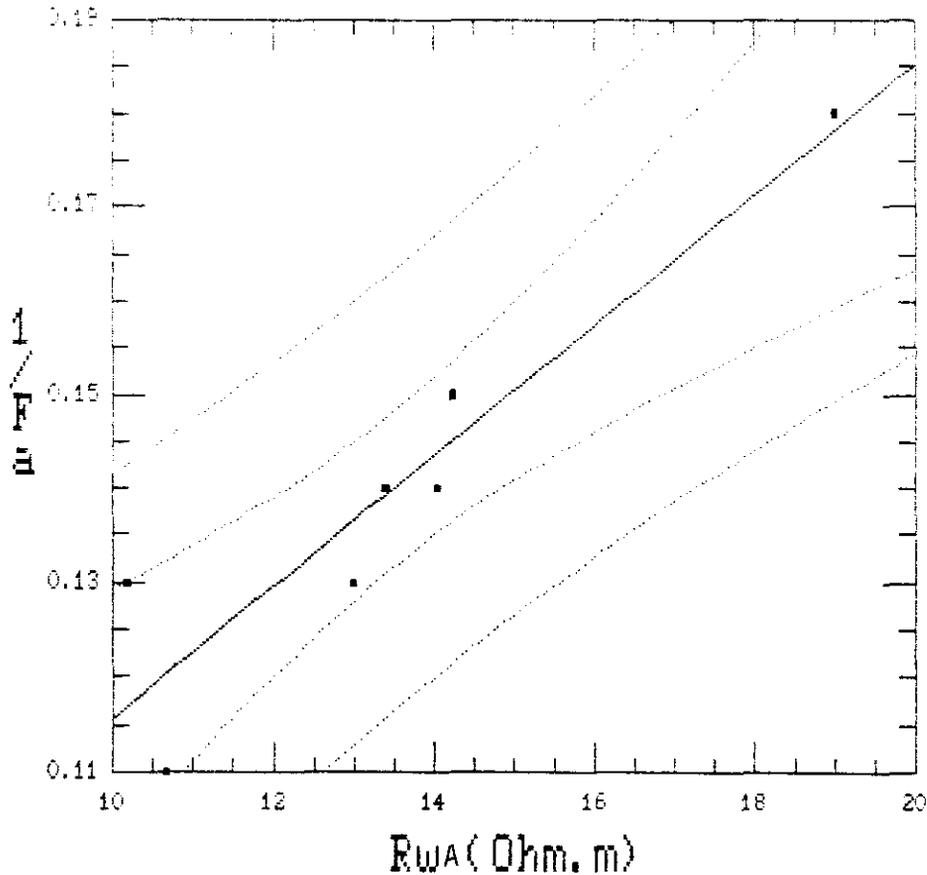
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.002437	1	.002437	33.593780	.00215
Error	.0003628	5	.0000726		
Total (Corr.)	.0028000	6			

Correlation Coefficient = 0.992977
 Std. Error of Est. = 6.51766E-3

R-squared = 87.04 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (CANTALAPIEDRA I)



1)	Fa	8,86
2)	\emptyset_{Fa} (%)	19
3)	F	21,7
4)	\emptyset_F (%)	11
5)	Rx ($\Omega.m$)	143,76
6)	X ($\mu S/cm$)	69,56
7)	Z ($\mu S/cm$)	1509
8)	Ro ($\Omega.m$)	85,47
9)	Ro* ($\Omega.m$)	208,51
10)	T	2,38
11)	\emptyset_w (%)	33
12)	Ret.sp (%)	22
13)	Fa/F	0,40
14)	Ko (m.D)	5653
15)	K (m/d)	4,10
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	96,89
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	96,32
18)	λ	1,003
19)	R _M ($\Omega.m$)	96,6
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,037
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,111
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	18,06
23)	d _o (cm)	0,012

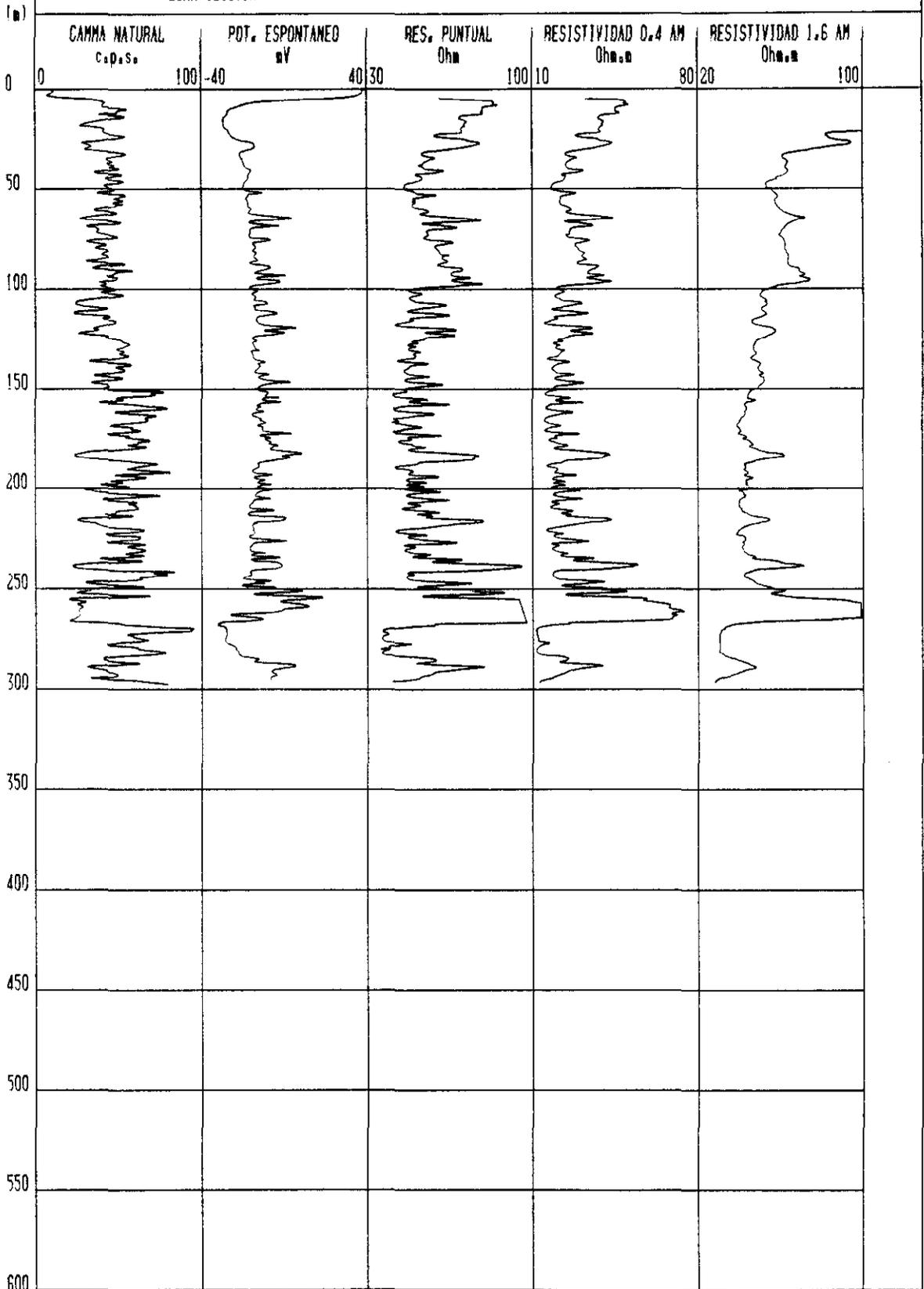
Archie modificado:

24)	F	21,73
25)	m	1,59
26)	a	0,65

SONDEO VILLEGUILLO

FECHA 2/7/1986

ZONA SEGOVIA



Sondeo nº 11: VILLEGUILLO-Dehesa del pueblo (Segovia)

Equipo: Geolog-1.000

Rmf: 5,26 Ω .m

Dh = 444,5 mm. (13-151)

Rw (análisis) = 16,18 Ω .m

Rm: 6,57 Ω .m

Dh = 311 mm. (151-300)

Rw (log) = 8,12 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.				
63-65	2	28	30,2	50	45,9	69,76	12,15	5,74	0,20	Arena	
106-108	2	20	22,9	32	32,1	44,99	10,33	4,35	0,2	Arena	
111-113	2	28	30,2	32	32,1	34,11	5,94	5,74	0,17	Arena	
122-124	2	24	26,2	36	34,1	44,38	8,90	4,98	0,18	Arena	
181-185	4	29	31,2	40	38,7	48	8,09	5,93	0,18	Arena	
214-216	2	32	33,5	31	30,8	28,31	4,44	6,37	0,15	Grava-arena	
236-240	4	37	39,4	41	39,4	39,4	5,26	7,49	0,15	Grava	
245-247	2	25	26,2	27	26,9	27,61	5,54	4,98	0,17	Grava	
249-251	2	29	31,2	36	34,1	37,26	6,28	5,93	0,16	Grava-arena	

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
254-262	8	56	59,7	76	62,4	65,22	5,74	11,36	0,15	Grava
264-266	2	55	60,4	76	62,4	64,46	5,62	11,49	0,15	Grava
283-285	2	18	18,3	22	21,6	25,49	7,32	3,48	0,17	Arena
288-290	2	24	24,3	27	26,9	29,77	6,44	4,62	0,17	Grava

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: VILLEGIL.1Fa

Independent variable: VILLEGIL.Rw

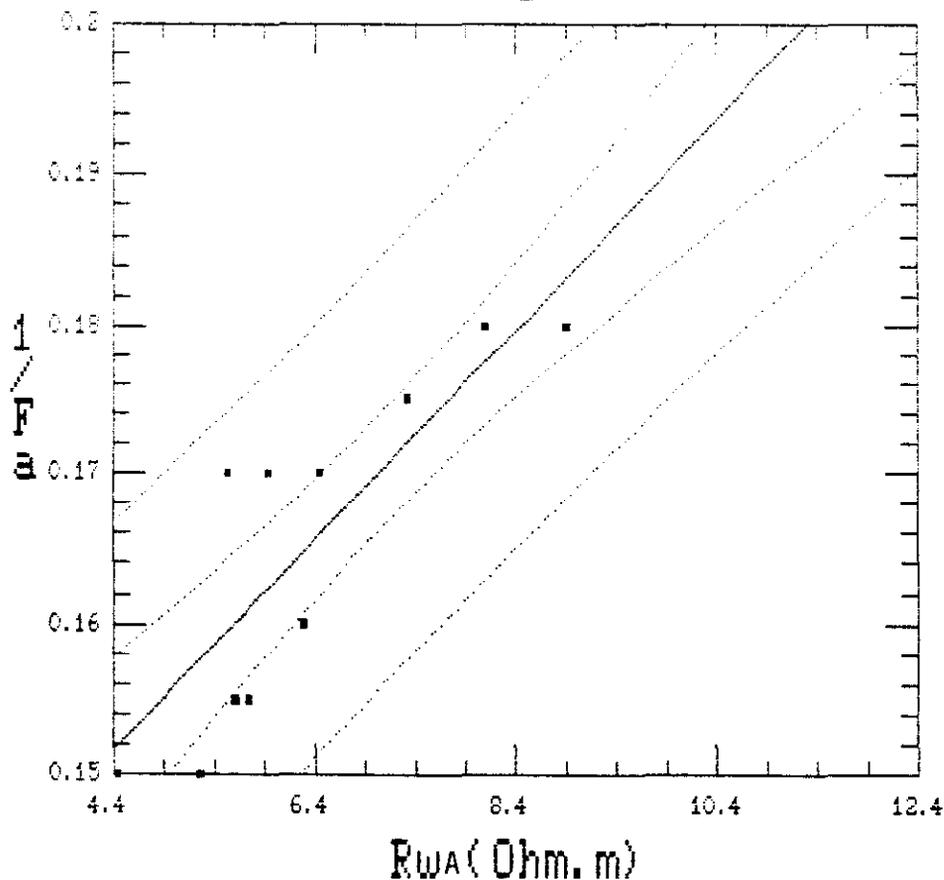
Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.12069	6.03107E-3	20.0114	5.31177E-10
Slope	7.01899E-3	8.15365E-4	8.60841	3.23239E-6

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.002937	1	.002937	74.104739	.00000
Error	.000436	11	.000040		
Total (Corr.)	.003373	12			

Correlation Coefficient = 0.933139 R-squared = 87.07 percent
 Std. Error of Est. = 6.29559E-3

Regresión de 1/Fa y Rw (VILLEGUILLO)



1)	F_a	5,88
2)	\emptyset_{F_a} (%)	27
3)	F	8,28
4)	\emptyset_F (%)	20
5)	R_x ($\Omega.m$)	142,85
6)	X ($\mu S/cm$)	70,04
7)	Z ($\mu S/cm$)	580
8)	R_o ($\Omega.m$)	41,49
9)	R_o^* ($\Omega.m$)	58,62
10)	T	1,65
11)	\emptyset_w (%)	68
12)	Ret.sp (%)	48
13)	F_a/F	0,71
14)	K_o (m.D)	6809
15)	K (m/d)	4,94
16)	R_{MT} ($\Omega.m$)	46,76
17)	R_{ML} ($\Omega.m$)	41,97
18)	λ	1,05
19)	R_M ($\Omega.m$)	44,06
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,118
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,174
22)	r_{off} ($\mu.m$)	11,497
23)	d_* (cm)	0,002

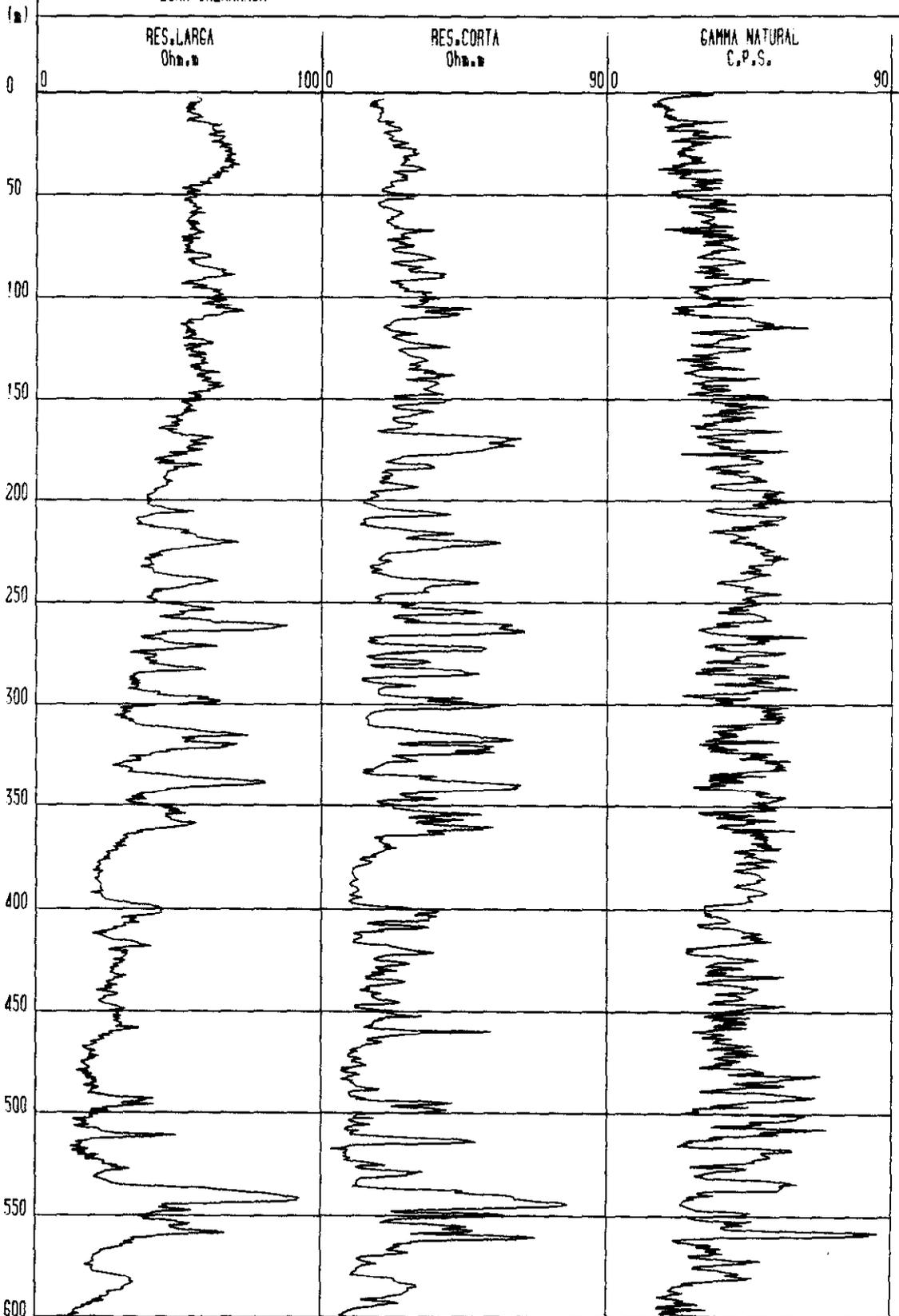
Archie modificado:

24)	F	8,27
25)	m	1,59
26)	a	0,64

SONDEO TORRECILLA DE LA ORDEN 3

FECHA 2/10/1985

ZONA SALAMANCA



Sondeo n° 12: TORRECILLA DE LA ORDEN 3 (Salamanca)

Equipo: Geolog-1.000

Rmf: 5,55 Ω .m

Dh = 440 mm. (0-16)

Rw (análisis) = 18,57 Ω .m

Rm: 6,93 Ω .m

Dh = 311 mm. (16-624)

Rw (log) = 8,32 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
108-110	2	40	47	70	62	81,78	9,58	8,53	0,13	Arena
138-140	2	39,5	45	60	52	60,08	7,4	8,11	0,12	Arena
151-153	2	38	45	57	50	55,55	6,85	8,1	0,12	Arena
168-170	2	38	45	49	45	45	5,55	8,1	0,12	Arena
177-179	2	34	40	49,5	45	50,62	7,02	7,21	0,125	Arena
184-186	2	34	40	55	48,5	58,8	8,15	7,21	0,125	Arena
194-196	2	26,7	30	45,5	41,5	57,4	10,61	5,4	0,135	Arena
206-208	2	38	45	49	45	45	5,55	8,1	0,12	Arena
220-222	2	45	55	61	53	51,07	5,15	9,91	0,115	Arena

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _l		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
240-242	2	46	62	62	55	48,79	4,36	11,19	0,115	Grava
254-256	2	45,5	55	53	48,5	42,76	4,31	9,92	0,115	Grava
264-268	2	58	69	83	69	69	5,55	12,43	0,12	Grava
272-275	3	49	57	57	50	43,8	4,26	10,28	0,115	Grava
284-286	2	45	55	57	50	45,45	4,58	9,92	0,115	Grava
300-302	2	50	62	61	53	45,3	4,05	11,18	0,115	Arena
315-319	4	47	62	64	57	52,4	4,69	11,17	0,115	Arena-grava
321-323	2	49	57	68	61	65,28	6,35	10,28	0,12	Grava
338-343	5	59	70	74	62	54,91	4,35	12,62	0,115	Grava
361-363	2	49	57	53	48,5	41,26	4,01	10,28	0,115	Grava
400-406	6	34	40	42	40	40	5,55	7,2	0,12	Arena-arcilla
409-411	2	30	31	42	40	51,61	9,23	5,59	0,135	Arena-arcilla
421-424	3	26	28	35	34,5	42,5	8,42	5,04	0,135	Arena-arcilla
436-438	2	23	24	27	26,3	28,82	6,66	4,32	0,13	Arena-arcilla
461-464	3	34	40	31	30,5	23,25	3,22	7,22	0,115	Arena-arcilla

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _f		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
489-491	2	19	21	19	18,9	17,01	4,49	3,78	0,115	Arena
498-502	4	38	45	34	33,9	25,53	3,14	8,13	0,116	Arena
514-517	3	45	55	46	41,5	31,31	3,15	9,93	0,115	Grava
530-534	4	27	30	28	27,7	25,57	4,73	5,4	0,12	Arena
540-549	9	65	70	80	69	68,01	5,39	12,61	0,115	Arena-grava
552-554	2	54	66	53	48,5	35,64	2,99	11,91	0,11	Grava
562-565	3	60	83	58	52	32,57	2,17	15	0,106	Grava
570-572	2	26	29	27	26,3	23,85	4,56	5,23	0,12	Arena
584-592	8	26	29	30	29,7	30,41	5,81	5,23	0,12	Arena-arcilla

Regression Analysis - Linear model: $Y = a+bX$

Dependent variable: TORREGRES.1Fa

Independent variable: TORREGRES.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.102116	1.50925E-3	67.6604	0
Slope	3.14582E-3	2.57656E-4	12.2093	2.22711E-13

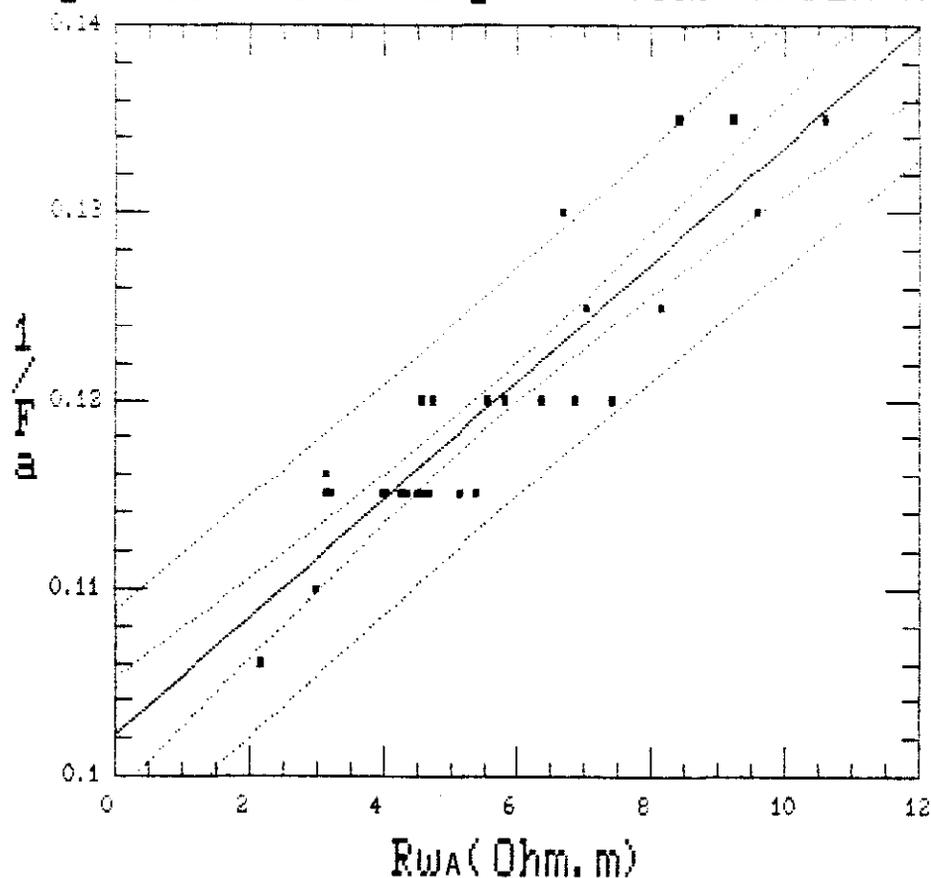
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.00128	1	.00128	149.06816	.00000
Error	.000267	31	.000009		
Total (Corr.)	.001552	32			

Correlation Coefficient = 0.908859
 Std. Error of Est. = 2.93598E-3

R-squared = 82.78 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (TORR.ORDEN No.3)



1)	Fa	8,38
2)	\emptyset_{Fa} (%)	20
3)	F	9,79
4)	\emptyset_F (%)	17
5)	Rx ($\Omega.m$)	322,58
6)	X ($\mu S/cm$)	30,94
7)	Z ($\mu S/cm$)	303
8)	Ro ($\Omega.m$)	46,29
9)	Ro' ($\Omega.m$)	53,94
10)	T	1,66
11)	\emptyset_w (%)	34
12)	Ret.sp (%)	17
13)	Fa/F	0,85
14)	Ko (m.D)	1510
15)	K (m/d)	1,09
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	44,78
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	39,40
18)	λ	1,06
19)	R _M ($\Omega.m$)	41,76
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,089
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,26
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	7,68
23)	d _o (cm)	0,006

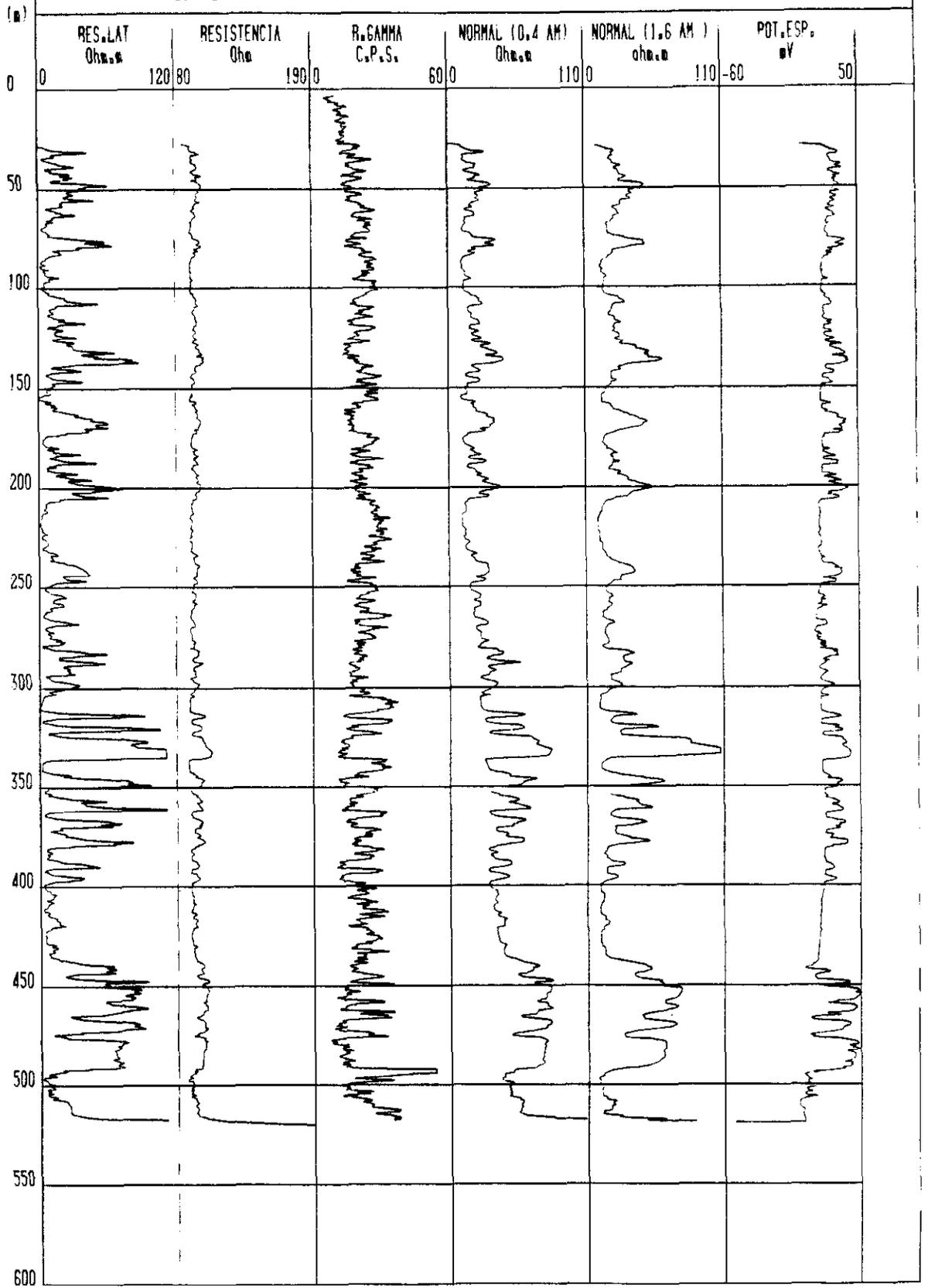
Archie modificado:

24)	F	9,83
25)	m	1,59
26)	a	0,58

SONDEO GUAREMA 7

FECHA 15/5/1987

ZONA ZAMORA



Sondeo nº 13: GUAREÑA 7 (Zamora)

Equipo: M. Sopris 3.000-NB

Rmf: 4,85 Ω .m (25° C)

Dh = 311 mm. (106-445)

Rw (análisis) = 20,95 Ω .m

Rm: 6,06 Ω .m

Dh = 279,4 mm. (445-522)

Rw (log) = 11,70 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
106-109	3	27	30	33	32,5	46	7,43	6,19	0,09	Arena
131-134	3	38	42	48	43,93	62	8,85	7	0,11	Arena
135,5-138,5	3	43	48	60	54	78	9,84	7,92	0,12	Grava
163,5-172,5	9	32	32	43	39,1	58	10,98	5,28	0,13	Grava
198,5-201,5	3	41	42	54	47,8	67	9,66	6,93	0,12	Grava
319-322	3	55	60	54	47,8	91	9,19	9,9	0,11	Grava
325-328	3	66	69	72	60,6	84	7,37	11,39	0,09	Grava
330-336	6	78	90	102	81,8	111	7,47	14,85	0,09	Grava
346-349	3	60	66	62	55	84	7,71	10,89	0,09	Grava

Prof. (m)	e (m)	N_c		N_f		$R_{Lat}(R_o)$	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
359-362	3	60	66	52	46,7	97	8,90	10,89	0,105	Grava
366,5-369,5	3	54	60	48	43,93	61	6,16	9,9	0,09	Grava
376-379	3	57	65	48	43,93	71	6,61	10,74	0,09	Grava
388-391	3	48	54	30	29,08	46	5,16	8,91	0,085	Grava
394-397	3	43	48	26	24,8	39	4,92	7,92	0,09	Grava
451-457	6	75	87	72	60,6	80	5,57	14,36	0,07	Grava
459,5-462,5	3	78	90	72	60,6	84	5,65	14,86	0,06	Grava
467-473	6	78	90	67	60,3	84	5,65	14,86	0,06	Grava
476,5-479,5	3	72	78	56	50,2	72	5,59	12,88	0,07	Grava
480,5-483,5	3	71	77	57	51,51	72	5,66	12,72	0,07	Grava
484,5-487,5	3	70	76	56	50,2	73	5,82	12,54	0,07	Grava

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: GUAREÑA7.1Fa

Independent variable: GUAREÑA7.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0201886	7.84643E-3	2.57041	0.0192592
Slope	9.82474E-3	1.05708E-3	9.29427	2.72096E-8

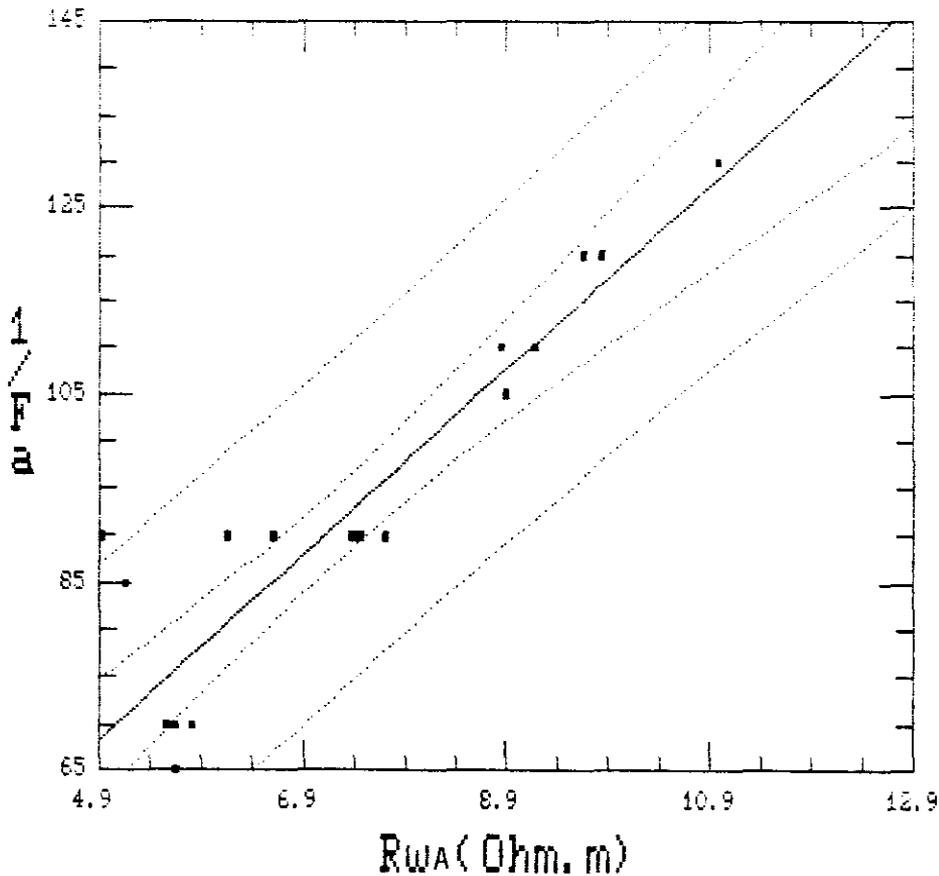
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.006025	1	.006025	86.383375	.00000
Error	.001255	18	.000070		
Total (Corr.)	.007280	19			

Correlation Coefficient = 0.909703
 Std. Error of Est. = 8.35122E-3

R-squared = 82.76 percent

Regresión de 1/Fa y Rw (GUAREÑA No.7)



1)	Fa	10,54
2)	\emptyset_{Fa} (%)	16
3)	F	49,58
4)	\emptyset_F (%)	7
5)	Rx ($\Omega.m$)	102,04
6)	X ($\mu S/cm$)	98
7)	Z ($\mu S/cm$)	4859
8)	Ro ($\Omega.m$)	79,36
9)	Ro' ($\Omega.m$)	356,97
10)	T	3,47
11)	\emptyset_W (%)	30
12)	Ret.sp (%)	23
13)	Fa/F	0,21
14)	Ko (m.D)	4577
15)	K (m/d)	3,30
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	74,04
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	69,34
18)	λ	1,03
19)	R _M ($\Omega.m$)	71,42
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,029
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,097
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	20,58
23)	d _e (cm)	0,013

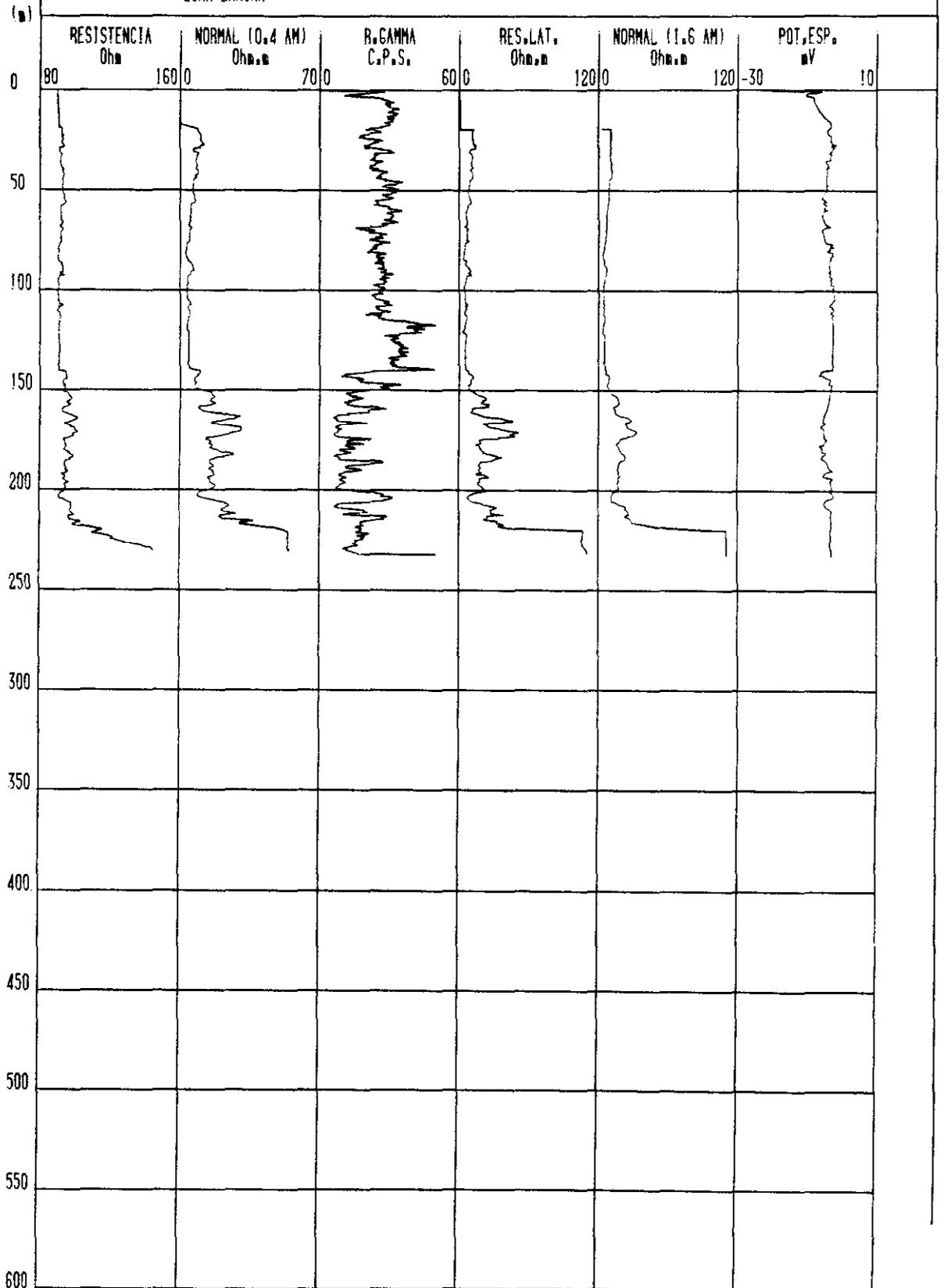
Archie modificado:

24)	F	49,31
25)	m	1,59
26)	a	0,72

SONDEO GUAREÑA 6

FECHA 9/4/1987

ZONA ZAMORA



Sondeo nº 14: GUAREÑA 6 (Zamora)

Equipo: M. Sopris 3.000-NB

Rmf: 7 Ω .m

Dh = 760 mm. (92-352)

Rw (análisis) = Ω .m

Rm: 8,75 Ω .m

Dh = 279,4 mm. (352-457)

Rw (log) = 16,14 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat	Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
92-94	2	60	64	66	58	72,6	52,5	87	9,58	9,08	0,125	Grava	0,17
98,5-100,5	2	57,6	61,25	60	55,5	62,5	50	90	10,29	8,74	0,125	Arena	0,19
122-126	4	48	52,5	53	50,3	58,5	48	72	9,72	7,4	0,13	Arena	0,22
192-194	2	48	51	47	44,6	46	39	84	11,66	7,2	0,135	Arena	0,23
196-198	2	42	50	44	43,7	46	42	72	10,08	7,14	0,13	Arena	0,25
272,5-274,5	2	42	39,3	33,5	33,6	26,7	28,7	78	14	5,6	0,13	Grava	0,28
283-287	4	54	52	60	65,6	66,6	75,7	90	12,1	7,43	0,135	Grava	0,21
347,5-351,5	4	54	56,8	57	52,5	60	52,5	84	10,93	7,6	0,13	Grava	0,22
453-457	4	51	54,3	59	54,6	68,2	85,6	72	9,33	7,72	0,12	Arena	0,22

Regression Analysis - Linear model: $Y = a+kX$

Dependent variable: GUARENAS.1Fa

Independent variable: GUARENAS.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0356511	0.017962	1.98481	0.0875588
Slope	8.9481E-3	1.64074E-3	5.4537	9.52234E-4

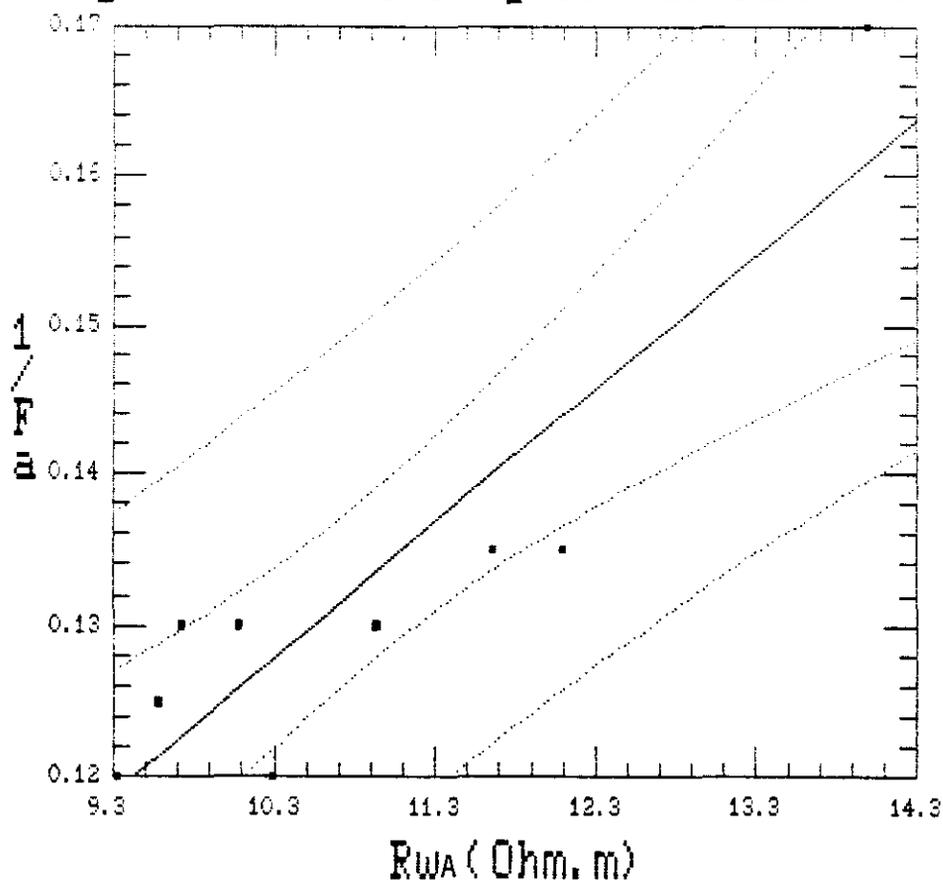
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.001462	1	.001462	29.742858	.00095
Error	.0003440	7	.0000491		
Total (Corr.)	.0018059	8			

Correlation Coefficient = 0.899715
 Std. Error of Est. = 7.01002E-3

R-squared = 80.95 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (GUARENA No. 6)



1)	Fa	7,56
2)	\emptyset_{Fa} (%)	22
3)	F	28,04
4)	\emptyset_F (%)	8
5)	Rx ($\Omega.m$)	112,35
6)	X ($\mu S/cm$)	89,01
7)	Z ($\mu S/cm$)	2496
8)	Ro ($\Omega.m$)	81,96
9)	Ro' ($\Omega.m$)	304,23
10)	T	2,24
11)	\emptyset_W (%)	36
12)	Ret.sp (%)	28
13)	Fa/F	0,26
14)	Ko (m.D)	9470
15)	K (m/d)	6,87
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	80,53
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	79,85
18)	λ	1,004
19)	R _M ($\Omega.m$)	80,16
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,033
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,092
22)	r _{off} ($\mu.m$)	21,712
23)	d _e (cm)	0,013

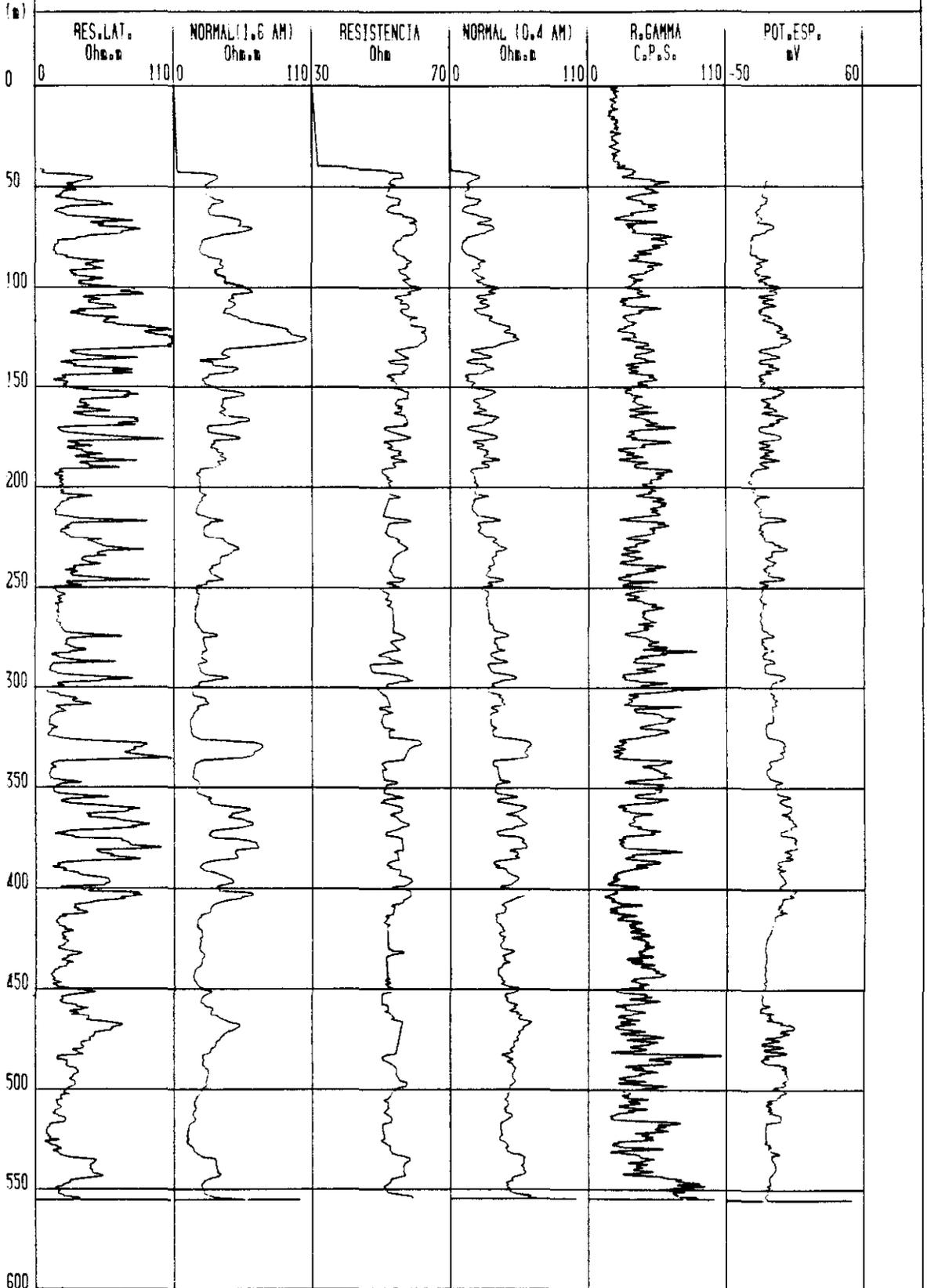
Archie modificado:

24)	F	27,77
25)	m	1,59
26)	a	0,50

SONDEO GUAREÑA 3

FECHA 20/2/1987

ZONA ZAMORA



Sondeo nº 15: GUAREÑA 3 (Zamora)

Equipo: M. Sopris 3.000-NB

Rmf: 4,54 Ω .m

Dh = 311 mm. (41-547,5)

Rw (análisis) = 11,89 Ω .m

Rm: 5,68 Ω .m

Dh = 279,4 mm. (547,5-559)

Rw (log) = 12,18 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)		RLat (Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
64,5-66,5	2	33	36	50	44	76	54	75	9,45	7,93	0,115	Arena-grava	0,21
69-71	2	33,6	37	60	51	107	70	81	9,93	8,15	0,115	Grava	0,20
120-122	2	48	45	90	74	168,7	107	108	10,89	9,91	0,11	Grava	0,17
125-127	2	51,6	44	102	85,2	201,6	128	110	11,35	9,69	0,11	Grava	0,14
133-135	2	31	33	42	38	57	43,7	78	10,7	7,28	0,12	Arena-arcilla	0,28
140,5-142,5	2	32,5	33,5	51	45,5	80	61,7	75	10,16	7,38	0,11	Arena-arcilla	0,28
164-166	2	38	39	55	47	79,6	56,6	79	9,19	8,6	0,12	Grava	0,20
174-176	2	36	38	50	44,3	69,4	51,6	96	11,46	8,37	0,11	Arena	0,20
215-217	2	36	37	38	34	40	31	84	10,3	8,15	0,12	Grava	0,21

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _l		R _o (Hilchie)		R _{Lat} (R _o)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.						
244,5-246,5	2	42	45,4	39	34	36,2	26	84	8,4	10	0,10	Arena-grava	0,17
272-274	2	45	48	34	33	25,6	22,6	66	6,24	10,5	0,09	Arena	0,18
286-288	2	44,4	47	26	25	15	13,2	60	5,79	10,36	0,09	Arena	0,18
294-296	2	52	52,2	43,2	38,6	36	28,5	72	6,28	11,5	0,15	Grava-arena	0,15
327-331	4	64	68	69	56,8	74,3	47,4	84	5,67	14,8	0,14	Grava-arena	0,14
333-335	2	60	52,5	63,5	51	67,2	41,6	75	6,48	11,57	0,14	Grava	0,14
359-361	2	54	51	55	48	56	38	78	6,94	11,23	0,13	Grava	0,13
366-368	2	60	68	63	51	66	38,2	84	5,60	15	0,12	Arena-grava	0,12
375-379	4	54	63	65	51	78	41	96	6,91	13,89	0,08	Arena-grava	0,12
383-385	2	54	62	50	44	46	31	78	5,71	13,6	0,08	Grava	0,13
394-398	4	51	57	45	40	40	28	58	4,5	12,8	0,07	Arena-grava	0,14
401-405	4	60	68	62,5	52	65	40	78	5,2	15	0,06	Grava	0,12
450-452	2	54	62	30	28	16,6	12,6	46	3,36	13,6	0,07	Arena	0,13
469-471	2	58	57	52	45	46,6	35,5	67	5,33	12,5	0,08	Grava	0,14



Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: GUAREMA3.1Fa

Independent variable: GUAREMA3.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0362986	5.4937E-3	6.60762	1.53799E-6
Slope	7.3654E-3	6.8523E-4	10.7488	5.39186E-10

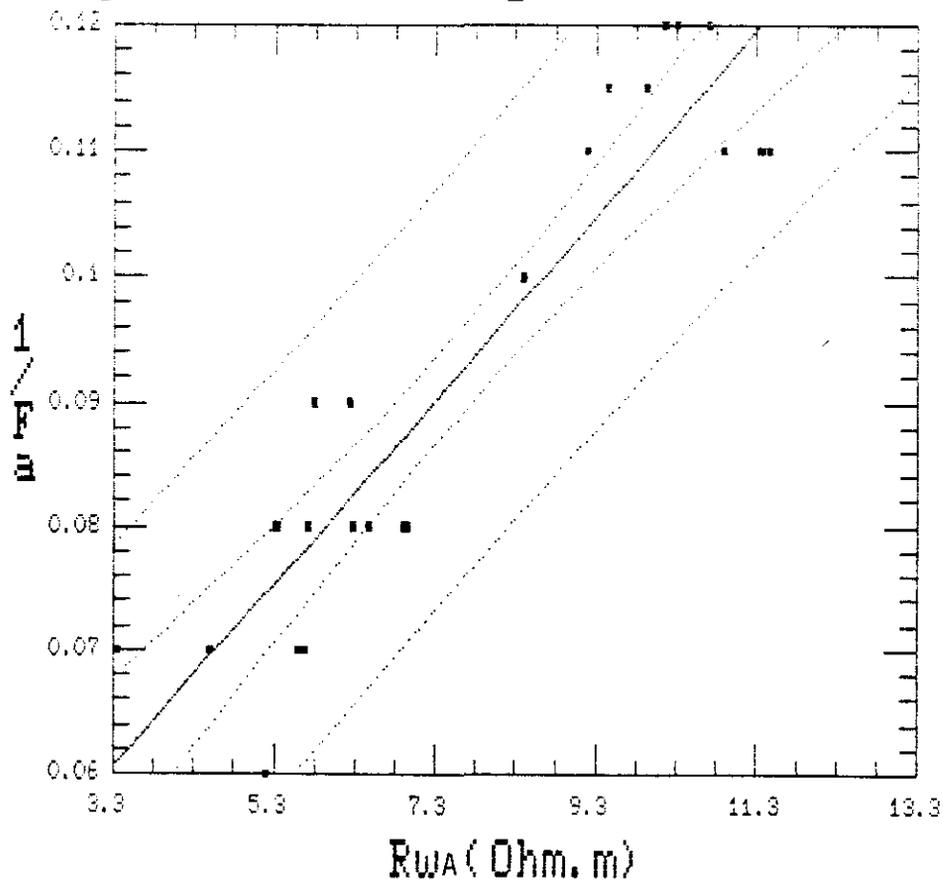
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.00727	1	.00727	115.53864	.00000
Error	.001322	21	.000063		
Total (Corr.)	.008593	22			

Correlation Coefficient = 0.919889
 Std. Error of Est. = 7.99341E-3

R-squared = 84.62 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (GUAREMA No.3)



CASTRILLO GUAREÑA Nº 3 (Zamora) SONDEO 15

1)	Fa	10,77
2)	\emptyset_{Fa} (%)	16
3)	F	27,54
4)	\emptyset_F (%)	8
5)	Rx ($\Omega.m$)	135,13
6)	X ($\mu S/cm$)	74
7)	Z ($\mu S/cm$)	2038
8)	Ro ($\Omega.m$)	82,64
9)	Ro' ($\Omega.m$)	210,40
10)	T	2,20
11)	\emptyset_w (%)	30
12)	Ret.sp (%)	22
13)	Fa/F	0,39
14)	Ko (m.D)	1510
15)	K (m/d)	1,09
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	78,81
17)	R _{Ml} ($\Omega.m$)	76,04
18)	λ	1,01
19)	R _M ($\Omega.m$)	76,80
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,064
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,212
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	9,412
23)	d _o (cm)	0,007

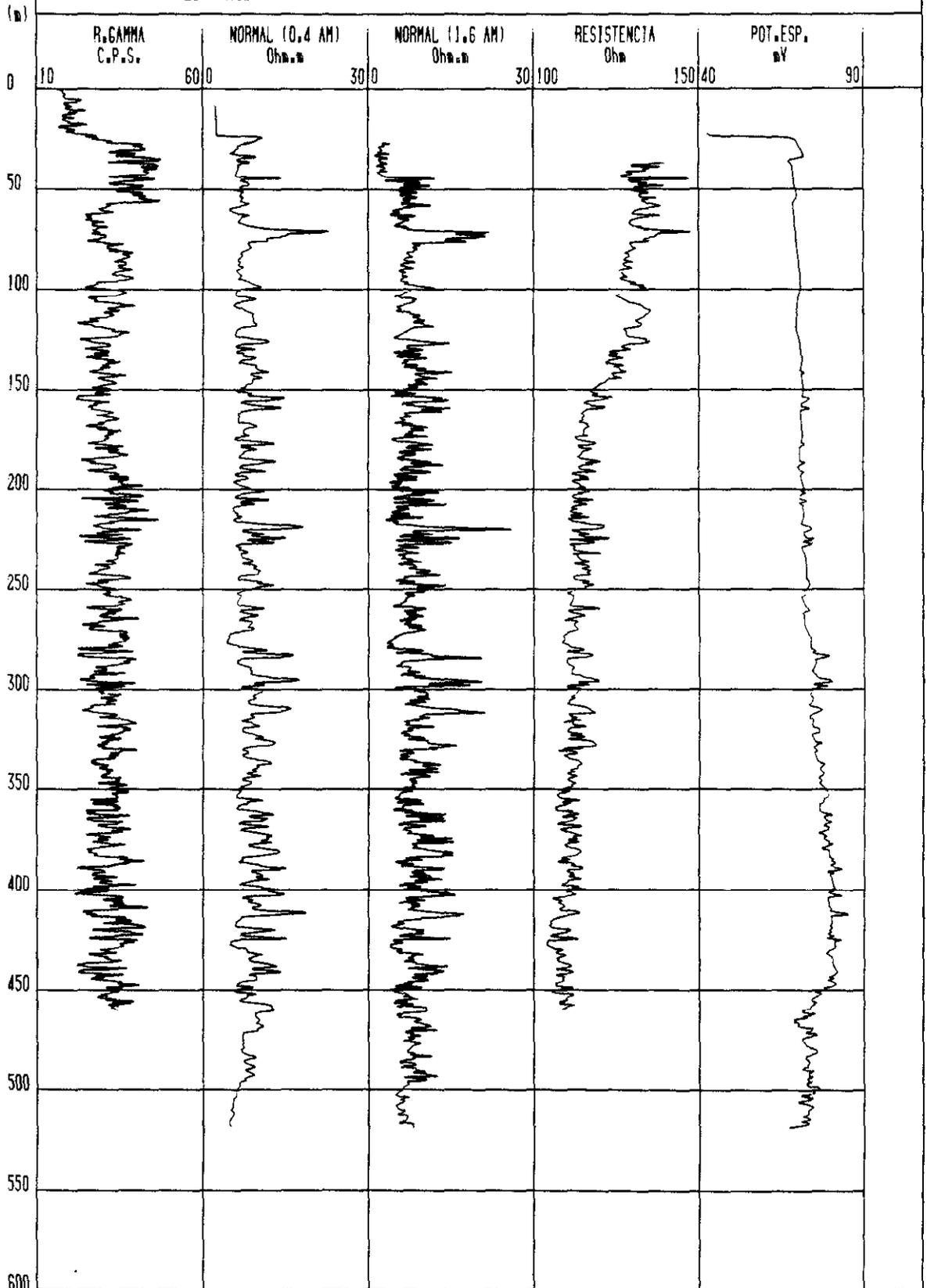
Archie modificado:

24)	F	27,58
25)	m	1,59
26)	a	0,49

SONDEO ADANERO I

FECHA 1/10/1986

ZONA AVILA



Sondeo nº 16: ADANERO 1 (Avila)

Equipo: Geolog. 1.000

Rmf: 6,13 Ω .m

Dh = 508 mm. (10-100)

Rw (análisis) = Ω .m

Rm: 7,66 Ω .m

Dh = 311,15 mm. (100-465)

Rw (log) = 7,35 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		Nl		Ro(Hilchie)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
70-72	2	18	17,6	19	18,9	20,29	7,06	2,87	0,44	Grava
72-74	2	16,5	16	17,5	17,4	18,92	7,24	2,61	0,44	Arena
125-127	2	12	11,5	13,5	13,4	15,61	8,32	1,87	0,46	Arena
153,5-155,5	2	14	13,9	13,5	13,4	12,91	5,69	2,26	0,43	Arena
217-219	2	16	15,5	21	20,9	28,18	11,14	2,52	0,51	Arena
278,5-280,5	2	11	11	10	9,9	8,91	4,96	1,79	0,41	Arena
282-284	2	16	15,5	15	14,9	14,32	5,66	2,53	0,42	Arena
294-296	2	16	15,5	15,9	15,8	16,1	6,36	2,53	0,43	Arena
309-311	2	15	14,5	15	15,8	17,21	7,27	2,36	0,44	Arena

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
380-382	2	13,5	13,4	13,5	13,4	13,4	6,13	2,18	0,43	Arena arcillosa
388-390	2	15	14,5	13,5	13,4	12,38	5,23	2,36	0,42	Arena
401-403	2	12,5	12	13,5	13,4	14,96	7,64	1,95	0,45	Arena arcillosa-arena
411-413	2	18	17,6	16,5	16,4	15,28	5,32	2,87	0,41	Arena
420-422	2	12,5	12	9,5	9,4	7,36	3,75	1,96	0,42	Arena arcillosa-arena
423-425	2	15	14,5	14,5	14,4	14,3	6,04	2,36	0,43	Arena arcillosa-arena
436,5-438,5	2	12,5	12	12	11,9	11,8	6,02	1,96	0,43	Arena arcillosa-arena
440-442	2	13,5	13,4	12,5	12,4	11,47	5,24	2,18	0,42	Arena
459-461,5	2,5	12	11,5	10,5	10,4	9,4	5,01	1,87	0,42	Arena arcillosa

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: ADANERO1.1Pa

Independent variable: ADANERO1.Pa

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.349372	7.15041E-8	48.9503	0
Slope	0.0133355	1.09409E-8	12.1868	1.64052E-9

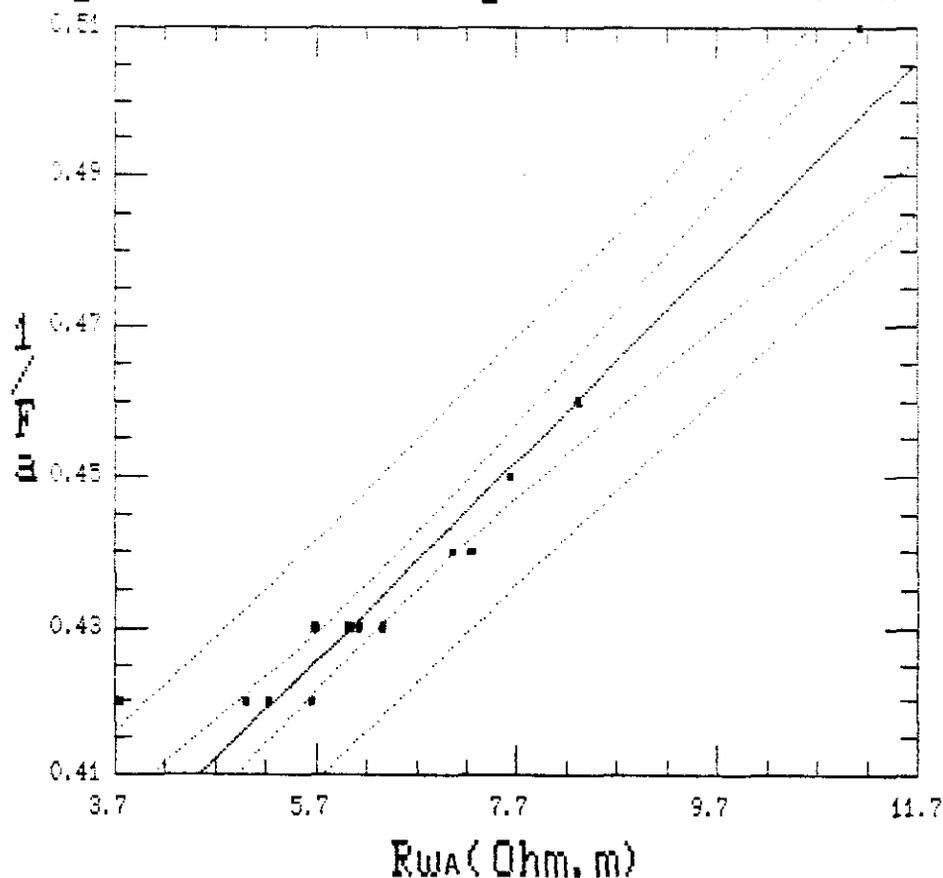
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.00815	1	.00815	148.55607	.00000
Error	.000878	16	.000055		
Total (Corr.)	.009028	17			

Correlation Coefficient = 0.950145
 Std. Error of Est. = 7.40662E-6

R-squared = 90.26 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (ADANERO No.1)



1)	Fa	2,30
2)	\emptyset_{Fa} (%)	56
3)	F	2,86
4)	\emptyset_F (%)	47
5)	Rx ($\Omega.m$)	74,98
6)	X ($\mu S/cm$)	133,21
7)	Z ($\mu S/cm$)	381
8)	Ro ($\Omega.m$)	14,59
9)	Ro* ($\Omega.m$)	18,10
10)	T	1,34
11)	\emptyset_W (%)	65
12)	Ret.sp (%)	18
13)	Fa/F	0,80
14)	Ko (m.D)	3828
15)	K (m/d)	2,78
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	14,60
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	13,30
18)	λ	1,04
19)	R _M ($\Omega.m$)	13,83
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,164
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,252
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	7,946
23)	d _e (cm)	0,002

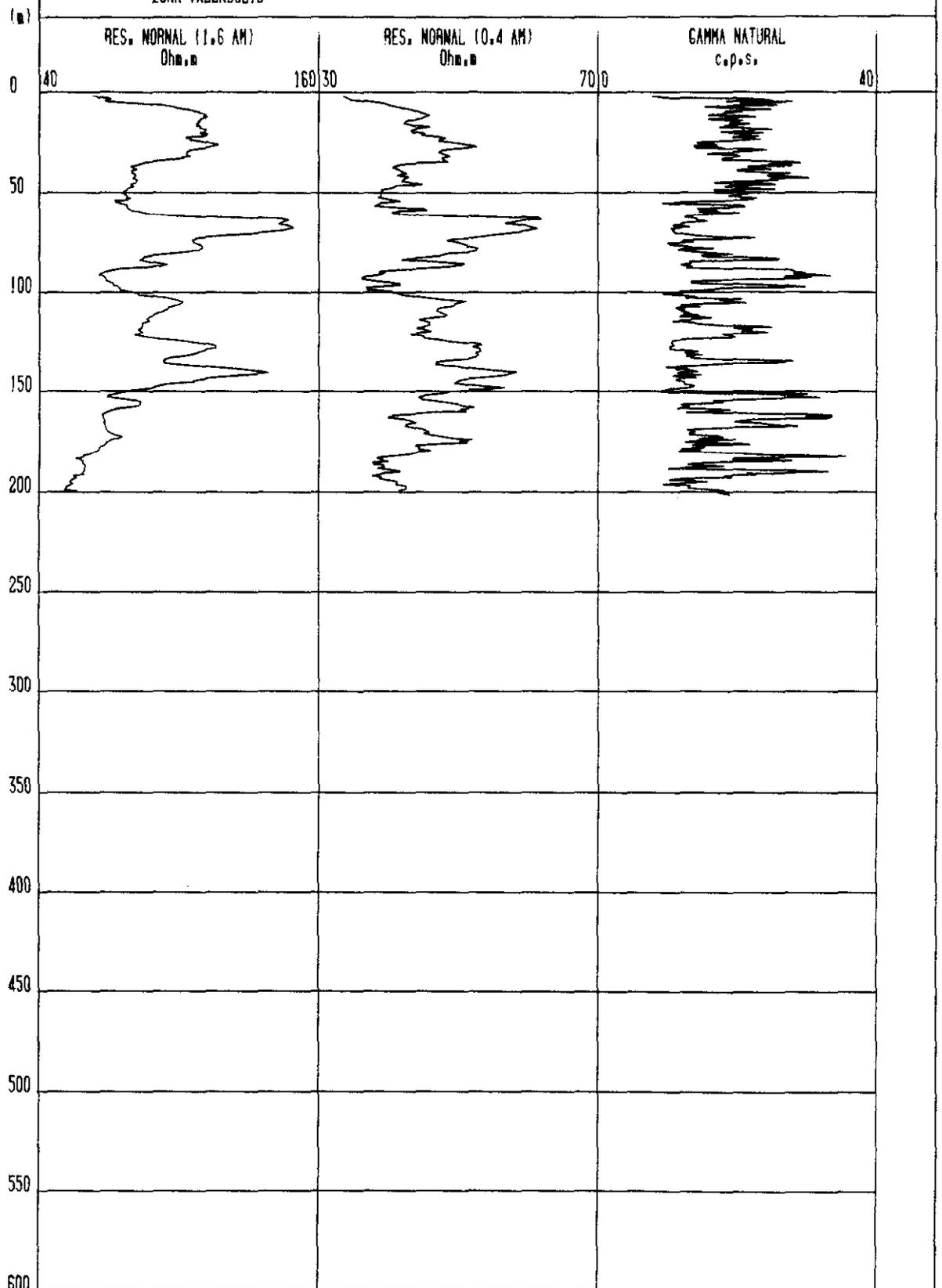
Archie modificado:

24)	F	2,85
25)	m	1,59
26)	a	0,86

SONDEO MDTA DEL MARQUES 10

FECHA 25/10/85

ZONA VALLADOLID



Sondeo n° 17: MOTA DEL MARQUES 10 (Valladolid)

Equipo: Geolog. 1.000

Rmf: 3,70 Ω .m

Dh = 508 mm. (0-146)

Rw (análisis) = Ω .m

Rm: 4,62 Ω .m

Dh = 311 mm. (146-204)

Rw (log) = 5,97 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		Ni		Ro(Hilchie)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
62-71	9	45	71,6	120	97	131,41	6,79	19,35	0,0635	Grava
84-88	4	36	57,7	85	73,9	94,64	6,06	15,61	0,0625	Grava
94-96	4	32	46,2	50	43,8	41,52	3,32	12,5	0,061	Grava
109-111	2	36	57,7	64	55,4	53,19	3,41	15,59	0,061	Arena-arcilla
125-133	8	40	62,3	90	73,9	87,65	5,2	16,85	0,0616	Grava-arena
137-143	6	45	73,9	100	78,5	83,38	4,17	19,99	0,0615	Grava-arena
146-150	4	35	55,4	50	43,8	34,62	2,31	14,98	0,06	Grava-arena
169-171	2	40	62,3	52	42,5	28,99	1,72	16,85	0,06	Arena-arcilla
173-175	2	40	62,3	50	43,8	30,79	1,82	16,91	0,06	Arena

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
175-179	4	33	49,8	41	36	26,02	1,93	13,48	0,06	Arena-arcilla
186-189	3	30	46,2	40	34,6	25,91	2,07	12,51	0,06	Arena-arena arcillosa

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: MOTA10.1Fa

Independent variable: MOTA10.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0588454	1.64136E-4	358.516	0
Slope	6.26305E-4	4.18104E-5	14.9796	1.1415E-7

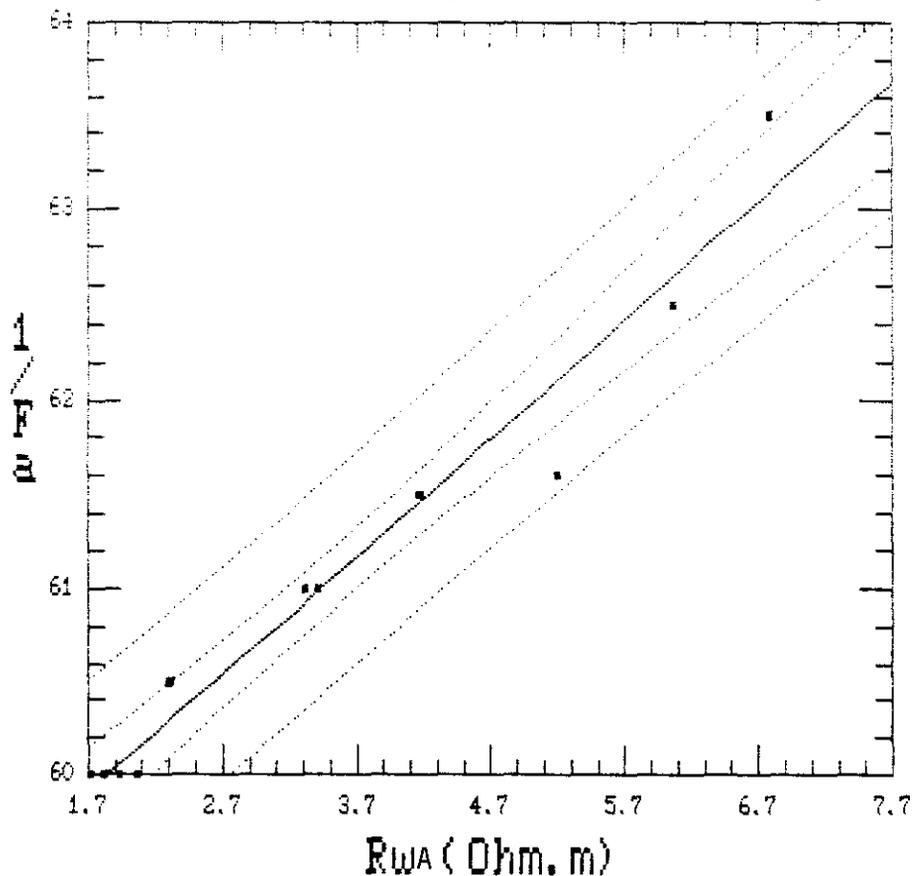
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.00001	1	.00001	224.38927	.00000
Error	.0000005	3	.0000001		
Total (Corr.)	.0000185	4			

Correlation Coefficient = 0.980529
 Std. Error of Est. = 2.38963E-4

F-squared = 98.14 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (MOTA MARQUES 10)



1)	Fa	16,42
2)	\emptyset_{Fa} (%)	11
3)	F	16,99
4)	\emptyset_F (%)	19
5)	Rx ($\Omega.m$)	1666,6
6)	X ($\mu S/cm$)	6
7)	Z ($\mu S/cm$)	102
8)	Ro ($\Omega.m$)	57,80
9)	Ro' ($\Omega.m$)	59,80
10)	T	1,69
11)	\emptyset_W (%)	24
12)	Ret.sp (%)	14
13)	Fa/F	0,96
14)	Ko (m.D)	2550
15)	K (m/d)	1,82
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	72,45
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	51,78
18)	λ	1,18
19)	R _M ($\Omega.m$)	61,10
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,04
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,167
22)	r _{off} ($\mu.m$)	11,987
23)	d _o (cm)	0,015

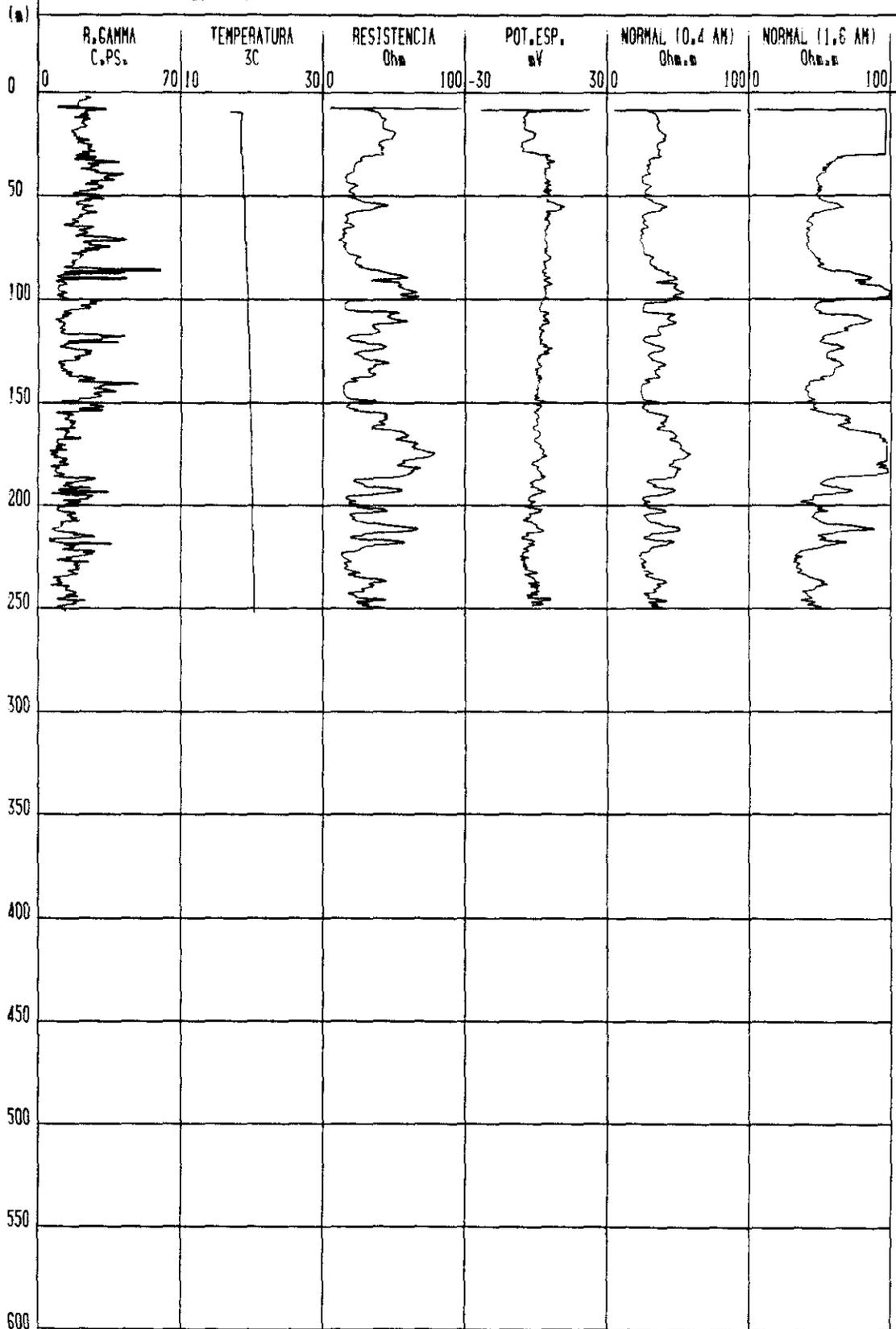
Archie modificado:

24)	F	16,99
25)	m	1,59
26)	a	0,43

SONDEO MADRIGAL 11

FECHA 13/5/1986

ZONA AVILA



Sondeo nº 18: MADRIGAL II (Avila)

Equipo: Geolog. 1.000

Rmf: 5,43 Ω .m

Dh = 508 mm. (10-100)

Rw (análisis) = 17,24 Ω .m

Rm: 6,78 Ω .m

Dh = 311,15 mm. (100-254)

Rw (log) = 15,56 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		Ni		Ro(Hilchie)		Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.				
52-56	4	38,5	40,6	60,5	53,9	95	71,5	9,56	7,47	0,125	Arena
86-90	4	46	52,5	77	61	129	70,8	7,32	9,67	0,12	Grava
92-100	8	49,5	54,2	95	88	182	142,8	14,3	9,98	0,13	Grava
108-112	4	44	47,4	88	74,5	176	117	13,4	8,73	0,128	Arena-grava
114-116	2	36	35,9	66	61	121	103,6	15,66	6,61	0,14	Grava
121-125	4	38,5	40,6	60	54,2	93,5	72,3	9,66	7,48	0,124	Grava
129-133	4	38,5	40,6	60	54,2	93,5	72,3	9,66	7,48	0,126	Grava-arena
156-160	4	38,5	40,6	68	61	120	91,6	12,25	7,47	0,13	Arena-arena arcillosa
164-166	2	46	52,8	77	62,3	129	73,5	7,55	9,73	0,11	Grava

Prof. (m)	e (m)	N_c		N_i		$R_o(\text{Hilchie})$		Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.	s.corr	corr.				
170-178	8	55	61	100	88	182	127	11,3	11,23	0,125	Grava
181-185	4	49,5	54,2	93	85	175	133	13,32	9,98	0,13	Grava
190-194	4	44	47,4	66	60	99	76	8,7	8,73	0,118	Grava
201-203	2	38,5	40,6	49,5	44	63,5	47,6	6,36	7,48	0,115	Grava
208-212	4	49,5	54,2	77	61	120	68,6	7,52	9,12	0,12	Grava
216-218	2	44	47,4	60	54,2	82	62	7,65	8,1	0,115	Grava

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: MADRIGAL.1Fa

Independent variable: MADRIGAL.Rw

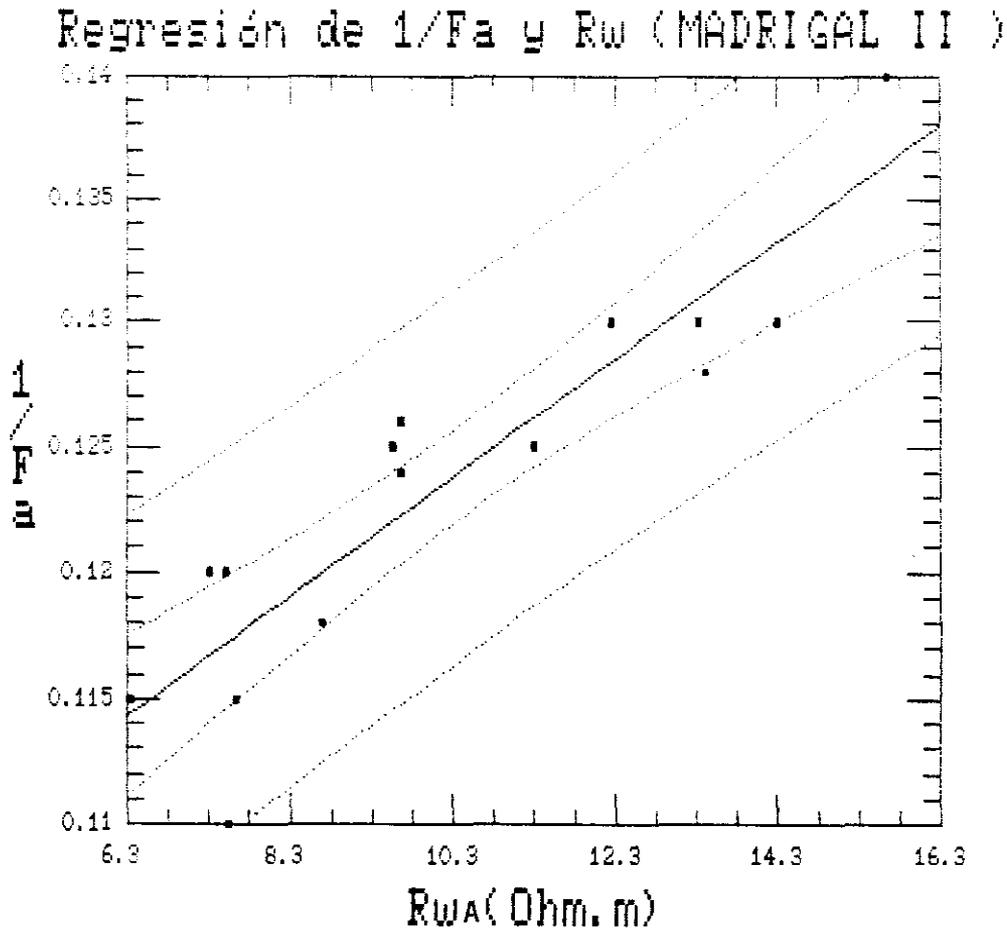
Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0994082	2.26775E-3	30.421	1.81632E-13
Slope	2.86611E-3	3.06566E-4	7.7181	3.30448E-6

Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.000666	1	.000666	59.569118	.00000
Error	.000145	13	.000011		
Total (Corr.)	.000811	14			

Correlation Coefficient = 0.906013
 Std. Error of Est. = 3.34285E-3

R-squared = 82.09 percent



MADRIGAL II (Avila)

SONDEO 18

1)	Fa	8,05
2)	\emptyset_{Fa} (%)	21
3)	F	10,05
4)	\emptyset_F (%)	17
5)	Rx ($\Omega.m$)	416,66
6)	X ($\mu S/cm$)	23,98
7)	Z ($\mu S/cm$)	241
8)	Ro ($\Omega.m$)	82,64
9)	Ro* ($\Omega.m$)	103,31
10)	T	1,70
11)	\emptyset_W (%)	35
12)	Ret.sp (%)	18
13)	Fa/F	0,80
14)	Ko (m.D)	2205
15)	K (m/d)	1,59
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	97,07
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	88,01
18)	λ	1,05
19)	R _M ($\Omega.m$)	92,41
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,076
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,216
22)	r _{off} ($\mu.m$)	9,256
23)	d _• (cm)	0,007

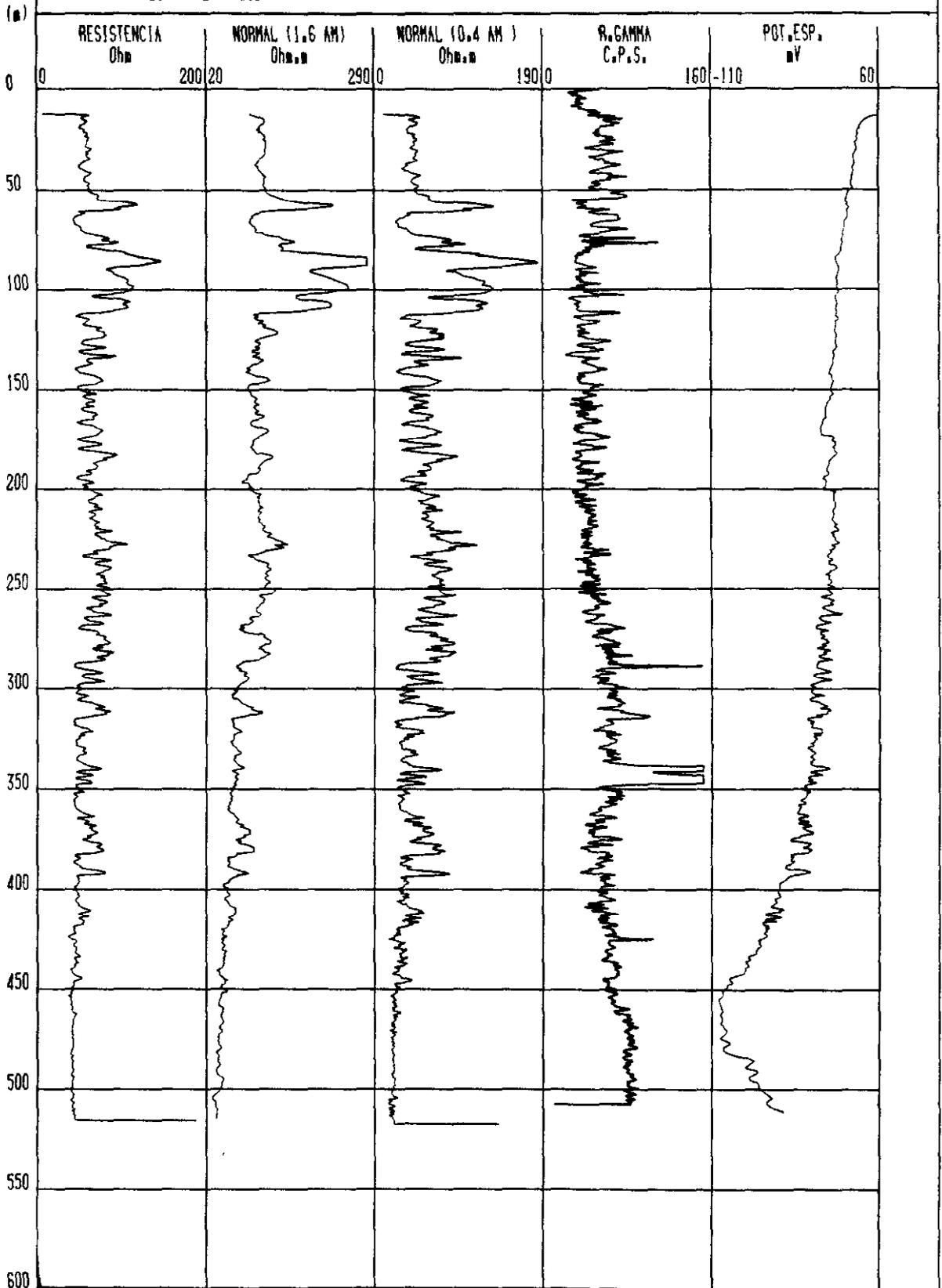
Archie modificado:

24)	F	10,04
25)	m	1,59
26)	a	0,60

SONDEO FRESNO EL VIEJO 2A

FECHA 21/8/1986

ZONA VALLADOLID



Sondeo nº 19: FRESNO EL VIEJO 2-A (Valladolid)

Equipo: Geolog. 1.000

Rmf: 11,76 Ω .m

Dh = 508 mm. (0-126)

Rw (análisis) = 22,22 Ω .m

Rm: 14,70 Ω .m

Dh = 311 mm. (126-536)

Rw (log) = 20,44 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		NI		Ro(Hilchie)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
82-104	22	160	176,4	243	205,8	240,1	16	6,65	0,15	Grava
106-112	6	120	132,3	196	191,1	276	24,53	11,25	0,19	Arena
120-126	6	70	73,5	108	102,9	144	23,04	6,25	0,19	Arena
129-131	2	80	88,2	81	73,5	61,25	8,16	7,50	0,13	Arena
145-149	4	65	69,8	94	88,2	111,45	18,77	5,93	0,16	Arena
152-154	2	60	61,7	81	76,4	94,6	18,03	5,24	0,18	Arena
156-158	2	56	58,8	80	76,4	99,26	19,85	5	0,19	Arena
163-167	4	62	66,1	81	76,4	88,3	15,70	5,62	0,17	Arena
168-174	6	70	73,5	94	88,2	105,84	16,93	6,25	0,16	Arena

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litologia
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
182-194	12	70	73,5	82	76,5	79,62	12,73	6,25	0,16	Arena
194-196	2	60	61,7	68	66,1	70,81	13,49	5,24	0,14	Arena
202-206	4	64	63,9	80	76,4	91,34	16,81	5,43	0,18	Arena
208-212	4	61	61	81	76,4	95,68	18,44	5,18	0,18	Arena
221-223	2	80	88,2	94	88,2	88,2	11,76	7,5	0,13	Arena
225-231	6	90	99,9	113	102,9	105,99	12,47	8,49	0,14	Arena-arena arcillosa
235-237	2	90	99,9	85	80,8	65,35	7,69	8,49	0,12	Arena
239-243	4	80	88,2	94	88,2	88,2	11,76	7,5	0,13	Arena
250-254	4	70	73,5	88	85,2	98,76	15,8	6,25	0,16	Arena
256-260	4	76	78	81	73,5	69,25	10,44	6,63	0,14	Arena
263-265	2	80	80,85	81	73,5	66,81	9,71	6,88	0,14	Arena
267-269	2	70	72	130	117	190,12	25,05	6,12	0,20	Arena
272-278	6	70	72	95	88,2	109,52	17,88	6,12	0,17	Arena
282-286	4	80	80,85	94	88	95,78	13,93	6,87	0,15	Arena
291-293	2	64	66,15	62	60	54,42	9,67	5,62	0,13	Arena

Prof. (m)	e (m)	N _c		N _i		R _o (Hilchie)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología
		s.corr	corr.	s.corr	corr.					
295-297	2	60	61,74	60	59	56,38	10,73	5,25	0,14	Arena
307-315	8	66	69	68	67,6	66,22	11,28	5,87	0,14	Arena
339-341	2	65	69	60	59	50,44	8,59	5,87	0,13	Arena
343-345	2	45	46	48	47	48,02	12,27	3,91	0,13	Arena
346-348	2	50	53	46	46	39,92	8,85	4,51	0,11	Arena
363-365	2	50	53	40	40	30,18	6,69	4,51	0,11	Arena
369-375	6	52	54	67	66,5	81,89	17,83	4,59	0,17	Arena
376-382	6	64	66	70	67,6	69,23	12,33	5,61	0,15	Arena
391-393	2	60	61,7	58	57,3	53,21	10,14	5,24	0,13	Arena
410-420	10	40	42	41	40,5	39,05	10,93	3,57	0,13	Arena

Regression Analysis - Linear model: $Y = a+bX$

Dependent variable: FRESNO2A.1Pa

Independent variable: FRESNO2A.Rw

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.0652974	7.35125E-3	8.92249	2.8846E-10
Slope	5.94754E-3	5.02614E-4	11.8332	2.03837E-13

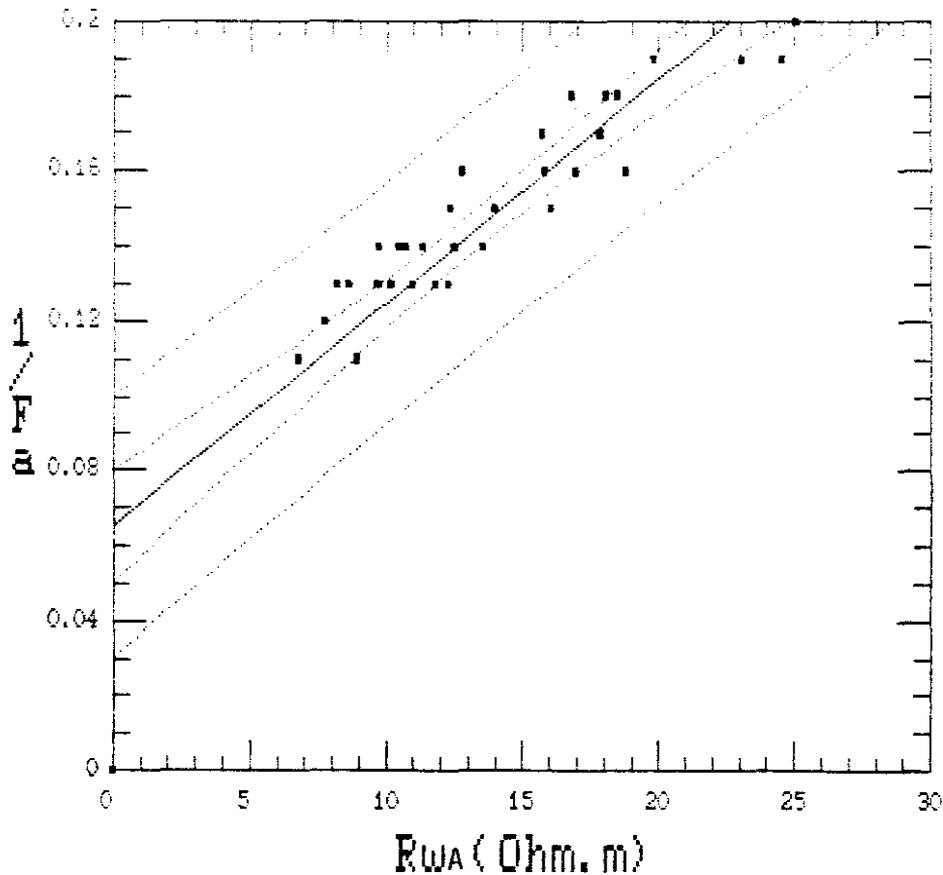
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.03366	1	.03366	140.02544	.00000
Error	.007932	33	.000240		
Total (Corr.)	.041589	34			

Correlation Coefficient = 0.993598
 Std. Error of Est. = 0.0155036

R-squared = 99.30 percent

Regresión de 1/Fa y Rw (FRESNO No. 2A)



1)	Fa	6,74
2)	\emptyset_{Fa} (%)	24
3)	F	15,31
4)	\emptyset_F (%)	11
5)	Rx ($\Omega.m$)	169,49
6)	X ($\mu S/cm$)	58,98
7)	Z ($\mu S/cm$)	903
8)	Ro ($\Omega.m$)	95,23
9)	Ro* ($\Omega.m$)	215,25
10)	T	1,68
11)	\emptyset_W (%)	38
12)	Ret.sp (%)	27
13)	Fa/F	0,44
14)	Ko (m.D)	4501
15)	K (m/d)	3,41
16)	R _{MT} ($\Omega.m$)	108,89
17)	R _{ML} ($\Omega.m$)	103,89
18)	λ	1,02
19)	R _M ($\Omega.m$)	106,36
20)	Stot ($\mu.m^1$)	0,06
21)	Spor ($\mu.m^1$)	0,159
22)	r _{eff} ($\mu.m$)	12,618
23)	d _e (cm)	0,008

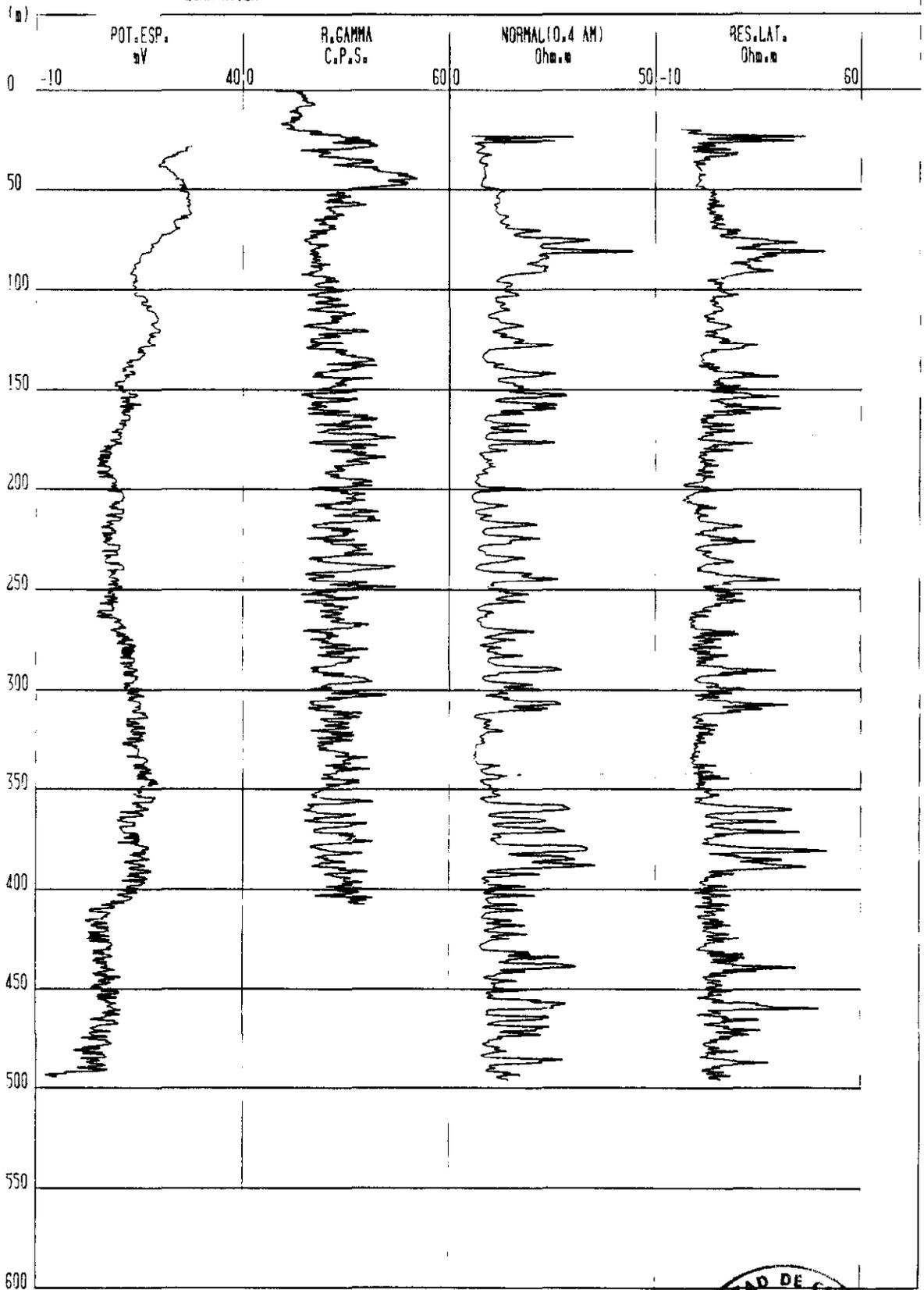
Archie modificado:

24)	F	15,31
25)	m	1,59
26)	a	0,45

SONDEO NAVA DE AREVALO

FECHA 1/11/1986

ZONA AVILA



Sondeo nº 20: NAVA DE AREVALO (Avila)

Equipo: M. Sopris 3.000 NB

Rmf: 10,52 Ω .m

Dh = 609,6 mm. (0-25)

Rw (análisis) = Ω .m

Rm: 13,15 Ω .m

Dh = 311,15 mm. (25-501)

Rw (log) = 15,50 Ω .m

Prof. (m)	e (m)	Nc		RLat(Ro)	Rwa	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.						
75,5-77,5	2	30	30	37	12,97	2,12	0,45	Arena	0,48
80,5-82,5	2	40	42	48	12,02	2,7	0,39	Arena	0,37
127-129	2	22	20	26	13,67	1,9	0,46	Arena	0,64
141-143	2	23	23,6	32	14,26	2,24	0,47	Arena-arcilla	0,57
152-154	2	27	26,9	33	12,9	2,55	0,41	Arena	0,52
156,5-158,5	2	22	20	32	16,83	1,9	0,52	Arena-arcilla	0,64
175,5-177,5	2	25	25,2	22	9,18	2,39	0,36	Arena	0,54
199,5-201,5	2	23	23	22,08	6,86	3,22	0,32	Arena	0,59
217-219	2	20	19,7	21	11,21	2,7	0,37	Arena-arcilla	0,65

Prof. (m)	e (m)	N _c		R _{Lat} (R _o)	R _{wa}	Fa	1/Fa	Litología	Ø
		s.corr	corr.						
234-236	2	17	17	17,5	10,82	3,22	0,36	Arena-arcilla	0,71
243,5-245,5	2	25	25,2	32	13,35	2,39	0,41	Arena-arcilla	0,55
289-291	2	26	25,9	31	12,59	2,46	0,4	Arena	0,53
306-308	2	26	25,9	33	13,4	2,46	0,4	Arena	0,53
358-360	2	28	27,6	37	14,1	2,62	0,41	Arena	0,50
365-367	2	22,5	22,5	31	14,49	2,13	0,46	Arena-grava	0,59
370-372	2	27	26,9	40	15,64	1,96	0,51	Arena-grava	0,52
379-381	2	33	32,9	49	15,66	2,04	0,49	Arena-grava	0,44
383,5-385,5	2	28	27,6	33	12,57	2,62	0,38	Arena	0,50
387,5-389,5	2	33	32,9	40	12,79	2,17	0,43	Arena	0,44
437-439	2	30	30	38	13,32	2,22	0,44	Arena-grava	0,48
457-459	2	26	25,9	46	18,68	1,75	0,57	Arena-grava	0,53
463,5-465,5	2	22,5	22	25	11,95	2,09	0,44	Arena	0,60
468-470	2	21	21	25	12,52	1,99	0,46	Arena	0,63
485,5-487,5	2	23	23	27	12,34	2,18	0,45	Arena	0,59

Regression Analysis - Linear model: $Y = a + bX$

Dependent variable: $NAVAAREU.1Fa$

Independent variable: $NAVAAREU.Ru$

Parameter	Estimate	Standard Error	T Value	Prob. Level
Intercept	0.147428	0.0296333	4.97544	5.59137E-5
Slope	0.0217161	2.22912E-3	9.74201	1.93808E-9

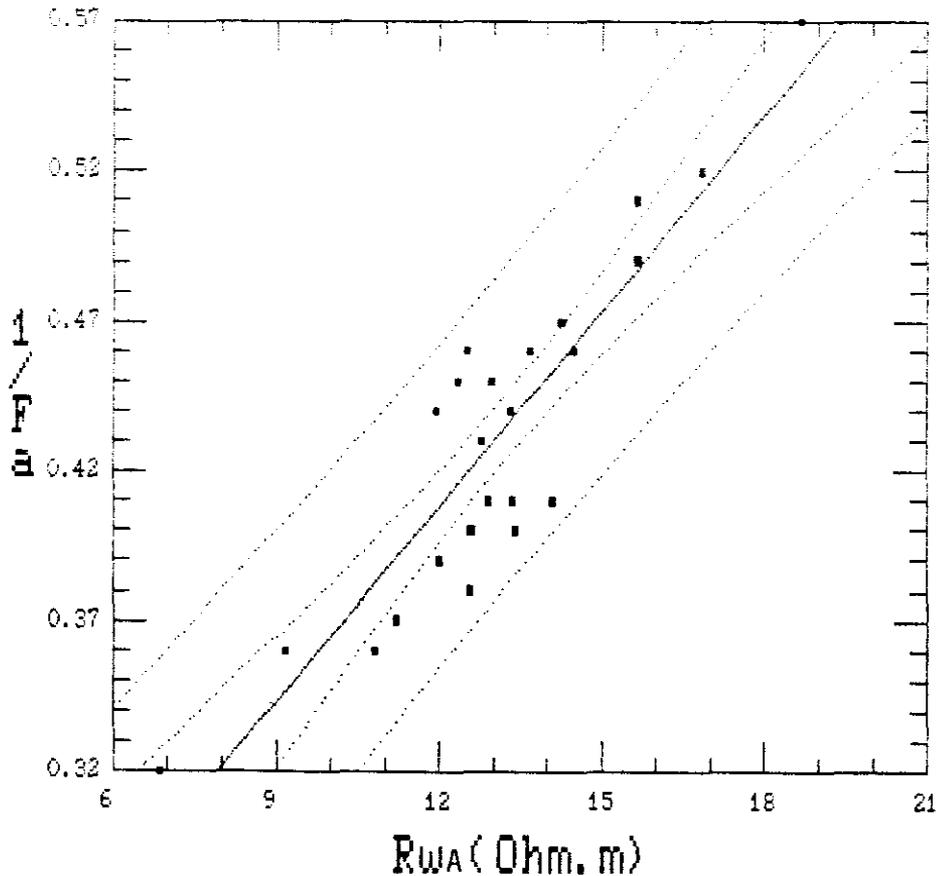
Analysis of Variance

Source	Sum of Squares	Df	Mean Square	F-Ratio	Prob. Level
Model	.061319	1	.061319	94.906738	.00000
Error	.014214	22	.000646		
Total (Corr.)	.075533	23			

Correlation Coefficient = 0.901008
 Std. Error of Est. = 0.0254185

R-squared = 81.18 percent

Regresión de $1/Fa$ y Rw (NAVA DE AREVALO)



1)	Fa	2,25
2)	\emptyset_{Fa} (%)	57
3)	F	6,78
4)	\emptyset_F (%)	24
5)	R _x (Ω .m)	46,04
6)	X (μ S/cm)	217,25
7)	Z (μ S/cm)	1473
8)	R _o (Ω .m)	30,76
9)	R _o ' (Ω .m)	92,34
10)	T	1,62
11)	\emptyset_W (%)	65
12)	Ret.sp (%)	41
13)	Fa/F	0,33
14)	K _o (m.D)	1922,5
15)	K (m/d)	1,39
16)	R _{MT} (Ω .m)	32,39
17)	R _{ML} (Ω .m)	30,24
18)	λ	1,03
19)	R _M (Ω .m)	31,14
20)	Stot (μ .m ¹)	0,21
21)	Spor (μ .m ¹)	0,323
22)	r _{eff} (μ .m)	6,191
23)	d _o (cm)	0,001

Archie modificado:

24)	F	6,76
25)	m	1,59
26)	a	0,70

8.2. PERMEABILIDADES ESTIMADAS

Utilizando la relación entre el área superficial específica de los sólidos por unidad de volumen de sólidos (S_s) a la superficie específica $Stot$ que es:

$$S_s = Stot/(1-\theta) \quad (7.22)$$

obtenemos los siguientes valores en (μm^{-1}) correspondientes a los veinte sondeos en cuestión:

		S_s (μm^{-1})		
S.1	0.178		S.11	0.37
S.2	0.071		S.12	0.134
S.3	0.167		S.13	0.042
S.4	0.119		S.14	0.052
S.5	0.349		S.15	0.091
S.6	0.1		S.16	0.467
S.7	0.075		S.17	0.053
S.8	0.141		S.18	0.116
S.9	0.073		S.19	0.097
S.10	0.055		S.20	0.6

A partir de la ecuación (7.20), relativa al radio hidráulico y la permeabilidad intrínseca, y adoptando un factor de forma (F_f) igual a 3 para intersticios estrechos, hemos obtenido los radios hidráulicos en cm de los correspondientes veinte sondeos:

Rh_1 (cm)			
S.1	$3.822 \cdot 10^{-4}$	S.11	$6.452 \cdot 10^{-4}$
S.2	$8.977 \cdot 10^{-4}$	S.12	$5.829 \cdot 10^{-4}$
S.3	$6.794 \cdot 10^{-4}$	S.13	0.001
S.4	$5.555 \cdot 10^{-4}$	S.14	0.001
S.5	$4.189 \cdot 10^{-4}$	S.15	$6.557 \cdot 10^{-4}$
S.6	$7.993 \cdot 10^{-4}$	S.16	$5.048 \cdot 10^{-4}$
S.7	$9.173 \cdot 10^{-4}$	S.17	0.001
S.8	$6.538 \cdot 10^{-4}$	S.18	$6.855 \cdot 10^{-4}$
S.9	$7.920 \cdot 10^{-4}$	S.19	$9.065 \cdot 10^{-4}$
S.10	0.001	S.20	$3.577 \cdot 10^{-4}$

Del mismo modo, pero aplicando la expresión matemática (7.19) y manteniendo el factor de forma (Ff) igual a 3, obtenemos una nueva serie de veinte valores en cm correspondientes a los Rh de los sondeos:

Rh_2 (cm)			
S.1	0.001	S.11	0.002
S.2	0.002	S.12	$8.936 \cdot 10^{-4}$
S.3	0.003	S.13	0.005
S.4	0.002	S.14	0.005
S.5	0.001	S.15	0.002
S.6	0.001	S.16	$6.649 \cdot 10^{-4}$
S.7	0.003	S.17	0.002
S.8	0.003	S.18	0.001
S.9	0.001	S.19	0.002
S.10	0.003	S.20	$9.001 \cdot 10^{-4}$

Al igual que anteriormente, utilizando las expresiones (7.20) y (7.19) convenientemente, pero aplicando ahora el factor de forma

igual a 2, apropiado para granos redondos o circulares, se vuelven a obtener otras dos series de veinte datos que son los que siguen:

Rh_3 (cm)

S.1	$3.121 \cdot 10^{-4}$	S.11	$5.268 \cdot 10^{-4}$
S.2	$7.346 \cdot 10^{-4}$	S.12	$4.760 \cdot 10^{-4}$
S.3	$5.547 \cdot 10^{-4}$	S.13	$9.321 \cdot 10^{-4}$
S.4	$4.535 \cdot 10^{-4}$	S.14	0.001
S.5	$3.421 \cdot 10^{-4}$	S.15	$5.354 \cdot 10^{-4}$
S.6	$6.526 \cdot 10^{-4}$	S.16	$4.121 \cdot 10^{-4}$
S.7	$7.489 \cdot 10^{-4}$	S.17	$8.582 \cdot 10^{-4}$
S.8	$5.338 \cdot 10^{-4}$	S.18	$5.597 \cdot 10^{-4}$
S.9	$6.466 \cdot 10^{-4}$	S.19	$7.402 \cdot 10^{-4}$
S.10	$9.471 \cdot 10^{-4}$	S.20	$2.921 \cdot 10^{-4}$

Rh_4 (cm)

S.1	0.001	S.11	0.002
S.2	0.001	S.12	$7.297 \cdot 10^{-4}$
S.3	0.002	S.13	0.004
S.4	0.001	S.14	0.004
S.5	$8.848 \cdot 10^{-4}$	S.15	0.002
S.6	0.001	S.16	$5.429 \cdot 10^{-4}$
S.7	0.002	S.17	0.001
S.8	0.002	S.18	$9.058 \cdot 10^{-4}$
S.9	0.001	S.19	0.002
S.10	0.003	S.20	$7.349 \cdot 10^{-4}$

Se observa que las dos series de datos de Rh , bien con $Ff = 3$ ó $Ff = 2$, que arrojan unos valores mayores a $1 \mu\text{m}$, son las derivadas de la expresión (7.20). Esta última ecuación debe ser preferida a la (7.19), por tanto.

Y ya para terminar, estimamos la permeabilidad intrínseca por medio de las expresiones (7.23) y (7.24), con objeto de contrastarlas y ver qué serie de datos se aproxima más a las permeabilidades intrínsecas calculadas mediante los parámetros geofísicos eléctricos:

$Ko_1 (D)$			
S.1	0.077	S.11	1.209
S.2	0.506	S.12	0.454
S.3	0.434	S.13	0.308
S.4	0.184	S.14	0.938
S.5	0.399	S.15	0.183
S.6	0.713	S.16	2.059
S.7	0.445	S.17	0.626
S.8	0.275	S.18	0.627
S.9	0.378	S.19	0.774
S.10	0.789	S.20	0.436
$Ko_2 (D)$			
S.1	0.423	S.11	5.424
S.2	1.285	S.12	0.799
S.3	2.544	S.13	2.249
S.4	0.779	S.14	5.183
S.5	1.415	S.15	0.742
S.6	1.614	S.16	2.969
S.7	1.703	S.17	1.099
S.8	2.008	S.18	1.187
S.9	0.76	S.19	2.543
S.10	2.939	S.20	1.491

En el próximo capítulo veremos cómo la correlación entre las permeabilidades calculadas y estimadas es muy buena, debido a que los radios hidráulicos son superiores a 1 μm . La serie Ko_2 (D) es la óptima, que corresponde a la ecuación (7.24).

8.3. CALCULO DEL FACTOR DE POROSIDAD $F(\emptyset)$

Tal como se indicó en (7.25), el factor de porosidad es:

$$F(\emptyset) = \emptyset^{m+2}/(1-\emptyset)^2$$

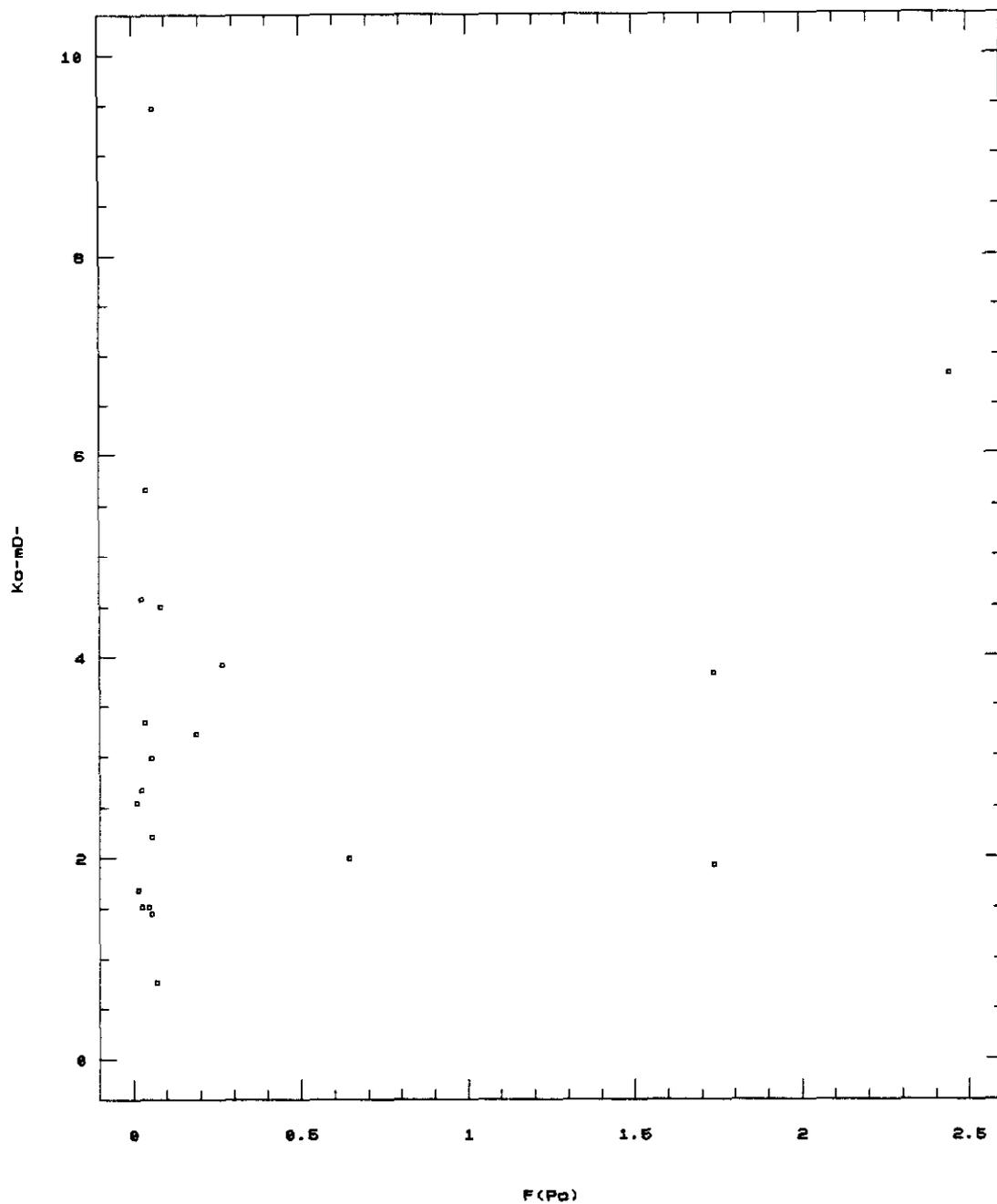
Seguidamente, damos la relación de su valor para la serie de los veinte sondeos:

		$F(\emptyset)$	
S.1	0.0711	S.11	2.4453 *Villeguillo
S.2	0.0232	S.12	0.0478
S.3	0.2652	S.13	0.0271
S.4	0.0547	S.14	0.0623
S.5	0.6441 *Castrocalvón	S.15	0.0271
S.6	0.0547	S.16	1.7388 *Adanero
S.7	0.0361	S.17	0.0104
S.8	0.1881	S.18	0.0547
S.9	0.0144	S.19	0.0806
S.10	0.0417	S.20	1.7388 *Nava de Arevalo

GRAFICO 8.1.

Relacion entre K_0 y $F(P_0)$

(X 1000)



Tercio Sur de la Cuenca del Duero
 K_0 : Permeabilidad intrínseca en milidarcys.
 $F(P_0)$: Factor de porosidad

Obsérvese que entre los valores hay tres que destacan y que corresponden a los sondeos situados en las facies de borde (o proximales a la Sierra): Villeguillo, Adanero, Nava de Arevalo.

Hemos ploteado las permeabilidades intrínsecas (K_o en mD) frente a los factores de porosidad (gráfico nº 8.1.). No se observa ninguna relación clara entre ambos parámetros. Tan solo que hay un grupo numeroso con factor de porosidad muy bajo (hacia la izquierda) y permeabilidad variable (facies de transición), y tan solo cuatro puntos se alejan hacia la derecha en el gráfico. Tres de ellos, si exceptuamos el S.5 (Castrocalvón), podrían alinearse según una recta, de tal modo que un incremento del $F(\emptyset)$ conlleve un aumento de la permeabilidad (sondeos situados en las facies de borde).

8.4. CALCULO DEL EXPONENTE DE CEMENTACION m

Hemos utilizado el método del gráfico cruzado (cross plot) tal como se indicó en el apartado concreto del capítulo 7.

Hemos realizado un gráfico cruzado entre las porosidades totales estimadas en los sondeos y los R_o hallados. Hemos ajustado una recta a los puntos ploteados (20) y la pendiente de la misma es $m = 1,59$. Este valor se asumió igual para todos los sondeos y la R_w promedio del orden de 15,5 $\Omega.m$. Hay que destacar que Rink y Schopper

(capítulo 4.20) utilizaban el mismo exponente de cementación en sus investigaciones en arenas arcillosas (observar gráfico nº 8.2.).

8.5. CALCULO DE LA \emptyset MEDIANTE MEDIDAS DE LABORATORIO

En el apartado 7.6. del capítulo 7 ya se vió cómo obteníamos los valores de veinte muestras en nuestra zona de estudio.

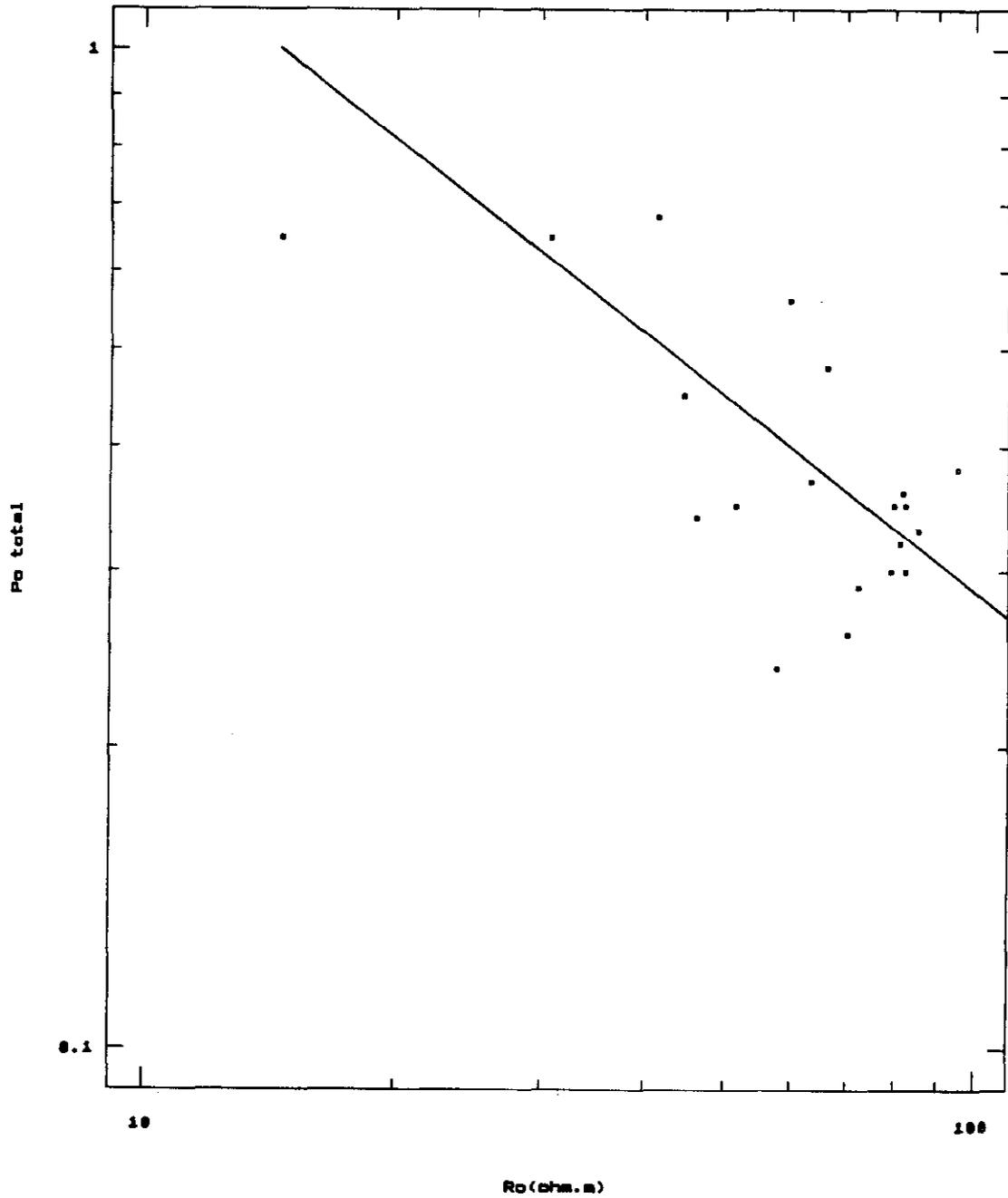
La relación de las medidas se expone aquí:

Muestras	\emptyset (total)	Muestras	\emptyset (total)
M.1	0,42	M.11	0,52
M.2	0,36	M.12	0,41
M.3	0,52	M.13	0,36
M.4	0,41	M.14	0,40
M.5	0,61	M.15	0,42
M.6	0,40	M.16	0,60
M.7	0,42	M.17	0,45
M.8	0,50	M.18	0,51
M.9	0,36	M.19	0,45
M.10	0,38	M.20	0,53

Como quiera que los valores medidos se parecen a los estimados mediante el ábaco porosidad ocupada-resistividad, nos inclinamos por estos últimos por ser más seguros y representativos teniendo en

GRAFICO 8.2.

Grafico cruzado (cross plot)
entre Ro y Po



Tercio Sur de la Cuenca del Duero

Po: porosidad

Ro: resistividad de la formación saturada al 100%
de agua de resistividad Rw

cuenta las profundidades que atraviesan estas captaciones. Hemos hecho una correlación entre ambas porosidades, las estimadas mediante ábaco y las calculadas según laboratorio. El coeficiente de determinación (R^2) fue del 68%, que consideramos bastante bueno, tratándose de muestras superficiales del terreno (observar gráfico nº 8.3).

8.6. DATOS REFERENTES AL INDICE DE RAYOS GAMMA

Conforme al apartado 7.10 del capítulo 7, presentamos diez índices de rayos gamma correspondientes a diez sondeos (Equipo Geolog 1.000) de los veinte estudiados.

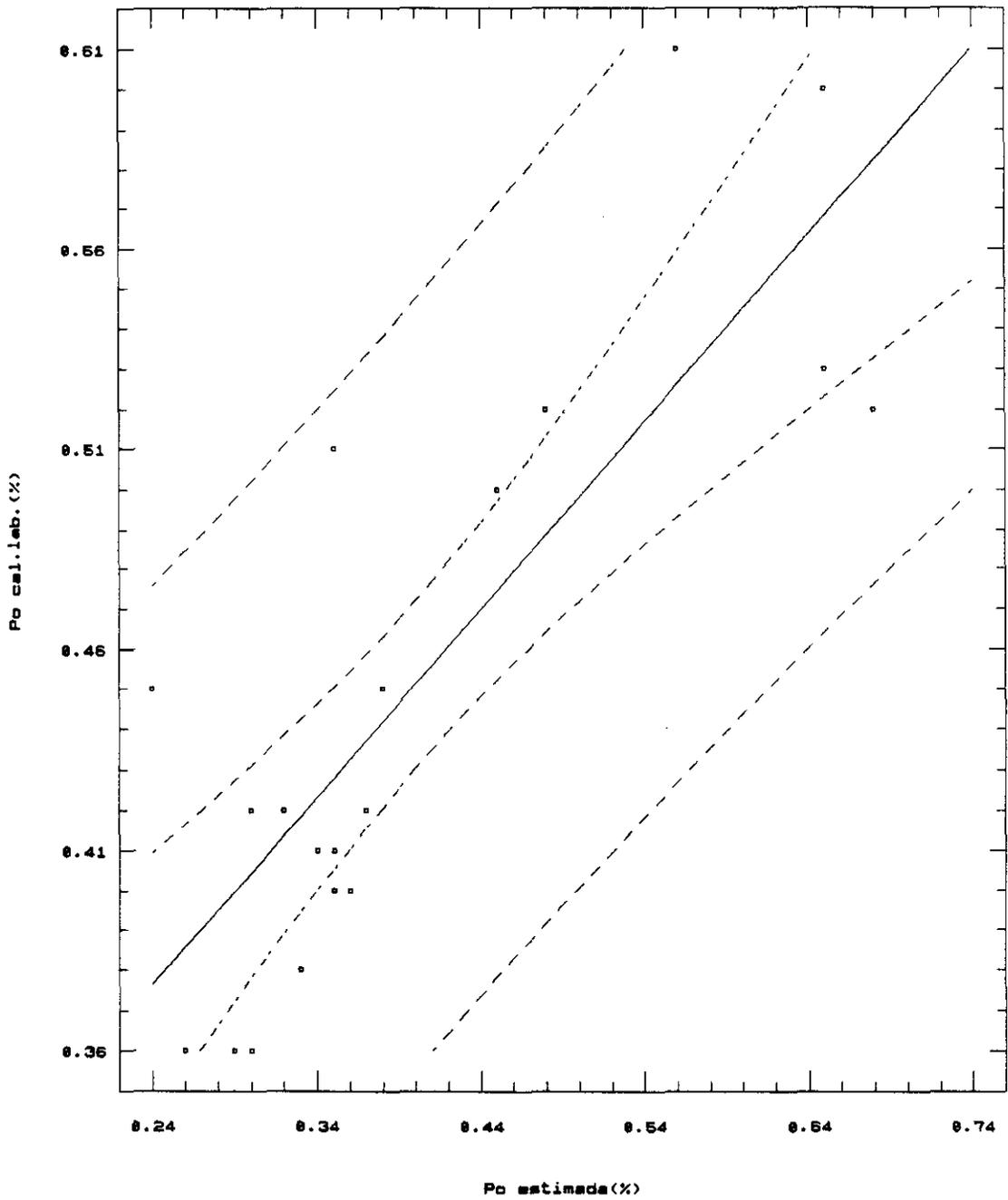
La relación es la que sigue a continuación:

Sondeo	I(GR)	K(m/día)
S.2	0,55	1,93
S.7	0,25	2,42
S.9	0,23	1,22
S.10	0,20	4,10
S.11	0,20	4,94
S.12	0,26	1,09
S.16	0,30	2,78
S.17	0,41	1,82
S.18	0,16	1,59
S.19	0,23	3,41

GRAFICO 8.3.

Regresion de Po estimada y

Po cal.lab.



Tercio Sur de la Cuenca del Duero

Po: Porosidad total

Con estos datos, hemos hecho una regresión entre la permeabilidad hidráulica (K) y los I_{GR} (obsérvese el gráfico nº 8.4). El análisis de regresión arrojó un $R^2 = 8,88\%$. Por tanto, deducimos que la correlación es muy mala y que no es posible relacionar la permeabilidad hidráulica con el parámetro de rayos gamma.

8.7. RESISTIVIDAD DE LAS ARCILLAS

Según la fórmula:

$$R_{cl} = R_o (Vsh)_{GR}^2$$

hemos obtenido diez valores correspondientes a los diez sondeos:

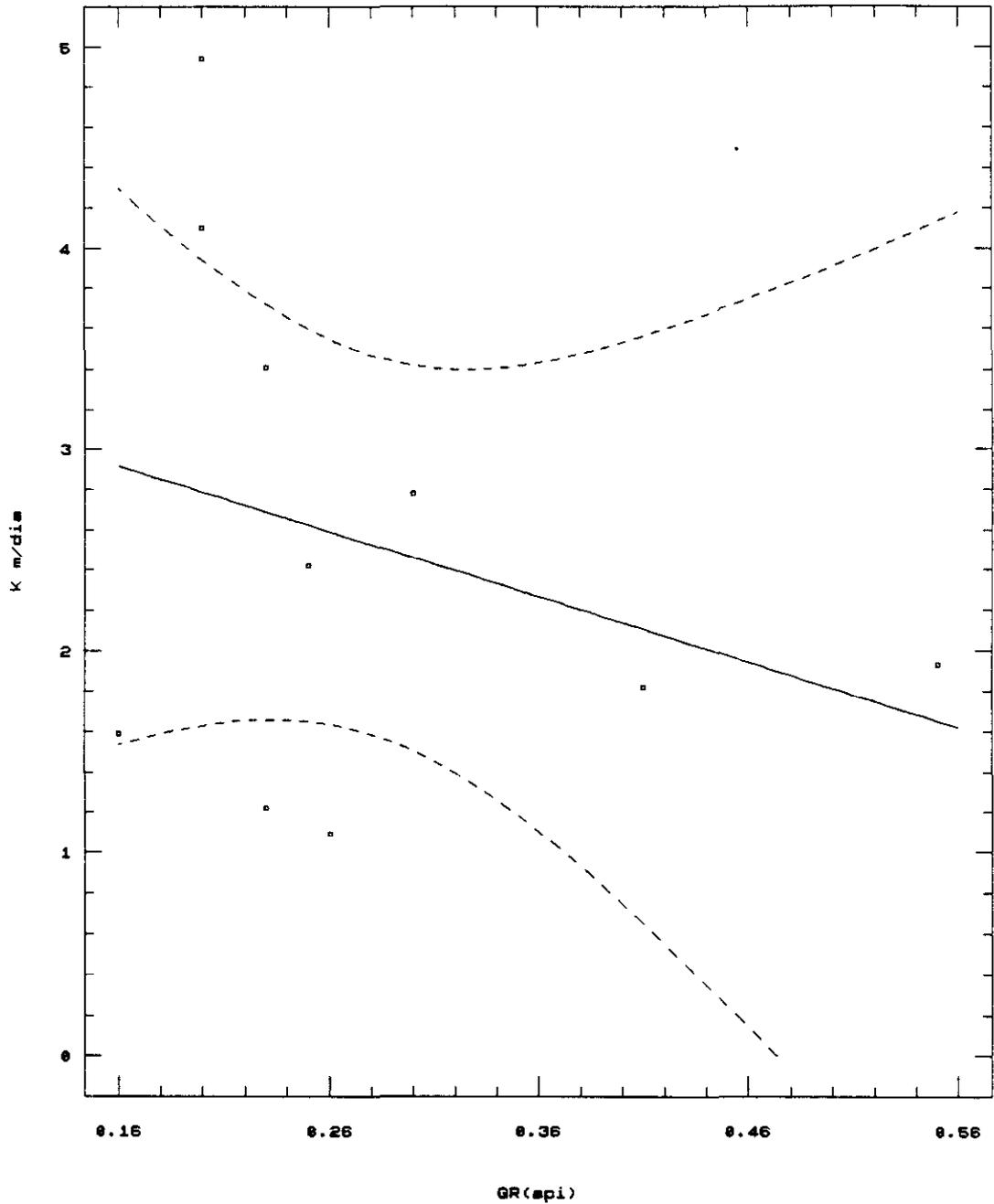
		R_{CL} ($\Omega.m$)		
S.2	22		S.12	4
S.7	6		S.16	2
S.9	4		S.17	8
S.10	5		S.18	4
S.11	2		S.19	6

8.8. DATOS DEL DIAMETRO EQUIVALENTE

Hemos hechos un cross plot bilogarítmico entre la permeabilidad intrínseca (K_o en mD) y d_e (cm) (ver gráfico 8.5.).

GRAFICO 8.4.

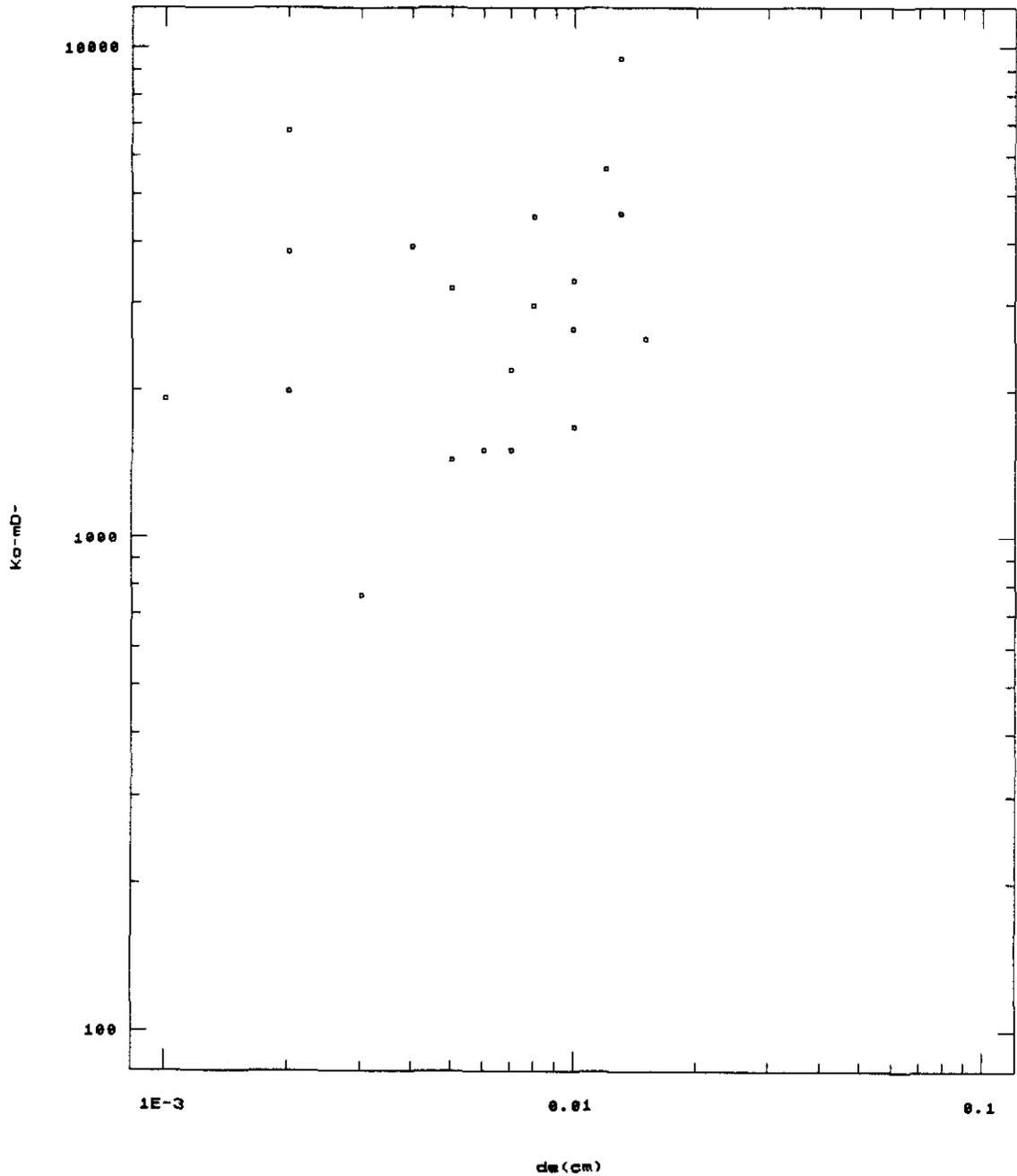
Regresion de K y GR



Tercio Sur de la Cuenca del Duero
K: Permeabilidad o conductividad hidráulica
GR: Actividad de rayos gamma

GRAFICO 8.5

Plot de K_0 y d_e



Tercio Sur de la Cuenca del Duero

K_0 : Permeabilidad intrínseca en milidarcys

d_e : diámetro equivalente en centímetros

A la vista del gráfico, tan solo se percibe una variación de K_o entre casi 1.000 mD y 10.000 mD y los distintos veinte d_e correspondientes a los sondeos. Se aprecia un aumento de K_o con el incremento ligero de d_e (cm).

8.9. CALCULO DE LA TRANSMISIVIDAD

La transmisividad se define como la capacidad de un medio para transmitir agua, y viene expresada por el producto de la permeabilidad (K) o conductibilidad hidráulica, por el espesor saturado del acuífero.

En nuestro caso, hemos considerado el acuífero que nos ocupa como un sistema multicapa, obteniendo la transmisividad multiplicando las permeabilidades hidráulicas por la suma de todos los espesores correspondientes a los niveles acuíferos atravesados por los pozos en los veinte sondeos (zonas de filtros).

De este modo hemos obtenido las transmisividades correspondientes que siguen:

$K(m/d)xe(m)=T(m^2/día)$			$K(m/d)xe(m)=T/m^2/día)$		
S.1	0,55x35=	19,25	S.11	4,94x36=	177,84
S.2	1,93x74=	142,82	S.12	1,09x98=	106,82
S.3	2,85x22=	62,7	S.13	3,30x75=	247,82
S.4	1,05x36=	37,8	S.14	6,87x30=	206,1
S.5	1,44x36=	51,84	S.15	1,09x58=	63,22
S.6	2,18x53=	115,54	S.16	2,78x36=	100,08
S.7	2,42x34=	82,28	S.17	1,82x48=	87,36
S.8	2,20x50=	110	S.18	1,59x60=	95,4
S.9	1,22x35=	42,7	S.19	3,41x156=	531,96(238,7)
S.10	4,10x53=	217,3	S.20	1,39x48=	66,72

También se puede obtener el valor de la transmisividad mediante la interpretación del comportamiento del acuífero frente a la extracción controlada del agua del mismo, es decir, mediante el análisis de los ensayos de bombeo y recuperación.

8.10. ENSAYOS DE BOMBEO (INTERPRETACION)

Los materiales que constituyen el Terciario de la Cuenca del Duero forman un acuífero libre de gran potencia, heterogéneo y anisótropo, en el que aparecen lentejones o canales arenosos distribuidos en un material más arcilloso. Para ciertos estudios regionales, puede hacerse la simplificación de considerarlo como homogéneo, pero para



análisis puntuales, como es el caso de los ensayos de bombeo, es preciso tener en cuenta la configuración real de los acuíferos. Los métodos analítico-gráficos son los que tradicionalmente se han venido empleando en la estimación de los parámetros hidrodinámicos a partir de los ensayos de bombeo. Casi todos ellos asumen la simplificación de homogeneidad de los medios permeables, y consisten, en esencia, en simular mediante un modelo analítico, con ciertas simplificaciones, el flujo del acuífero. Por tanto, y dadas las características reales del medio de estudio, es frecuente que aparezcan anomalías con respecto a las curvas teóricas de interpretación, apreciándose muchas veces solo cuando el ensayo tiene larga duración (más de cinco días).

Aportamos, seguidamente, la relación de veinte transmisividades obtenidas a partir de dichos ensayos e interpretaciones (Jacob). (Ver anexo de ensayos de bombeo).

		Tr (bombeo) (m ² /d)	
S.1	23,5	S.11	96 *Alaejos
S.2	32,03 *Guareña 2	S.12	110,25
S.3	60,2	S.13	256,36
S.4	25,3	S.14	175,68
S.5	47,6	S.15	72,35
S.6	121,3	S.16	79,2 *Palacios de Goda
S.7	65,8	S.17	95,3
S.8	48 *Langa	S.18	86,4 *Madrigal Altas Torres
S.9	45,4	S.19	172,8 *Fresno el Viejo
S.10	178,6	S.20	247 *Arevalo

CAPITULO 9. ANALISIS DE LOS DATOS

- . Relaciones hidrogeofísicas**
- . Relaciones hidrológicas**

9.1. RELACIONES HIDROGEOFISICAS

A continuación presentamos toda una serie de gráficos que nos expresan la variación o distribución de los parámetros geofísicos con respecto a los hidráulicos.

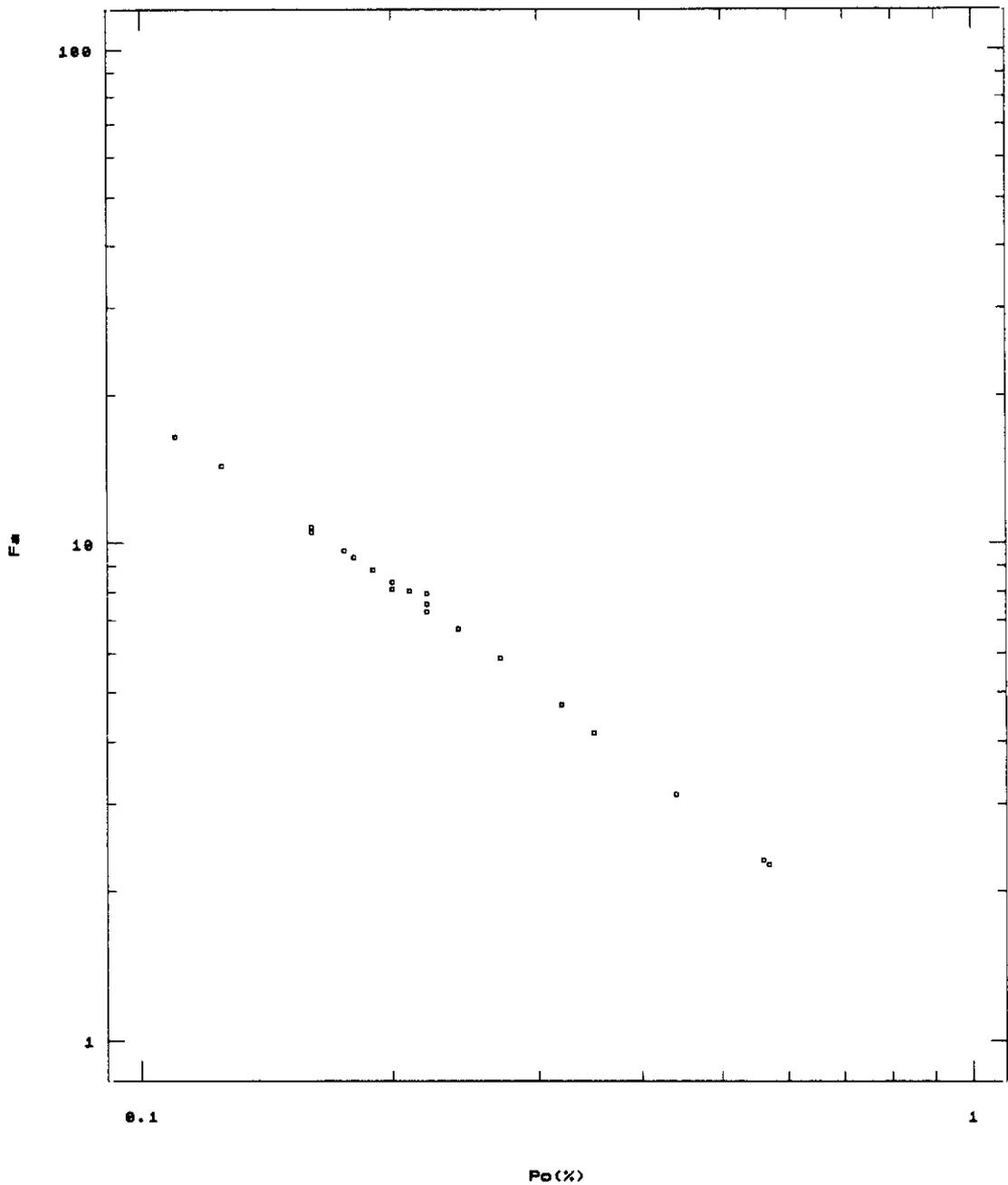
GRAFICO 9.1. (bilogarítmico): Hemos plotado las porosidades eficaces de los veinte sondeos frente a los correspondientes valores de los F_a . Los puntos se disponen según una línea recta, comprobándose que la ley de Archie se verifica. Hay que hacer notar que las porosidades están excedidas (no reales).

GRAFICO 9.2. (bilogarítmico): Lo mismo que el anterior, pero plotando ahora F frente a θ_e . Los puntos siguen una tendencia lineal, comprobándose Archie. Notemos ahora que las porosidades eficaces son correctas (reales). El parámetro F relaciona mejor con la porosidad (θ).

GRAFICO 9.3. No se aprecia ninguna relación entre los valores de F y las porosidades totales. Las porosidades totales oscilan entre 0,20 y 0,70.

GRAFICO 9.1.

Relacion entre F_a y P_o



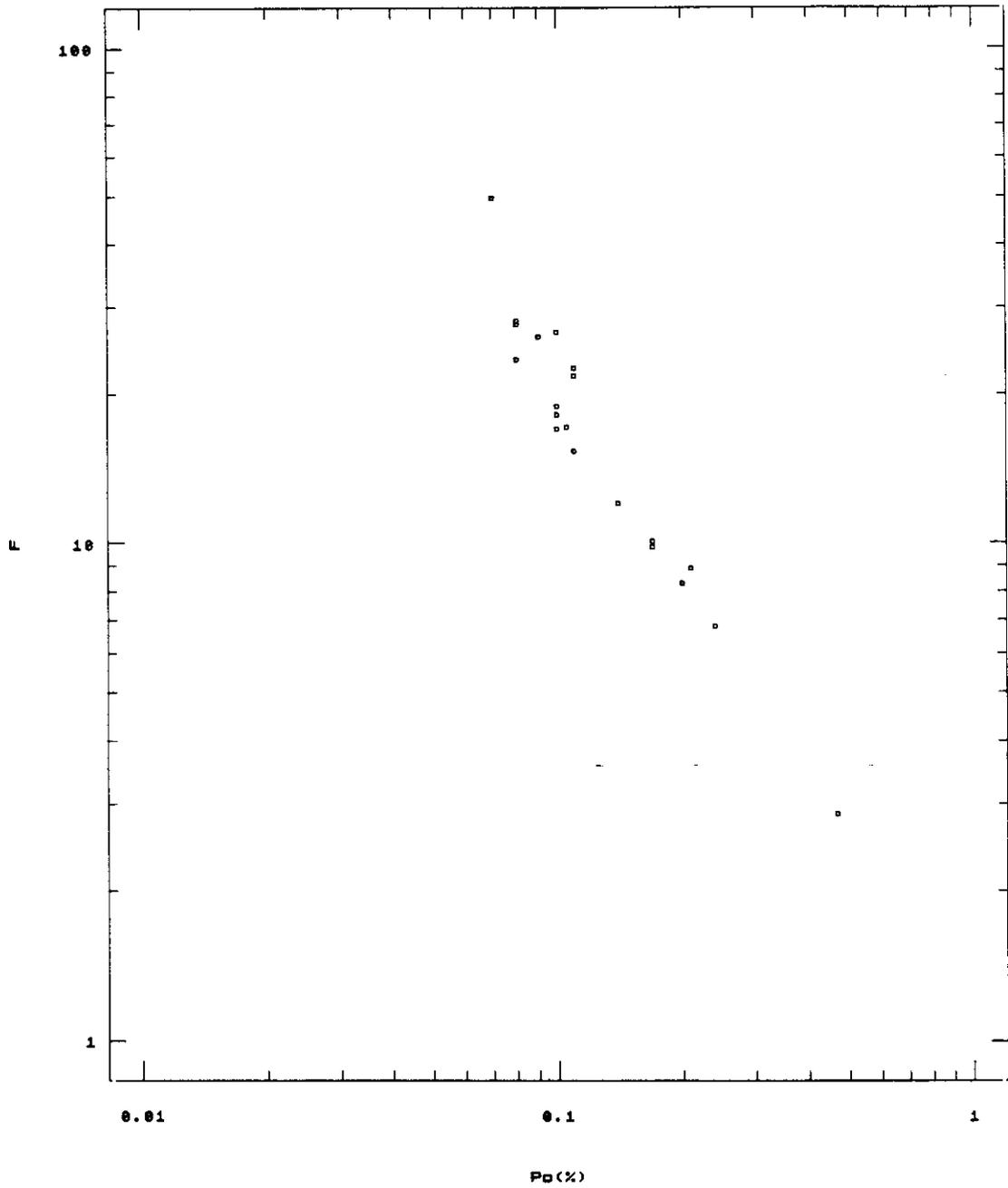
Tercio Sur de la Cuenca del Duero

F_a : Factor de formación aparente

P_o : Porosidad eficaz (no real)

GRAFICO 9.2.

Relacion entre F y Po

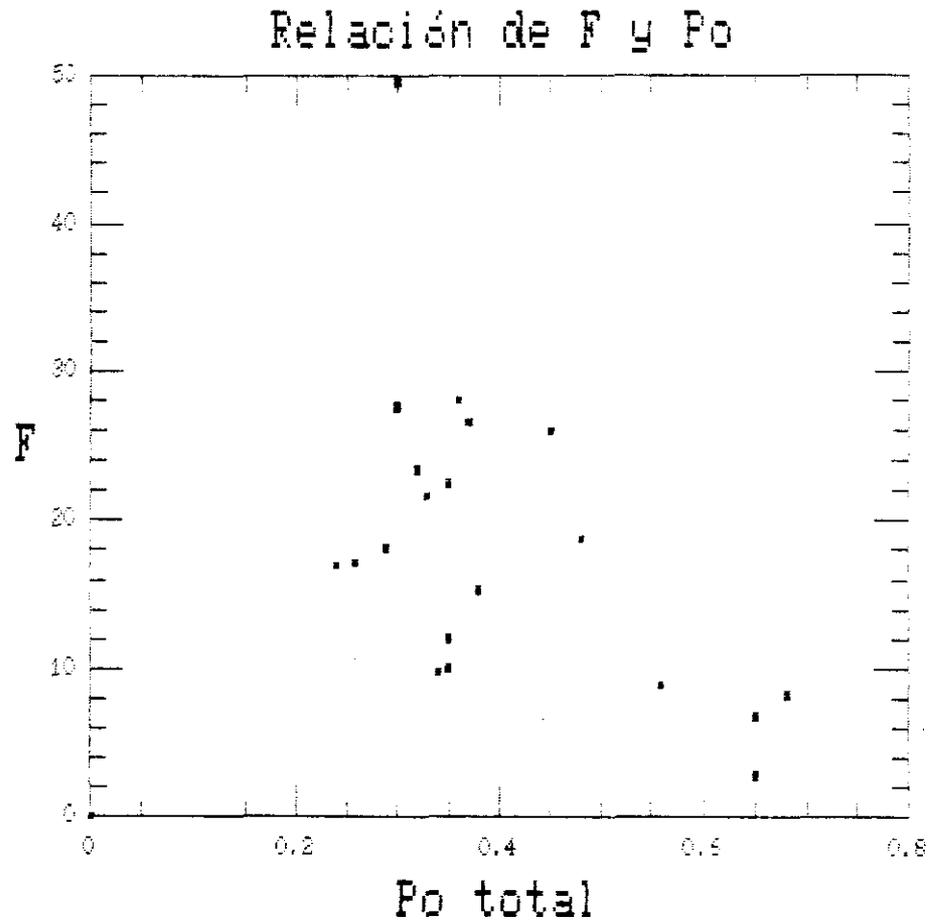


Tercio Sur de la Cuenca del Duero

F: Factor de formación verdadero

Po: Porosidad eficaz (real)

GRAFICO 9.3.



TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

F: Factor de formación intrínseco o verdadero

Po: Porosidad total

GRAFICO 9.4. F varía entre 2 y 50. R_o^* varía entre 20 y 360 Ω .m. F aumenta según aumenta la resistividad del acuífero limpio (R_o^*).

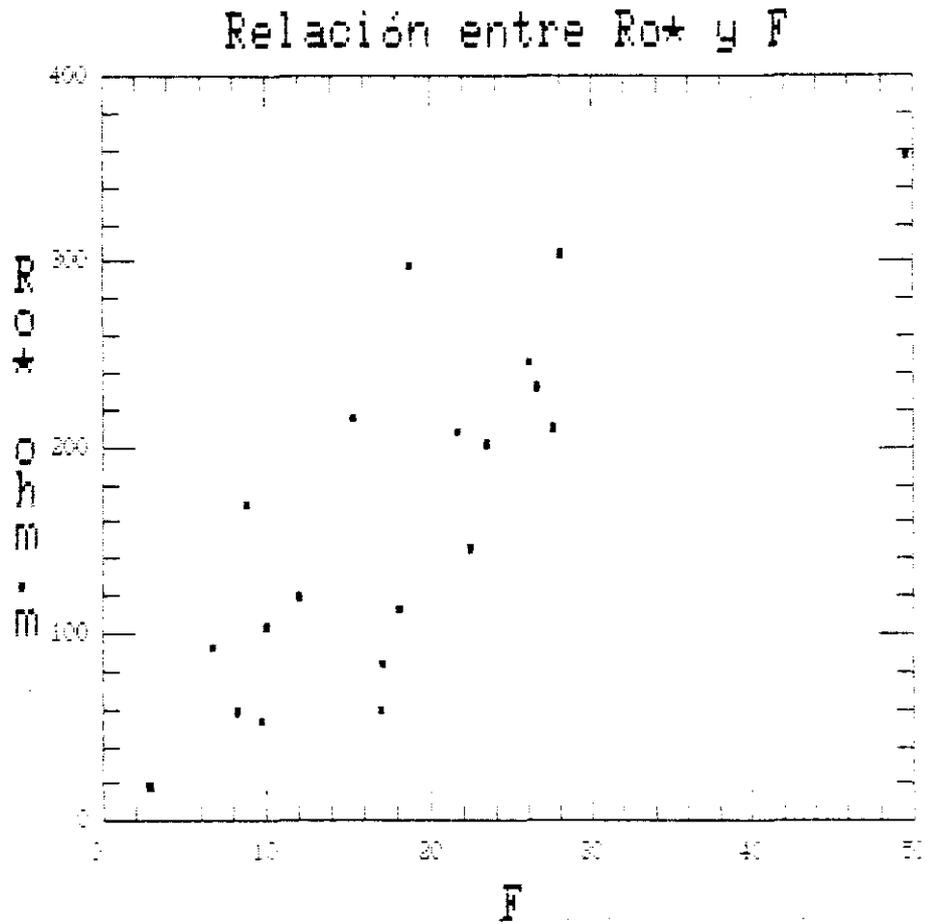
GRAFICO 9.5. F varía entre casi 3 y 17. No se aprecia ninguna relación entre los F_a y R_o^* .

GRAFICO 9.6. Se observa una distribución de la porosidad eficaz entre valores comprendidos entre 0,08 y 0,24. Hay un punto excepción, al cual le corresponde un valor de porosidad eficaz de 0,47 (S.16. Adanero 1. Avila).

GRAFICO 9.7. (bilogarítmico): Hay una cierta relación entre R_w y R_o^* . La resistividad del agua de formación va desde 5 a 20 Ω .m. Hay un incremento paralelo de la resistividad del agua con la del acuífero limpio (R_o^*).

GRAFICO 9.8. No se aprecia relación alguna entre F y la resistividad del acuífero sucio (R_o). Tan solo que la resistividad de éste varía desde cerca de 20 a casi 100 Ω .m.

GRAFICO 9.4.

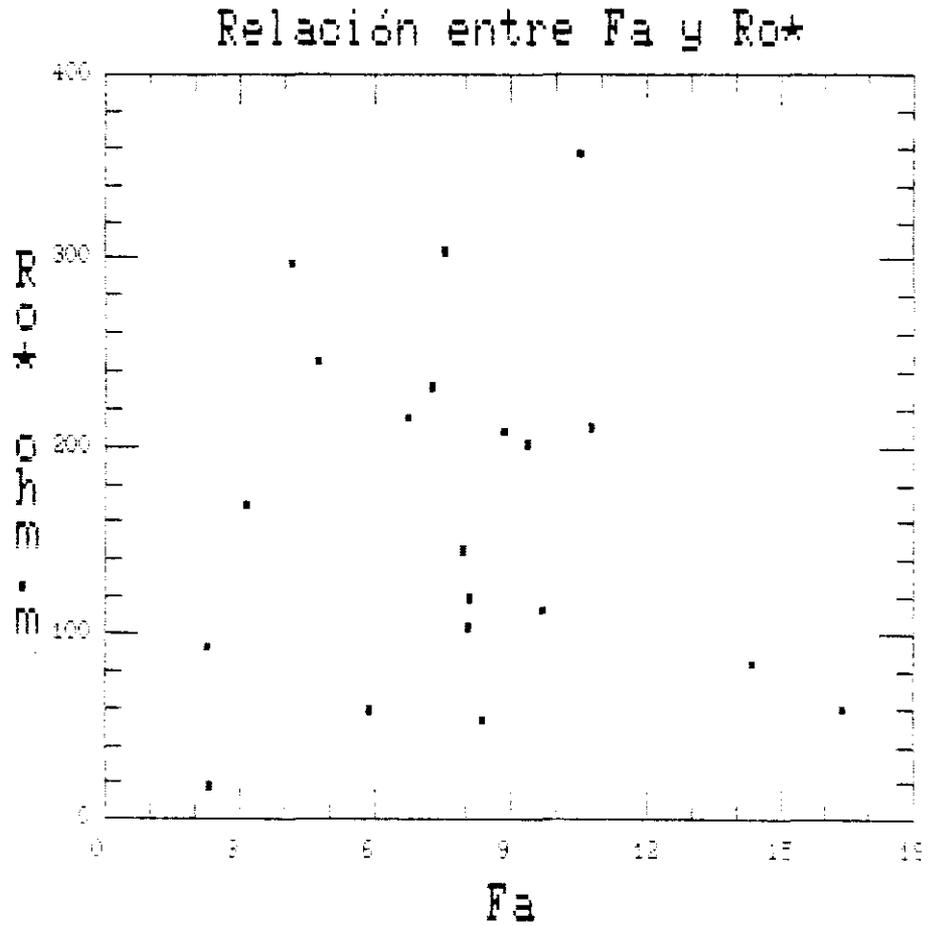


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

R_o^* : Resistividad acuífero limpio (libre de arcilla)

F : Factor de formación intrínseco o verdadero

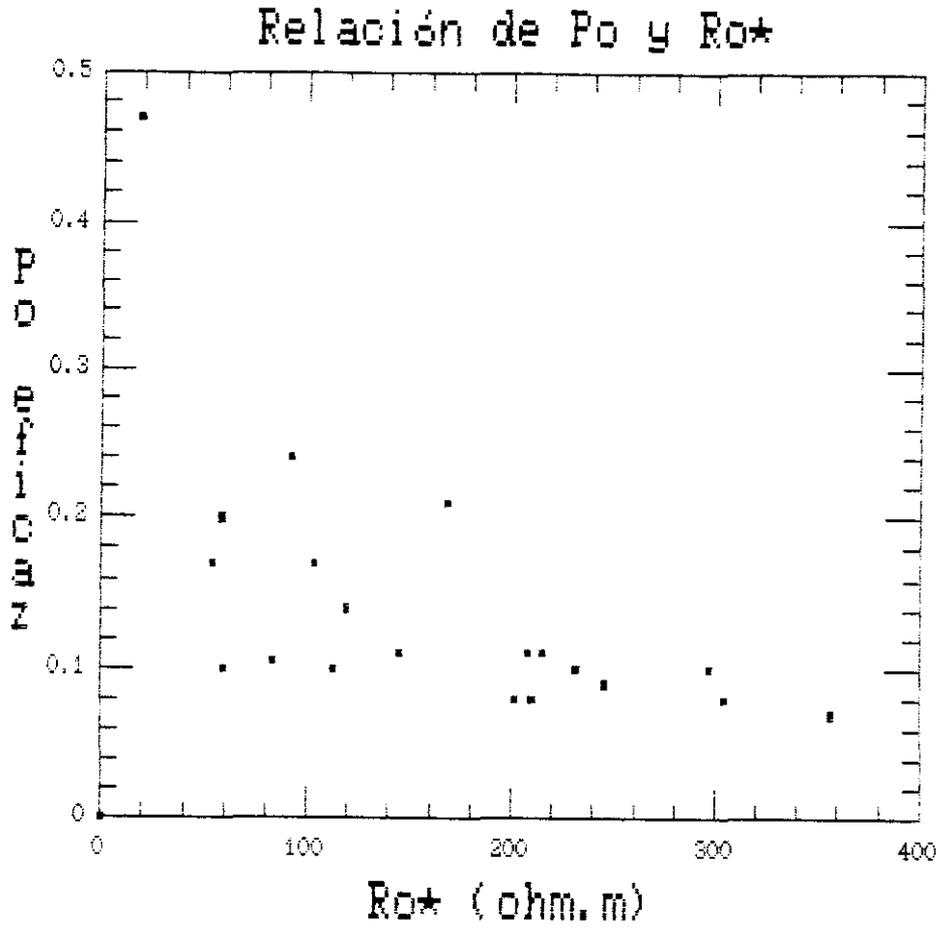
GRAFICO 9.5.



TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

- R_o^* : Resistividad acuífero limpio (libre de arcilla)
 F_a : Factor de formación aparente

GRAFICO 9.6.



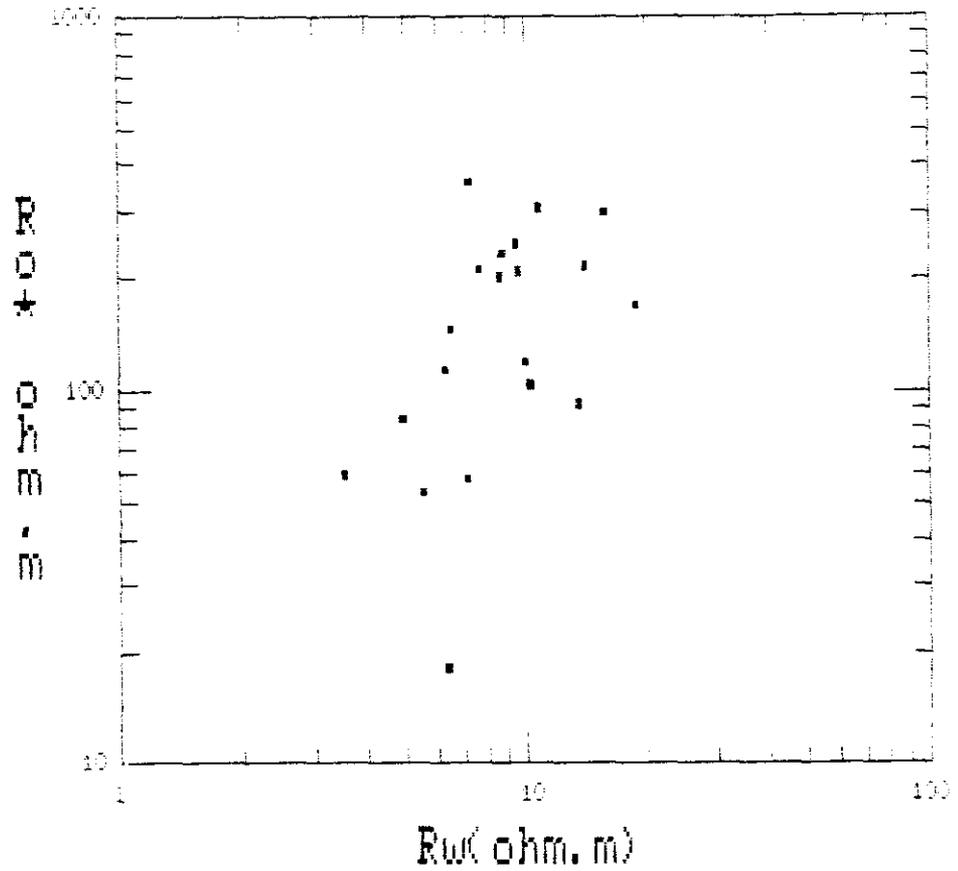
TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

Ro* : Resistividad acuífero libre de arcilla (limpio)

Po : Porosidad eficaz

GRAFICO 9.7.

Relación entre R_w y R_o^*

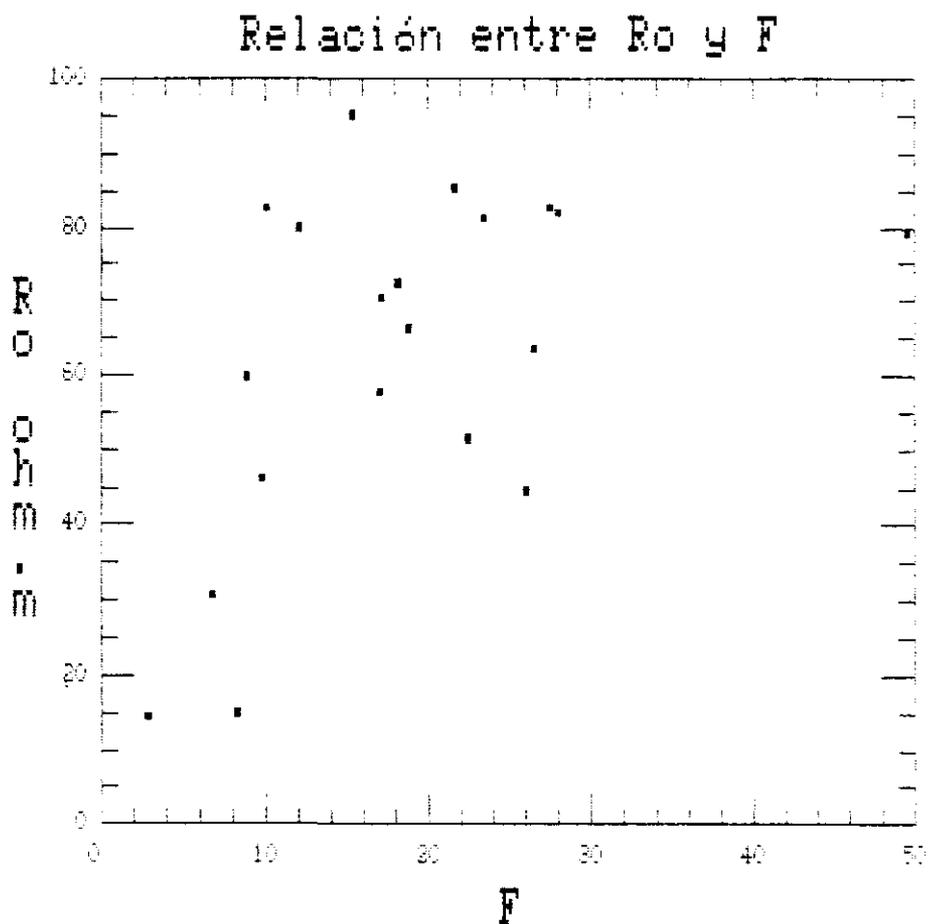


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

R_o^* : Resistividad acuífero limpio (libre de arcilla)

R_w : Resistividad agua de formación

GRAFICO 9.8.



TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

R_o : Resistividad acuífero sucio (con efectos de arcilla)

F : Factor de formación intrínseco o verdadero

GRAFICO 9.9. Igual que el anterior, no observamos relación ninguna entre los F_a y R_o .

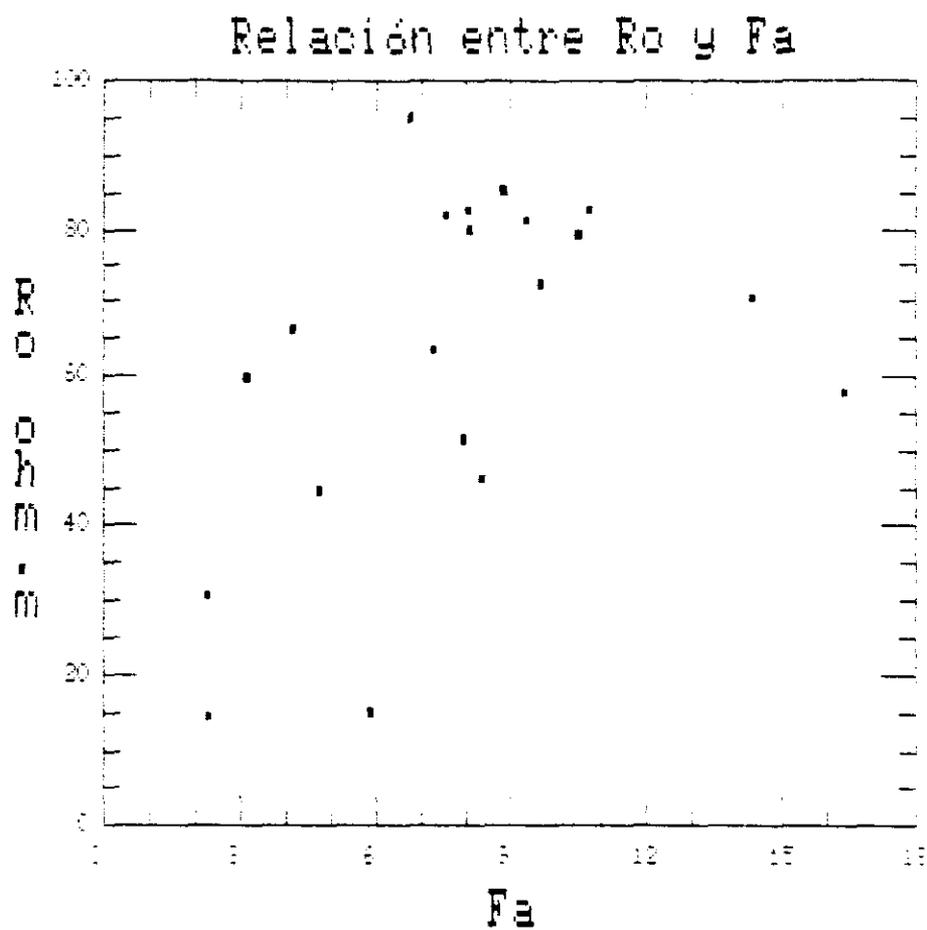
GRAFICO 9.10. No se observa una posible relación entre F y $Stot$. Esta varía entre 0,03 y 0,21 $\mu.m^{-1}$ en nuestro caso.

GRAFICOS 9.11 A 9.15. No hay nada especial que comentar. Se trata de distribuciones de la permeabilidad (K) con respecto a F , F_a , \emptyset_e y \emptyset_w (total).

GRAFICO 9.16. Esquema de variación de C_o con C_w para arenas arcillosas saturadas con agua del Tercio Sur de la Cuenca del Duero.

Obsérvese la similitud con la fig. 5.2. del capítulo 5 de este trabajo. El hecho de que los puntos se dispongan según una curva confirma la presencia de arcillas intersticiales (Willie, 1.960). Las arenas "sucias" consisten, normalmente, en arena limpia con shale interlaminada, arena con arcilla intersticial o interlaminaciones de arena y shale conteniendo arcilla intersticial.

GRAFICO 9.9.

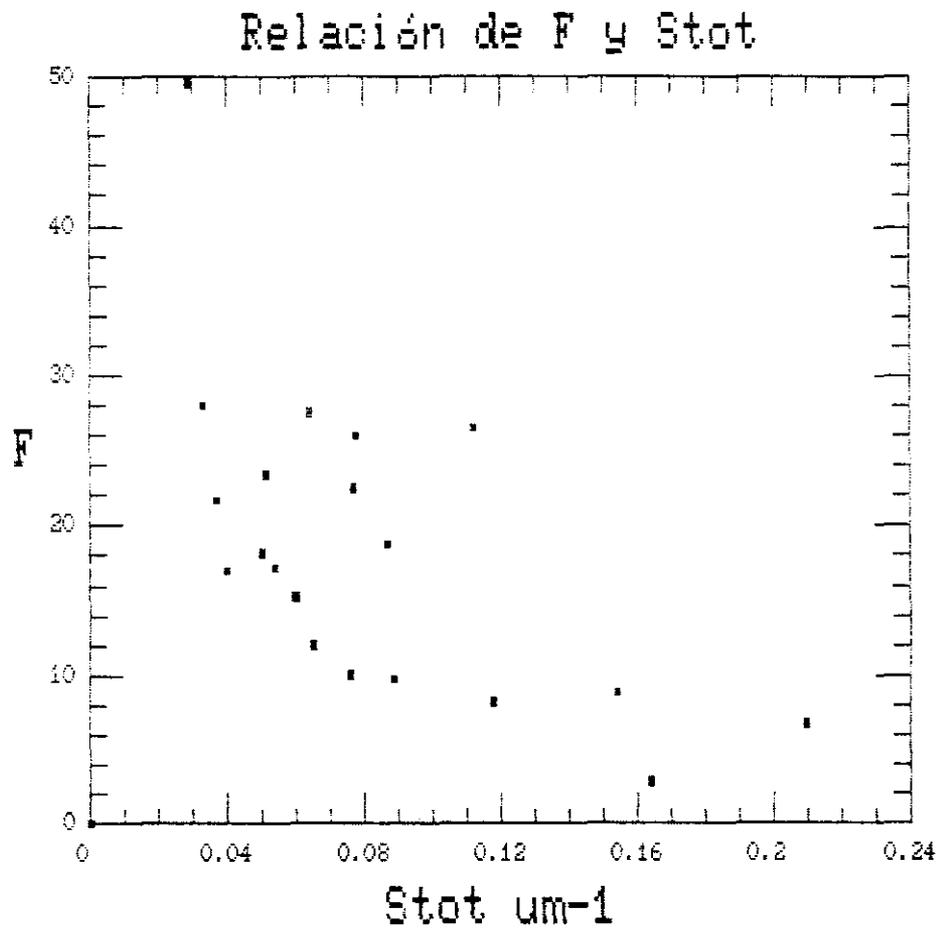


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

R_o : Resistividad acuífero sucio (con efectos de arcilla)

F_a : Factor de formación aparente

GRAFICO 9.10.

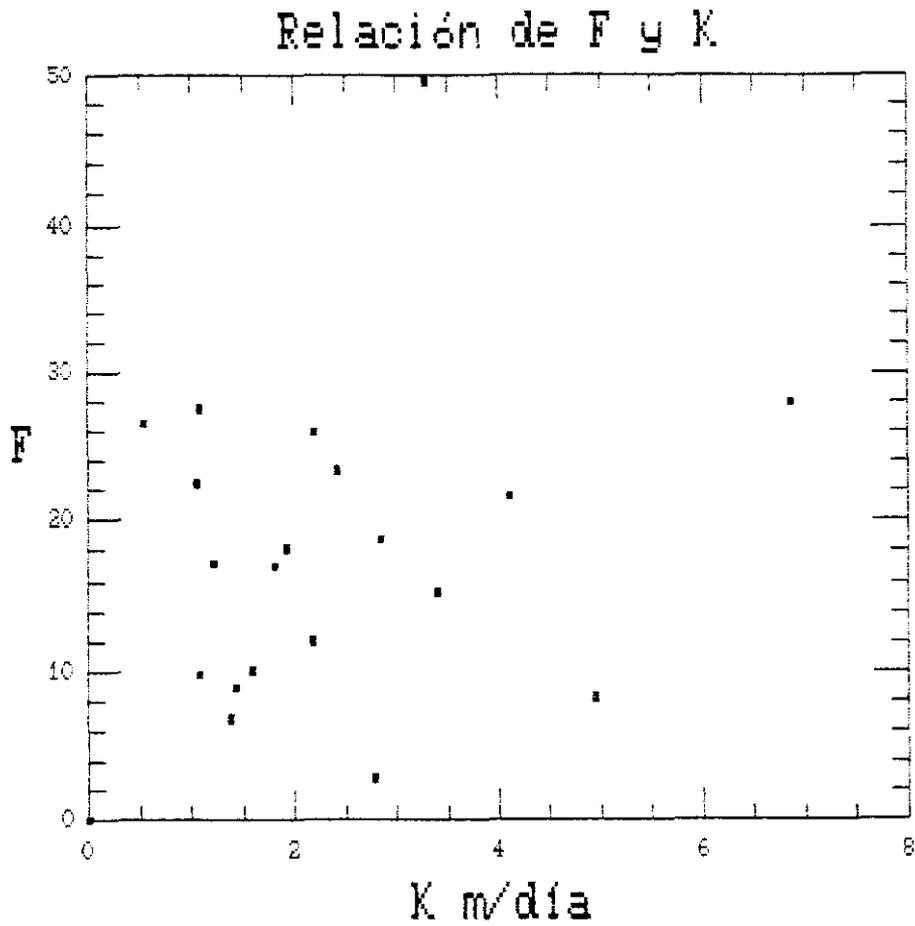


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

F: Factor de formación intrínseco o verdadero

Stot : Superficie específica interna referida al volumen total

GRAFICO 9.11.



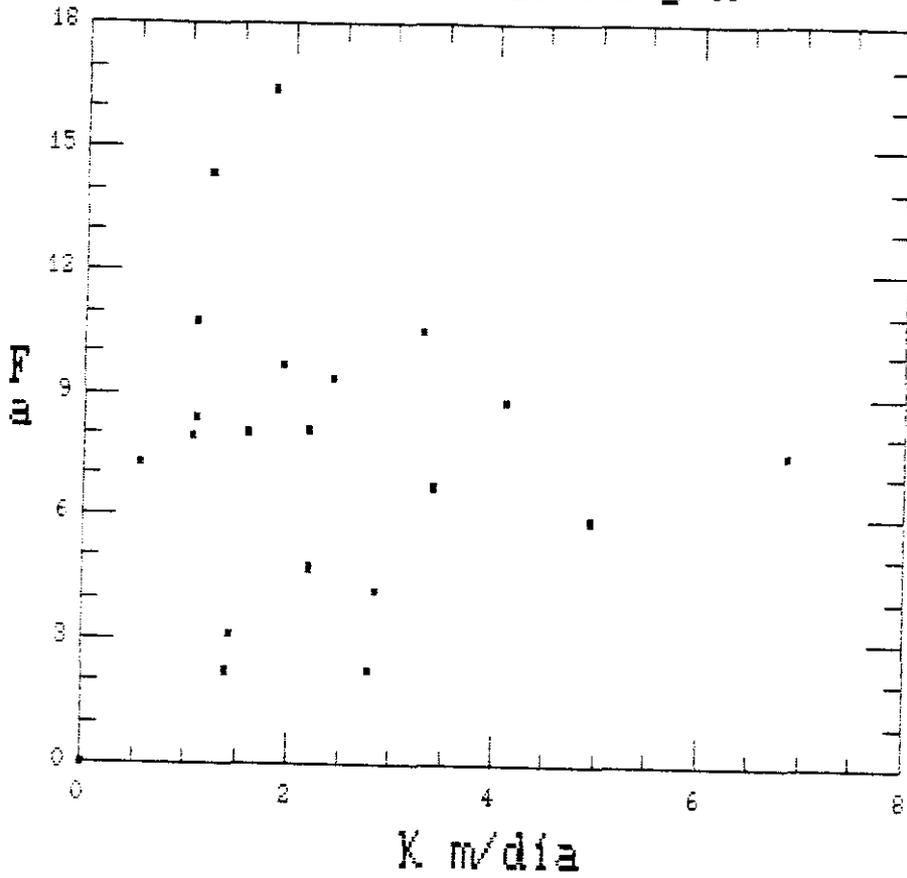
TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

F: Factor de formación intrínseco o verdadero

K: Permeabilidad o conductividad hidráulica

GRAFICO 9.12.

Relación de Fa y K

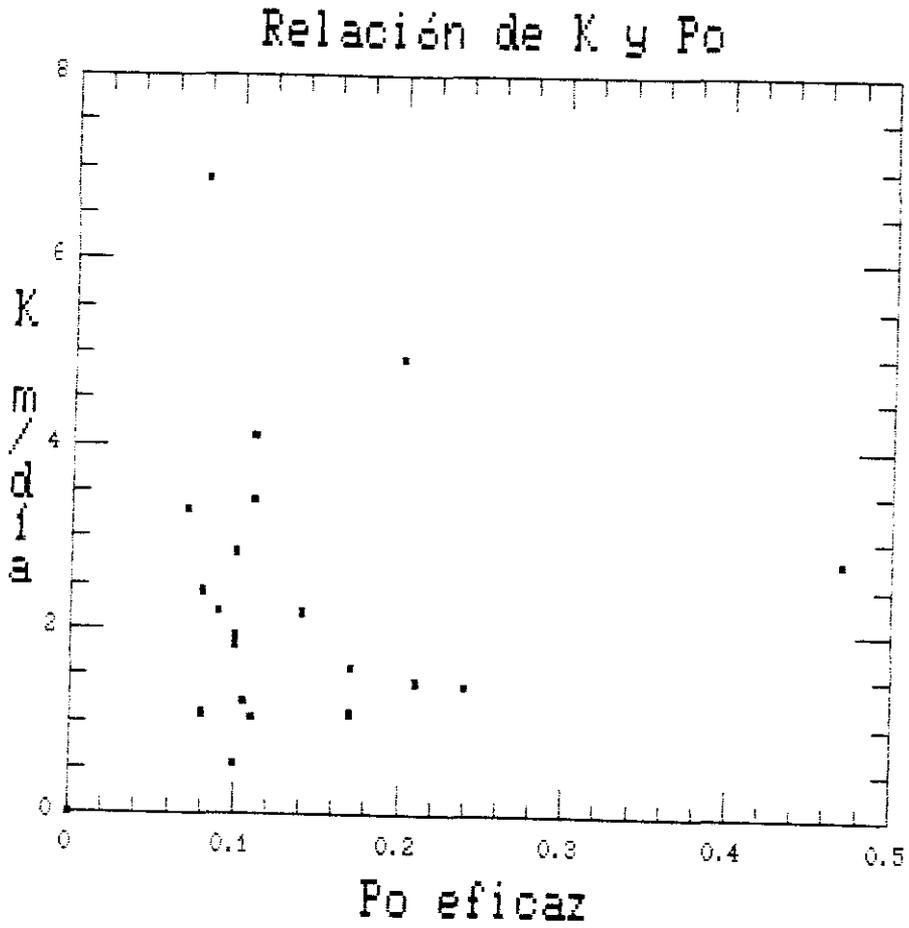


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

Fa : Factor de formación aparente

K : Permeabilidad o conductividad hidráulica

GRAFICO 9.13.

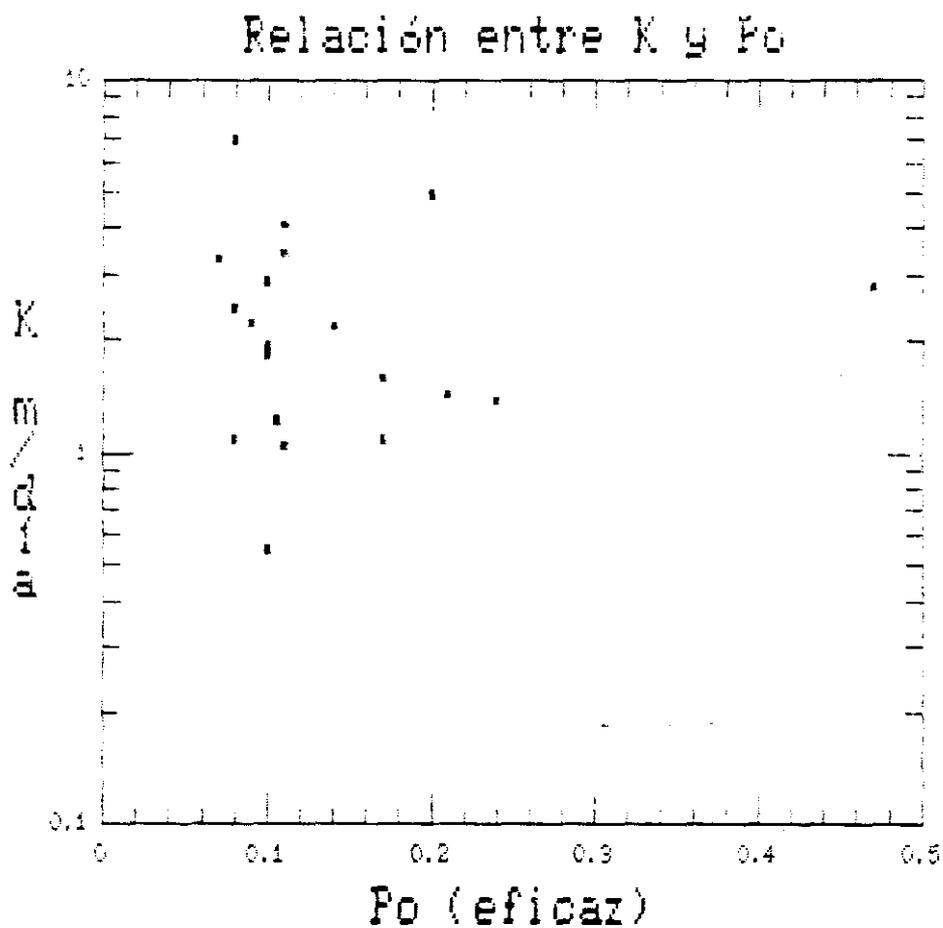


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

K : Permeabilidad o conductividad hidráulica

Po: Porosidad eficaz

GRAFICO 9.14.

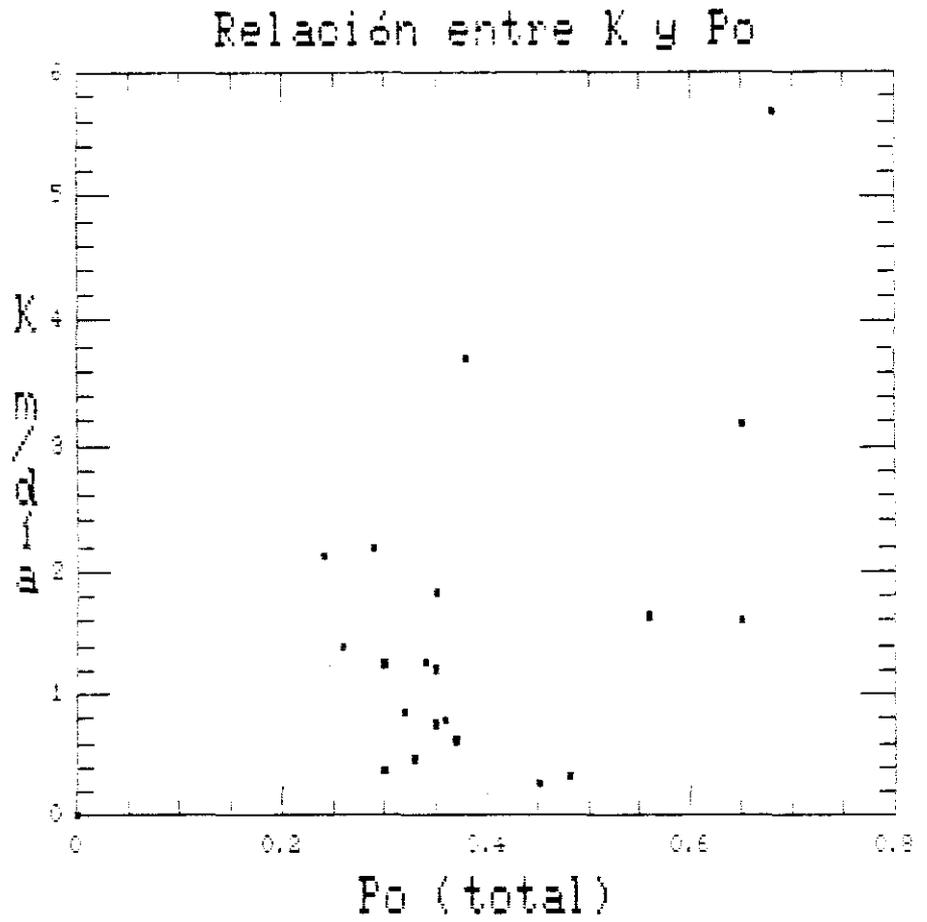


TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

K : Permeabilidad o conductividad hidráulica

Po: Porosidad eficaz

GRAFICO 9.15.



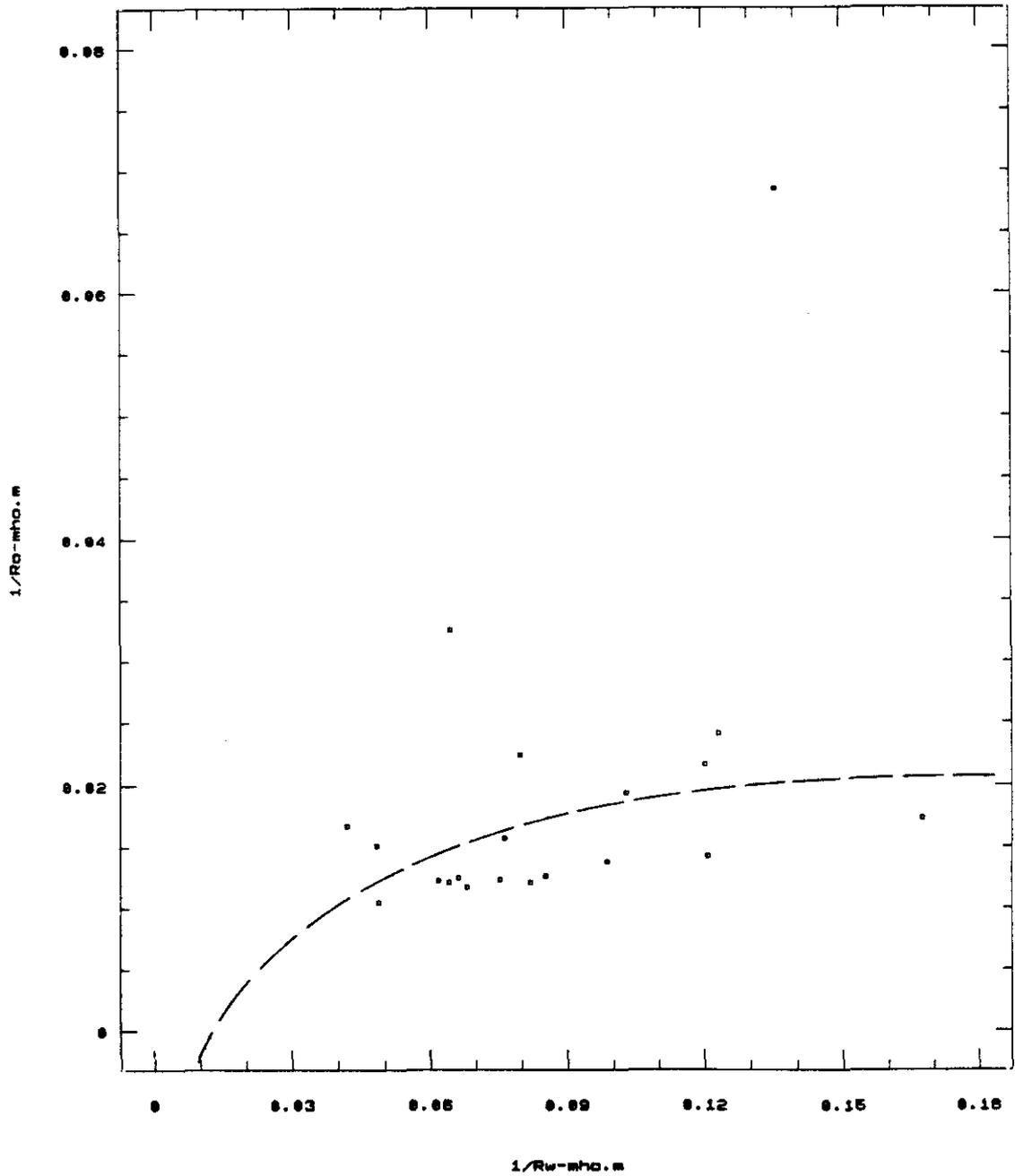
TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO

K : Permeabilidad o conductividad hidráulica

Po: Porosidad total

GRAFICO 9.16.

Plot de $1/R_o$ u $1/R_w$



Tercio Sur de la Cuenca del Duero

R_o : Resistividad de la formación saturada al 100% con agua de resistividad R_w

R_w : Resistividad del agua de formación.

GRAFICO 9.17. Variación de F_a/F con C_w para los veinte sondeos del Tercio Sur de la Cuenca del Duero. A mayor C_w menores son los efectos de arcilla.

Observar aquí también la semejanza con el gráfico de la fig. 5.6. del capítulo 5 (shaly-sand).

9.2. RELACIONES HIDROLOGICAS

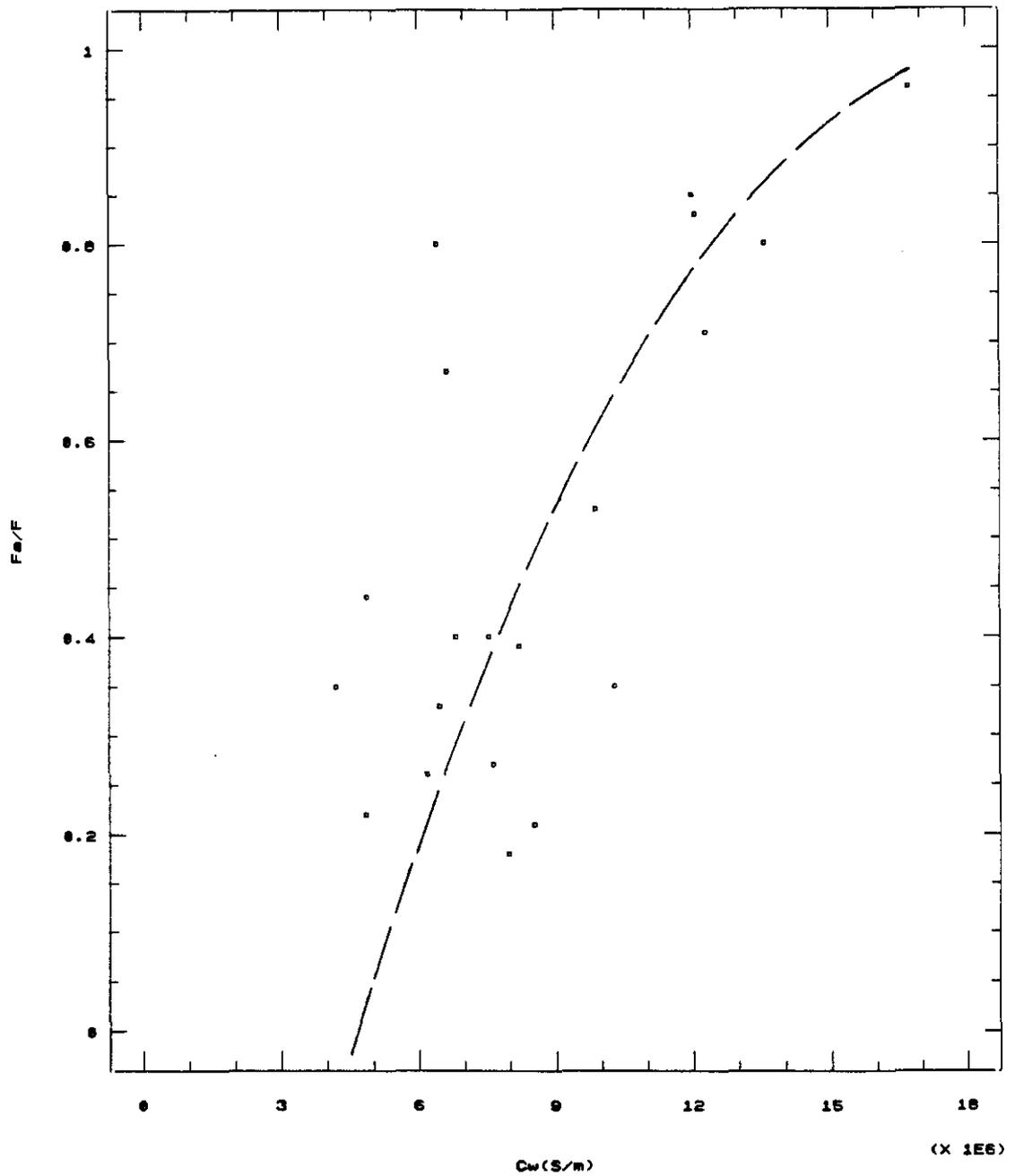
GRAFICO 9.18. Hemos realizado un análisis de regresión entre los veinte valores de permeabilidades intrínsecas (K_o) calculadas y otras tantas (K_o) estimadas. La correlación es magnífica. El coeficiente de correlación es $R = 0,947$ y el coeficiente de determinación (R^2) del 89,72 %.

Atribuimos una correlación tan buena en estos sondeos al hecho de que los radios hidráulicos son mayores que 1 (en $\mu.m$).

GRAFICO 9.19. Hemos realizado también un análisis de regresión entre los veinte valores de transmisividad calculados en los veinte sondeos correspondientes de este trabajo. El coeficiente de correlación dió

GRAFICO 9.17.

Plot de F_a/F y C_w



Tercio Sur de la Cuenca del Duero

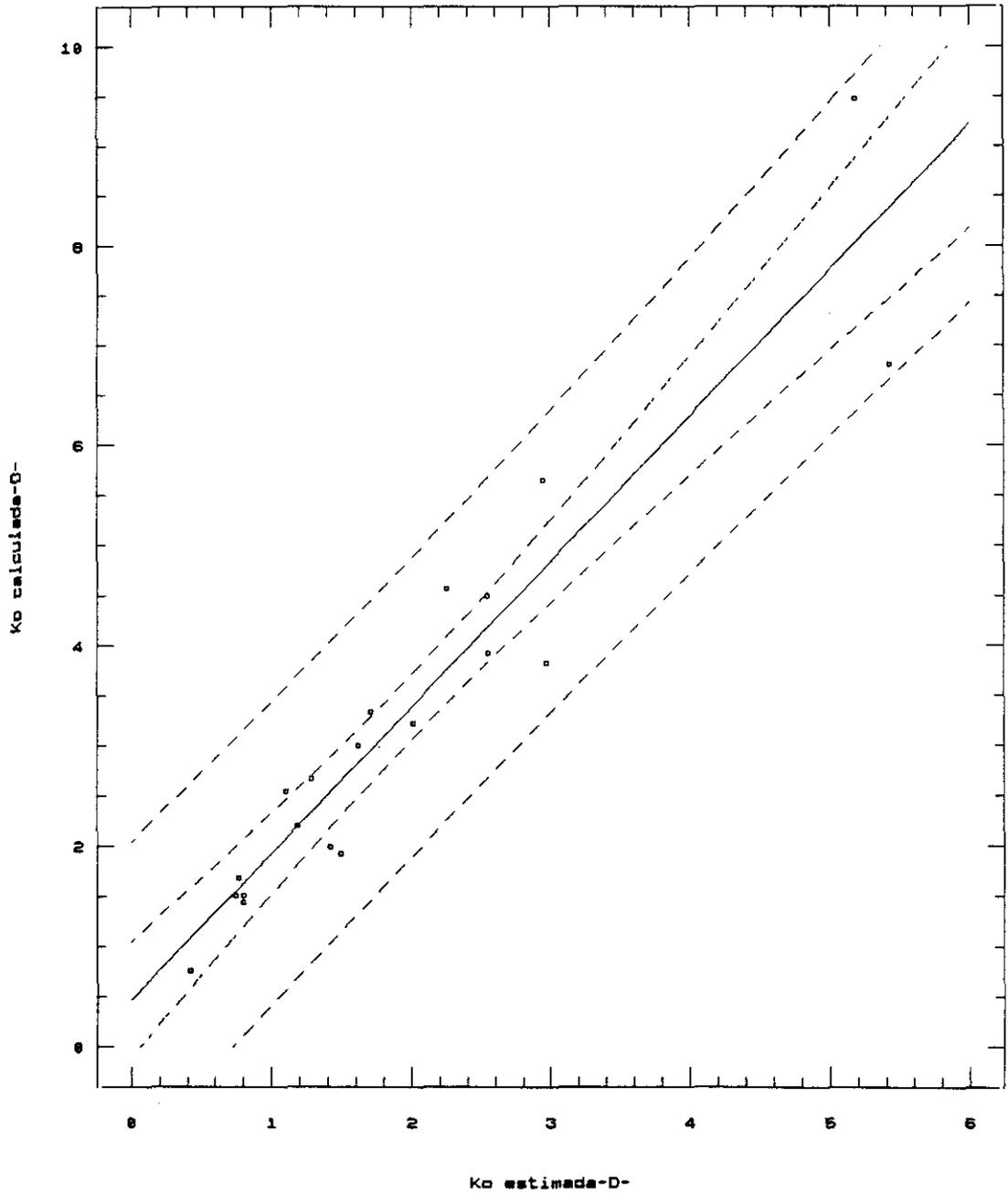
F_a/F : Medida de efectos de arcilla

C_w : Conductividad del agua de formación

GRAFICO 9.18.

Regresion de Ko(calculada)

y Ko(estimada)

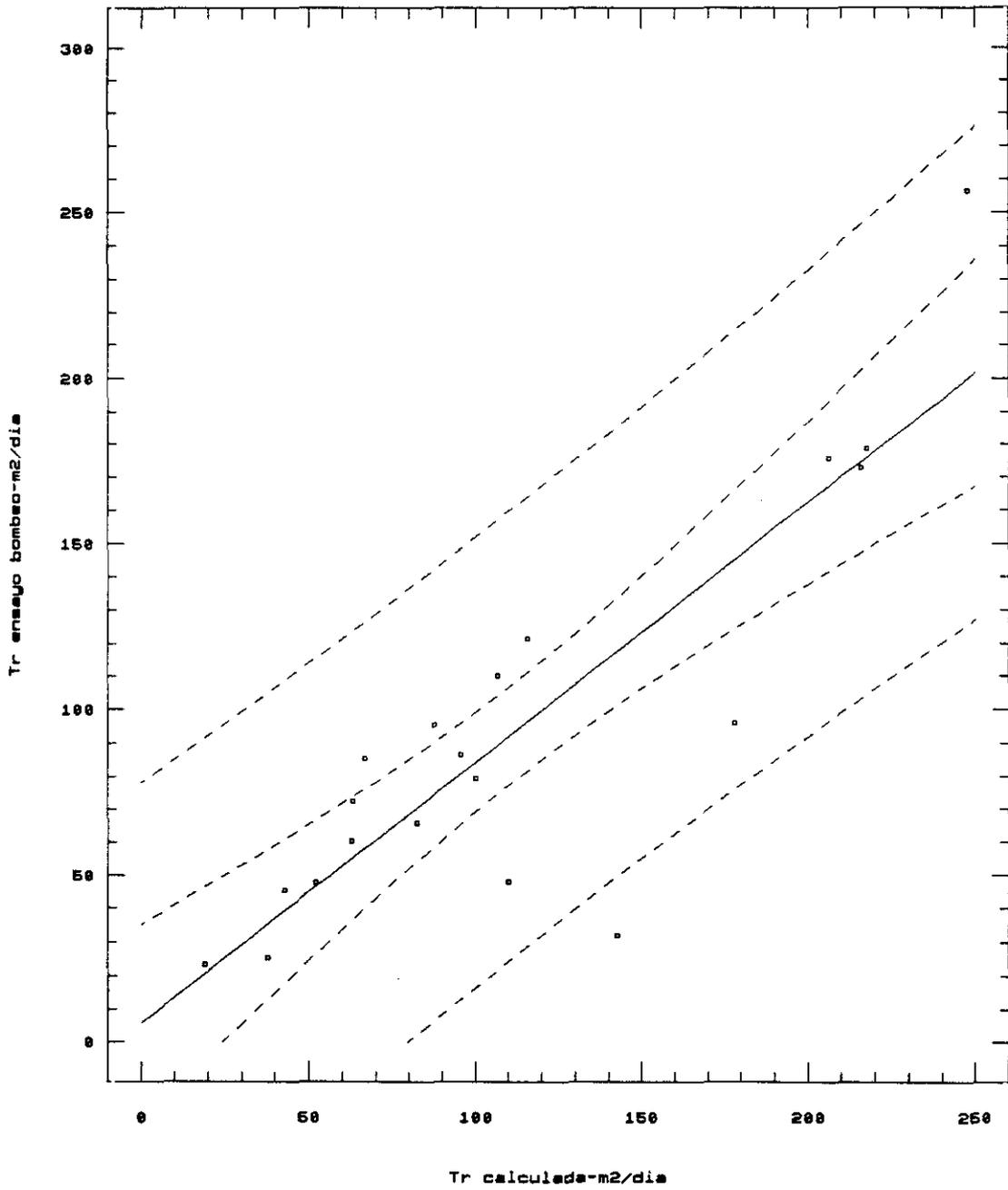


Tercio Sur de la Cuenca del Duero
Ko: permeabilidad intrínseca en darcys

GRAFICO 9.19.

Regresion de Tr(calculada) y

Tr(ensayo bombeo)



Tercio Sur de la Cuenca del Duero

Tr: transmisividad

un $R = 0,864$; el coeficiente de determinación, $R^2 = 74,75 \%$.

La correlación es mediana entre la transmisividad medida en un punto y la de los pozos de su entorno. Dada la naturaleza del detrítico de la Cuenca del Duero, este comportamiento se debe atribuir a la impredecible presencia de canales o lentejones con alto contenido arenoso, que confieren a la transmisividad una importante componente local, no correlacionable con los pozos del entorno. La correlación se extiende sobre una región muy grande.

Por último, presentamos una table resumen con los datos de los parámetros geofísicos e hidrológicos más importantes hallados en la investigación de estos veinte sondeos correspondientes al Tercio Sur de la Cuenca del Duero (observar tabla 9.1.).

Si representáramos nuestros datos en el seno del gráfico de la fig. 9.1., los puntos se situarían en el ángulo superior derecho, entre las gravas y arenas, junto con limos y arcillas.

Tabla 9.1. Resumen de datos de los parámetros geofísicos e hidrológicos principales de los sondeos del Tercio Sur de la Cuenca del Duero

	F	Fa	Øw	Øe	Ko(D)	Ko(D)	Stot	Tr(cal)	Tr(bombeo)	Cq	K
			(%)	(%)	est.	cal.	(µm ³)	(m ³ /d)	(m ³ /d)	(µs/cm)	(m/día)
S.1	26,58	7,28	0,137	0,1	0,423	0,7610	0,112	19,25	23,5	114,23	0,55
S.2	18,16	9,69	0,29	0,1	1,285	2,6674	0,05	142,82	32,03	50	1,93
S.3	18,83	4,16	0,48	0,1	2,544	3,9226	0,087	62,7	60,2	118,32	2,85
S.4	22,47	7,94	0,35	0,11	0,779	1,4478	0,077	37,8	25,3	125,20	1,05
S.5	8,91	3,14	0,56	0,21	1,415	1,9928	0,154	51,84	47,6	108,49	1,44
S.6	12,01	8,09	0,35	0,14	1,614	2,9977	0,065	115,54	121,3	41,66	2,18
S.7	23,43	9,38	0,32	0,08	1,703	3,3360	0,051	82,28	65,8	74,29	2,42
S.8	26,04	4,72	0,45	0,09	2,008	3,2170	0,078	110	48	183,72	2,20
S.9	17,14	14,36	0,26	0,105	0,76	1,6831	0,054	42,7	45,4	23	1,22
S.10	21,7	8,86	0,33	0,11	2,939	5,6530	0,037	217,3	178,6	69,56	4,10
S.11	8,28	5,88	0,68	0,2	5,424	6,8093	0,118	177,84	96	70,04	4,94
S.12	9,79	8,38	0,34	0,17	0,799	1,5100	0,089	106,82	110,25	30,94	1,09
S.13	49,58	10,54	0,30	0,07	2,249	4,5770	0,029	247,82	256,36	98	3,30
S.14	28,04	7,56	0,36	0,08	5,183	9,4700	0,033	206,1	175,68	89,01	6,87
S.15	27,54	10,77	0,30	0,08	0,742	1,5100	0,064	63,22	72,35	74	1,09
S.16	2,86	2,3	0,65	0,47	2,969	3,8286	0,164	100,08	79,2	133,21	2,78
S.17	16,99	16,42	0,24	0,1	1,099	2,5508	0,040	87,36	95,3	6	1,82
S.18	10,05	8,05	0,35	0,17	1,187	2,2050	0,076	95,4	86,4	23,98	1,59
S.19	15,31	6,74	0,38	0,11	2,543	4,5013	0,060	531,96(238,7)	172,8	58,98	3,41
S.20	6,78	2,25	0,65	0,24	1,491	1,9225	0,21	66,72	247,0	217,25	1,39

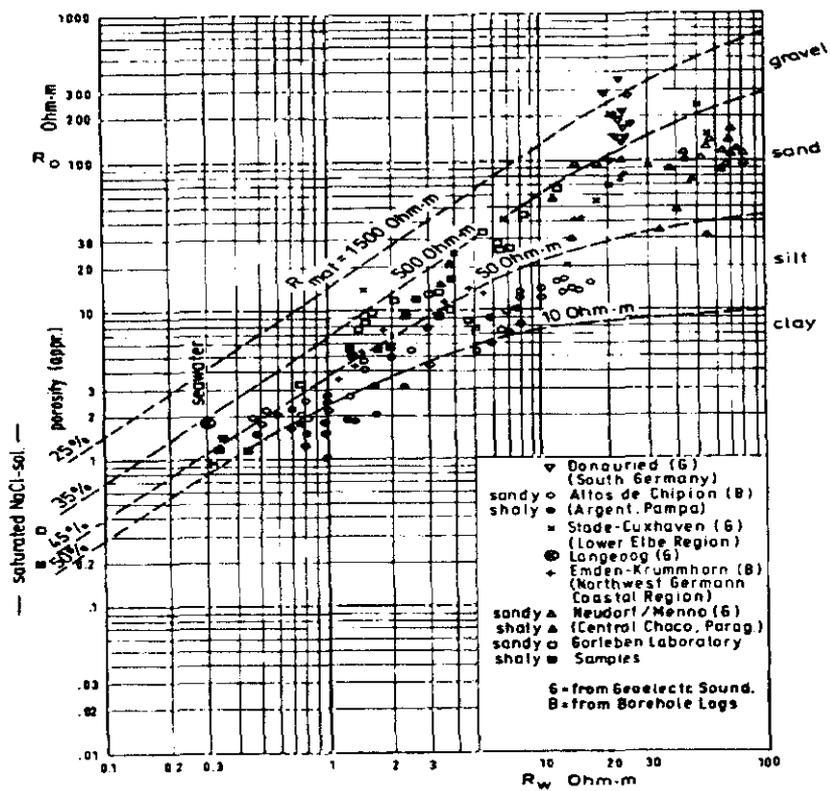


Fig.9.1. Relación entre la resistividad del agua y la resistividad de la formación, Gorleben y otras áreas.

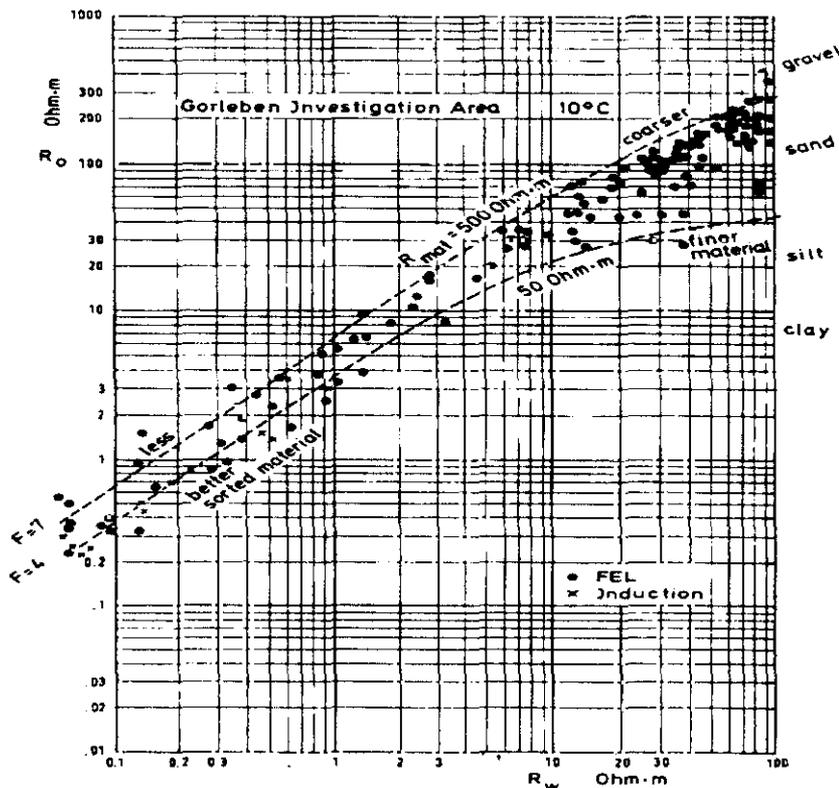


Fig.9.2. Relación entre la resistividad del agua y el factor de formación, área de investigación de Gorleben.

CAPITULO 10. CONCLUSIONES GENERALES

10.1. SINTESIS Y CONCLUSIONES

La utilización de registros geofísicos en la prospección de hidrocarburos tiene una larga historia y un gran capital que la respalda, apoyando la investigación y exigiendo una elevada calidad de resultados. Como consecuencia, este campo presenta un gran desarrollo tecnológico e instrumental con multitud de profesionales y sociedades destinadas a este fin.

Por otro lado, la Hidrogeología se ha ido mostrando cada vez más necesitada de tecnología punta, sobre todo a partir de la segunda mitad del presente siglo, cuando la explosión demográfica comienza a notarse y los suministros vitales de agua, tanto de consumo como de riego, se han de cubrir. Ello ha provocado el comienzo de la utilización de técnicas de prospección avanzada, como es la geofísica, aunque a un ritmo aún insuficiente. La causa principal de este hecho son los escasos beneficios que se obtienen de la rama agrícola como para incentivar el desarrollo de la utilización de registros geofísicos aplicados a sondeos hidrogeológicos. Con ello, de igual manera que el imperioso capital promovía la investigación en el mundo de los hidrocarburos, en la hidrogeología la carencia de aquél conlleva una estabilización y estancamiento de los conocimientos en la prospección, tanto por este camino como por otros, de aguas.



Según lo expuesto, cabría pensar en la aplicabilidad de los estudios realizados en las diagráfias de petróleo, material fluido como el agua y al que también afectan las leyes de la dinámica de fluidos, en la prospección de acuíferos. Como he intentado demostrar, hay muchos principios que ambos comparten. No sólo éso, sino que la tecnología geofísica utilizada en hidrogeología es distinta por dos causas principales: la no excesiva aplicación de algunas sondas de alta tecnología (inducción, microdispositivos, focalizadas, etc.) de más caro tratamiento y no excesiva mejora de la calidad de los resultados, ya que en Hidrogeología se utilizan lodos mucho más dulces que en el petróleo, impidiendo buenos registros con las sondas señaladas, así como el factor económico que provoca una reducción en la utilización de parámetros.

Tan sólo se pueden aplicar las investigaciones de un campo al otro de forma muy limitada -fundamentalmente sus bases teóricas- pues las exigencias y factores de explotación así lo condicionan (no explotabilidad de capas menores de 2 m. por carecer de rentabilidad y longitud mínima de filtros, la presencia de arcillas en el interior de una capa de forma significativa es un factor excluyente para la elección de un acuífero; en la relación calidad/cantidad para la hidrogeología se presta más atención al numerador, pues la cantidad suele ser grande, mientras que en el petróleo o gas es el

denominador el de más interés, pues aunque la calidad no sea alta, seguramente será rentable, etc.).

Por tanto, era necesario sentar las bases teóricas en la interpretación de diagráfias con los parámetros más utilizados en hidrogeología (sondas convencionales), pues fueron métodos desechados hace tiempo en los hidrocarburos y cuyos fundamentos tenían una accesibilidad muy reducida.

La salinidad de las aguas subterráneas (R_w) y la porosidad (\emptyset) varían significativamente y no sistemáticamente en las formaciones granulares del Tercio Sur de la Cuenca del Duero. Se ha demostrado la existencia de relaciones entre los parámetros eléctricos e hidrológicos; dichas relaciones deben ser investigadas y estudiadas a través de los factores de formación corregidos (intrínsecos o verdaderos).

El algoritmo de Worthington y Barker (1.972) sugiere un modelo de resistencia en paralelo que supone una contribución constante a la conducción superficial por los constituyentes sólidos, de tal modo que es independiente de la salinidad del electrolito. Este concepto era incompatible con los mecanismos del intercambio iónico y la conducción superficial. No obstante, en los acuíferos granulares del Tercio Sur de la Cuenca del Duero, cuyas resistividades electrolíti-

cas típicas caen dentro del rango entre 3 y 30 $\Omega \cdot m$ y donde los valores de R_x y F se ha visto que son más altos y más bajos, respectivamente, que los de formaciones petrolíferas, esta aproximación tiene aplicación útil. Habrá distorsión de la línea recta, fuera de este rango, en el ploteado de los valores de $1/F_a$ y R_{wa} .

La evaluación de los registros de pozos para prospección de hidrocarburos fluidos se ha basado siempre sobre relaciones petrofísicas de la zona acuífera donde $S_w = 1$, resultando un régimen petrofísico menos complejo que se ha usado para control. Esta dependencia de la petrofísica de los acuíferos ha estado tradicionalmente centrada en las ecuaciones de Archie, que son estrictamente válidas para arenas limpias. Estas ecuaciones que, convencionalmente, están basadas sobre conceptos de resistividad eléctrica, se han demostrado equivalentes a las usadas en la industria del agua. Forman parte de una familia de relaciones petrofísicas que describen la conducta eléctrica de la zona saturada de agua en las formaciones geológicas como un todo. Cuando las soluciones fluidas saturantes son salinas, la ley de Archie se cumple mejor, puesto que puede anular la influencia de la conductividad superficial.

El factor de formación aparente no es solamente una función de las propiedades de la roca (o del medio poroso). La relación $R_o/R_w = F_a$ varía en función de la resistividad del fluido.

Los cambios más fuertes del F_a ocurren con conductancias específicas menores de 500 micromhos/cm, aproximadamente TSD menores de 350 mg/l (ppm).

El aumento de la conducción superficial tendrá lugar cuando disminuye el tamaño de grano o aumenta el contenido de arcilla, lo cual a su vez incrementará la dependencia del F_a de la salinidad del fluido e incrementará también el rango de salinidad del que depende fuertemente F_a .

El intento de relacionar la resistividad eléctrica con la permeabilidad de los sedimentos no es nuevo. Los intentos hasta ahora se han basado en la relación inversa entre la porosidad y el F de los sedimentos, y relaciones directas o inversas entre la porosidad y la permeabilidad de los sedimentos. El desarrollo de la ecuación D'arcy desde consideraciones de la mecánica de los fluidos (ecuación de Pouiselle's para flujo laminar en tubos, por ejemplo) demuestra que la permeabilidad debe ser directamente proporcional a la porosidad y al cuadrado del diámetro de poros.

Si la porosidad y el diámetro de poros varían independientemente, entonces, la porosidad y la permeabilidad deben estar relacionadas directamente. Sin embargo, la permeabilidad y el F están relacionados inversamente. Biella y otros (1.983) ofrecieron resultados

experimentales que demostraban una relación inversa entre la K y el F, para muestras de tamaños de grano constantes. Para tamaños de grano mayores, o tamaños de poros, mejor, mayores, y con carácter constante, una relación directa entre la porosidad y la K existe, y una relación inversa entre la K y el F se demuestra.

Típicamente, el medio deposicional juega un control sobre la porosidad y el tamaño de grano a la vez, de tal modo que la variación de ambos parámetros no es independiente. Urish (1.981) encontró una relación inversa empírica entre la porosidad y el tamaño de grano citada ya por Kezdi (1.974). Ya que la permeabilidad está controlada por el cuadrado del tamaño de poros, las variaciones del tamaño de grano afectan a la permeabilidad resultante de modo más significativo que a la porosidad. Donde la porosidad y el tamaño de grano están inversamente relacionados, la permeabilidad aumenta con el aumento del tamaño de grano, y disminuye la porosidad como efecto secundario, relacionada con el medio deposicional.

La conductancia superficial es mayor en arcillas que en arenas, así que un aumento del contenido de arcilla conllevará un aumento de la conducción superficial, disminución del tamaño de grano y, por tanto, una disminución de la permeabilidad. La relación entre la conducción superficial y la permeabilidad no parece ser dependiente del medio deposicional.

Si hacemos estudios de resistividad y sísmica de refracción en un lugar, la velocidad sísmica puede usarse para hacer una estima de la porosidad, y a partir de ella, estimar el F intrínseco.

La conductancia superficial varía significativamente con el tamaño de grano. Ello sugiere que la cargabilidad de los sedimentos, determinada por polarización inducida, puede ser un indicador de permeabilidad mejor que las técnicas de resistividad.

10.2. PRINCIPALES CONCLUSIONES

- 1) Una disminución del tamaño de grano o un aumento del contenido en arcilla (aumento de la conducción superficial), incrementará la varianza de los F_a , que a su vez varían significativamente con la variación de la resistividad del fluido dentro del rango normal de salinidad de las aguas subterráneas.
- 2) Heigold y otros (1.979) y Kosinsky y Kelly (1.981) sugieren que el factor de formación verdadero (F) o la densidad de la formación son los mejores indicadores de la permeabilidad.
- 3) Hay una relación entre la K y la conducción superficial que es independiente de la salinidad del fluido y parece no variar con el medio geológico.

- 4) En las unidades hidrológicas gruesas ni la R_w ni la R_o se pueden considerar constantes.
- 5) El análisis de regresión y la promediación son técnicas para definir la permeabilidad intrínseca (K_o) en términos del factor de formación verdadero o intrínseco.
- 6) La estima de la permeabilidad intrínseca (K_o) requiere incluir un factor geométrico. En nuestro caso, se comprobó la importancia de $Stot$ (en μm^{-1}) al tratarse de un medio geológico con grandes áreas superficiales.
- 7) El rango de variación de la conducción superficial en estos sondeos del Tercio Sur de la Cuenca del Duero oscila entre 6 y 215 $\mu S/cm$ (46 y 1700 $\Omega.m$).
- 8) A partir de la determinación de unos 339 F_a se han obtenido veinte factores de formación verdaderos correspondientes a otros tantos sondeos investigados.
- 9) Todos los datos de permeabilidades intrínsecas (K_o) e hidráulicas (K) determinados son coherentes con los que se conocen en las investigaciones y trabajos de esta zona de la

Cuenca del Duero. También están en consonancia con los datos de la bibliografía existente en otras áreas del mundo.

- 10) El control de la conductividad de los lodos (R_m) y de sus filtrados (R_{mf}) es esencial para una correcta interpretación y lectura de las resistividades aparentes (R_a), y posterior definición de las R_{wa} , los F_a , y los F .
- 11) La penetración de la corriente eléctrica en la zona virgen para un macrodispositivo no focalizado (log eléctrico normal o lateral) se alcanza antes en sondeos con lodo de perforación orgánico, tipo goma guar, que con un lodo arcilloso de tipo bentonítico.
- 12) Hemos utilizado la programación automática para la optimización de la ubicación de filtros, teniendo en cuenta tanto la cantidad como la calidad del agua. El tratamiento ha sido semicuantitativo.
- 13) Por primera vez, se ha expuesto toda una metodología completa y científica de registros geofísicos (logs) aplicada en sondeos e industria del agua con carácter cuantitativo.

- 14) Se han evitado las técnicas de laboratorio para la determinación convencional de F.
- 15) La sonda lateral (macrodispositivo no focalizado) es la más eficiente para la determinación de R_o (sin tener que efectuar correcciones), seguramente por su disposición trielectródica y espaciado.
- 16) No ha sido posible relacionar los parámetros geofísicos con el rendimiento específico en los pozos (establecimiento de caudales).

No obstante, los caudales esperables en estos pozos oscilan entre 15 y 30 l/s (50 a 100 m³/h).

- 17) Tampoco ha sido posible correlacionar el parámetro geofísico de rayos gamma con la permeabilidad de los sedimentos por cuestiones obvias (contaminación de arcilla en las formaciones).

10.3. INVESTIGACIONES FUTURAS

- Existen lagunas en cuanto a la química de los lodos, ¿cómo afectan a la respuesta de las sondas?. La influencia de los

aditivos en los registros convencionales es un importante campo a investigar.

- La necesidad de ampliar este trabajo con la utilización de sondas radioactivas con fines hidrogeológicos queda patente.
- La resolución de los fenómenos geológicos tratados como procesos estocásticos nos debe animar a utilizar la estadística como un arma vital en su tratamiento. Las correlaciones no existentes entre individuos, pueden existir entre grupos elegidos estadísticamente.
- Sería muy deseable que este tipo de investigación se realizara y extendiera a otras cuencas continentales detríticas terciarias (Cuenca del Tajo, etc.) y, en especial, al Terciario detrítico de Madrid, tan semejante en tantos aspectos al aquí investigado.

BIBLIOGRAFIA

BIBLIOGRAFIA CITADA

Akimoto, S. y Fujisawa, H. (1.965): J. Geophys. Res., v. 70, p. 443.

Alger, R.P. (1.966): "Interpretation of electric logs in fresh water wells in unconsolidated formations". Transactions of the SPWLA seventh annual logging syposium.

Antunes, M.T. (1.975): "Iberosuchus, crocodile sebecosuchien nouvea l'Eocène Iberique au Nord de la Chaîne Centrale, et l'origine du canyon de Nazaré". Comm. Serv. Geol. Portugal, v. 59, pp. 285-330.

Archie, G.E. (1.942): "The electrical resistivity log as aid in determining some reservoir characteristics". Trans. A.I.M.E., v. 146, pp. 54-62.

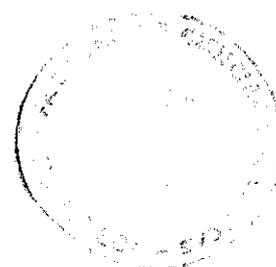
Archie, G.E. (1.950): "Introduction to petrophysics of reservoir rocks". Bull, Am. Ass. Petrol. Geol., v. 34, pp. 943-961.

Armstrong, R.D. y Firman, R.E. (1.973 a): J. Electroanal. Chem., 45, 3.

- Armstrong, R.D. y Firman, R.E. (1.973 b): J. Electroanal. Chem., 45, 3.
- Asifmian, M.A. y Hilchie, D. (1.982): "Comparison of results from three cation exchange capacity (CEC). Analysis techniques". The Log Analyst, 23(5), pp. 10-16.
- Astier, J.L. (1.975): "Geofísica aplicada a la Hidrogeología". Edit. Paraninfo. Madrid.
- Atkins, E.R. y Smith, G.H. (1.961): "The significance of particle shape in formation resistivity factor porosity relationship". J.P.T. Mar. 1.971, pp. 32-46.
- Baldwin, M.G. (1.958): Ph.D. Thesis, Dept. of Chemistry, Univ. of North Carolina, Chapel Hill.
- Barker, R.D. y Worthington, P.F. (1.973): "Some hydrogeophysical properties of the Bunter Sandstone of northwest England". Geoexploration, v. 11, pp. 151-170.
- Bear, J. (1.972): "Dynamics of fluids in porous media". Nueva York. American Elsevier, 764 p.

- Beard, D.C. y Weyl, P.K. (1.973): "Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated Sand". Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., vol. 57 nº 2. Febr., pp. 349-369.
- Biella y otros (1.983): "Experimental study of some hidrogeophysical properties of unconsolidated porous media". Ground Water, v. 21 nº 6, ppg. 741-751.
- Brace, W.F.; Orange, A.S.; y Madden, T.R. (1.965): "The effect of pressure on the electrical resistivity of water-saturated rocks". J. Geophys. Res., v. 70, pp. 5669-5678.
- Brace, W.F y Orange, A.S. (1.968): "Electrical resistivity changes in saturated rocks during fracture and frictional sliding". J. Geophys. Res., v. 73, pp. 1433-1445.
- Bush, D.C. y Jenkins, R.E. (1.977): "CEC determination by correlation with absorbed water". Trans. SPWLA, June 5-8.
- (1.985): "Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España". 3 tomos. I.T.G.E.

- Campos, J.C. e Hilchie, D.W. (1.980): "The effects of sample grinding on cation exchange capacity measurements" SPWLA 21 Annual Logging Simposium. Louisiana, July, 8-11.
- Carmichael, R.S. (1.982): Handbook of physical properties of rocks (v. I). CRC Press, Inc. Florida. U.S.A.
- Carothers, J.E. (1.968): "A statistical study of the Formation Factor Relation of Porosity". The Log Analyst. v. IX, nº 5 sep-oct.
- Corrochano, A. (1.977): "Estratigrafía y Sedimentología del Paleógeno de Zamora". Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.
- Custodio, E. y Llamas, M.R. (1.976): "Hidrología subterránea" (1ª ed., 2 tomos). Ed. OMEGA, S.A., Barcelona.
- Chebotarev, I.I. (1.955): "Metamorphism of natural waters in the crust of weathering". Geochim. Cosmochim. Acta, 8, 53.
- Chilingar, G.V. (1.963): "Relationship between porosity, permeability, and grain size distribution of sandstones". Boc. Intern. Sediment. Congress, Amsterdam.



- Clark, A. (1.970): "The Theory of Adsorption and Catalysis", Academic, New York.
- Davidson, D.T. y Sheeler, J.B. (1.952): "Cation Exchange Capacity of Loess and its relation to Engineering Properties" ASTM Special Publication, 142, pp. 18-26.
- Davies, J.T. y Rideal, E.K. (1.963): "Interfacial Phenomena". Academic Press, New York, ch. 2.
- Dellenbach, J. (1.984): "Diagraphies et principales propriétés de réservoir en milieu sédimentaire discontinu". SAID.
- Desbrandes, R. (1.968): "Théorie et interprétation des diagraphies". Inst. Franc. Du Pétrole. Ed. Technip.
- Devlevie, P. y Pospisil, L. (1.969): J. Electroanal. Chem. 22, 277.
- De Wiest, R.J.M. (1.965): Geohidrology. John Wiley y Sons. Nueva York.
- De Witte, L. (1.950): "Relations between resistivities and fluid contents of porous rocks". Oil and Gas Journal, August 24.

- De Witte, A.J. (1.957): "Saturation and porosity from electric logs in shaly sands". Oil and Gas Journal 55, 4 March 89-93, 15 April 115-121.
- Doll, H.G.; Dumanoir, J.L.; Martin, M. (1.960): "Suggestion for better electric log combinations and improved interpretations". Geophysic, v. 25. August.
- Domínguez, S. (1.986): "Resolutividad de los parámetros geofísicos en la prospección hidrogeológica de cuencas continentales detríticas. Fundamentos teóricos y aplicación al Tercio Sur de la Cuenca del Duero". Tesina. Fac. C. Geológicas. U. Complutense de Madrid.
- Domínguez, S. y otros (1.987): "Influencia de los lodos orgánicos en las testificaciones geofísicas eléctricas con fines hidrogeológicos". Simposio Internacional Recursos Hidráulicos. Canarias Agua-2.000.
- Dransfeld, K. y otros (1.962): J. Phys. Chem., 36, 1574.
- Dvorak, Z. (1.973): Geophysics, 38, 14.
- Dvorak, Z. y Schloessin, H.H. (1.973): Geophysics, 38, 25.

- Duba, A. y otros (1.974): J. Geophys. Res. 79, 1667.
- Evers, J.F. e Iyer, B.G. (1.975): "Quantification of surface conductivity in clean sandstones". SPWLA (16^º Simp. Ann. Log), June, 4-7.
- Everett, D.H. y Haynes, J.M. (1.973): Ch. 4 in Colloid Science, v. 1, D.H. Everett, ed. The Chemical Society, London.
- Faris, S.R.; Gournay, L.S.; Lupson, L.B.; y Webb, T.S. (1.954): "Verification of tortuosity equations". Bull. AAPG., 38, pp. 2226-2232.
- Friedman, G.M. y Johnson, K.G. (1.982): "Exercises in Sedimentology". John Wiley and sons. New York.
- Gómez Rivero, O. (1.977): "Some considerations about the possible use of the parameters \underline{a} and \underline{m} as a formation evaluation tool through well logs". SPWLA (18^º Annual Logging Symposium), June, 5-8.
- González Pérez, R.D. (1.979): "Determinación por datos no hidrogeológicos de permeabilidades de los materiales terciarios que

constituyen acuíferos y acuitardos". III Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica. Abril. Zaragoza.

Graton, L.C: y Fraser, H.J. (1.935): "Systematic packing of spheres with particular relation to porosity and permeability". J. Geol., 43, pp. 785-909.

Greenberg, D.B. Gresap. R.S. y Malone, T.A. (1.968): "Intrinsic permeability of hydrological porous medium; variation with temperature". Water Resources Research, v. 4.

Griffiths, J.C. (1.958): "Petrography and porosity of the Cow Run sand, St. Marys, West Virginia". J. Sediment. Petrol. v. 28 (1), pp. 15-30.

Grim, R.E: (1.968): "Clay Mineralogy". New York Mac Graw-Hill.

Guyod, H. (1.944): "Electrical Well Logging". Welex, Houston, pp. 99.

Guyod, H. (1.952): "Electrical Well Logging Fundamentals". Oil Weekly (1944-45). Well Inst. Dev. Co. Houston.

- Hasted, J.B. (1.972): Ch. 5 in Dielectric and Related Molecular Processes, v. I, M. Davies, ed. The Chemical Society, London.
- Heigold, P.C. y otros (1.979): "Aquifer transmissivity from surficial electrical methods", Ground Water, v. 17, nº 4, pp. 338-345.
- Hilchie, D.W. (1.964): "The effect of temperature and pressure on the resistivity rocks". Ph.D. Lissertation, Univ. of Oklahoma.
- Hill, H.J. y Milburn, J.D. (1.956): "Effects of clay and water in electrochemical behavior of reservoir rocks". Petroleum Trans. A.I.M.E., v. 207, pp. 65-72.
- Hoekstra, P. y Doyle, W.T. (1.971): J. Coll. Interface Sci, 36, 513.
- Hoekstra, P. y Delaney, A. (1.974): J. Geophys. Res., 79, 1699.
- Hossin, A. (1.983): "Manuel de diagraphies differees". I.F.P. (ENSPM) Centre d'Etudes Superieures de Prospection Geologique et Geophysique. Paris.

Hoyer, W.A. y Rumble, R.C. (1.976): "Dielectric constant of rocks as a petrophysical parameter". SPWLA (17º Annual Logging Symposium), June, 9-12.

Holzappel, W. (1.969): J. Chem. Phys., 50, 4424.

Hoyer, W.A. y Spann, M.M. (1.975): "Comments on obtaining accurate electrical properties of cores". Trans. SPWLA (16º Annual Logging Symposium), B 1-11.

Huntley, D. (1.986): "Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers". Groundwater, v. 24, nº 4 July-August, pp. 466-474.

Ibrahim, A.W. y Keller, G.V. (1.981): "Seismic velocities and electrical resistivity of recent volcanics and their dependence on porosity, temperature, and water saturation". Geophysics, v. 46, nº 10 (Oct.).

Jiménes Fuentes, E. (1.974): "Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica". Bol. Geol. Min., 85, pp. 518-524.

- Johnson, W.L. y Linke, W.A. (1.976): "Some practical applications to improve formations evaluation of sandstones in the Mackenzie Delta". Trans. CWLS (6^ª Formation Evaluation Symp.), R 1-19.
- Jones, P.H. y Buford, T.D. (1.951): "Electrical Logging Applied to Ground-Water Exploration". Geophysics, v. 16, n^º 1.
- Keller, G.V. (1.953): "Effect of wettability on the electrical resistivity of sand". Oil and Gas Journal. January, v.5, pp. 62-65.
- Keller, G.V. (1.964): "Compilation of electrical properties from electrical well logs". Colo. Sch. Minas, Q. 59, n^º 4, pp. 91-110.
- Keller, G.V.; Zablocki, C.J. y otros (1.974): "A deep research drill hole at the summit of an active volcano Kilauea, Hawaii". Geophys. Res. Lett, 1, 323.
- Kelly, W.P. (1.984): "Cation Exchange in Soils". Reinhold, New York.
- Kermabom, A. y otros (1.969): "A deep sea electrical resistivity probe for measuring porosity and density of unconsolidated sediments". Geophysics, 34 (4), 554.

- Kern, J.W.; Hoyer, W.A. y Spann, M.M. (1.976): "Low porosity gas sand analysis using cation exchange and dielectric constant data". Trans. SPWLA 18th Ann. Logging Symposium, BB 1-15.
- Kezdi, A. (1.974): "Handbook of soil mechanics", Elsevier, New York, v. 1.
- Kirkpatrick, R.J. (1.979): "The physical state of the oceanic crust: results of downhole geophysical logging in the mid-Atlantic ridge at 23° N.". J. Geophys. Res., 84 (B 1), 178.
- Kobranova, V.N. (1.962): "Fizicheskie Svoistva Gornikh Popod (Physical Properties of Rocks)". Gostoptekhizdat, Moscow, 490.
- Kosinski, W.K. y Kelly, W.E. (1.981): "Geoelectric soundings for predicting aquifer properties", Ground Water, v. 19, nº 2, pp. 163-171.
- Kokesh, F.P. (1.951): "Registro de rayos gamma". Oil and Gas journal, v. 50, nº 12.
- Krumbein, W.C. y Mounk, G.P. (1.942): "Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand". Petr. Tech. AIME Tech. Publi. v. 5, nº 4, pp. 1-11.

- Krumbein, W.C. y Sloss, L.L. (1.963): "Stratigraphy and sedimentation" 2ª ed. W.H. Freeman and Co., San Francisco, U.S.A.
- Kwon, Bong-Sung (1.975): "A mathematical pore structure model and pore structure interrelationships". Ph. D. Thesis T-1717, Colorado School of Mines, Golden.
- Lavers y al. (1.974): "Some fundamental problems of formation evaluation in the North Sea", Trans 3th European Formation Evaluation Symp., SPWLA, London Chapter G 1-15.
- Lebreton, F. y Vaubourg, P. (1.981): "Contributions des diagraphies a la determination de la permeabilit  et de la porositi dans les milieux cristallins", SAID, Com. n  23.
- Lockhart, J.S.B. y Forsyth, D. (1.984): "Permeability prediction in shaly sands", SAID.
- Lynch, E.J. (1.962): "Formation Evaluation", Harper and Row, New York.
- Madden, T.R. (1.974): EOS Trans. AGU, 55, 415.

Madden, T.R. (1.976): "Random networks and mixing laws", *Geophysics*, 41 (GA), pp. 1104-1125.

McCafferty, E. y Zettlemyer, A.C. (1.971): *Dise. Faraday Soc.*, 52, 239.

Maldonado Zamora, A. (1.988): "Testificaciones geofísicas en Hidrogeología. Aplicaciones y resultados", VIII Congreso Int. de Minería y Metalurgia, Oviedo.

Marshall, L.C. y otros (1.973): *EOS Trans.GUA*, 54, 237.

Mendelson, K.S. y Cohen, M.H. (1.982): "The effect of grain anisotropy on the electrical properties of sedimentary rocks", *Geophysics*, v. 47, nº 2, pp. 257-263, 1 Fig.

Merkel, R.H. (1.983): "Well Log Formation Evaluation", AAPG.

Mian, M.A. e Hilchie, D.W. (1.982): "Comparison of results from three cation exchange capacity (CEC) Analysis Techniques", *The Log Analyst*, v. 23, nº 5 september-october.

- Morrow, N.R. y al. (1.969): "Porosity and permeability of unconsolidated Upper Miocena sands from grain size analysis", Jour. Sed. Petrology, v. 39, nº 1, pp. 312-321.
- Mortland, M.M. y Mellor, J.L. (1.954): "Conductometric Titration of soils for CEC", Proceeding Soil Science of America, v. 18, pp. 363-364.
- Muskat, M. (1.937): "The flow of homogeneous fluids through porous media", J.W. Edwards, Ann Harbor, Michigan (ed. 1946).
- Neasham, J.W. (1.977): "The morphology of dispersed clay in sandstone reservoirs and its effect on sandstone shalines, pore space and fluid flow properties", SPE Journal.
- Olhoeft, G.R. y Strangway, D.H. (1.974 a): Geophys. Res. Letters, 1, pp. 141-143.
- Ott, R.J. y Rys, P. (1.973 b): J.C.S. Faraday Trans. I, v. 69, 1705.
- Overbeek, J.T.G. (1.952): "Electrokinetic phenomena" chap. 5, in Colloid Science, v. 2: Irreversible systems: H.R.Kruyt, editor, Amsterdam, Elsevier Publishing Co.

- Patnode, H.W. y Wyllie, M.R.J. (1.950): "The presence of conductive solids in reservoir rocks as a factor in electric log interpretation", AIME Trans., v. 189, pp. 47-52.
- Payne, R. (1.973): J. Electroanal. Chem., v. 41, 277.
- Pape, H.; Riepe, L. y Schopper, J.R. (1.981): "Calculating permeability from surface area measurements", SAID.
- Pape, H.; Riepe, L. y Schopper, J.R. (1.982): "A pigeon-hole model for relating permeability to specific surface", The Log Analyst (Jan-Feb).
- Pape, H.; Riepe, L. y Schopper, J.R. (1.984): "Calculating permeability from electrical logging data", SAID.
- Pape, H.; Riepe, L. y Schopper, J.R. (1.985): "Permeability of porous rocks derived from internal surface effects", EAEG (47^o Meeting), Budapest.
- Pape, H. y Worthington, P.F. (1.983): "A surface-structure model for the electrical conductivity of reservoir rocks", SAID-Paper Z.

- Peech, M. (1.954): "Determination of exchangeable cations and exchange capacity of soils", *Soil Science* 59, pp. 25-38.
- Perkins, F.M.; Brannon, H.R. y Winsauer, W.O. (1.954): "Interpretation of resistivity and potential of shaly reservoir rock", *Trans. AIME*, 201, pp. 176-181.
- Pettijohn, Potter, Siever (1.987): "Sand and sandstone", Springer Verlag, New York Inc.
- Pfannkuch, H.O. (1.969): "On the correlation of electrical conductivity properties of porous systems with viscous flow transport coefficients: Haifa, First International Symposium of the Transport Phenomena in Porous Media, International Association of Hidraulic Research, pp. 42-54.
- Pirson, S.J. (1.977): "Geologic well log analysis" 2ª ed., Gulf Publishing Co., Houston, Texas.
- Pottel, R. (1.973): pp. 401-432 in *water: A comprehensive Treatise*, v. 3, F. Franks, ed. Plenum Press, New York.
- Poupon, A. y Gaymond, R. (1.970): "The evaluation of clay content from logs", *The Log Analyst* (nov-dec).

Poupon, A. y Leveaux, J. (1.971): "Evaluation of water saturations in shaly formations", Trans. SPWLA 12 th Ann. Logging Symp. 0 1-2.

Pryor, W.A. (1.971): "Reservoir inhomogeneities of some recent seam bodies", Soc. Petroleum Eng. SPE, 3607, pp. 1-12.

Quist, A.S. y Marshall, W.L. (1.968): "Electrical conductances of aqueous sodium chloride solutions from 0 to 800° and at pressures to 4000 bars", J. Phys. Chem., 72, 684.

Raiga-Clemenceau, J. (1.977): "L'exposant de cimentation dans la relation porosité-facteur de formation: l'effet de la permeabilité", (B.E.I.C.I.P.) SAID, 1977.

Rangarajam, S.K. (1.969): J. Electroanal. Chem., v. 22, 89.

Ransom, R.C. (1.984): "A contribution toward a better understanding of the modified Archie Formation resistivity factor relationship", The Log Analyst (Mars-April).

Rao, P.S. y Premaswarup, D. (1.970): Trans. Faraday Soc., v. 66, 1974.

Reinmuth, W.H. (1.972 a): J. Electroanal. Chem., v. 34, 297.

Reinmuth, W.H. (1.972 b): J. Electroanal. Chem., v. 34, 313.

Reinmuth, W.H. (1.973 c): J. Electroanal. Chem., v. 35, 93.

Rieke, H.H.III y Chilingarian, G.V. (1.974): "Compactación of argillaceous sediments", Amsterdam, Elsevier Sc. Pub. Co.

Rink, M. y Schopper, J.R. (1.973): "Interface conductivity of liquid-saturated porous media and its relation to structure", Proc. RILEM-IUPAC Internat. Symp. "Pore structure and properties of materials", Praga.

Rink, M. y Schopper, J.R. (1.974): "Interface conductivity and its implications to electric logging", Trans. SPWLA 15^o Ann. Logging Symp. Paper J.

Rink, M. y Schopper, J.R. (1.976): "Pore structure and physical properties of porous sedimentary rocks", Pageoph., v. 114, Birkhäuser Verlag, Basel.

- Rink, M. y Schopper, J.R. (1.977): "Relations of permeability and specific surface to electrical rocks parameters", 5º Europ. Logging Symp. Trans., París.
- Riepe, L; Rink, M. y Schopper, J.R. (1.979): "Relations between specific-surface dependant rock properties", Trans. 6º European For. Eval. Symp., SPWLA, London.
- Rittenhouse, G. (1.971): "Pore-space reduction by solution and cementation", AAPG Bull., v. 55, nº 1, pp. 80-91.
- Rogers, J.J. y Head, W.B. (1.961): "Relationships between porosity, median size and sorting coefficients of synthetic sands", Jour. Sed. v. 31, nº 3, pp. 467-470.
- Royo Gómez, J. (1.928): "El corredor de Burgos", Guía Excurs. Congr. Geol. Intern., Madrid.
- Rumer, R.R. (1.969): Resistance to flow through porous media. Flow through porous media. De Wiest. Academic Press, Nueva York.
- Rubey, W.W. y Hubert, M.K. (1.959): "Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting" Part II, Overthrust belt in Geosinclinal Area of Western Wyoming indight of fluid pressure

hypothesis, Geological Society America Bulletin, v. 70, nº 2, pp. 167-206.

Ruhovest, N. y Fertl, W.R. (1.982): "Digital shaly-sand analysis based on Waxman-Smits model and Log derived clay typing", The Log Analyst May-June.

Russell, W.L. (1.941): "Well logging by radioactivity", Am. Assoc. Petroleum Geologists Bull., v. 25, pp. 1768-1788.

Sarkisyan, S.G. y Kotelnikov, D.D. (1.980): "Clay minerals and problems of petroleum geology", Moscow, Nedra.

Sen, P.N.; Scala, C. y Cohen, M.H. (1.981): "A self-similar model for sedimentary rocks with application to the dielectric constant of fused glass beads", Geophysics, v. 46, pp. 781-796.

Schiffirin, D.J. (1.970): ch. 6 in Electrochemistry, v. 1, G.J. Hills ed., The Chemical Society, London.

Schiffirin, D.J. (1.972): ch. 4 in Electrochemistry, v. 2, G.J. Hills ed., The Chemical Society, London.

Schiffrin, D.J. (1.973): ch. 4 in *Electrochemistry*, v. 3, G.J. Hills ed., The Chemical Society, London.

Schlumberger, C. y otros (1.934): "Some observations concerning electrical measurements in anisotropic media, and their interpretation", *Am. Inst. Min. Metall. Engineers Trans.*, v. 110, pp. 159-182.

Schlumberger Well Surveying Corporation (1.958): "Introduction to Schlumberger Well logging", Document nº 8.

Schlumberger, C. (1.960): "Log Interpretation Chart Book".

Schmidt, P.P. (1.973 a): *J.C.S. Faraday Trans. II*, v. 69, 1104.

Schmidt, P.P. (1.973 b): *J.C.S. Faraday Trans. II*, v. 69, 1122.

Schmidt, P.P. (1.973 c): *J.C.S. Faraday Trans. II*, v. 69, 1132.

Schön, J. (1.984): "Electrical conductivities in unconsolidated sediments their correlation to other physical and petrographic properties", SAID.

Schneebeli, G. (1.966): *Hidraulique souterraine*, Editors Eyrolles, Paris.

Schopper, J.R. (1.966): "A theoretical investigation on the formation factor-permeability-porosity relationship using a network model", *Geophysical Prospecting*, v. XIV, nº 3.

Shankland, T. y Walf, H.S. (1.973): *EOS Trans. AGU*, v. 54, 1202.

Sherman, M.M. (1.983): "The determination of cementation exponents using high frequency dielectric measurements", *The Log Analyst*, Nov-Dec.

Stesky, R.M. y Brace, W.F. (1.973): *J. Geophys. Res.*, v. 78, 7614.

Sing, K.S.W. (1.973): ch. 1 in *Colloid Science*, v. 1, DH. Everett ed., The Chemical Society, London.

Smits, L.J.M. (1.969): "Proprieties Electrochimiques de sables argileux et de schistes argileux", *Revue de l'I.F.P.*, XXIV, nº 1, January, pp. 91-120.

Street, N. (1.961): "Surface conductance and the conductive solids effect", *Illinois State Geol. Surv. Circ.* 315, 16 pp.

- Sundberg, K. (1.932): "Effect of impregnating waters on electrical conductivity of soils and rocks", Trans. AIME, Geophysical Propecting, 110, pp. 135-147.
- Thomas, E.C. y Stieber, S.J. (1.975): "The distribution of shale in sandstones and its effect on porosity", Trans. SPWLA, XVI (June).
- Thomas, E.C. (1.976): "The determination of Q_v from membrane potential measurements on shaly sands", Jour. Petr. Tech., September.
- Turcan, A.N.Jr. (1.962): "Estimating water quality from electrical logs", U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 450-C, pp. C135-C136.
- Urish, D.W. (1.981): "Electrical resistivity-hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers", Water Resources Research, v. 17, nº 5, pp. 1401-1408.
- Van den Hul, H.J. y Lyklema, J. (1.968): "Determination of specific surface areas of dispersed materials: comparison of the negative adsorption method with some other methods", J. Am. Chem. Soc., v. 90, pp. 3010-3015.

- Van Olphen (1.957): "Surface conductance of various ion forms of bentonite in water and the electrical double layer", J. Phys. Chem., v. 61, pp. 1276-1280.
- Van Olphen, H. y Waxman, M.H. (1.958): "Surface conductance of sodium bentonite in water": Proceedings Fifth Natl. Conf., Clens y clay minerals, Univ. of Illinois, Urbana, NAS-NRC Pub. 566.
- Vinegar, H.J. y Waxman, M.H. (1.984): "Induced polarization of shaly sands", Geophysics, 49, pp. 1267-1287.
- Vinegar, H.J. y Waxman, M.H. (1.984): "Induced polarization of shaly sands. The effect of clay counterion type", The Log Analyst (Nov-Dec).
- Von Ebert, G. y Langhammer, G. (1.961): Kolloid Z., v. 174, 5.
- Waxman, M.H. y Smits, L.J.M. (1.968): "Electrical conductivities in Oil Bearing shaly sands", SPE Journal, June.
- Waxman, M.H. y Vinegar, H.J. (1.981): "Induced polarization well logging", U.K. patent application 6B2068563A, Patent Office, London.



Weiss, E. (1.982): "A computer program for calculating relative transmissivity input arrays to aid model calibration", U.S. Geol. Surv. Open-File Report, 82-447, 18 p.

Winsauer, W.O.; Shearin, H.M.; Masson, P.H. y Williams, M. (1.952): "Resistivity of brine-saturated sand in relation to pore geometry", Bull. Am. Ass. Petroleum Geol., v. 36, nº 2 Feb., pp. 253-277.

Winsaeur, W.O. y McCardell, W.M. (1.953): "Conductividad iónica de doble capa en las rocas-almacén", Pet. Trans. AIME, v. 198.

Worthington, P.F. y Barker, R.D. (1.972): "Methods for the calculation of true formation factors in the bunter sandstone of northwest England", Eng. Geology, 6, pp. 213-228.

Worthington, P.F. (1.973): "Estimation of the permeability of a bunter sandstone aguifer from laboratory investigations and borehole resistivity measurements", Water Engineering, July, pp. 251-257.

Worthington, P.F. y Griffiths, D.H. (1.975): "The application of geophysical methods in the exploration and development of sandstone aquifers", Quart. J. Eng. Geol., v. 8, pp. 73-102.

Worthington, P.F. (1.976): "Hydrogeophysical equivalence of water salinity, porosity, and matrix conduction in arenaceous aquifers", *Ground Water*, pp. 224-232.

Worthington, P.F. (1.977): "Influence of matrix conduction upon hydrogeophysical relationships in arenaceous aquifers", *Water Resources. Res.*, v. 13, nº 1, pp. 87-92.

Worthington, P.F. (1.982): "The influence of shale effects upon the electrical resistivity of reservoir rocks", *Geophysical Prospecting*, v. 30, pp. 673-687, Holanda.

Worthington, P.F. (1.983): "The relationship of electrical resistivity to intergranular permeability in reservoir rocks", *SPWLA 24th*, June, pp. 27-30.

Worthington, P.F. (1.984): "Relevance of induced polarization to quantitative formation evaluation", *Marine and Petroleum Geology*, 1, pp. 14-26.

Worthington, P.F. (1.986): "The relationship of aquifer petrophysics to hydrocarbon evaluation"; *Quarterly Jour. of Eng. Geol.*, 19, pp. 97-107.

- Wright, D.E. (1.968): "Nonlinear flow through porous granular media", Am. Society of civil engineers, Journal of the Hydraulics Division, v. 94, H7, 4.
- Wyllie, M.R.J. y Southwick, P.F. (1.954): "An experimental investigation of the SP y resistivity phenomena in dirty sands", Trans. AIME, 201, pp. 43-56.
- Wyllie, M.R.J. y Spangler, M.B. (1.952): "Application of electrical resistivity measurements to problem of fluid flow in porous media", Bull. AAPG, v. 36, pp. 359-403.
- Wyllie, M.R.J. y Gregory, A.R. (1.953): "Formation factors of unconsolidated porous media: influence of participle shape and effect of cementation", Trans. Am. Inst. Min. Metal. Eng., v. 198, pp. 103-110.
- Wyllie, M.R.J. y Gardner, G.H.F. (1.958): "The generalized Kozeny-Carman Equation. Its application to problemas of multiphase flow in porous media", World Oil, Mar-Apr.
- Wyllie, M.R.J. (1.960): "Log interpretation in sandstone reservoirs", Geophysics, v. XXV, nº 4, pp. 748-778.

Wyllie, M.R.J. (1.963): "The fundamentals of Well Log Interpretation" (3ª ed.), Academic Press, New York, 238 pp. Un libro de referencia imprescindible sobre los registros modernos de pozos.

Wyllie Rose (1.949): "Theoretical generalizations leading to the evaluation of relative permeability", Trans. AIME, 186, III.

Wyllie, M.R.J. y Rose, W.O. (1.950 a): "Some theoretical considerations related to the quantitative evaluation of the physical characteristics of reservoir rock from electrical log data", Trans. AIME, 189, pp. 105-118.

Wyllie, M.R.J. y Rose, W.O. (1.950 b): "Application of the Kozeny equation to consolidated porous media", Nature, 165, p. 972.

Yaalon, D.H. (1.962): "Clay minerals bull", 5 (27), 31-6.

BIBLIOGRAFIA GENERAL

- American Petroleum Institute (1.952): (New York y Dallas, Texas),
"Recommended practice for determining permeability of porous
media", API RP n° 27 (September).
- Asquit, G. y Gibson, Ch. (1.982): "Basic well log analysis for
geologist", AAPG, Tulsa, U.S.A.
- Bames, B.A. y Livingston, P. (1.947): "Valor del registro eléctrico
para calcular la existencia de aguas subterráneas y la calidad
de las mismas", AGU Trans., v. 28, n° 6.
- Berg, R.R. (1.986): "Reservoir Sandstones", Prentice-Hall, Inc.,
Englewood cliffs, New Jersey, 07632.
- Bowen, R. (1.986): "Groundwater" 2ª ed., Elsevier applied science
publishers, London y New York.
- Bryan, F.L. (1.950): "Application of electric logging to water well
problems", Water Well Journal, 4, 1.
- Cambefort, H. (1.968): "Perforaciones y sondeos", 2ª ed., Ed. Omega
S.A., Barcelona.

- Campbell, M.D. y Lehr, J.H. (1.973): "Water well technology", McGraw-Hill Book Company, EE.UU.
- Chapman, R.E. (1.973): "Petroleum geology" -A concise study-, Elsevier, Chapter 9.
- Desai, K.P. y Moore, E.J. (1.969): "Equivalent NaCl solutions from ionic concentrations", The Log Analyst, v. 10, nº 3 (May-June).
- Desbrandes, R. (1.965): "Cours de diagraphies", Institut Français du Pétrole, Ediciones Technip, París.
- Desbrandes, R. (1.985): "Encyclopedia of well logging", Ediciones Technip (IFP), París.
- Dijkers, A.J. (1.985): "Geology in petroleum production", Developments in Petroleum Science, v. 20, Ed. Elsevier, Amsterdam.
- Dobrin, M.B. (1.960): "Introduction to Geophysical prospecting", McGraw-Hill Book Company Inc., New York, Toronto, Londres.
- Doll, H.G. (1.955): "Filtrate invasion in highly permeable sands", Pet. Eng., Jan.

- Doveton, J.H. (1.986): "Log analysis of subsurface geology", Concepts and Computer Methods, John Wiley and sons, New York.
- Ellis, D.V. (1.987): "Well logging for Earth Scientists", Elsevier, Amsterdam.
- Fraser, H.J. (1.935): "Experimental study of the porosity and permeability of clastic sediments", Jour. Geol., v. 43 (November-December).
- García Yagüe, A. (1.976): "Prospección geofísica aplicada a la hidrogeología", Sección 14, capt. 14.1 y 14.2 en Hidrogeología subterránea (Custodio-Llamas), Ed. Omega S.A., Barcelona.
- Gearhart-Owen Industries, Inc. (1.973): "Método de interpretación de registros eléctricos y de rayos gamma", Trad. de Fombellida, M.A. (SGOP), E. Widco Division, Fort Worth, Texas.
- González Pérez, R. (1.977): "Estudio y aplicación de los registros de sondeos a los problemas hidrogeológicos del Terciario de Madrid", Tesina, Fac. Ciencias Geológicas, U. Complutense, Madrid.

Guyod, H. (1.974): "Electrolog", cap. 4, Log Review 1, Dresser Ind., Inc.

Hallenburg, J.A. (1.984): "Geophysical Logging for mineral and engineering applications", Penn Well Books (Tulsa, Oklahoma), ISBN 0-87814-235-5.

Hilchie, D.W. (1.978): "Applied Openhole Log Interpretation", Ed. Douglas W.Hilchie Inc., Golden, Colorado.

Hilchie, D.W. (1.979): "Old Electrical Log Interpretation", Ed. Douglas W.Hilchie Inc., Golden, Colorado.

Iakubovskii, L.L. (1.980): "Exploración eléctrica", Trad. 3ª ed. rusa, Ed. Reverté.

Investigación hidrogeológica de la cuenca del Duero. Sistemas nº 8 y 12, Col. Informes, ITGE (1.980).

Investigación hidrogeológica de la cuenca del Duero. La explotación de los recursos hidráulicos en la zona comprendida entre los ríos Voltoya y Trabancos, Col. Informes, ITGE (1.982).

- Johnson Division, UOP Inc. (1.975): "El agua subterránea y los pozos" de Johnson, E.E. (Inc.), 1.966.
- Johnson, H.M. (1.961): "A history of well logging", Trans. SPWLA 2nd Ann. Logging Symp., Paper 1.
- Jorgensen, D.G. (1.988): "Using geophysical Logs to estimate porosity, water resistivity, and intrinsic permeability", U.S. Geological Survey, Water Supply, Paper 2321.
- Keller, G.V. (1.959): "Electrical properties of sandstones of the Morrison formation", U.S. Geological Survey Bull., 1052, 307.
- Keller, G.V. (1.959): "Analysis of some electrical transient measurements on igneous, sedimentary, and metamorphic rocks" in Overvoltage Research and Geophysical Applications, Wait, J.R., Ed. Pergamon Press, New York.
- Keller, G.V. y Frischeknecht, F.C. (1.970): "Electrical methods in geophysical prospecting", Chapter II: Electrical well logging, Ed. Pergaom Press, New York.

- Keys, W.S. (1.967): "Borehole geophysics as applied to ground water", Mining and Ground Water Geophysics, Geol. Survey Canadá, Econ. Geol. Report 26, 20 refs.
- Kozeny, J.S. (1.927): Ber. Akad. Wiss. Wien. Math. Nat. II a, 136 a.
- Lebreton, F. (1.958): "Une mesure pratique du facteur de formation des roches", Revue de l'I.F.P., XIII, 2.
- Lee, J. (1.982): "Well testing", SPE Textbook, Series, v. 1, New York-Dallas.
- Levorsen, A.I. (1.967): "Geology of petroleum", W.H. Freeman and Company, San Francisco, 2ª ed., U.S.A.
- Lynch, E.J. (1.962): "Formation evaluation", Harper and Row, New York, 11 chapters, 4 app. and index.
- Maldonado Zamora, A. (1.989): "Curso sobre técnicas geofísicas aplicadas al reconocimiento geotécnico": Testificaciones especiales.
- Mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja 427. Medina del Campo, ITGE (1.956).

Mapa geológico de España. E. 1:200.000, Hoja 29. Valladolid, ITGE (1.970).

Mapa geológico de España. E. 1:200.000, Hoja 37. Salamanca, ITGE (1.972).

Mapa geológico de España. E. 1:50.000, Hoja 426. Fuentesauco, ITGE (1.980).

Mapa hidrogeológico de España. E. 1:200.000, Hoja 37. Salamanca, ITGE (1.982).

Masch, F.D. y Denny, K.J. (1.966): "Grain Size Distribution and Its Effect on the Permeability of Unconsolidated Sands", Water Resources Research, v. 2, nº 4, pp. 665-677.

Mingarro Martín, F. y Ordoñez Delgado, S. (1.982): "Petrología exógena I. Hipergénesis y sedimentología aloctona", Ed. Rueda, Madrid.

Orellana, E. (1.972): "Prospección geoeléctrica en corriente continua", Tomo I, 523 pp., Ed. Paraninfo, Madrid.

- Pirson, S.J. (1.963): "Handbook of well log analysis", For Oil and Gas formation evaluation, Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New York.
- Porter, C.R. y Carothers, J.E. (1.970): "Formation factor-porosity relation from well log data", SPWLA mayo, 3-6, 11^o Annual Logging Symp.
- Puy Huarte, J. (1.977): "Procedimientos de sondeos", Ed. J.E.N., Madrid.
- Quist, A.S. y Marshall, W.L. (1.969): "Electrical conductances of aqueous solutions at high temperatures and pressures. III. The conductances of potassium bisulfate solutions from 0 to 700^o and at pressures to 4000 bars", J.Phys. Chem., 73, 978.
- Repsold, H. (1.989): "Well logging in ground-water development", I.A.H., v. 9, Series Editorial Board.
- Rolandí Sánchez-Solís, M. y otros (1.989): Primeros resultados obtenidos en la red automatizada de control de los recursos hídricos subterráneos de La Moraña, tras dos años de funcionamiento (1.986-88), "Hidrogeología y recursos hidráuli-

cos", T. XIV, Asociación Española de Hidrología Subterránea (grupo de trabajo de Hidrogeología), Madrid.

Schlumberger Limited (1.972): "Log interpretation", Charts.

Segesman, F. y Tixier, M.P. (1.959): "Some effects of invasion on the SP curve", Jour. Pet. Tech., June.

Segesman, F.F. (1.980): "Well logging method", Geophysics, v. 45, nº 11, pp. 1667-1684.

Serra, O. (1.984): "Fundamentals of well-log interpretation. 1. The acquisition of logging data", Elsevier, Amsterdam.

Serra, O. (1.986): "Fundamental of well-log interpretation. 2. The interpretation of logging data", Elsevier, Amsterdam.

Sharma, P.V. (1.986); "Geophysical Methods in Geology", 2ª ed., Ed. Elsevier, Amsterdam.

Sheriff, R.E. (1.970): "Glossary of terms used in well logging", Geophysics, v. 35, nº 6, pp. 1116-1139.



- Timur, A. (1.969): "Pulsed nuclear magnetic resonance studies of porosity, movable fluids and permeability of sandstones", Jour. Petroleum Tech., 21, pp. 775-786.
- Turcan, A.N. Jr. (1.966): "Calculation of water quality from electrical logs - theory and practice", La. Dept. of Publ. Works, Water Res., Pamphlet n° 19, Baton Rouge, La., May.
- Worthington, A.E. (1.975): "Errors in the laboratory measurements of formation resistivity factor", Trans. SPWLA (16th Symp. Annual Logging).
- Worthington, P.F. (1.970): "Geophysical investigation of a Permian-Triassic Sandstone Aquifer", Thesis, University of Birmingham, 216 pp.
- Worthington, P.F. (1.972): "The use of resistivity logging to estimate borehole yield from a matrix-conducting sandstone", Q.J. Eng. Geol., 4, pp. 263-279.
- Worthington, P.F. (1.981): "The influence of formation anisotropy upon resistivity-porosity relationships", SPWLA (22nd Annual Symp.), June, 23-26.

Wyllie, M.R.J. (1.963): "The fundamentals of well log interpretation", 3ª ed., Academic Press, New York.

Zablocki, C.J.; Tilling, R.I.; Keller, G.V. y otros (1.974): "A deep research drill hole at the summit of an active volcano Kilauea, Hawaii", Geophys. Res. Lett, 1, 323.

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID.

Facultad de Ciencias Geológicas. Departamento de Geodinámica

**"INVESTIGACION HIDROGEOFISICA EN LOS SONDEOS DE AGUA SUBTERRANEA
DEL TERCIO SUR DE LA CUENCA DEL DUERO"**

Tesis Doctoral

ANEXO



Licenciado en Ciencias Geológicas Rafael D. González Pérez

ANEXO Nº 1

ABACOS

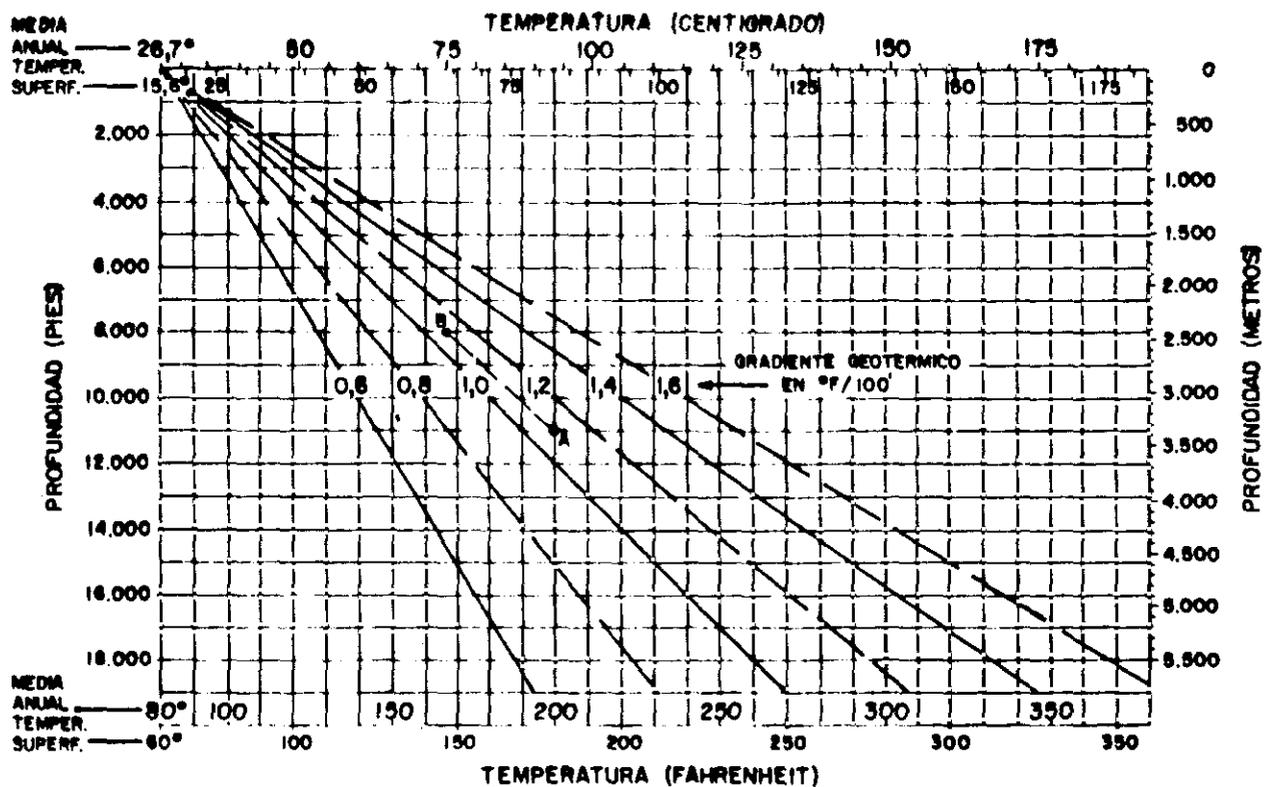
Ofrecemos en este Anexo de Abacos una serie de gráficos o nomogramas reproducidos de la documentación Schlumberger (Doc. nº 8, 1.958; Log interpretation charts, Doc. 1.972) y de Gearhart-Owen Ind., Inc. (Formation evaluation data handbook, 1.976) con comentarios para su utilización y manejo a partir de los datos de los registros de sondeos.



FACULTAD DE CIENCIAS GEOLOGICAS
BIBLIOTECA

ESTIMACION DE LA TEMPERATURA DE FORMACION

GRADIENTE ASUMIDO: LINEAL



EJEMPLO: BHT es 200° F a 11.000' (Punto A)

Temperatura a 8.000' es 187° F (Punto B)

Conversiones gradiente de temperatura: 1°F/100 ft = 1,824°C/100 m

1°C/100 m = 0,5488°F/100 ft

3°C/100 m = 1,8458°F/100 ft

(Schlumberger, 1972)

RESISTIVIDADES DE LOS FILTRADOS Y DE LAS AGUAS DE FORMACION

Las medidas de la resistividad "actual" son siempre preferidas, pero si es necesario, la resistividad de una muestra de agua puede ser estimada a partir del análisis químico. Una concentración de ClNa equivalente determinada mediante este ábaco se introduce en el ábaco 4 para estimar la resistividad de la muestra.

Para concentraciones de sólidos totales superiores a 1.000 ppm este ábaco ha sido hecho con los datos obtenidos por Desai y Moore en su trabajo "Concentraciones de ClNa equivalente para varias concentraciones iónicas", The Log Analyst, May-June, 1.969, pp. 12-21. Para concentraciones más bajas, los datos adicionales se obtuvieron a partir del "Variable Dunlap Method" (1.968 Schlumberger Log Interpretation Chart Book, page Gen-8) y fueron incluidos. Las dos series de datos han sido combinadas en forma de curvas suavemente unidas.

En el ábaco se entra con la concentración de sólidos totales de la muestra en ppm en abcisas para encontrar los multiplicadores correspondientes a los iones principales presentes. La concentración de cada ión en ppm es multiplicada por su correspondiente multiplicador y los productos de todos los iones son sumados para obtener la concentración de ClNa equivalente.

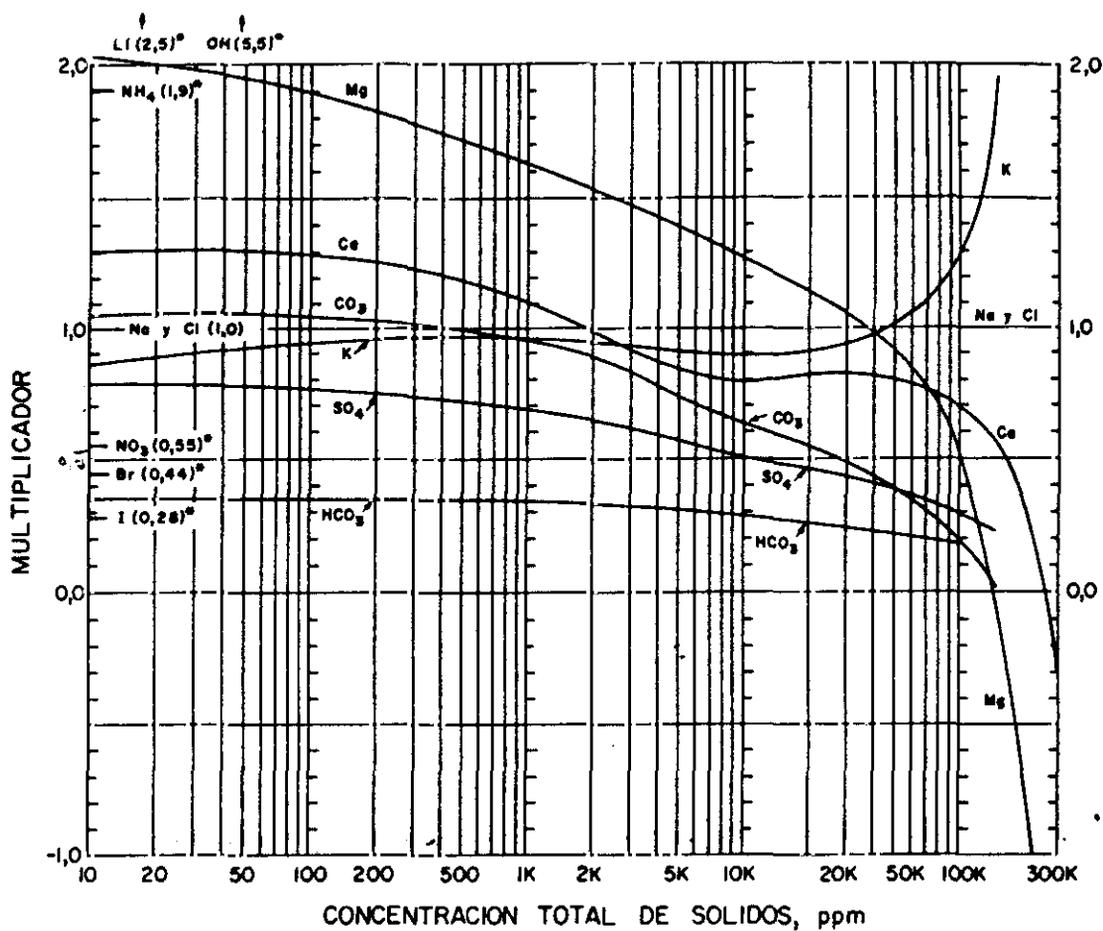
Ejemplo:

Una muestra de agua que tiene 400 ppm. de Ca^{2+} , 1.400 ppm. de SO_4^{2-} , y 19.000 ppm. de Na^+ más Cl^- .

La concentración total de sólidos es $460 + 1.400 + 19.000 = 20.860$ ppm.

Entrando en el ábaco con el TSD, encontramos 0,81 como multiplicador para el Ca y 0,45 para el SO_4^{2-} . Multiplicando por los correspondientes multiplicadores, la concentración de ClNa equivalente hallada es aproximadamente: $460 \cdot 0,81 + 1.400 \cdot 0,45 + 19.000 \cdot 1 = 20.000$ ppm.

Entrando en el ábaco Resistividad ClNa-Salinidad (4) sobre la línea de 20.000 ppm., la resistividad encontrada es de 0,3 a 75°F (punto C).



* Los multiplicadores que no varían apreciablemente para bajas concentraciones (menores de 10.000 p.p.m.) son mostrados en el margen izquierdo del gráfico

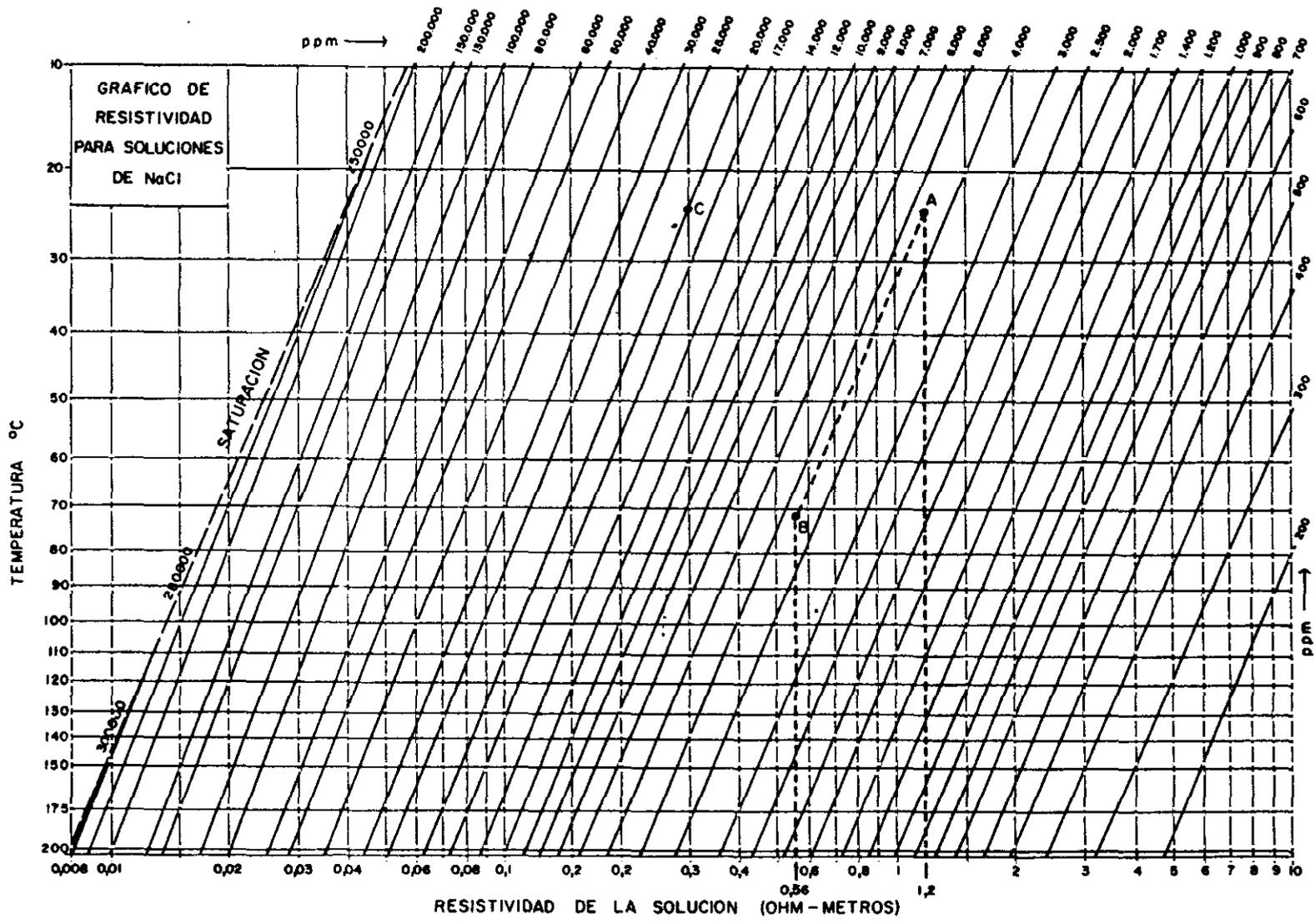
RESISTIVIDADES DE LOS FILTRADOS Y DE LAS AGUAS DE FORMACION

ABACO DE RESISTIVIDAD PARA SOLUCIONES DE ClNa

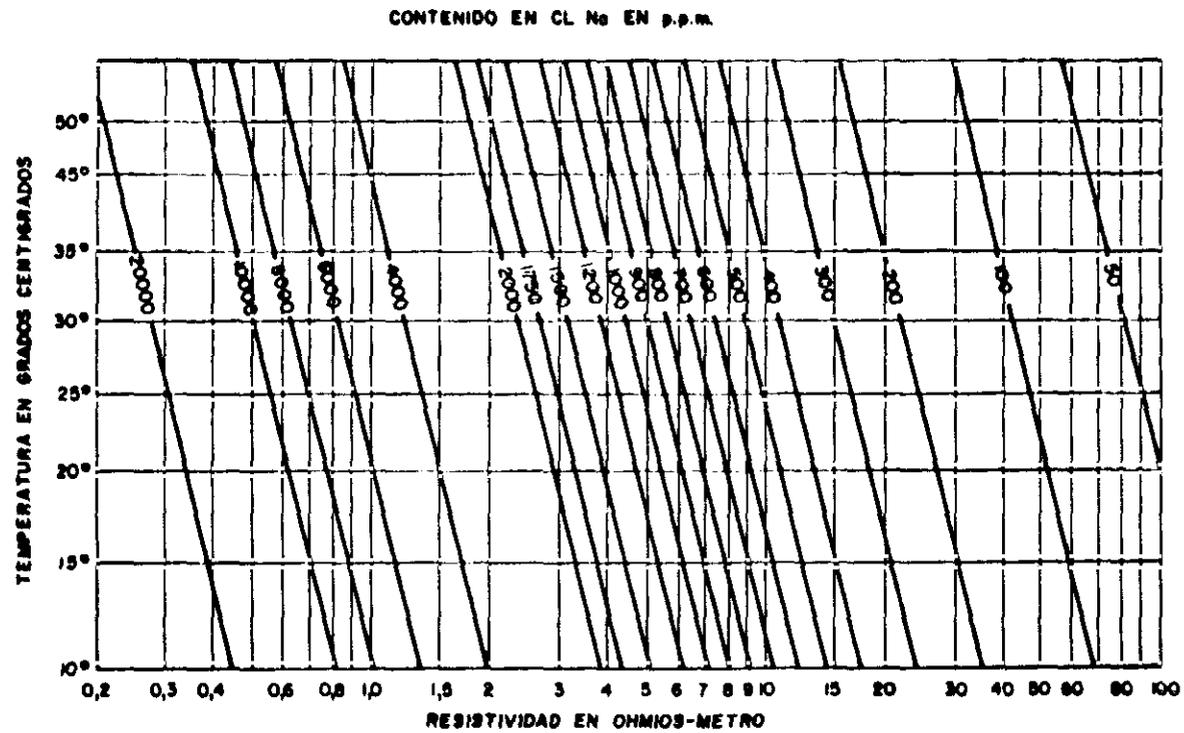
Ejemplo:

R_m es 1,2 a 75°F (punto A del gráfico). Seguir paralelamente a las líneas diagonales (salinidades constantes) hasta encontrar R_m a otra temperatura; por ejemplo, a la temperatura de formación (FT) = 160°F (punto B) se lee R_m = 0,56. La conversión mostrada en este gráfico ha sido aproximada por la fórmula de Arps:

$$R_{FT} = R_{75^{\circ}} (75^{\circ} + 7)/(FT \text{ en } ^{\circ}F + 7)$$



J304759935



CLORURO SODICO EQUIVALENTE EN FUNCION DE LA TEMPERATURA Y RESISTIVIDAD DEL AGUA

RELACIONES EMPIRICAS ENTRE LAS RESISTIVIDADES DEL LODO, DEL FILTRADO DE LODO, Y COSTRA DEL LODO

Para:

Resistividad del filtrado de lodo a la temperatura de formación.

Resistividad de la costra de lodo.

Procedimiento:

Entrar sobre la ordenada del gráfico con la resistividad del lodo corregida a la temperatura del nivel de interés; ir horizontalmente hasta el punto de intersección con la línea diagonal apropiada de R_{mf} o R_{me} ; entonces, ir hacia abajo verticalmente para leer R_{mf} o R_{me} .

Ejemplo:

Dado: Resistividad del lodo (R_m) = 0,5 $\Omega.m$ a la temperatura de formación.

Solución: R_{mf} a la temperatura de formación = 0,375 $\Omega.m$, R_{mc} a la temperatura de formación = 0,635 $\Omega.m$.

Comentario:

El conocimiento de la resistividad del filtrado de lodo es necesario para una solución correcta de la fórmula del PS y para el cálculo de la porosidad por medio de la investigación de la zona invadida.

Ello permitirá una aproximación mejor de la densidad y velocidad del fluido usadas en los métodos de densidad y sónico para el cálculo de la porosidad.

La información sobre la resistividad de la costra de lodo es importante para determinar la porosidad y los hidrocarburos residuales con dispositivos (sondas) de poca profundidad de investigación que miden la resistividad y la conductividad.

Valores de R_{mf} y R_{mc} medidos de una muestra de lodo representativo son considerablemente más fidedignos que los obtenidos mediante este ábaco, las rectas del mismo representan el promedio aritmético de una gran muestra tomada al azar de valores medidos de R_{mf} y R_{mc} (según R_m).

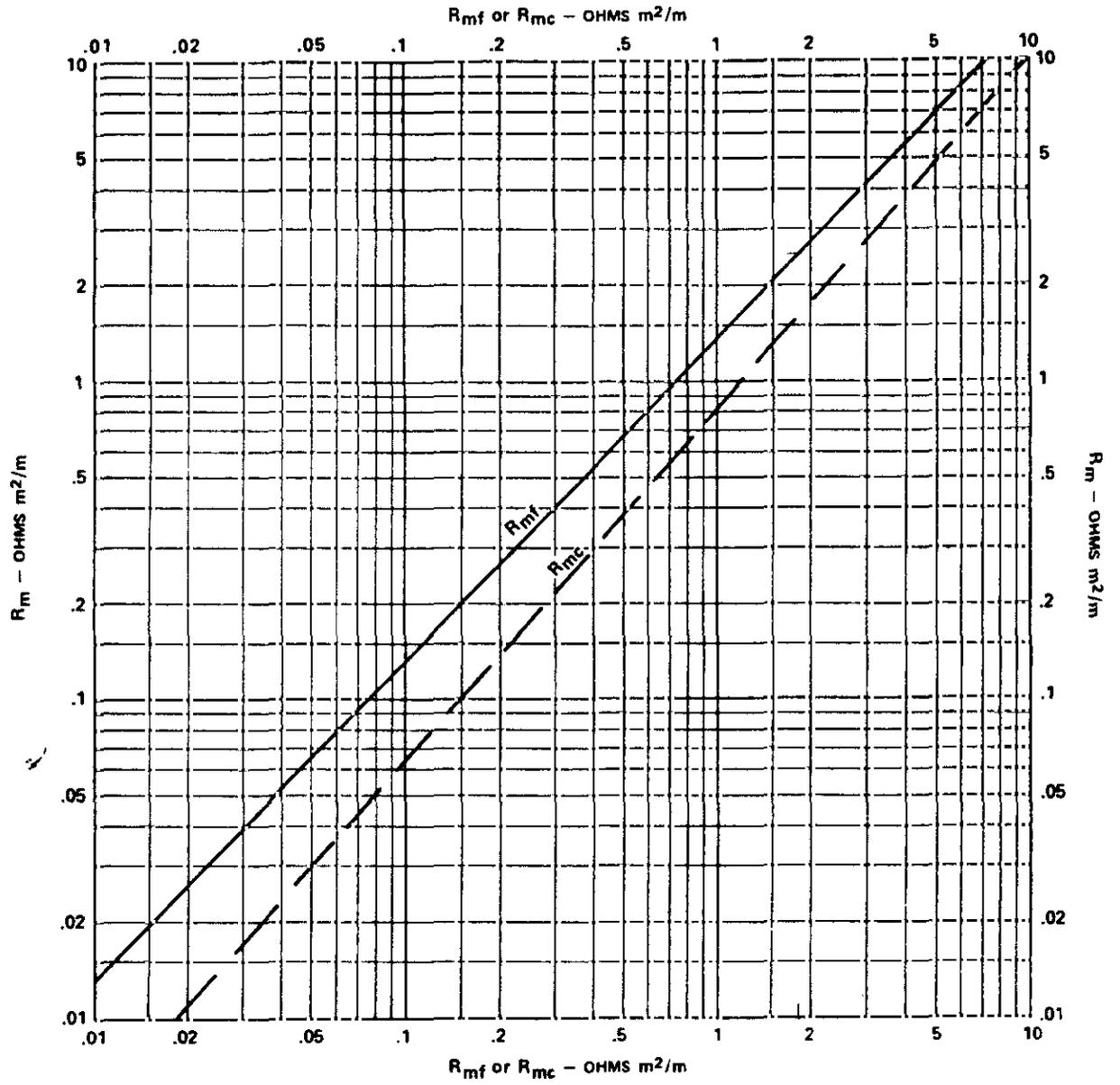
La información más actual incluye la extracción de filtrado de una muestra con flujo lineal de lodo, con medidas de la resistividad del filtrado de lodo y de la costra de lodo a la temperatura de superficie.

Los valores estimados de la resistividad de la costra de lodo son menos fidedignos que los obtenidos para el filtrado de lodo, porque dependen del grado de compactación de la costra de lodo que está controlado por las diferencias impredecibles de la presión hidrostática entre la columna de lodo y las formaciones, y entre las formaciones de composición del lodo y de compactación de la costra de lodo.

Valores medidos para cada nueva área, tantos como sean precisos, deberán ser comprobados sobre este gráfico para ensayar la fiabilidad del mismo en esa área o región. Valores de R_{mf} y R_{mc} para un R_m dado en pozos subsiguientes pueden, entonces, en ausencia de mejores valores medidos, ser estimados según los valores medios de R_m en esa área.



RELACIONES ENTRE R_m - R_{mf} - R_{mc}
(GRAFICO EMPIRICO)



RELACIONES ENTRE POROSIDAD OCUPADA-RESISTIVIDAD-CONDUCTIVIDAD

Para:

Porosidad ocupada por agua.

Estimación de la porosidad total en formaciones saturadas de agua.

Procedimiento:

Entrar en el ábaco sobre la abcisa con los valores de resistividad o conductividad de los registros; ir verticalmente hasta el nivel conveniente representado por la resistividad del agua contenida; leer el valor de la porosidad ocupada en las líneas diagonales.

Ejemplo:

Dado: Resistividad hallada según un registro de inducción $R_{IL} = 10 \Omega \cdot m^2/m$.

Resistividad del agua de la formación $R_w = 0,1 \Omega \cdot m^2/m$.

Solución: Porosidad ocupada $\emptyset_w = 10\%$.

Comentario:

Este ábaco ha sido construido usando la fórmula $\phi_w = \sqrt{R_w \times C}$

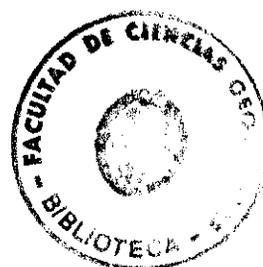
Dará valores razonables de porosidad solamente en formaciones saturadas (100%) con agua de resistividad conocida. Cuando se usa para formaciones que contienen hidrocarburos, se obtienen valores aproximados de porosidad ocupada con agua.

Este ábaco es muy útil cuando se usa con otra información sobre porosidad.

La porosidad ocupada por agua, sustraída de la porosidad total obtenida por registros tales como el sónico, de densidad, neutrón, etc., dará una estimación de la porosidad ocupada por hidrocarburos.

La porosidad ocupada por hidrocarburos dividida por la porosidad total nos dará la saturación de agua.

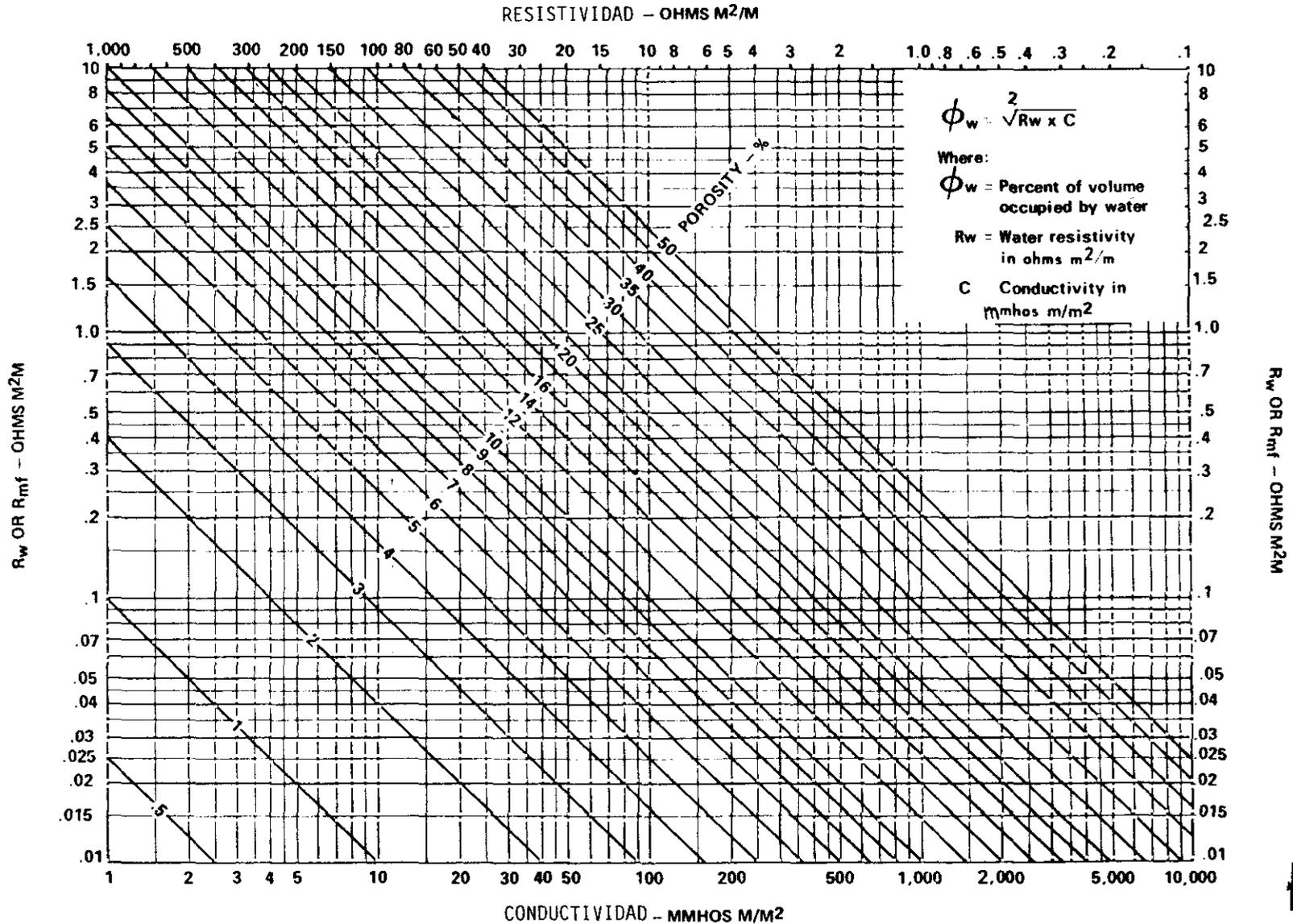
La porosidad ocupada por el filtrado del lodo sustraída de la porosidad total, y dividida por la porosidad total nos dará la saturación residual de hidrocarburos.



Puesto que $1.233,49 \text{ m}^3$ representan a 7,758 barriles de espacio vacío (o desocupado), una porosidad ocupada por hidrocarburos del 10% indicará unos 775,8 barriles de hidrocarburos por cada $1.233,49 \text{ m}^3$.

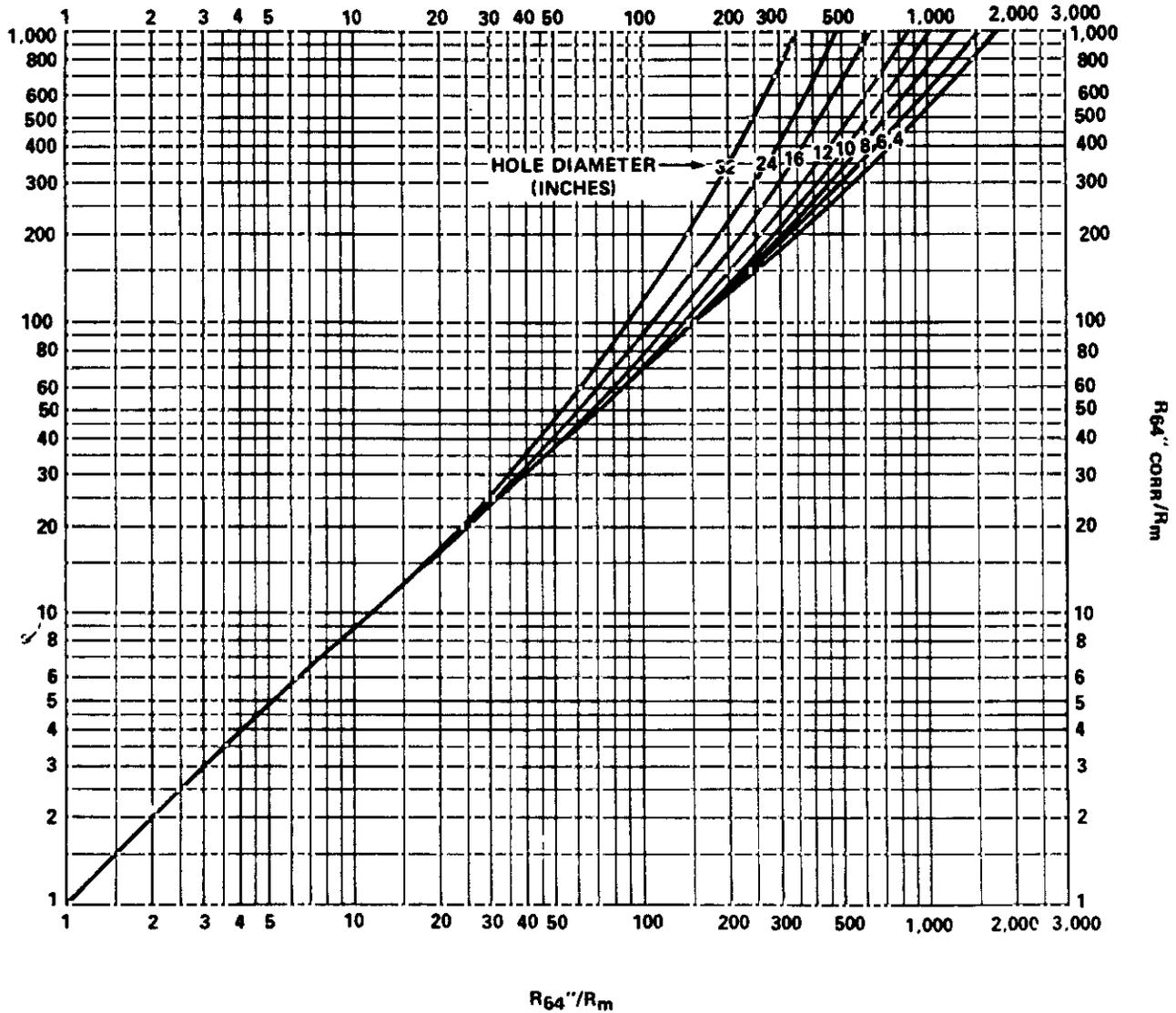
Mediante el uso de este ábaco se pueden hacer rápidamente cálculos sobre el "flujo" o movimiento de hidrocarburos.

RELACIONES ENTRE LA POROSIDAD OCUPADA Y LA RESISTIVIDAD





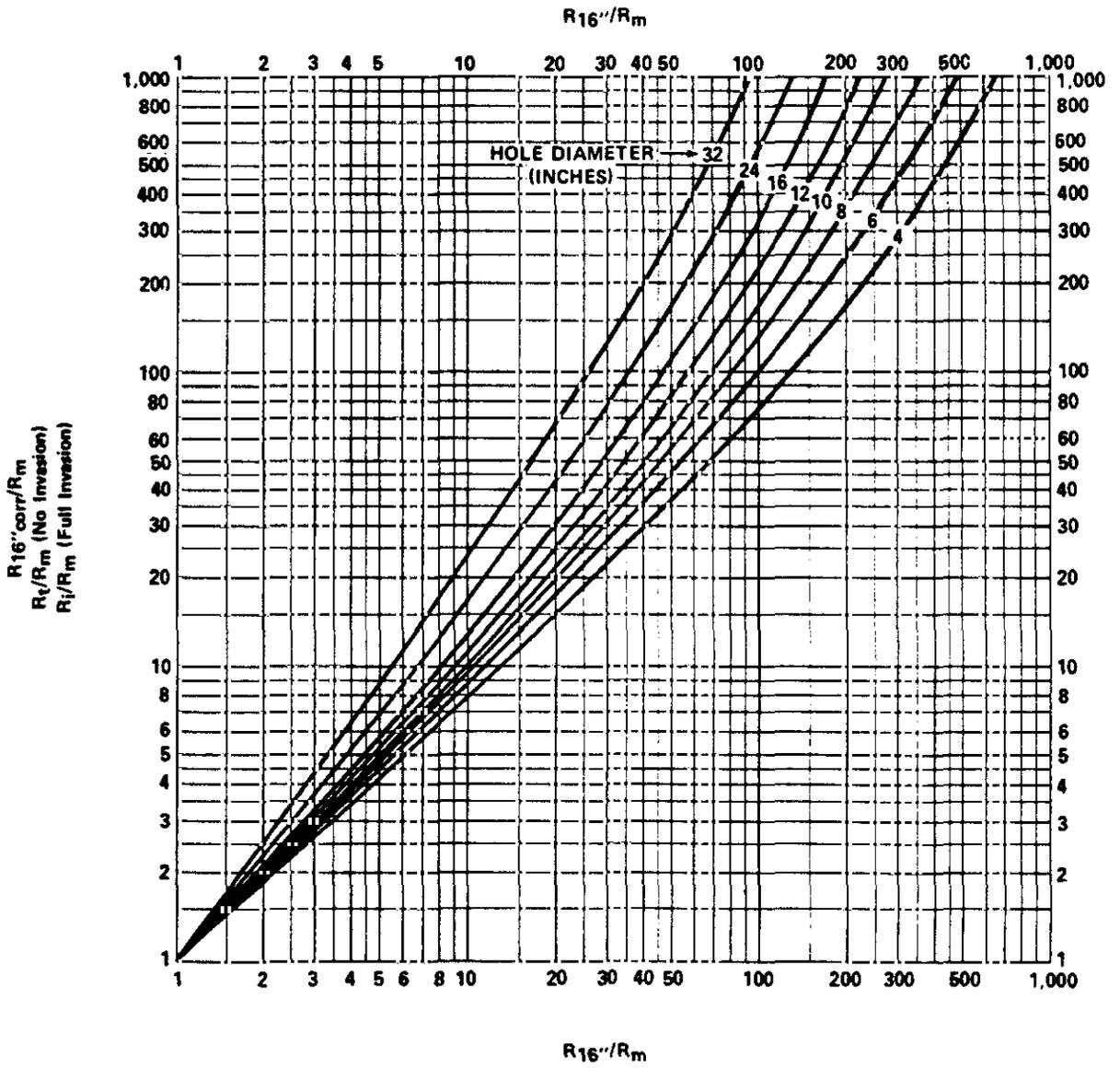
Corrección lecturas normal 64"
capas gruesas - no invasión (o invasión total)
 $R_{64''}/R_m$



FACULTAD CC. GEOLOGICAS
BIBLIOTECA



Corrección lecturas normal 16"
Capas gruesas - no invasión (o invasión total)



REGISTROS DE RESISTIVIDAD.

INTERPRETACION.

NC (AM = 16" = 0,4 m)	Mide resistividad zona invadida (R_{xo})
NL (AM = 64" = 1,6 m)	Mide resistividad zona no invadida (R_t) bajo condiciones de invasión normal ($D_i = 2 dh$)

La garantía de las lecturas depende del espesor de las capas (e), del diámetro del sondeo (dh) y de la resistividad del lodo (R_m).

Con lodos de $R_m = 1 \Omega.m$ a la temperatura de la formación, un sondeo de 15 a 30 cm. de diámetro e invasión normal: $R_t \approx R_{1,6}$ si $e > 5 m$.

LATERAL

$$R_{Lat} = R_t \text{ si } e > 10 m.$$

Si $R_{NC} > R_{NL}$, en capas gruesas, esto indica que las arenas son permeables y que $R_w < R_{fm}$, y $C_w > C_{fm}$ (agua salada). Si $R_{NC} < R_{NL}$, $R_w > R_{mf}$ y $C_w < C_{wf}$ (agua dulce).

La NC (su lectura R_a) debe ser corregida por R_m y dh .

En la lateral, el techo de las capas resistivas y el muro de las conductoras están desplazados hacia abajo un valor igual al espaciado de la sonda ($A0 = 1,8$ m, equipo E.Minas).

REGLAS DE HILCHIE

- 1) $R_t = R_a$ desde la lateral, usando óptimas reglas
- 2) $R_t = R_{NL}^2 / R_{NC}$ si no se dispone de lateral
- 3) $R_t = R_{NC}$ si no hay invasión

Con lodos conductores: $R_{sup} < R_{medio} < R_{prof}$

Espesor capas:

Si $e \leq A0$ ó AM (no vale leer)

Si $e < 4AM$, entonces R_a es muy baja.

Corregir los R_a por espesor de capas según ábacos.

Intentar corregir por influencia del sondeo (lodo), sobre todo si $R_m < 1 \Omega.m$.

REGLAS PARA LA DETERMINACION DE LA RESISTIVIDAD VERDADERA (R_t) DE LAS FORMACIONES (ABACOS SCHLUMBERGER).

Si la capa es conductora con respecto a las capas adyacentes o posee una relativa resistividad intermedia, ninguno de los ábacos Schlumberger para capas finitas ni la corrección Guyod debe usarse.

Se asumirá que la resistividad verdadera de estas formaciones se determina por la aplicación de los ábacos Schlumberger para capas de espesor infinito, lo cual permite efectuar la corrección por sondeo. Así, cuando la resistividad relativa promedio de una capa conductora adyacente se determina con propósito de corregir la resistividad aparente de una capa, resistividad de espesor finito, tal resistividad promedio se asumirá como resistividad verdadera de esa capa después de hacer la corrección por efecto de sondeo.

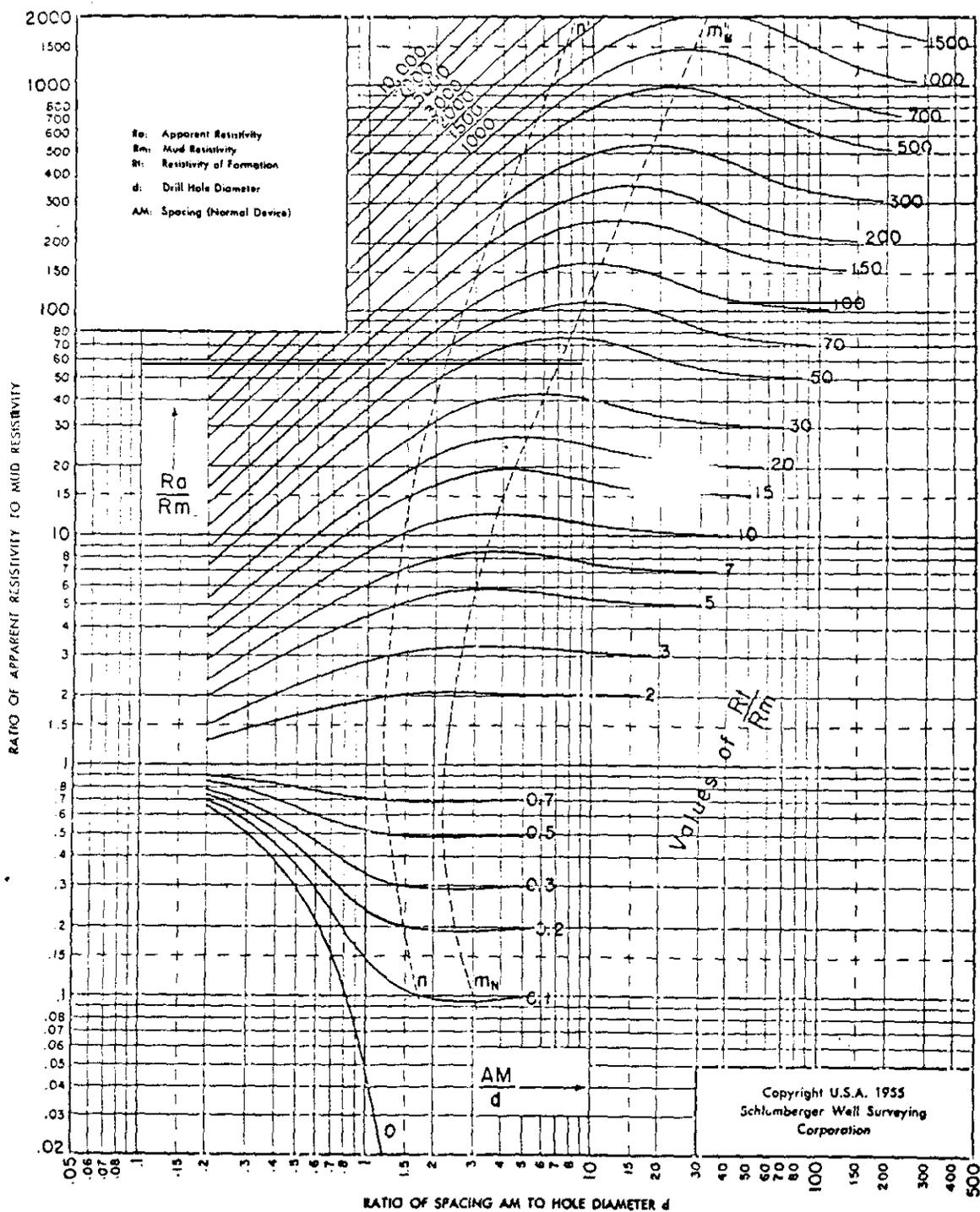
Si la capa es resistiva con respecto a las del alrededor, entonces su espesor relativo deberá indicarse para adoptar el proceso de corrección. Las siguientes reglas se aplican al espesor de la capa (e), diámetro del sondeo (d) y espaciado de electrodos (AM).

- 1) $e > 50 d$: aplicar ábacos Schlumberger para capas infinitas

- 2) $5 d \leq e \leq 50 d$ y $e > 12 AM$: aplicar ábacos Schlumberger para capas finitas si es posible; además, aplicar ábaco para capas infinitas solamente.
- 3) $5 d \leq e \leq 50 d$ y $2 AM \leq e \leq 12 AM$: aplicar ábacos para capas finitas si es posible; además, aplicar ábacos para capas infinitas junto con la corrección de Guyod si R_a relativa $> 2,5$.
- 4) $5 d \leq e < 2 AM$: aplicar ábacos Schlumberger para capas finitas si es posible; además, aplicar ábaco para capas infinitas.
- 5) $2 AM \leq e < 5d$: aplicar ábaco para capas infinitas junto con la corrección de Guyod si la R_a relativa $> 2,5$.
- 6) $e < 5 d$ y $e < 2 AM$: aplicar ábacos para capas infinitas solamente.

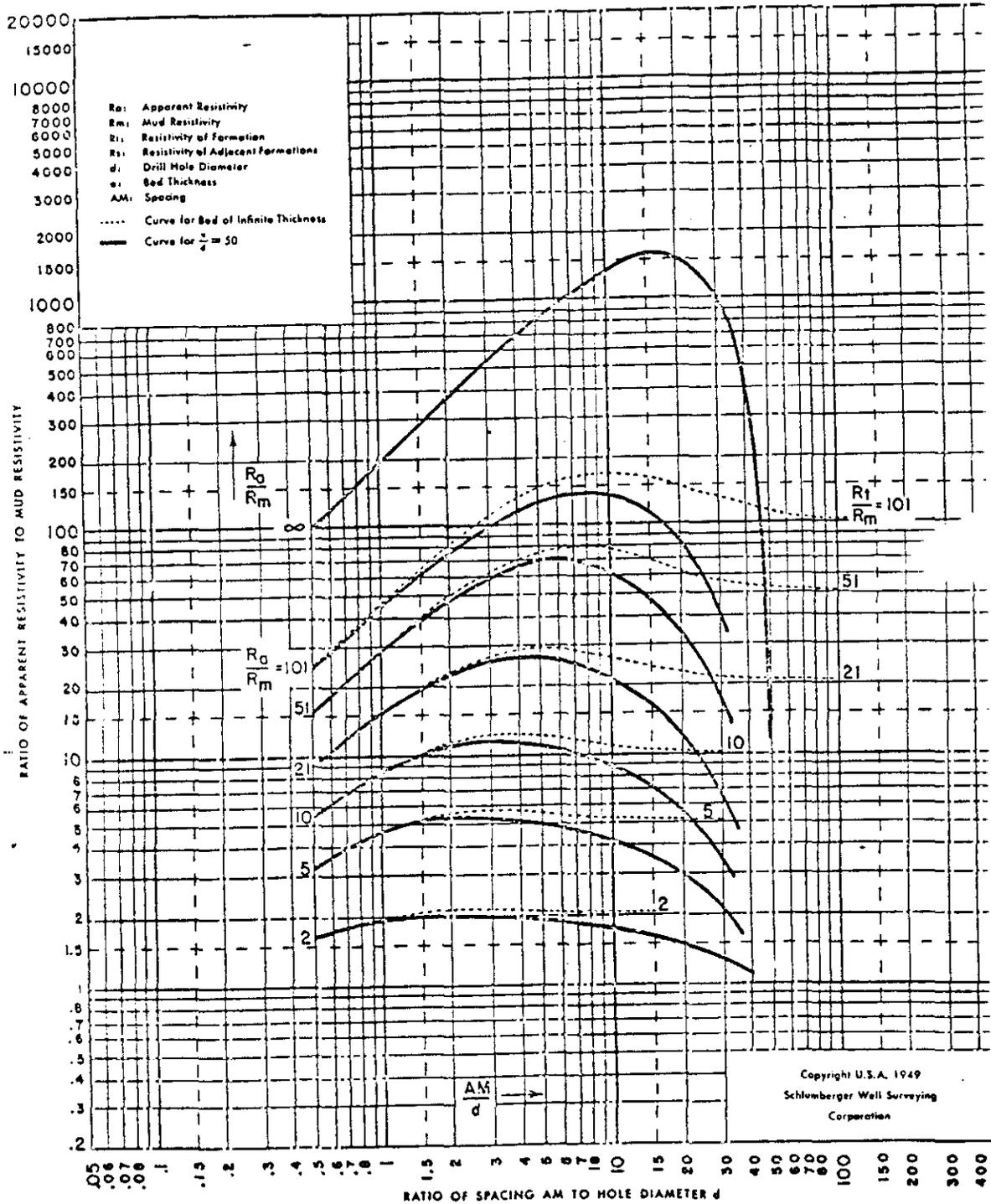
NORMAL DEVICE

NO INVASION



$$\frac{e}{d} = 50$$

NORMAL DEVICE NO INVASION

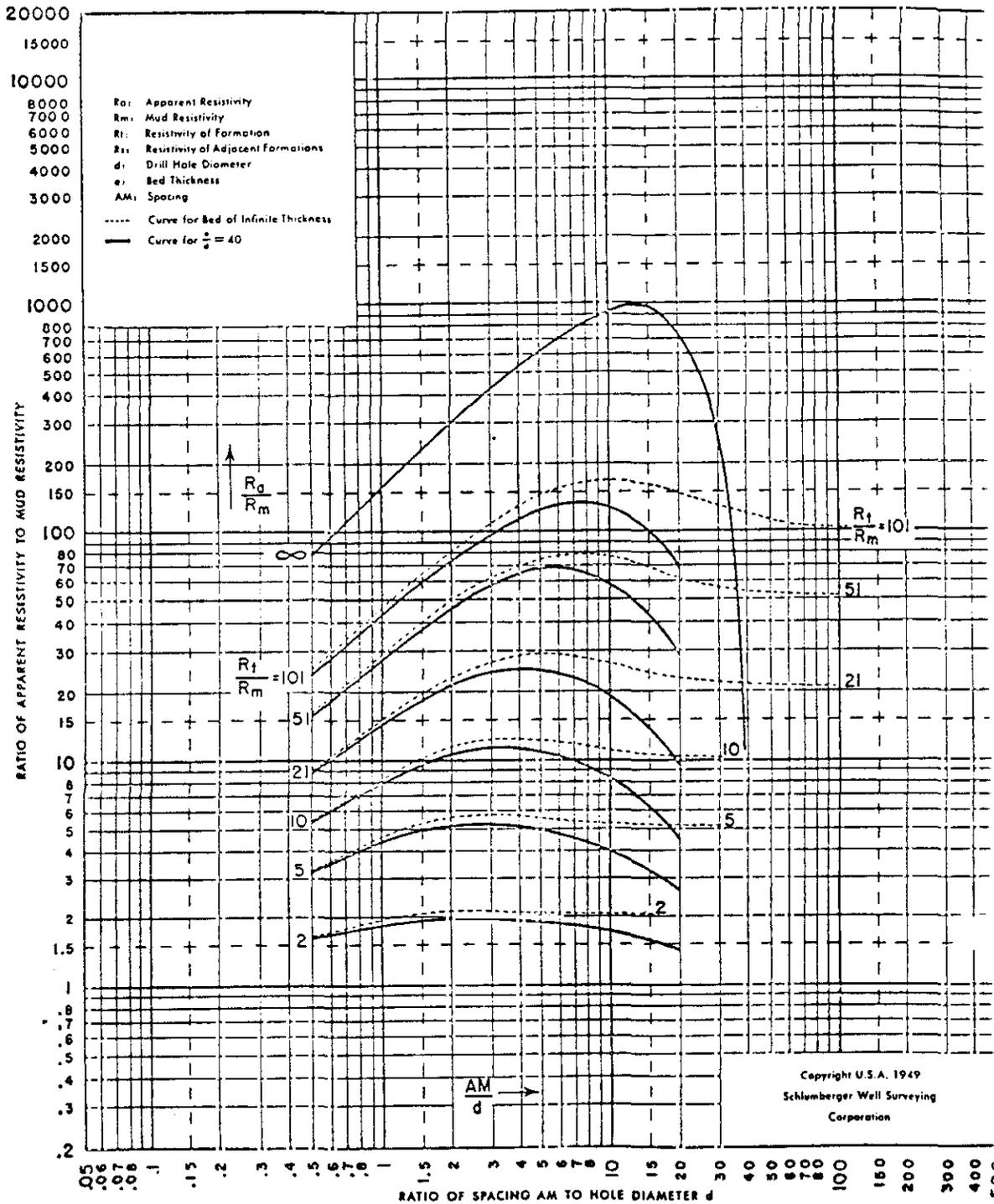


CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 2 times R_s (with conventional spacings)

$$\frac{a}{e} = 40$$

NORMAL DEVICE NO INVASION

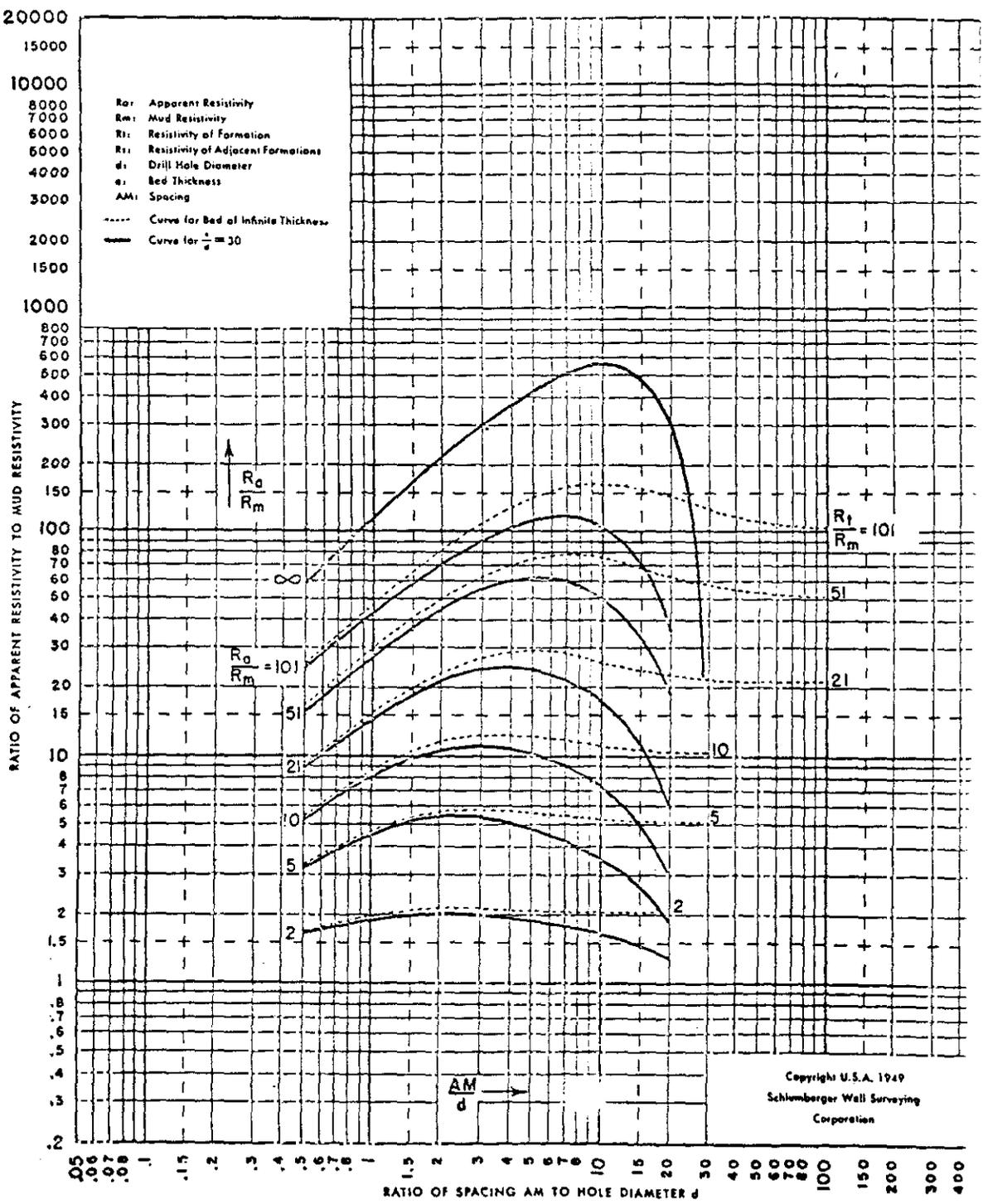
(INTERPOLATED CURVES)



CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 2 times R_s (with conventional spacings)

$$\frac{\rho}{\rho} = 30$$

NORMAL DEVICE NO INVASION

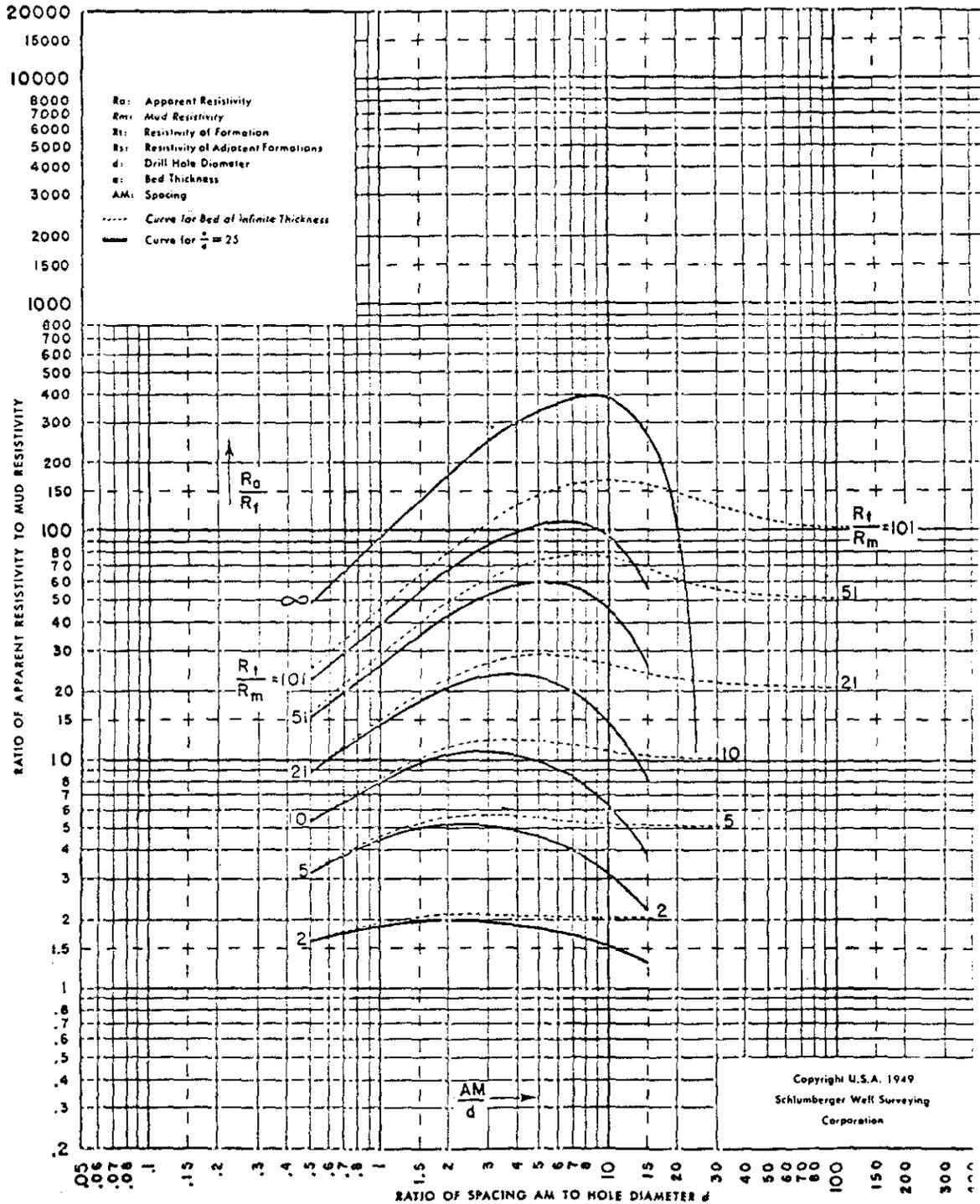


CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 3 times R_s (with conventional spacings)

$$\frac{a}{d} = 25$$

NORMAL DEVICE NO INVASION

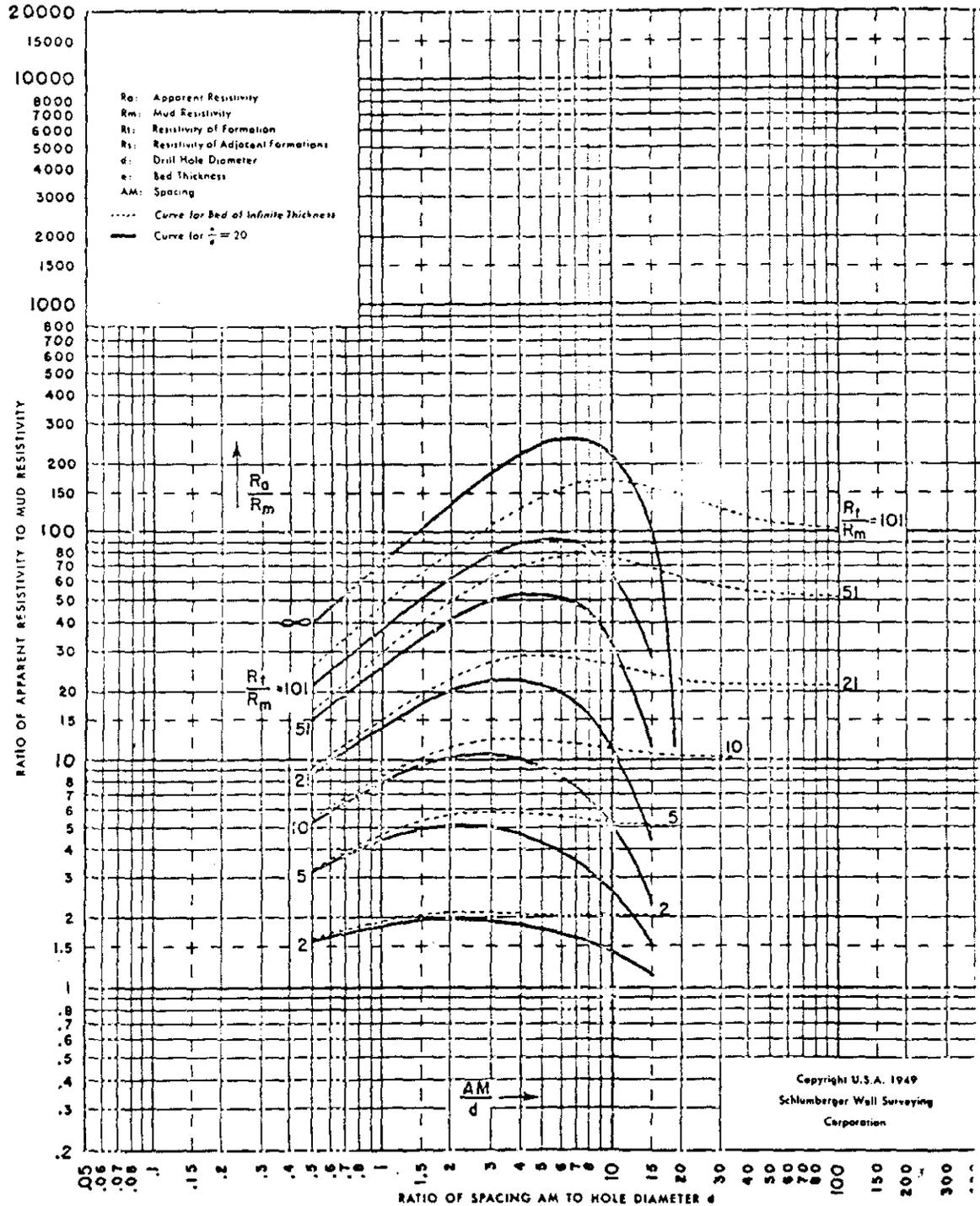
(INTERPOLATED CURVES)



CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_f is equal to at least 4 times R_s (with conventional spacings)

$$\frac{e}{d} = 20$$

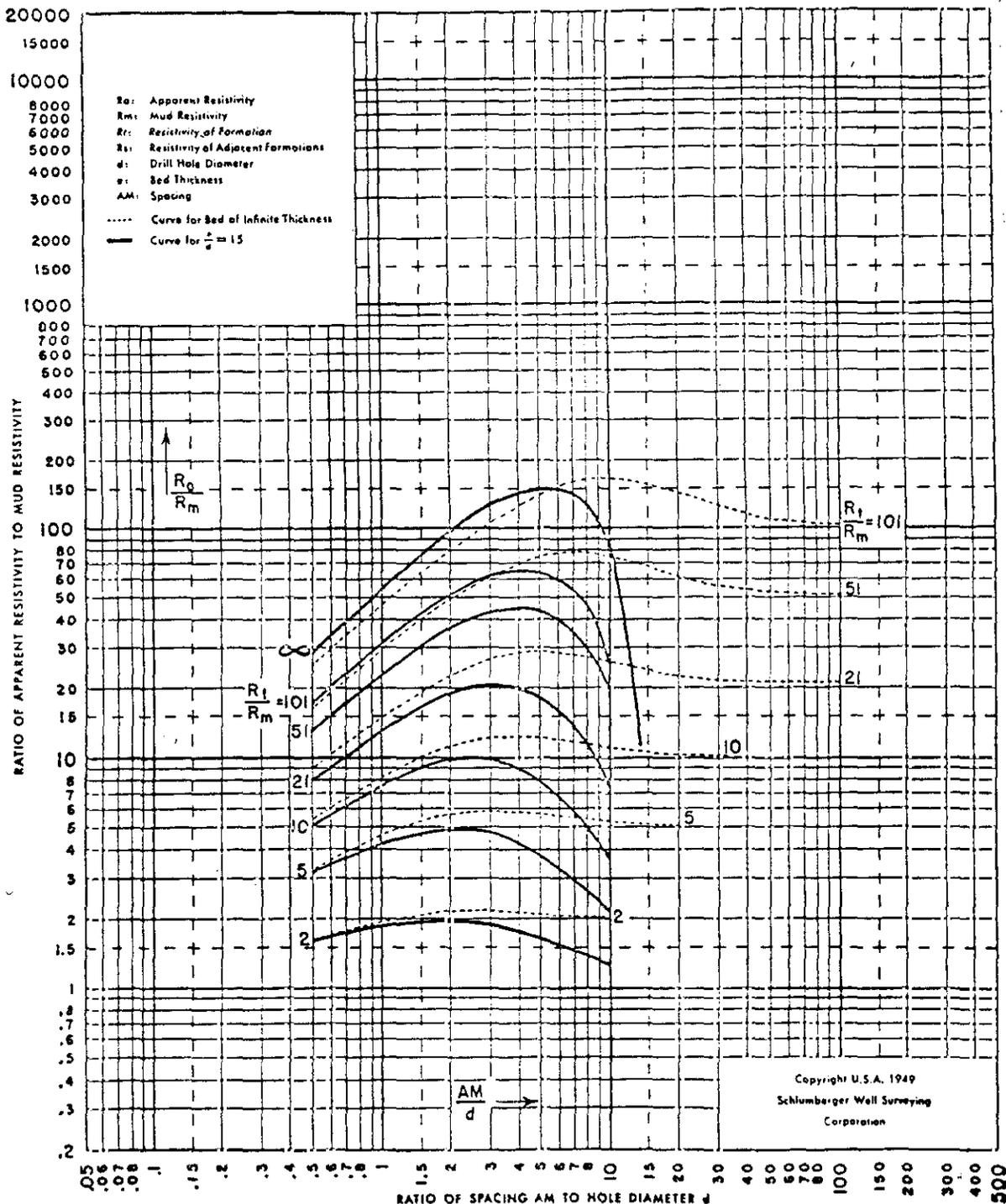
NORMAL DEVICE NO INVASION



CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 5 times R_s (with conventional spacings)

$$\frac{e}{d} = 15$$

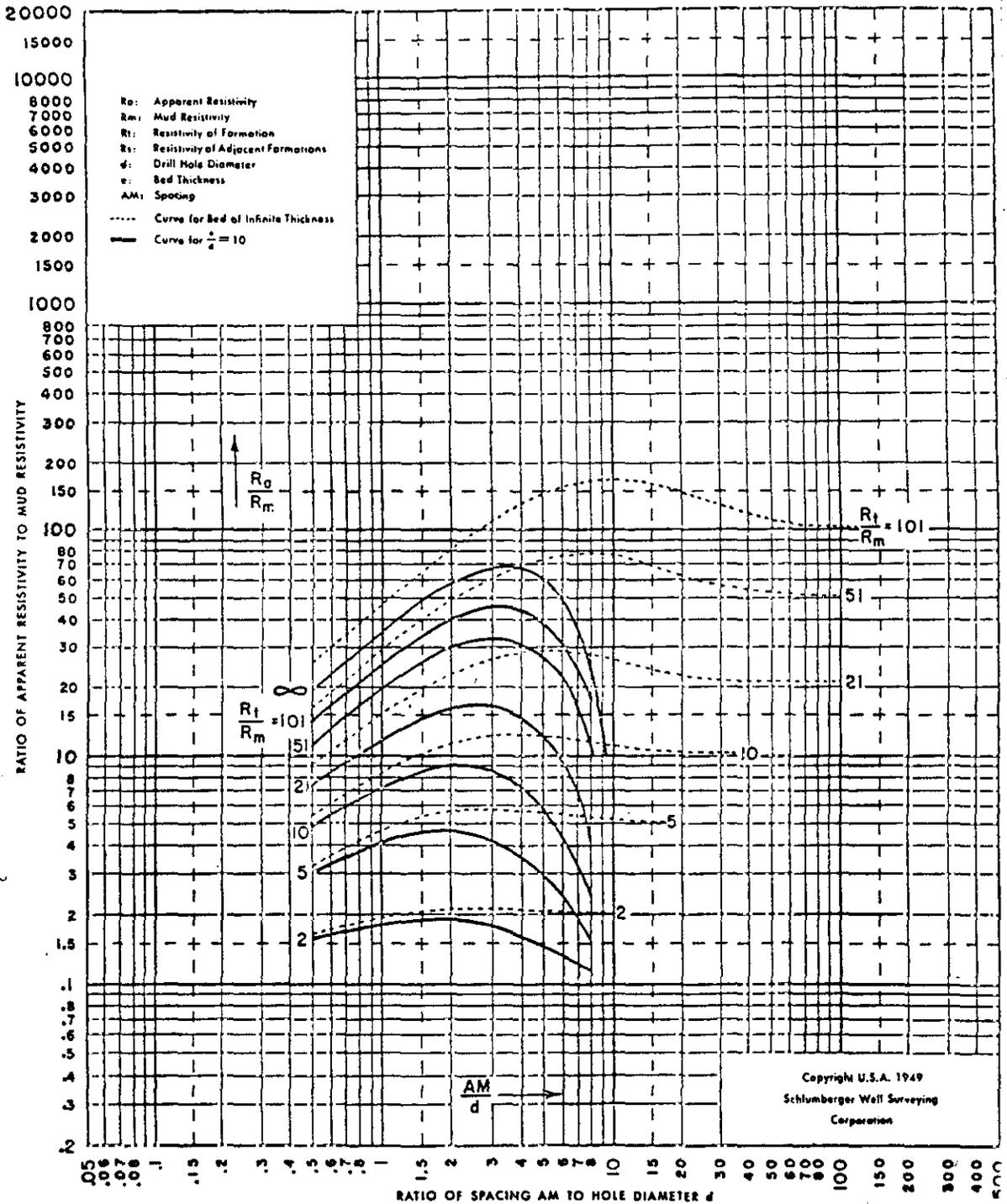
NORMAL DEVICE NO INVASION



CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 7 times R_s (with conventional spacings)

$$\frac{e}{d} = 10$$

NORMAL DEVICE NO INVASION

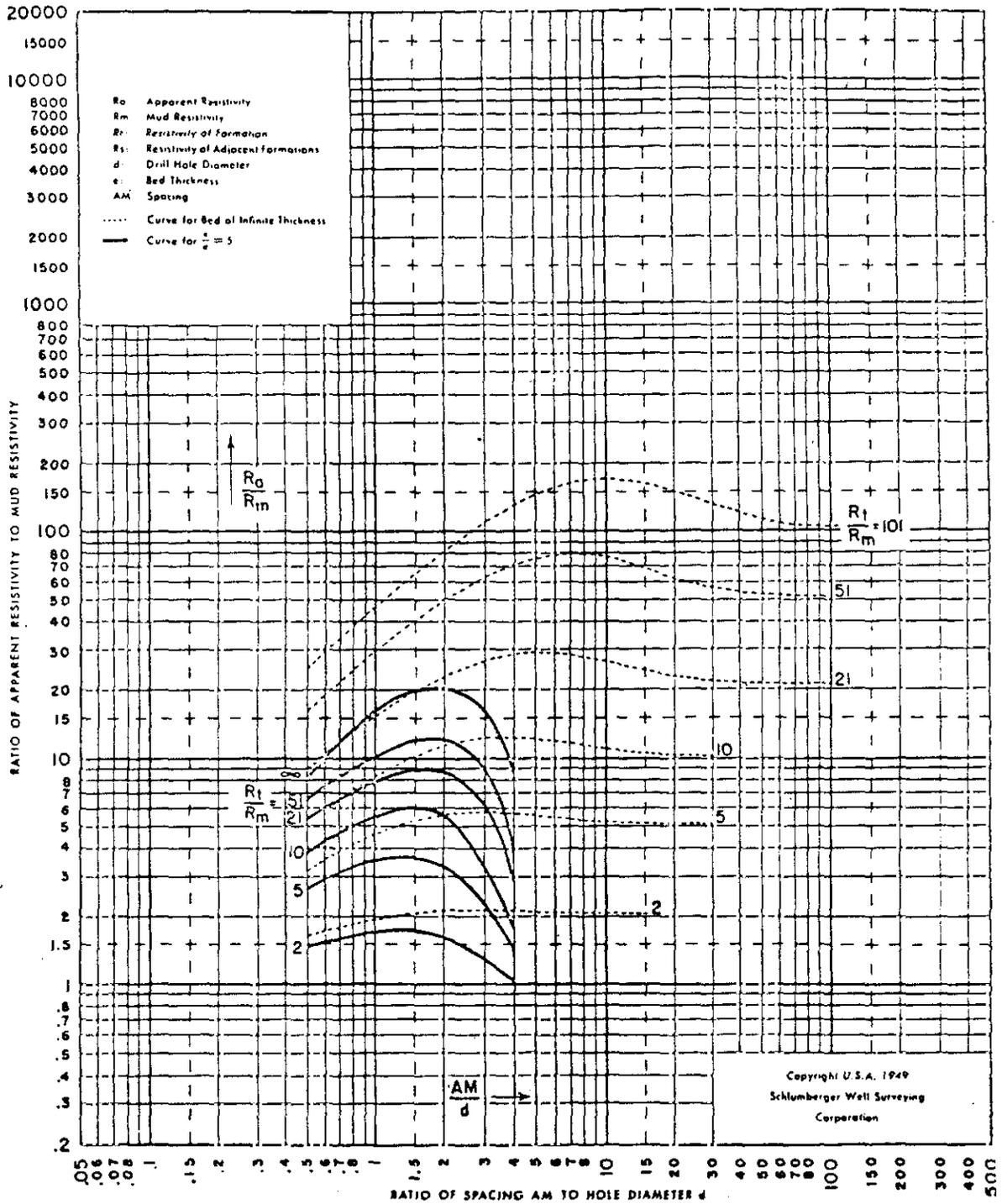


CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 10 times R_s (with conventional spacings)



$$\frac{e}{d} = 5$$

NORMAL DEVICE NO INVASION



CAUTION This chart should be used only when R_m is approximately equal to R_s or when R_t is equal to at least 10 times R_s (with conventional spacings)



ANEXO Nº 2

INFORMES DIAGRAFIAS

- . Zonas de tubería filtrante
- . Conductividad
- . TSD (ppm)
- . Litología

SONDEO: CARPIO N° 17
 FECHA DE REGISTRO: 15-11-86
 LOCALIDAD: CARPIO DEL CAMPO
 PROVINCIA: VALLADOLID

3.

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUC- TIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	61.0- 65.0	4.0	676.59	540.66	grava arena
2	68.0- 70.0	2.0	669.61	535.53	arena
3	74.0- 78.0	4.0	669.62	535.54	arena
4	91.5- 93.5	2.0	655.79	525.04	arena
5	116.0-118.0	2.0	588.70	467.11	arena
6	120.0-122.0	2.0	669.68	535.59	arenisca *
7	123.0-125.0	2.0	655.87	525.10	arena *
8	132.0-136.0	4.0	649.03	519.74	arena grava *
9	140.0-142.0	2.0	649.05	519.76	grava *
10	144.0-146.0	2.0	635.45	508.77	grava *
11	150.0-152.0	2.0	635.47	508.78	grava *
12	156.0-157.0	2.0	649.09	519.79	grava *
13	180.0-182.0	2.0	622.13	497.54	arena
14	192.0-194.0	2.0	622.19	497.59	arena
15	197.0-199.0	2.0	622.21	497.61	arena

NOTAS:

- (*) Las zonas recomendadas (TSD), calculado a partir del tipo de litología y la conductividad.
- (*) Se han considerado el nivel del suelo en el sondeo.
- (*) Zonas óptimas.



UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOPISICA APLICADA
Ejeo Resaca, 21 - Teléf. 412 67 94 - 412 65 00
28003 MADRID

4.

En total suman 36 metros de filtro y sólo 16 m, si se consideran las zonas óptimas.

En relación a la calidad del agua explotable no son de esperar problemas en este sentido, ya que el mayor valor encontrado de conductividad fue 676 μ mho/cm para los filtros superiores.

En general, el sondeo presenta buenas expectativas para la captación, destacando los potentes niveles de gravas de la zona intermedia.

SONDEO: FUENTELAPERA
 FECHA DE REGISTRO: 10-7-1986
 LOCALIDAD: FUENTESAUCO
 PROVINCIA: ZAMORA

3.- CONCLUSIONES

3.

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPEJOR (m)	CONDUCTIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	58.0-62.0	4.0	650.60	520.99	arena
2	79.0-81.0	2.0	650.88	521.21	arena
3	152.0-154.0	2.0	679.45	542.74	arena
4	156.0-160.0	4.0	744.71	603.60	arena
5	171.0-173.0	2.0	696.29	556.91	arena
6	196.0-198.0	2.0	612.26	488.90	arena
7	202.0-204.0	2.0	745.48	604.29	arena
8	214.0-216.0	2.0	797.78	648.26	arena
9	221.0-223.0	2.0	612.66	489.26	arena *
10	230.0-232.0	2.0	798.01	648.44	arena
11	248.0-252.0	4.0	561.56	444.87	grava *
12	265.0-267.0	2.0	698.08	558.75	grava *
13	269.0-275.0	6.0	653.55	523.30	grava *
14	292.0-294.0	2.0	613.80	490.27	grava *
15	297.0-299.0	2.0	562.45	445.34	grava *
16	306.0-310.0	4.0	614.04	490.48	grava *
17	318.0-320.0	2.0	884.16	723.28	grava
18	322.0-326.0	4.0	614.29	490.70	grava *
19	339.0-341.0	2.0	799.59	649.68	arena
20	345.0-347.0	2.0	747.90	606.46	grava

OBSERVACIONES

- .- Total de Solidos Disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- .- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- .- (*) Zonas óptimas

(Continuación)

4.

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
21	398.0-400.0	2.0	748.79	607.25	arena
22	406.0-408.0	2.0	440.16	355.62	grava
23	410.0-412.0	2.0	471.20	377.77	grava
24	416.0-418.0	2.0	527.90	425.95	grava
25	424.0-434.0	10.0	471.51	377.91	grava *
26	443.0-445.0	2.0	471.77	378.03	grava

OBSERVACIONES

- Total de Solidos Disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOMINERÍA APLICADA
Eusebio Rosas, 21 - Telé. 42 67 94 - 42 65 99
28003 MADRID

5.

Suman en total 74 m de filtro y sólo 36 si se aprovechan las zonas óptimas.

El sondeo no presenta problemas de calidad del agua y para la cantidad/ de zonas acuíferas interesantes, las expectativas de captación se presentan muy interesantes.

El deterioro del diámetro final, respecto del de perforación, no es importante, siendo únicamente apreciable en algunas zonas arcillosas en las que ha pasado de 30 a 40 cm.

5.- CONCLUSIONES

SONDEO: CARPIO N°14
 FECHA DE REGISTRO: 22-10-86
 LOCALIDAD: CARPIO DEL CAMPO
 PROVINCIA: VALLADOLID

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y

CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION

	INTERVALO	ESPESOR	CONDUCTIVIDAD	TSD	LITOLOGIA
	(m)	(m)	(umho/cm) (25°C)	(ppm)	
1	59.0-65.0	6.0	752.60	610.63	grava arena arcillosa
2	65.0-67.0	2.0	752.73	610.75	grava
3	93.0-95.0	2.0	779.10	633.23	arena
4	105.5-107.5	2.0	752.91	610.91	arena grava *
5	110.5-112.5	2.0	779.25	633.35	arena grava *
6	114.5-116.5	2.0	753.04	611.03	arena grava *
7	122.0-126.0	4.0	588.41	466.84	arenisca *
8	134.0-136.0	2.0	753.22	611.18	arenisca *
9	146.5-150.5	4.0	628.66	503.11	arena *
10	154.0-158.0	4.0	615.31	491.60	arena grava
11	162.0-164.0	2.0	642.48	514.51	grava *
12	169.0-171.0	2.0	708.29	598.45	grava *
13	227.0-229.0	2.0	656.29	525.43	arena grava

OBSERVACIONES

- Total de Solidos Disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas





UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOPISICA APLICADA
Calle Boadilla, 21 - Telé. 442 67 94 - 442 65 00
28003 MADRID

4.

En total suman 36 metros de filtro y 20 metros si se aprovechan sólo las zonas óptimas.

Fundamentalmente, el sondeo presenta los mejores niveles para la captación en su parte media 105-171 m, destacando algunos paquetes de - grava y arena.

En su parte baja el sondeo presenta frecuentes niveles de limos, con lo cual únicamente se ha dado como válido un filtro de 2 m de 227 a 229 metros.

La conductividad más alta hallada fue 779 μ mho/cm, por ello no -- presenta serios problemas de calidad.

6.- CONCLUSIONES

3.

Zonas recomendadas para la colocación de tubería filtrante y características del agua de formación

	INTERVALO (m)	LITOLOGIA	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD ($\mu\text{mho} \cdot \text{cm}^{-1}$) (25°C)	TOTAL DE SOLIDOS DISUELTOS (p.p.m.)
1	82-104	Grava*	22		
2	105-113	Grava*	8		
3	106-102	Arena	6		
4	120-126	Arena	6		
5	129-131	Arena	2		
6	145-149	Arena	4		
7	152-154	Arena	2		
8	156-158	Arena	2		
9	163-167	Arena	4		
10	168-174	Arena	6		
11	182-194	Arena	12		
12	194-196	Arena	2		
13	196-198	Arena	2		
14	202-206	Arena	2		
15	208-212	Arena*	4		
16	221-223	Arena*	2		
17	225-231	Arena, arena arcillosa	6		
18	235-237	Arena*	2		
19	239-243	Arena*	4		
20	250-254	Arena	4		

OBSERVACIONES

(*)

Zonas óptimas.

Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo.

El Total de Sólidos Disueltos (T.S.D.) ha sido calculado en función del tipo de iones predominantes en la zona.

Zonas recomendadas para la colocación de tubería
filtrante y características del agua de formación

	INTERVALO (m)	LITOLOGIA	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD ($\mu\text{mho} \cdot \text{cm}^{-1}$) (25°C)	TOTAL DE SÓLIDOS DISUELTOS (p.p.m.)
1	256-260	Arena *	4		
2	267-269	Arena	4		
3	263-265	Arena *	2		
4	272-278	Arena	6		
5	282-286	Arena	4		
6	291-293	Arena	2		
7	295-297	Arena	2		
8	307-315	Arena *	8		
9	339-341	Arena *	2		
10	343-345	Arena *	2		
11	346-348	Arena	2		
12	344-346	Arena	2		
13	363-365	Arena	2		
14	369-375	Arena	6		
15	376-382	Arena	6		
16	391-393	Arena	2		
17	410-420	Arena	10		
18					
19					
20					

OBSERVACIONES

(*)

Zonas óptimas.

Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo.

El Total de Sólidos Disueltos (T.S.D.) ha sido calculado en función del tipo de iones predominantes en la zona.



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOPÍSICA APLICADA
Risco Beccas, 21 - Telef. 442 67 94 - 442 65 00
28003 MADRID

5.

De la visión conjunta del sondeo se observa que presenta buenas características para su aprovechamiento hidrogeológico.

En cuanto a la calidad del agua de formación explotable no hay que esperar problemas en este sentido, ya que la conductividad estimada no presenta valores elevados.

Comparando este sondeo con el realizado anteriormente en esta zona (Sondeo Fresno el Viejo Nº 2, registrado el 5-6-1986), se deduce que existe una buena correlación de niveles, sobre todo en el paquete de gravas -- del metro 90 a 100.

5.- CONCLUSIONES

CASTRO CALUÓN I

4.

Zonas recomendadas para la colocación de tubería
filtrante y características del agua de formación

	INTERVALO (m)	LITOLOGIA	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD ($\mu\text{mho} \cdot \text{cm}^{-1}$) (25°C)	TOTAL DE SÓLIDOS DISUELTOS (p.p.m.)
1	75.5- 77.5	Arena arcillosa	2		
2	117 -121	Grava	4		
3	125 -127	Grava *	2		
4	135 -137	Grava *	2		
5	174 -176	Arena y Grava *	2		
6	178.5-180.5	Grava *	2		
7	187 -191	Grava *	4		
8	225 -229	Arena *	4		
9					
10					
11					
12					
13					
14					
15					
16					
17					
18					
19					
20					

OBSERVACIONES

(*)

Zonas óptimas.

Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo.

El Total de Sólidos Disueltos (T.S.D.) ha sido calculado en función del tipo de iones predominantes en la zona.



UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOSICA APLICADA
Río Rosas, 21 - Teléf. 442 67 94 - 442 65 80
28003 MADRID

5.

En total suman, por tanto, 21 m de tubería filtrante y sólo 16 si se aprovechan las zonas óptimas.

El sondeo no presenta numerosos niveles acuíferos, sin embargo, aquellos que se han indicado, se consideran como suficientes para garantizar un buen comportamiento del sondeo para la captación. Como se aprecia en la columna litológica, la parte más profunda del sondeo alcanzó el zócalo paleozoico de pizarras.

Este sondeo presenta una gran semejanza con el sondeo Castrocalvón nº 1 distante unos 500 m, aunque en éste los niveles superiores de gravas se presentaban algo más profundos.

SONDEO : GUAREÑA N°4
 FECHA DE REGISTRO : 10/3/87
 LOCALIDAD : ALAETOS
 PROVINCIA : ZAMORA

ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUC- TIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	97.5-99.5	2.0	625	500	arena
2	113.5-115.5	2.0	625	500	arena
3	133.0-135.0	2.0	571.42	450	arena
4	147.0-149.0	2.0	625	500	arena
5	162.0-164.0	2.0	625	500	arena
6	202.0-204.0	2.0	571.42	450	arena
7	289.5-291.5	2.0	689.65	550	arena
8	300.0-308.0	8.0	625	500	arena grava *
9	320.0-322.0	2.0	689.65	550	arena
10	334.5-336.5	2.0	689.65	550	arena grava *
11	338.5-340.5	2.0	625	500	arena grava *
12	347.5-349.5	2.0	689.65	550	arena grava *
13	355.5-357.5	2.0	689.65	550	arena
14	367.5-369.5	2.0	689.65	550	arena *
15	440.5-442.5	2.0	689.65	550	arena
16	444.5-446.5	2.0	625	500	arena *
17	448.5-450.5	2.0	571.42	450	arena grava *
18	452.5-454.5	2.0	571.42	450	arena grava *
19	456.0-458.0	2.0	571.42	450	arena *
20	472.5-478.5	6.0	571.42	450	arena

OBSERVACIONES

- .- Total de sólidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- .- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- .- (*) Zonas óptimas

6.- CONCLUSIONES

3.

Zonas recomendadas para la colocación de tubería
filtrante y características del agua de formación

	INTERVALO (m)	LITOLOGIA	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD ($\mu\text{mho} \cdot \text{cm}^{-1}$) (25°C)	TOTAL DE SOLIDOS DISUELTOS (p.p.m.)
1	62 - 68	Gravas, arena*	6	520	420
2	71 - 73	Arena*	2	520	420
3	76 - 78	Grava*	2	520	420
4	82 - 84	Arena*	2	560	450
5	87 - 95	Grava, arena*	8	450	370
6	98 - 102	Arena, grava*	4	470	330
7	104 - 106	Arena arcillosa, arena	2	480	390
8	109 - 113	Arena, grava*	4	450	370
9	126 - 128	Arena, arcilla	2	510	410
10	134 - 136	Arena	2	455	370
11	146 - 150	Arena, arcilla	4	415	330
12	160 - 162	Arena, arcilla	2	415	330
13	166 - 168	Arena	2	350	270
14	180 - 182	Arena	2	350	270
15	187 - 189	Arena	2	470	340
16	198 - 200	Arena	2	380	390
17					
18					
19					
20					

OBSERVACIONES

(*)

Zonas óptimas.

Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo.

El Total de Sólidos Disueltos (T.S.D.) ha sido calculado en función del tipo de iones predominantes en la zona.



En total suman 48 metros de filtro y sólo 28 si se aprovechan las zonas óptimas.

Desde el punto de vista de calidad de agua, el sondeo no presenta problema alguno, ya que el valor máximo hallado fué de 560 μ mho/cm, en el nivel 82-84 m.

Por tanto, se concluye con que las expectativas de captación son buenas, y sin problemas de conductividad en el agua de formación.

5.- CONCLUSIONES

SONDEO : ARMURA N° 4
 FECHA DE REGISTRO : 4/9/87
 LOCALIDAD : CANTALAPIEDRA
 PROVINCIA : VALLADOLID

ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	62.0- 66.0	4.0	625	500	grava *
2	76.5- 80.5	4.0	625	500	grava *
3	81.5- 83.5	2.0	625	500	grava *
4	89.0- 91.0	2.0	689	550	grava
5	96.0- 98.0	2.0	625	500	grava *
6	110.0-114.0	4.0	625	500	grava *
7	116.0-118.0	2.0	689	550	arena
8	127.0-139.0	2.0	689	550	arena
9	155.0-157.0	2.0	625	500	grava
10	161.5-163.5	2.0	625	500	arena grava
11	213.5-217.5	4.0	526	425	arena arena arcillosa
12	229.5-231.5	2.0	384	305	grava
13	258.0-260.0	2.0	416	330	grava
14	264.0-266.0	2.0	454	370	grava
15	286.0-290.0	2.0	416	330	arena
16	310.5-312.5	2.0	363	285	arena
17	334.0-336.0	2.0	454	370	arena
18	357.0-359.0	2.0	384	305	arena

OBSERVACIONES

- Total de solidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas





UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA APLICADA
Río Rosas, 21 - Teléf. 443 67 94 - 442 65 00
28002 MADRID

4.

En total suman 44 m de filtro y sólo 16 si se aprovechan las zonas óptimas.

Como se puede apreciar la mayor distribución de filtros se sitúa en la zona alta del sondeo.

En cuanto a la calidad química del agua, no parece presentar ningún problema, ya que el mayor valor obtenido fué de 690 μ mho/cm para los intervalos 137-139 y 116-118 m.

5.- CONCLUSIONES

SONDEO: DEHESA DEL PUEBLO
 FECHA DE REGISTRO: 2-7-1986
 LOCALIDAD: VILLEGUILLO
 PROVINCIA: SEGOVIA

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y

=====

CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION

=====

	INTERVALO	ESPESOR	CONDUC- TIVIDAD	TSD	LITOLOGIA
	(m)	(m)	($\mu\text{mho/cm}$) (25°C)	(ppm)	
1	63.0-65.0	2.0	439.22	354.65	arena
2	106.0-108.0	2.0	512.47	412.17	arena
3	111.0-113.0	2.0	495.14	396.88	arena
4	122.0-124.0	2.0	471.71	379.00	arena
5	181.0-185.0	4.0	441.51	357.01	arena
6	214.0-216.0	2.0	472.47	378.34	grava arena *
7	236.0-240.0	4.0	472.66	378.43	grava *
8	245.0-247.0	2.0	488.92	390.93	grava *
9	249.0-251.0	2.0	309.79	248.60	grava arena *
10	254.0-262.0	8.0	278.05	220.36	grava *
11	264.0-266.0	2.0	443.07	358.61	grava *
12	283.0-285.0	2.0	568.48	448.48	arena
13	288.0-290.0	2.0	413.45	327.66	grava

OBSERVACIONES

- Total de Solidos Disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona.
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOPÍSICA APLICADA
Niza Reina, 21 - Tel. 442 67 94 - 442 85 00
28002 MADRID

4.

En total suman 36 metros de filtro, y sólo 20 si se aprovechan las zonas óptimas.

No se presentan problemas por la calidad del agua explotable, ya que el máximo valor obtenido fue de 448 p.p.m. en el intervalo de 283-285.



5.- CONCLUSIONES

SONDEO : GUAREÑA N°7
 FECHA DE REGISTRO : 15/5/87
 LOCALIDAD : CASTRILLO GUAREÑA
 PROVINCIA : ZAMORA

ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUC- TIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	106.0-109.0	3.0	689	550	arena
2	131.0-134.0	3.0	526	425	arena
3	135.5-138.5	3.0	526	425	grava
4	163.5-172.5	9.0	500	400	grava
5	198.5-201.5	3.0	500	400	grava
6	319.0-322.0	3.0	526	425	grava
7	325.0-328.0	3.0	526	425	grava
8	330.0-336.0	6.0	500	400	grava *
9	346.0-349.0	3.0	571	450	grava *
10	359.0-362.0	3.0	571	450	grava
11	366.5-369.5	3.0	571	450	grava
12	376.0-379.0	3.0	526	425	grava
13	388.0-391.0	3.0	689	550	grava
14	394.0-397.0	3.0	625	500	grava
15	451.0-457.0	6.0	344	270	grava *
16	459.5-462.5	3.0	344	270	grava *
17	467.0-473.0	6.0	384	305	grava *
18	476.5-479.5	3.0	344	270	grava *
19	480.5-483.5	3.0	294	240	grava *
20	484.5-487.5	3.0	294	240	grava *

OBSERVACIONES

- .- Total de sólidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- .- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- .- (*) Zonas óptimas

(Continuación)

ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
=====

CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
=====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUC- TIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
21	488.5-491.5	3.0	333	260	grava *

OBSERVACIONES

- Total de sólidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas

En total suman 78 metros de filtro. No parecen existir problemas de mala calidad de agua, como se aprecia en el cuadro anterior.

En general, los niveles permeables atravesados son de gran espesor y tamaño de grano, lo cual confiere buenas posibilidades hídricas al sondeo.

5.- CONCLUSIONES

3.

SONDEO : GUAREÑA N°6
 FECHA DE REGISTRO : 9/4/87
 LOCALIDAD : ALAEJOS
 PROVINCIA : ZAMORA

ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y

=====

CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION

=====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	92.0-94.0	2.0	571	450	grava
2	98.5-100.5	2.0	571	450	arena arcillosa
3	122.0-126.0	4.0	571	450	arena
4	192.0-194.0	2.0	571	450	arena
5	196.0-198.0	2.0	571	450	arena
6	272.5-274.5	2.0	625	500	grava
7	283.0-287.0	4.0	625	500	grava *
8	292.0-294.0	2.0	571	450	grava
9	297.0-299.0	2.0	625	500	grava
10	301.5-303.5	2.0	625	500	grava
11	311.0-313.0	2.0	625	500	arena
12	338.5-340.5	2.0	571	450	grava *
13	347.5-351.5	4.0	571	450	grava *
14	370.5-372.5	2.0	625	500	arena
15	375.5-379.5	4.0	625	500	arena
16	435.0-437.0	2.0	571	450	grava *
17	443.5-445.5	2.0	526	425	grava *
18	448.0-450.0	2.0	526	425	grava *
19	453.0-457.0	4.0	500	400	arena *
20	462.5-464.5	2.0	526	425	arena *

OBSERVACIONES

- .- Total de sólidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- .- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- .- (*) Zonas óptimas



UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEORISICA APLICADA
Ríos Rosas, 21 - Teléf. 442 67 94 - 442 65 00
28003 MADRID

Suman en total 50 metros de filtro y sólo 22 m, si se aprovechan las zonas óptimas.

El sondeo no presenta problemas en cuanto a la calidad química del agua de formación, ya que el mayor valor observado de conductividad fue de 625 μ mhos/cm.

El aspecto general del sondeo es semejante al de los sondeos Guareña 4 y 5 tanto en litologías como en la distribución de las mismas. Es factible - por tanto considerar que presenta buenas características para su aprovechamiento hidrogeológico.

6.- CONCLUSIONES

SONDEO : GUAREÑA N°3
 FECHA DE REGISTRO : 20-2-87
 LOCALIDAD : ALAEJOS
 PROVINCIA : ZAMORA

ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	64.5- 66.5	2.0	833.33	675	arena grava
2	69.0- 71.0	2.0	571.42	450	grava
3	85.5- 87.5	2.0	625	500	arena
4	108.0-110.0	2.0	571.42	450	arena
5	120.0-122.0	2.0	571.42	450	grava *
6	125.0-127.0	2.0	476.19	380	grava *
7	133.0-135.0	2.0	571.42	450	arena arena arcillosa
8	140.5-142.5	2.0	571.42	450	arena arena arcillosa
9	164.0-166.0	2.0	500	400	grava
10	174.0-176.0	2.0	500	400	arena
11	215.0-217.0	2.0	454.54	370	grava
12	244.5-246.5	2.0	571.42	450	arena
13	272.0-274.0	2.0	689.65	550	arena
14	286.0-288.0	2.0	689.65	550	arena
15	294.0-296.0	2.0	625	500	arena grava
16	327.0-331.0	4.0	625	500	grava arena *
17	333.0-335.0	2.0	625	500	grava arena *
18	359.0-361.0	2.0	625	500	grava *
19	366.0-368.0	2.0	625	500	arena grava
20	375.0-379.0	4.0	625	500	arena grava *

OBSERVACIONES

- Total de solidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de agua que se encuentra en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas

(Continuación)

4.

SONDEO : GUAREÑA N°3
FECHA DE REGISTRO : 20-2-87
LOCALIDAD : ALAEJOS
PROVINCIA : ZAMORA

=====
ZONAS RECOMENDADAS PARA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
=====
CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
=====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUC- TIVIDAD ($\mu\text{mho/cm}$) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	383.0-385.0	2.0	689.65	550	grava
2	394.0-396.0	2.0	689.65	550	arena grava
3	396.0-398.0	2.0	625	500	grava *
4	401.0-405.0	4.0	526.31	425	grava *
5	450.0-452.0	2.0	833.33	675	arena
6	469.0-471.0	2.0	476.19	380	grava

OBSERVACIONES

- Total de sólidos disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas

En total suman 58 m de filtro. Como se deduce de los valores de conductividad, no hay que esperar problemas de calidad en el agua de formación, porque el mayor valor calculado fue de -- 689 $\mu\text{mho/cm}$.

El sondeo presenta muy buenas características para la captación, sobre todo en su parte media y alta, destacando potentes niveles de grava y arena. De la comparación con el sondeo próximo de Castrillo de la Guareña, se sigue una gran semejanza en el aspecto general del sondeo, incluso la mayor parte de los niveles son correlacionables en ambos sondeos, aunque el espesor o litología varían en algunos casos.

Brevemente se expone en el siguiente cuadro un resumen de la correlación entre niveles -- acuíferos claros en ambos sondeos.

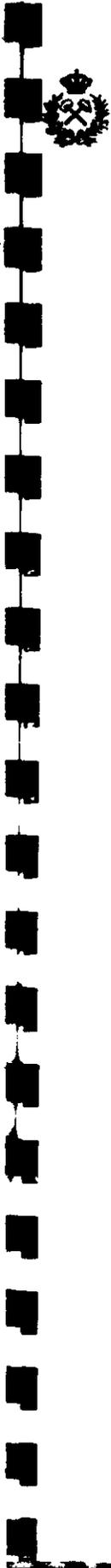




CORRELACION DE LOS NIVELES ACUIFEROS

CASTILLO DE LA GUAREÑA		GUAREÑA Nº 3	
INTERVALO	LITOLOGIA	INTERVALO	LITOLOGIA
66- 72	Arena, Grava	64- 73	Arena, Grava
94-103	Grava, Arena arcillosa	95-104	Arena, Arena arcillosa
119-126	Grava	120-128	Grava
153-158	Grava	152-154	Grava
174-176	Arena	173-177	Arena
227-231	Arena	229-233	Arena
243-247	Arena	244-246	Arena, Grava
270-272	Arena	272-274	Arena
323-335	Grava, Arena	326-335	Grava, Arena
371-377	Grava	364-369	Arena, Grava
380-383	Grava	383-385	Grava
390-406	Arena, Grava	390-405	Grava, Arena
432-434	Arena	436-439	Limo
449-456	Arena	450-452	Arena
464-469	Arena	466-471	Arena, Grava

Profundidades referidas al nivel del suelo en cada sondeo.



UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOPISICA APLICADA
Risco Rosas, 21 - Teléf. 442 67 94 - 442 65 00
28003 MADRID

Respecto al diámetro del sondeo, no se observan deterioros importantes respecto al diámetro de perforación, no habiéndose observado ninguna oquedad o desprendimiento que aumente el diámetro de perforación en más de 5 cm.

5.- CONCLUSIONES

SONDEO: ADANERO N°1
 FECHA DE REGISTRO: 2-10-1986
 LOCALIDAD: ADANERO
 PROVINCIA: AVILA

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y
 =====
 CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION
 =====

	INTERVALO (m)	ESPESOR (m)	CONDUC- TIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
1	70.0-72.0	2.0	690.57	550.95	grava
2	72.0-74.0	2.0	690.57	550.96	arena
3	125.0-127.0	2.0	690.66	551.05	arena
4	153.5-155.5	2.0	648.59	519.40	arena
5	158.0-160.0	2.0	634.96	508.37	arena
6	217.0-219.0	2.0	635.24	508.59	arena
7	278.5-280.5	2.0	649.06	519.77	arena
8	282.0-284.0	2.0	595.75	473.81	arena
9	294.0-296.0	2.0	595.84	473.89	arena
10	309.0-311.0	2.0	622.28	497.57	arena
11	380.0-382.0	2.0	691.0	551.62	arena arcillosa
12	388.0-390.0	2.0	649.4	520.98	arena
13	401.0-403.0	2.0	649.51	520.12	arena arcillosa arena
14	411.0-413.0	2.0	566.66	474.67	arena
15	420.0-422.0	2.0	691.12	551.54	arena arena arcillosa
16	423.0-425.0	2.0	663.12	530.66	arena arcillosa arena
17	436.5-438.5	2.0	691.15	551.57	arena arena arcillosa arena
18	440.0-442.0	2.0	675.80	539.53	arena
19	489.5-491.5	2.0	691.15	551.57	arena arcillosa

OBSERVACIONES

El Sondeo de Sondeo Bacterias (SBO) realizado a profundidad de 491.5 metros, muestra un agua con características de agua subterránea de tipo "A" de la zona de Adanero, Avila.
 El agua es de tipo "A" de la zona de Adanero, Avila.
 El agua es de tipo "A" de la zona de Adanero, Avila.



UNIVERSIDAD POLITECNICA DE MADRID
ESCUELA TECNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOMICA APLICADA
Rios Rosas, 21 - Tel. 442 67 94 - 442 65 00
28003 MADRID

4.

En total suman 38 m de filtro. Respecto a la calidad del agua de formación, ésta no plantea problemas serios, ya que el valor hallado más -- elevado fué 690 $\mu\text{S/cm}$ suponiendo el agua fundamentalmente bicarbonatada sódica.

Hay que hacer notar que algunas zonas arenosas no se han dado como -- aconsejables para filtros, ya que su potencia es inferior a los 2 m de espesor mínimo exigido.

6.- CONCLUSIONES

Zonas recomendadas para la colocación de tubería filtrante y características del agua de formación

	INTERVALO (m)	LITOLOGIA	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD (μ mho \cdot cm ⁻¹) (25°C)	TOTAL DE SOLIDOS DISUELTOS (p.p.m.)
1	52 - 56	Arena	4	653	520 *
2	86 - 90	Grava *	4	750	500
3	92 - 100	Grava *	8	735	620
4	108 - 112	Arena, grava *	4	735	620
5	114 - 116	Grava *	2	760	640
6	121 - 125	Grava	4	700	580
7	129 - 133	Grava, arena	4	760	560
8	156 - 160	Arena, arena arcillosa	4	760	620
9	164 - 166	Grava *	2	740	610
10	170 - 178	Grava *	8	660	540
11	181 - 185	Grava *	4	660	530
12	190 - 194	Grava *	4	660	530
13	201 - 203	Grava *	2	660	540
14	208 - 212	Grava *	4	650	520
15	216 - 218	Grava *	2	700	570
16					
17					
18					
19					
20					

OBSERVACIONES

(*)

Zonas óptimas.

Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo.

El Total de Sólidos Disueltos (T.S.D.) ha sido calculado en función del tipo de iones predominantes en la zona.



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOMINERÍA APLICADA
Eusebio Ruano, 21 - Teléf. 442 67 94 - 442 65 00
28003 MADRID

4.

Suman 60 m de filtro en total y 44 si sólo se aprovechan las zonas óptimas. El sondeo presenta unas características litológicas muy favorables/ para su aprovechamiento hidrogeológico y no presenta problemas de calidad de agua.

El total de sólidos disueltos (T.S.D.) se ha calculado suponiendo que el agua de estas formaciones es fundamentalmente bicarbonatada.

4.- CONCLUSIONES

SONDEO: NAVA DE AREVALO
 FECHA DE REGISTRO: 1-11-86
 LOCALIDAD: NAVA DE AREVALO
 PROVINCIA: AVILA

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y

=====

CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION

=====

	INTERVALO	ESPESOR	CONDUCTIVIDAD	TSD	LITOLOGIA
	(m)	(m)	($\mu\text{mho/cm}$) (25°C)	(ppm)	
1	75.5- 77.5	2.0	494.22	395.32	arena
2	80.5- 82.5	2.0	494.22	395.32	arena
3	127.0-129.0	2.0	477.88	381.48	arena
4	141.0-143.0	2.0	494.26	395.36	arena arcillosa arena
5	152.0-154.0	2.0	496.09	388.55	arena
6	156.5-158.5	2.0	527.28	425.58	arena arena arcillosa
7	175.5-177.5	2.0	518.77	418.09	arena
8	199.5-201.5	2.0	527.16	425.51	arena
9	217.0-219.0	2.0	527.11	425.48	arena arcillosa arena
10	234.0-236.0	2.0	539.32	432.63	arena arena arcillosa
11	243.5-245.5	2.0	518.69	418.02	arena arcillosa arena
12	289.0-291.0	2.0	510.54	410.33	arena
13	306.0-308.0	2.0	486.28	388.71	arena
14	358.0-360.0	2.0	518.55	417.89	arena
15	365.0-367.0	2.0	526.71	425.24	arena grava
16	370.0-372.0	2.0	526.70	425.23	arena grava
17	379.0-381.0	2.0	438.45	353.85	arena a grava
18	385.5-387.5	2.0	462.07	373.70	arena
19	387.5-389.5	2.0	478.35	381.89	arena
20	437.0-439.0	2.0	526.52	425.12	arena grava

OBSERVACIONES

- .- Total de Solidos Disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- .- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- .- (*) Zonas óptimas

(Continuación)

ZONAS RECOMENDADAS PARA LA COLOCACION DE TUBERIA FILTRANTE Y

=====

CARACTERISTICAS DEL AGUA DE FORMACION

=====

	INTERVALO (m)	ESPEJOR (m)	CONDUCTIVIDAD (umho/cm) (25°C)	TSD (ppm)	LITOLOGIA
21	457.0-459.0	2.0	518.44	417.78	arena grava
22	463.5-465.5	2.0	563.04	445.65	arena
23	468.0-470.0	2.0	550.67	439.00	arena
24	485.5-487.5	2.0	550.59	438.96	arena

OBSERVACIONES

- Total de Solidos Disueltos (TSD), calculado a partir del tipo de iones predominante en la zona
- Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo
- (*) Zonas óptimas

En total suman 48 metros de tubería filtrante.

No presenta serios problemas de calidad de agua de formación, ya que el mayor valor hallado del total de sólidos disueltos fue 438 p.p.m. en el intervalo de 485.5-487.5 m.

El aspecto general del sondeo es semejante al del realizado en Adanero (Adanero nº 1) - con múltiples niveles arenosos, pero con potencias muy pequeñas y separadas por material muy arcilloso, es por lo que aunque el número de posibles niveles acuíferos sea alto, el número de filtros aconsejado es bajo, considerando que en la mayor parte de ellos la potencia no supera los 2 metros exigidos.

También ocurre que muchas de las formaciones acuíferas definidas no son lo suficientemente limpias como para aconsejar su aprovechamiento, habiéndose desestimado para la columna de filtros.

5.- CONCLUSIONES

Zonas recomendadas para la colocación de tubería
filtrante y características del agua de formación

	INTERVALO (m)	LITOLOGIA	ESPESOR (m)	CONDUCTIVIDAD ($\mu\text{mho} \cdot \text{cm}^{-1}$) (25°C)	TOTAL DE SÓLIDOS DISUELTOS (p.p.m.)
1	31- 35	Arena, arena arcillosa	4		
2	54- 58	Arena	4		
3	100-102	Arena	2		
4	124-128	Grava*	4		
5	128-130	Grava	2		
6	133-137	Grava*	4		
7	137-139	Grava	2		
8	146-148	Grava	2		
9	151.5-153.5	Grava	2		
10	176-178	Grava*	2		
11	189-191	Arena	2		
12	215-217	Arena	2		
13	238-240	Arena	2		
14	248.5-250.5	Arena	2		
15					
16					
17					
18					
19					
20					

OBSERVACIONES

(*)

Zonas óptimas.

Profundidades referidas al nivel del suelo en el sondeo.

El Total de Sólidos Disueltos (T.S.D.) ha sido calculado en función del tipo de iones predominantes en la zona.



UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE MADRID
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIEROS DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA APLICADA
E-28002 Madrid, 21 - Tel. 402 67 94 - 402 68 00
28003 MADRID

5.

En total suman 36 m de tubería filtrante.

El sondeo presenta buenas expectativas para la captación, sobre todo provocadas por el potente nivel de gravas de su parte media.

La temperatura máxima detectada en el sondeo fue de 21°C, pero debe considerarse que, por el breve intervalo de tiempo transcurrido entre el final de la perforación y el inicio de la testificación, este valor no sea el real que se alcanzaría en el equilibrio térmico entre el lodo y la formación.

ANEXO N° 3

ANALISIS FISICO- QUIMICO
DE AGUAS SUBTERRANEAS DE LOS SONDEOS



Análisis de una muestra de agua remitida por:

T R A G S A

PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
 47000 VALLADOLID

Denominación de la muestra:

NAVA DE AREVALD. SONDEO N. 1 (72 H. BOM-BED). 17-7-88 (AV)

Nº referenc. plano.

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

		mg./litro	meq./litro	% meq./litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	32.6	0.92	21.21
Sulfatos	SO ₄ ⁻	3.1	0.06	1.47
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻	153.8	2.52	58.12
Carbonatos	CO ₃ ⁻	16.8	0.56	12.92
Nitratos	NO ₃ ⁻	16.8	0.27	6.23
Sodio	Na ⁺	106.9	4.65	98.14
Magnesio	Mg ⁺⁺	0.7	0.06	1.27
Calcio	Ca ⁺⁺	0.4	0.02	0.42
Potasio	K ⁺	0.3	0.01	0.17

ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	323 µS/cm. ✓	NO ₂ ⁻	0.11 mg/litro.
Sólidos disueltos	331.43 mg/litro.	NH ₄ ⁺	0.00 mg/litro.
pH	8.83	B...	0.13 mg/litro.
S.A.R.	23.24	SiO ₂	13.52 mg/litro.
S.A.R. ajustado (e)	6.48	Fe...	0.00 mg/litro.
Presión osmótica (N)	0.12 Atmósferas	Mn...	0.00 mg/litro.
Relación de calcio	0.00	P ₂ O ₅	0.90 mg/litro.
Carbonato sódico residual	3.00	Li ⁺	0.00 mg/litro.
X de sodio	98.31		
CO ₂ libre (N).....	0.44 mg/litro.		
Indice de Scott	6.96		
Punto de Congelación (e).....	-0.01 °C		

Calificación según D.W. Thorne y H.B. Peterson. (C2-S3).

Agua de salinidad media (C2).- Puede usarse a condición de que exista un grado moderado de lavado. Se pueden cultivar en la mayoría de los casos, las plantas moderadamente tolerantes a las sales sin prácticas especiales de control de salinidad.

Agua alta en sodio (S3).- Puede producir niveles tóxicos de sodio intercambiable en la mayor parte de los suelos, por lo que estos necesitan prácticas especiales de manejo, buen drenaje, intenso lavado y adiciones de materia orgánica.

Los suelos yesíferos pueden no desarrollar niveles perjudiciales de sodio intercambiable, cuando de riegan con estas aguas. Puede necesitarse el empleo de mejoradores químicos para sustituir el sodio intercambiable; sin embargo, en las aguas muy salinas, puede no ser factible.

De conformidad con el Índice de Scott el agua analizada es:

De 18 a 6: Tolerable.- Es generalmente necesario poner especial cuidado para impedir la acumulación de sales, excepto en los suelos sueltos con drenaje libre.

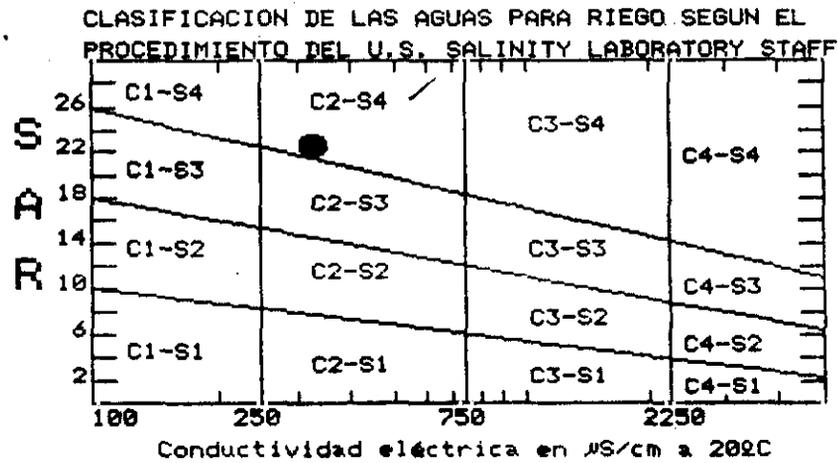
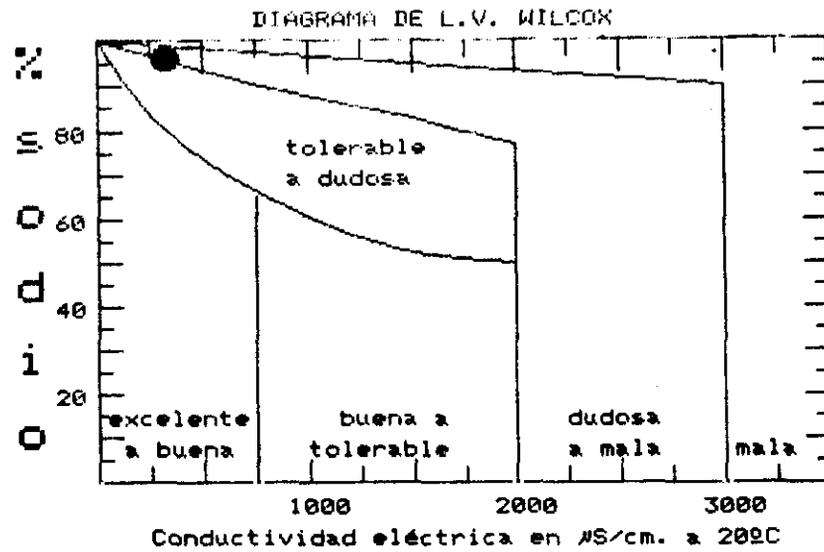
S.A.R. ajustados 6.48.- Existirán ciertos problemas de riesgo de impermeabilización del suelo.

Nº Registro: 3670090888

Murcia, 09 de Agosto de 1.988

M.^a Dolores Sainza Pintado
 Lda. en Clonj. Químico

(e) : Parámetro calculado.
 Nota: Para obtener copia citar número registro.



RIESGO DE ALCALINIZACION Y SALINIZACION DEL SUELO

	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Alcalinización				
Salinización				

TOXICIDAD ESPECIFICA DEL BORO EN LOS CULTIVOS

Baja Moderada Media Elevada Muy Elev.

CULTIVOS:	Baja	Moderada	Media	Elevada	Muy Elev.
Sensibles					
Semitolerantes					
Tolerantes					

INDICE DE SCOTT (Calidad del agua)

Buena Tolerable Mediocre Mala

Calidad				
---------	--	--	--	--



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 39867

Procedencia y descripción de la muestra: VALLADOLID. Fresno el Viejo.
71 l de bombeo. 30-9-86

	meq/litro	mg/litro
Residuo seco a 105° C	10,7	287
Cloruro (Cl ⁻)	0,8	30
Carbónico (CO ₃ ^{''})	-	-
Bicarbonato (CO ₃ H ['])	3,1	191
Sulfúrico (SO ₄ ^{''})	0,2	9
Calcio (Ca ⁺⁺)	3,0	60
Magnesio (Mg ⁺⁺)	2,0	24
Sodio (Na ⁺)	0,7	16
Potasio (K ⁺)	0,1	4
Boro (B)	-	0,15
Nitrógeno (N) de {	nitratos	0,8
	nitritos	
	amonio	11

Varios {

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm.	450
pH	7,55
Índice de cloro	1
SAR ajustado	0,9
Razón Ca/Mg	1,5
Clasificación para riego	C2-S1

INFORME:

TSD = 287 ppm.

Madrid, a 10 de octubre de 1986
El Jefe de la Sección.



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 39779

Procedencia y descripción de la muestra: AVILA. Madrigal de las Altas Torres.

4-7-86

Nº 2.

	mgq./litro	mgm./litro	
Residuo seco a 105° C	13,9	367	
Cloruro (Cl ⁻)	1,8	67	
Carbónico (CO ₃ ⁻)	-	-	
Bicarbonato (CO ₃ H ⁻)	3,9	241	
Sulfúrico (SO ₄ ⁻)	1,1	53	
Calcio (Ca ⁺⁺)	3,0	60	
Magnesio (Mg ⁺⁺)	3,0	36	
Sodio (Na ⁺)	0,9	21	
Potasio (K ⁺)	0,1	4	
Boro (B)	-	0,1	
Nitrógeno (N) de {	nitratos	0,1	2
	nitritos		
	amonio		

Varios {

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm.	580
pH	7,1
Índice de cloro	1
SAR ajustado	1,1
Razón Ca/Mg	1,0
Clasificación para riego	C2-S1

INFORME:

Madrid, a 9 de julio de 1986

El Jefe de la Sección.

P.S.A.



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 40948

Procedencia y descripción de la muestra: ZAMORA. Fuentelapeña. Sond. 6.
La Guareña, (antes de inyectar hipocloro)

	mgq./litro	mgm./litro	
Residuo seco a 105° C	15,98	468	
Cloruro (Cl ⁻)	4,6	164	
Carbónico (CO ₂)	-	-	
Bicarbonato (CO ₃ H ⁻)	2,7	168	
Sulfúrico (SO ₄ ⁻)	0,9	47	
Calcio (Ca ⁺⁺)	1,7	34	
Magnesio (Mg ⁺⁺)	0,9	11	
Sodio (Na ⁺)	5,0	115	
Potasio (K ⁺)	0,2	8	
Boro (B)	-	0,35	
Nitrógeno (N) de {	nitratos	0,08	1,1
	nitritos		
	amonio		

Varios {

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm.	740
pH	7,25
Índice de cloro	2
SAR ajustado	7,4
Razón Ca/Mg	2,1
Clasificación para riego	C3A-82



INFORME:

Ttda. Superior del Laborat.

[Handwritten signature]

Fdo.: ^{Ma} del Carmen Poy Uallan

Madrid, a 22 de abril de 1988
V.B. El Jefe de la Sección.

Fdo.: *[Handwritten signature]*
Fdo.: José Cruz Roche.

M. 454



Análisis de agua
Muestra de agua
tomada de ...

TRAGSA

PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID

Ubicación
de la muestra

QUIMICA N.º 3 (ZARZA) 1-7-87

**RESULTADOS ANALITICOS DE
NOBROCONSTITUYENTES**

		mg/litro	mg/litro	mg/litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	143.2	4.04	43.75
Sulfatos	SO ₄ ⁻	95.7	1.99	21.58
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻	193.3	3.20	34.86
Carbonatos	CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Sodio	Na ⁺	167.0	7.26	73.49
Magnesio	Mg ⁺⁺	10.9	0.90	9.11
Calcio	Ca ⁺⁺	31.3	1.56	15.74
Potasio	K ⁺	6.3	0.16	1.63

**ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES,
OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.**

Conductividad a 20°C	91 µS/cm	Na ⁺	0.90 mg/litro.
Sólidos disueltos	549.68 mg/litro.	Mg ⁺⁺	0.90 mg/litro.
pH	8.24	S ⁺⁺	0.97 mg/litro.
S.A.R.	4.53	SiO ₂	14.42 mg/litro.
S.A.R. ajustado (1)	11.30	Fe ⁺⁺	0.48 mg/litro.
Presión osmótica (at)	0.29	Mn ⁺⁺	0.07 mg/litro.
Deficiencia de calcio	0.50	Pa ⁺⁺	2.07 mg/litro.
Carbonato sódico residual	0.76	Li ⁺	0.00 mg/litro.
Índice de sodio	75.11		
Cl ₂ libre (at)	1.75 mg/litro.		
Índice de Scott	8.27		
Punto de Congelación (°C)	-0.02 °C		

Calificación según D.M. Thorne y H.B. Peterson. (C3-S2).
 Agua altamente salina (C3). No se puede usar en suelos con drenaje deficiente. No con drenaje adecuado se pueden
 necesitar prácticas especiales para el control de la salinidad, y se deben seleccionar plantas muy tolerantes a las sales.
 Agua sodica en sodio (S2). En suelos de textura fina, que tienen una capacidad elevada de cambio catiónico, el sodio
 representa un peligro apreciable, especialmente en condiciones de lavado deficiente, a menos que el suelo contenga yeso. [Este
 agua puede ser empleada en suelos de textura gruesa o en suelos orgánicos con buena permeabilidad.
 De conformidad con el Índice de Scott el agua analizada es:
 De 10 a 11: Tolerable. Es generalmente necesario poner especial cuidado para impedir la acumulación de sales,
 excepto en los suelos sueltos con drenaje libre.
 S.A.R. ajustado: 11.30. - Existe fuerte riesgo de alcalinización del suelo.

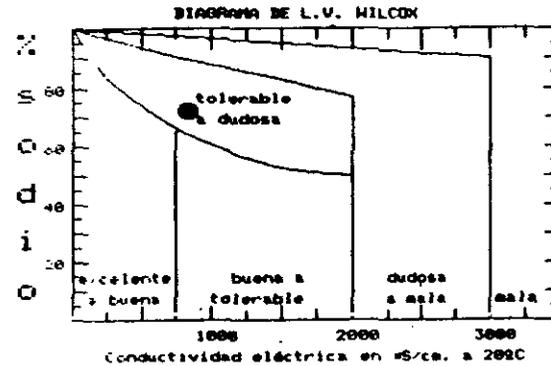
Registra: 1987/07/08

Murcia, 08 de Julio de 1987

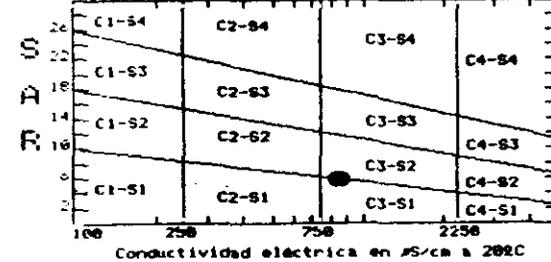
M.ª Dolores Somoza Pardo
 M.ª Dolores Somoza Pardo
 Lab. de Control Químico

GRAFICOS AGRICOLAS.

1987/07/08



**CLASIFICACION DE LAS AGUAS PARA RIEGO SEGUN EL
PROCEDIMIENTO DEL U.S. SALINITY LABORATORY STAFF**



RIESGO DE ALCALINIZACION Y SALINIZACION DEL SUELO

	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Alcalinización	Alto	Medio	Bajo	Muy bajo
Salinización	Bajo	Medio	Alto	Muy alto

TOXICIDAD ESPECIFICA DEL BORO EN LOS CULTIVOS

	Baja	Moderada	Media	Elevada	Muy Elev.
CULTIVOS:					
Sensibles	Alto	Medio	Bajo	Muy bajo	Muy alto
Semiotolerantes	Bajo	Medio	Alto	Muy alto	Muy bajo
Tolerantes	Muy bajo	Bajo	Medio	Alto	Muy alto

INDICE DE SCOTT (Calidad del agua)

	Buena	Tolerable	Medioce	Mala
Calidad	Alto	Medio	Bajo	Muy bajo



IRAGSA
PARCELA 125, POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID
CUARRERA N.3 (IANDORA) 1-7-87

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

Cloruros expresados en ion	Cl	143.2	4.04	43.75
Sulfatos	SO ₄ ⁻	95.7	1.99	21.58
Bicarbonatos	CO ₃ H	195.3	3.20	34.66
Carbonatos	CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃	0.0	0.00	0.00
Sodio	Na ⁺	167.0	7.26	73.49
Magnesio	Mg ⁺⁺	10.9	0.90	9.11
Calcio	Ca ⁺⁺	31.3	1.56	15.78
Potasio	K ⁺	6.3	0.16	1.63

ANALISIS FISICO-QUIMICO. DETERMINACIONES ESPECIALES. OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	841.50 μmhos/cm	Cl ⁻	0.80 mg/litro.
Acidez de Carbonato (Ca)	0.00 °C	SO ₄ ⁻	0.80 mg/litro.
Sólidos disueltos	841.50 mg/litro.	CO ₃ H	0.80 mg/litro.
pH	8.24	CO ₃ ⁻	0.80 mg/litro.
Ca libre	1.75 mg/litro.	Fe	2.00 mg/litro.
Sólidos suspendidos	12.39	SiO ₂	14.42 mg/litro.
Cl ⁻ + SO ₄ ⁻ + CO ₃ H + CO ₃ ⁻	1.98	Cu	0.00 mg/litro.
Mg + Ca + K + Na	3.80	Mn	0.00 mg/litro.
Mg/Ca	0.27		
Mg/Na	4.61		
Ca/Mg	1.73		
Cl/CO ₃ H	1.21		
SO ₄ /Cl	0.66		
Mg/Cl	0.55		
Ca/Cl	0.84		
T.C.D.	0.61		

Nº Registro: 19798/87 Cuarrera, 04 de Julio de 1987

M.^a Dolores Saura Pardo
 Ing.^a en Ciencias Químicas

GRAFICOS GEOQUIMICOS.

Nº Registro: 19798/87

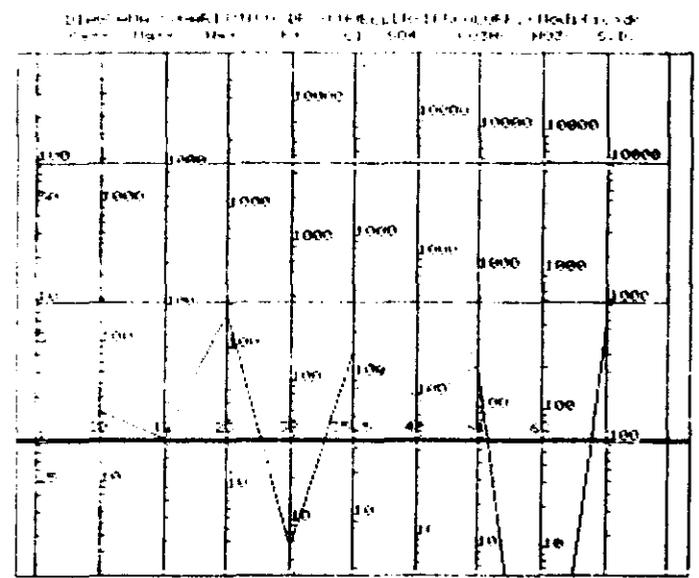


DIAGRAMA DE PIPER.

- A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
- B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
- C = Bicarbonatadas sódicas.
- D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.
- 1 = Tipo magnésico.
- 2 = " sódico.
- 3 = " cálcico.
- 4 = " sulfatado.
- 5 = " clorurado.
- 6 = " bicarbonatado.

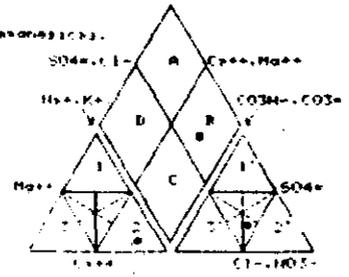
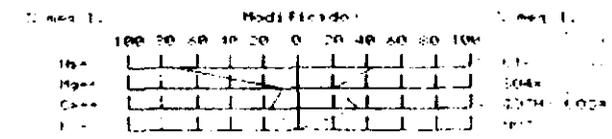


DIAGRAMA DE STIFF.



(968) 21 39 26
 21 08 48
 TELEX: 67879 AAMU E
 APDO. 139 30080 MURCIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Lista de una muestra de agua tomada por:

T R A G S A

**PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
 47000 VALLADOLID**

GUAREÑA N. 7 (ZAMDRA) 10-12-87

Denominación de la muestra:

Nº referencia plano.

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

		mg./litro	meq./litro	% meq./litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	36.9	1.04	23.94
Sulfatos	SO ₄ ⁻	3.1	0.06	1.46
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻	192.8	3.16	72.76
Carbonatos	CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃ ⁻	4.9	0.08	1.83
Sodio	Na ⁺	39.4	1.71	37.51
Magnesio	Mg ⁺⁺	12.2	1.00	21.88
Calcio	Ca ⁺⁺	35.7	1.78	38.95
Potasio	K ⁺	2.9	0.08	1.65

ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	371 µS/cm. ✓	NO ₂ ⁻	0.00 mg/litro.
Punto de Congelación (°).....	-0.01 °C	NH ₄ ⁺	0.00 mg/litro.
Sólidos disueltos	327.87 mg/litro.	Li ⁺	0.00 mg/litro.
pH	7.30	B....	0.09 mg/litro.
CO ₂ libre (°).....	15.33 mg/litro.	P ₂ O ₅	0.00 mg/litro.
Grados franceses dureza	13.98	SiO ₂	15.93 mg/litro.
rCl + rSO ₄ /rCO ₃ H + rCO ₃	0.35	Fe...	0.00 mg/litro.
rNa + rK/rCa + rMg	0.64	Mn...	0.00 mg/litro.
rNa/rK	22.78		
rNa/rCa	0.96		
rCa/rMg	1.78		
rCl/rCO ₃ H	0.33		
rSO ₄ /rCl ⁻	0.06		
rMg/rCa	0.56		
i.c.b.	-0.72		
i.d.d.	-0.23		

C₂-S₁

$$\frac{1.71}{\frac{1.78 + 1}{2}} = 1.45$$

Nº Registro: 2590141287

Murcia, 14 de Diciembre de 1.987

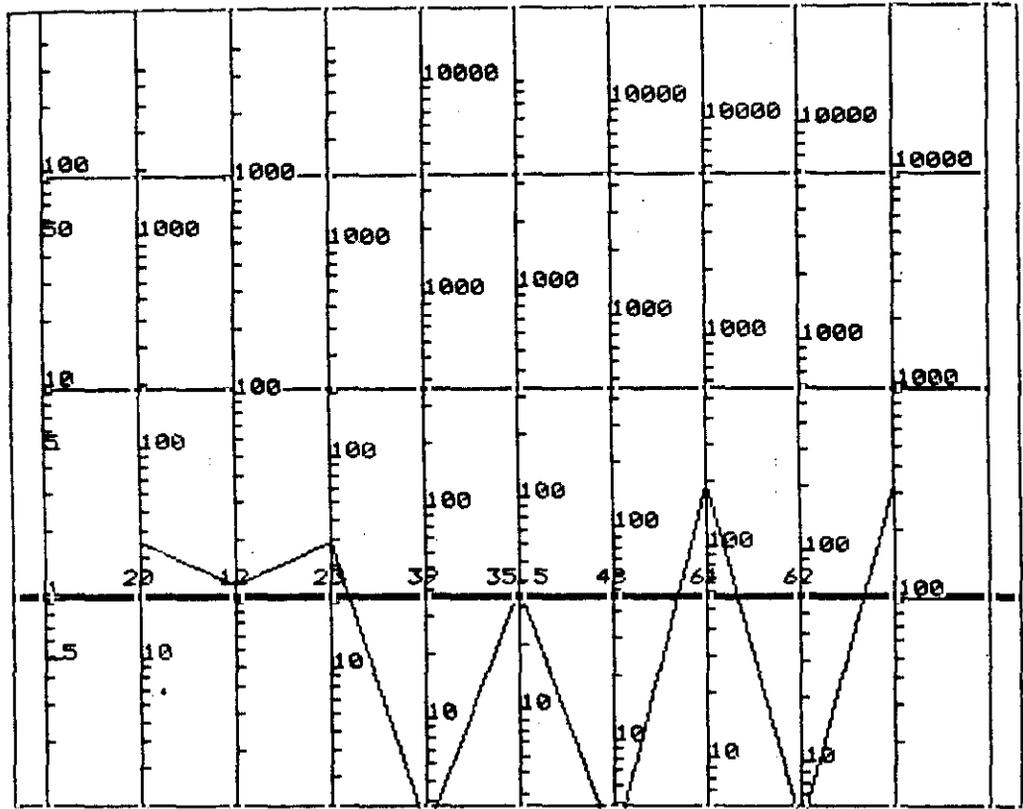
M.ª Dolores Saura Pintado
 Lda. en Ciencias Químicas

XIII
 : Parámetro calculado.
 a: Para obtener copia citar número registro.

AFICOS GEOQUIMICOS.

Nº REGISTRO: 259041287

DIAGRAMA LOGARITMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF. (Modificado)
Ca⁺⁺ Mg⁺⁺ Na⁺ K⁺ Cl⁻ SO₄⁻⁻ CO₃H⁻ NO₃⁻ S.D.



S.D. = Sólidos disueltos.
NOTA.- Los parámetros están expresados en mg/l.

DIAGRAMA DE PIPER.

- = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
- ▲ Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
- = Bicarbonatadas sódicas.
- = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.
- = Tipo magnésico.
- = " sódico.
- = " cálcico.
- = " sulfatado.
- = " clorurado.
- = " bicarbonatado.

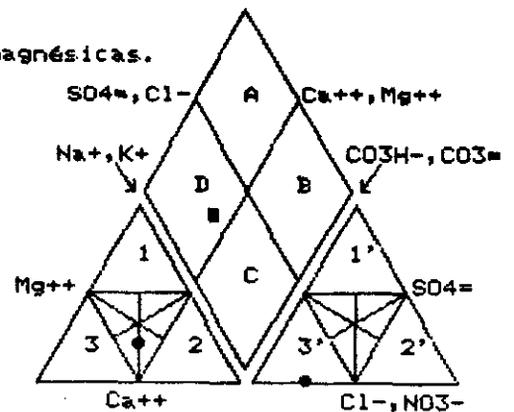
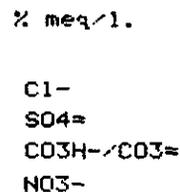
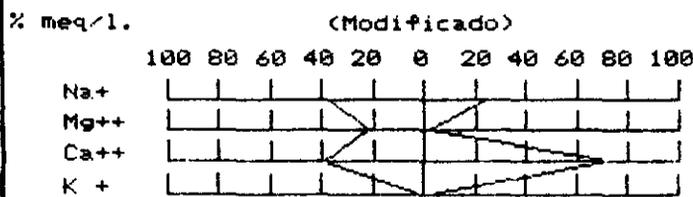


DIAGRAMA DE STIFF



AGUA BICARBONATADA-CALCICA



Área de una muestra de agua remoldeada:

TRAGSA

PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID

Descripción de la muestra:

PREVIS INYECCION SUBSID GUERRA IV.
(ZAHORA). 31-07-87.

Nº referencia plano.

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

		mg/litro	meq/litro	% meq/litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	105.6	2.98	35.92
Sulfatos	SO ₄ ⁻	95.7	1.99	24.03
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻	197.7	3.24	39.07
Carbonatos	CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃ ⁻	4.9	0.08	0.96
Sodio	Na ⁺	126.9	5.52	63.58
Magnesio	Mg ⁺⁺	14.1	1.16	13.36
Calcio	Ca ⁺⁺	37.7	1.88	21.65
Potasio	K ⁺	4.8	0.12	1.41

ANÁLISIS FÍSICO-QUÍMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 25°C	70 µm/cm	NO ₂ ⁻	0.19 mg/litro.
Punto de Congelación (m)	-0.82 °C	NO ₃ ⁻	0.00 mg/litro.
Sólidos disueltos	307.56 mg/litro.	Li ⁺	0.00 mg/litro.
pH	7.73	I ⁻	0.00 mg/litro.
O ₂ libre (l)	3.82 mg/litro.	Fe	1.38 mg/litro.
Grupos fricciones ácidos	0.30	SiO ₂	2.54 mg/litro.
rCl + rSO ₄ /rCl + rSO ₄	1.33	Pb	0.01 mg/litro.
rCa + rMg/rCa + rMg	1.86	Mn	0.22 mg/litro.
rNa/rCl	0.25		
rNa/rCa	2.74		
rCa/rMg	1.62		
rCl/rCO ₃	0.72		
rSO ₄ /rCl	0.67		
rMg/rCa	0.62		
L.C.B.	-0.39		
L.C.A.	-0.30		

Registros: 2448887

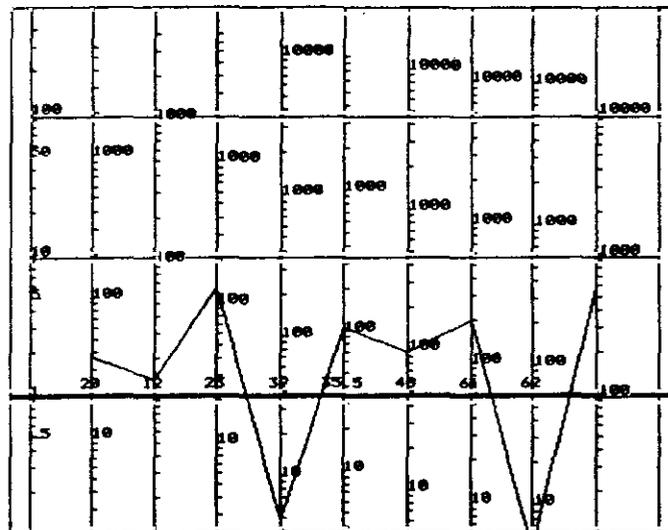
Murcia, 03 de Agosto de 1.987

M.ª Dolores Saura Pareda
Laboratorio de Química

GRAFICOS GEQUIMICOS.

Registros: 2448887

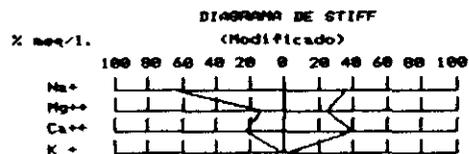
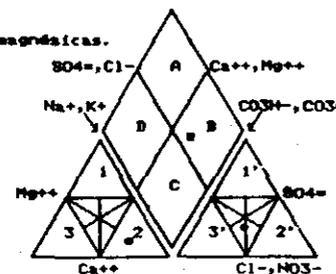
DIAGRAMA LOGARITMICO DE SCHEELER-BERKALOFF. (Modificado)
Ca⁺⁺ Mg⁺⁺ Na⁺ K⁺ Cl⁻ SO₄⁻ CO₃H⁻ NO₃⁻ S.D.



S.D. = Sólidos disueltos.
NOTA.- Los parámetros están expresados en mg/l.

DIAGRAMA DE PIPER.

- A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
- B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
- C = Bicarbonatadas sódicas.
- D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.
- 1 = Tipo magnésico.
- 2 = " sódico.
- 3 = " cálcico.
- 1' = " sulfatado.
- 2' = " clorurado.
- 3' = " bicarbonatado.



AGUA BICARBONATADA-SÓDICA

ANEXO 1
 INSTITUTO VASCO
 DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS
 48940 LEZAMA (VIZCAYA)

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



TRAGSA
 PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
 47000 VALLADOLID
 Denominación de la muestra: TORRECILLA - 3. (VALLADOLID) 16-12-86

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

		mg/litro	meq./litro	% meq./litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	26.4	0.80	18.01
Sulfatos	SO ₄ ⁻	24.4	0.51	11.44
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻	180.6	2.96	66.66
Carbonatos	CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃ ⁻	10.7	0.17	3.89
Sodio	Na ⁺	73.5	3.20	67.44
Magnesio	Mg ⁺⁺	7.1	0.58	12.24
Calcio	Ca ⁺⁺	12.8	0.64	13.50
Potasio	K ⁺	12.6	0.32	6.82

ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	287 µm/cm	Ca ⁺⁺	0.60 mg/litro.
Punto de Congelación (°C)	-0.91 °C	Mg ⁺⁺	0.60 mg/litro.
Sólidos disueltos	298.07 mg/litro.	Li ⁺	0.00 mg/litro.
pH	7.63	Fe	0.00 mg/litro.
O ₂ libre (°)	6.79 mg/litro.	Pb	0.00 mg/litro.
Grados franceses de dureza	6.15	Sb	Sin determinar
rCl + rSO ₄ + rCO ₃ + rNO ₃	6.44	Te	Sin determinar
rNa + rK + rCa + rMg	2.88	Bi	Sin determinar
rNa/rK	1.99		
rCa/rMg	4.99		
rCa/rMg	1.16		
rCl/rSO ₄	6.27		
rSO ₄ /rCl	0.14		
rMg/rCa	0.51		
h.c.h.	-1.48		
s.c.h.	-0.75		

Handwritten notes:
 5.1 - 2.10
 C₂ - 81

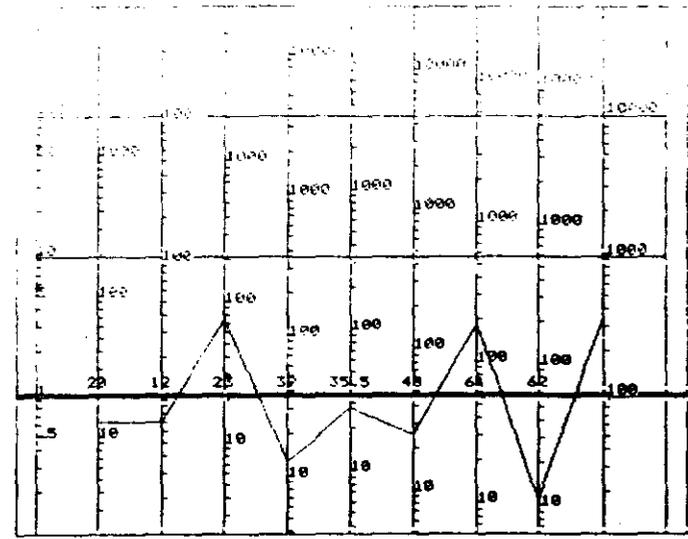
Nº registro: 1235231286

Murcia, 23 de Diciembre de 1.986

Handwritten signature:
 Dr. V. Sánchez Fresneda

(*) : Parámetro calculado.
 Nota: Para obtener copia citar número registro.

LABORATORIO DE AGUAS, S. A.
 GRUPO DE GEOQUIMICOS.
 Nº REGISTRO: 1235231286



S.D. = Sólidos disueltos.
 NOTA.- Los parámetros están expresados en me/l.

DIAGRAMA DE PIPER.

- A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
- B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
- C = Bicarbonatadas sódicas.
- D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.
- 1 = Tipo magnésico.
- 2 = " sódico.
- 3 = " cálcico.
- 1' = " sulfatado.
- 2' = " clorurado.
- 3' = " bicarbonatado.

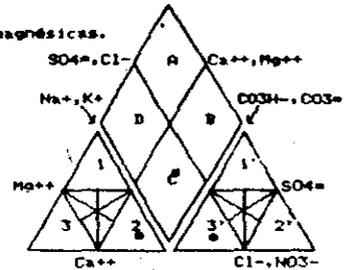
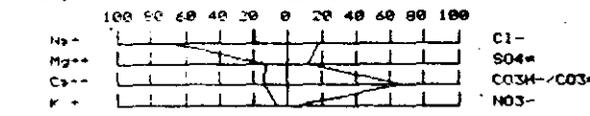


DIAGRAMA DE STIFF (Modificado)



AGUA BICARBONATADA-SODICA



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 39903

(A. Subterr)

Procedencia y descripción de la muestra: SEGOVIA. VILLEGUILLOS. 48 h bombeo.

	meq./litro	mgs./litro
Residuo seco a 105° C	10,8	284
Cloruro (Cl')	0,6	21
Carbónico (CO ₃ '')	0,3	9
Bicarbonato (CO ₃ H')	3,7	229
Sulfúrico (SO ₄ '')	0,5	24
Calcio (Ca++)	2,0	40
Magnesio (Mg++)	1,0	12
Sodio (Na+)	2,6	60
Potasio (K+)	0,1	4
Boro (B)	-	-
Nitrógeno (N) de {	nitratos	
	nitritos	
	amonio	
Varios {	_____	

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm.	450
pH	8,5
Indice de cloro	1
SAR ajustado	4,2
Razón Ca/Mg	2,0
Clasificación para riego	C1-S2

INFORME:

Madrid, a 5 de octubre de 1986
El Jefe de la Sección,



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 39904 ✓

Procedencia y descripción de la muestra: SEGOVIA. VILLEGUILLOS. 70 h de bombeo

	meq/litro	mgs./litro
Residuo seco a 105° C	9,3	246
Cloruro (Cl ⁻)	0,5	18
Carbónico (CO ₃ ^{="})	0,3	10
Bicarbonato (CO ₃ H ['])	3,4	209
Sulfúrico (SO ₄ ^{="})	0,5	24
Calcio (Ca ⁺⁺)	2,0	40
Magnesio (Mg ⁺⁺)	1,0	12
Sodio (Na ⁺)	1,5	34
Potasio (K ⁺)	0,1	4
Boro (B)	-	-
Nitrógeno (N) de	nitratos	
	nitritos	
	amonio	
Varios	_____	

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm. 390 ✓
pH 8,3
Indice de cloro 1
SAR ajustado 2,4 ✓
Razón Ca/Mg 2
Clasificación para riego C2-S1 ✓

INFORME:

Madrid, a 5 de octubre 1986 ✓
El Jefe de la Sección,



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 39556 ✓
Procedencia y descripción de la muestra:

SALAMANCA.

Cantalapiedra. Nº 1.
11,30 h. Nivel 44 m. 14-2-8

	meq./litro	mg./litro
Residuo seco a 105° C	13,6	343
Cloruro (Cl ⁻)	1,5	53
Carbónico (CO ₂ ^{''})	-	-
Bicarbonato (CO ₃ H)	4,9	303
Sulfúrico (SO ₄ ^{''})	0,2	7
Calcio (Ca ⁺⁺)	4,0	80
Magnesio (Mg ⁺⁺)	2,0	24
Sodio (Na ⁺)	0,8	18
Potasio (K ⁺)	0,1	4
Boro (B)	-	0,3
Nitrógeno (N) de { nitratos	0,1	2
{ nitritos		
{ amonio		

Varios {

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm. 540 ✓
pH 7,1
Indice de cloro 1
SAR ajustado 0,6 ✓
Razón Ca/Mg 2,0
Clasificación para riego C2-S1 ✓

INFORME:

Madrid, a 24 de febrero de 1986
El Jefe de la Sección,



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 41601

Procedencia y descripción de la muestra: Castrocalbon. S-1. Tomadas a las 65 h y 30 minut. de bombeo. 23-9-88

	meq/litro	mg/litro
Residuo seco a 105° C	3,95	103,2
Cloruro (Cl ⁻)	0,2	8
Carbónico (CO ₂)	-	-
Bicarbonato (CO ₃ H ⁻)	1,6	97
Sulfúrico (SO ₄ ²⁻)	0,1	5
Calcio (Ca ⁺⁺)	1,0	20
Magnesio (Mg ⁺⁺)	0,7	8
Sodio (Na ⁺)	0,2	5
Potasio (K ⁺)	0,03	1,2
Boro (B)	-	0,2
Nitrógeno (N) de {	nitratos	0,12
	nitritos	
	amonio	

Varios {

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm. 160 ✓
pH 7,2
Indice de cloro
SAR⁰ ajustado 0,2 ✓
Razón Ca/Mg
Clasificación para riego C1-S1 ✓

INFORME:

[Firma manuscrita]

Madrid, a 10 de octubre, 1988
El Jefe de la Sección.

(198) 21 28 28
21 09 28
TELEF: 97879 AAMU
C. APOD. 139 30087 U. R. CIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Análisis de una muestra de agua recibida por:
Denominación de la muestra:

TRAGSA
PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID
ARRIBA N. 4 (SALAMANCA). 1-12-88

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

		mg/litro	meq/litro	% meq/litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	39.7	1.12	15.17
Sulfatos	SO ₄ ⁻	6.1	0.13	1.71
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻	341.7	5.60	75.88
Carbonatos	CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃ ⁻	33.1	0.53	7.24
Sodio	Na ⁺	34.1	1.48	19.14
Magnesio	Mg ⁺⁺	23.0	2.06	26.61
Calcio	Ca ⁺⁺	83.4	4.16	53.74
Potasio	K ⁺	1.5	0.04	0.50

ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	635 µS/cm	µS/cm	0.00
Milli-mosm/cm	344.61	mg/litro	0.00
pH	7.38	mg/litro	0.00
S.A.L.	0.04	mg/litro	0.00
S.A.L. ajustada (a)	2.01	mg/litro	0.00
Presión osmótica (atm)	0.23	mg/litro	0.00
Densidad de calcio	0.34	mg/litro	0.00
Carbonato sodio residual	0.00	mg/litro	0.00
I de scott	19.64	mg/litro	0.00
Cl ₂ libre (Cl)	16.23	mg/litro	0.00
Índice de Scott	35.31	mg/litro	0.00
Punto de congelación (°C)	-0.02	mg/litro	0.00

En el presente CENTRO DE ANALISIS DE AGUAS, S.A. que funciona por el MINISTERIO DE OBRAS PUBLICAS Y SERVICIOS DE AGUA y ha sido creado para subsistir con las Ordenaciones de Obras (Comisión de Aguas) en el dominio de las funciones de control de calidad de aguas potables.

Calificación según D.W. Thorne y H.B. Peterson. (C2-S1).
Aguas de salinidad media (C2).- Puede usarse a condición de que exista un grado adecuado de lavado. Se pueden cultivar en la mayoría de las zonas, las plantas ordinariamente tolerantes a los sales sin prácticas especiales de control de salinidad. Agua baja en sodio (S1).- Puede usarse para el riego en la mayoría de los suelos con pocas probabilidades de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. No obstante, los cultivos sensibles, tales como los frutales de hueso y apocates, pueden necesitar cantidades perjudiciales de sodio.
De conformidad con el Índice de Scott el agua analizada es muy de "buena".- De la puede utilizar con éxito durante muchos años sin tener necesidad de tomar precauciones para impedir la acumulación de sales.
S.A.R.- ajustado: 2.01.- No deben existir problemas de riesgo de impermeabilización del suelo.

Regist. 40713128 Murcia, 13 de Septiembre de 1.988

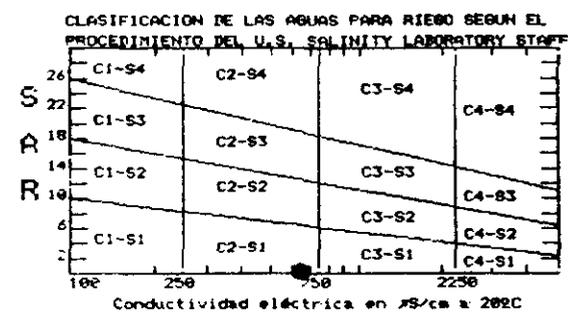
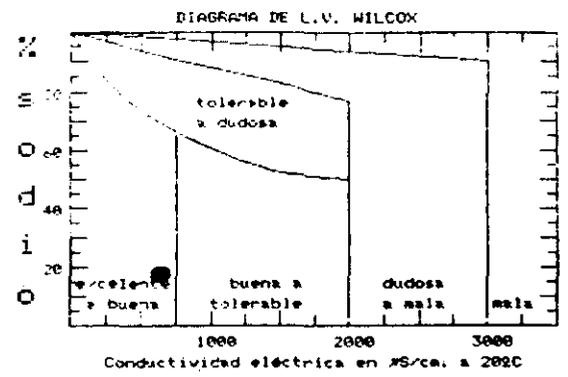
M.ª Dolores María Paludo
Isla. en Ciudad Obispos

(*) : Parámetro controlado.
Nota: Para obtener datos más precisos registre.

Centro de Análisis de Aguas, S. A. (198) 21 28 28 21 09 28 TELEF: 97879 AAMU E. C. APOD. 139 30087 U. R. CIA

GRANJAS AGRICOLAS.

REGISTRO: 40713128



RIESGO DE ALCALINIZACION Y SALINIZACION DEL SUELO

	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Alcalinización	████████	████████	████████	████████
Salinización	████████	████████	████████	████████

TOXICIDAD ESPECIFICA DEL BORO EN LOS CULTIVOS

	Baja	Moderada	Media	Elevada	Muy Elev.
Cultivos Sensibles	████████	████████	████████	████████	████████
Semiotolerantes	████████	████████	████████	████████	████████
Tolerantes	████████	████████	████████	████████	████████

INDICE DE SCOTT (Calidad del agua)

	Buena	Tolerable	Mediocre	Mala
Calidad	████████	████████	████████	████████

Tel: 0601 21 30 25
21 09 48
TELEX: 67879 AAMU E
APODO. 138 30080 MURCIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Análisis de una muestra de agua recibida por:

TRAGSA

PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID

Designación de la muestra:

GURRERA-4 (ZANORA) 9-10-87

no referencia plano.

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

	mg/litro	meq/litro	% meq/litro
Cloruros expresados en ion	Cl ⁻ 154.6	4.36	38.31
Sulfatos	SO ₄ ⁻ 200.7	4.18	34.71
Bicarbonatos	CO ₃ H ⁻ 159.9	2.62	23.02
Carbonatos	CO ₃ ⁻ 0.0	0.00	0.00
Nitratos	NO ₃ ⁻ 13.7	0.22	1.94
Sodio	Na ⁺ 207.1	9.01	74.29
Magnesio	Mg ⁺⁺ 13.3	1.26	10.39
Calcio	Ca ⁺⁺ 34.1	1.70	14.02
Potasio	K ⁺ 6.1	0.16	1.29

ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	1,004 mS/cm.	SO ₄ ⁻	0.00 mg/litro.
Punto de Congelación (°C)	-0.58 °C	SO ₄ ⁻	0.00 mg/litro.
Sólidos disueltos	791.0 mg/litro.	Li ⁺	0.00 mg/litro.
pH	7.63	Fe	0.00 mg/litro.
O ₂ libre (°)	5.72 mg/litro.	Ca	1.00 mg/litro.
Grados franceses de dureza	14.99	Mn	0.00 mg/litro.
rCl + rSO ₄ + rCO ₃	3.26	Fe	0.00 mg/litro.
rCa + rMg + rMg	3.10	Mn	0.00 mg/litro.
rMg/rCa	57.53		
rMg/rCl	5.38		
rCa/rMg	1.85		
rCl/rSO ₄	1.64		
rMg/rCl	0.96		
rMg/rCa	0.74		
L.S.D.	-1.98		
L.S.D.	-0.68		

Registros: Z8101867

Murcia, 15 de Octubre de 1.987

M.^e Dolores Somo Paredo
Ingeniera Química

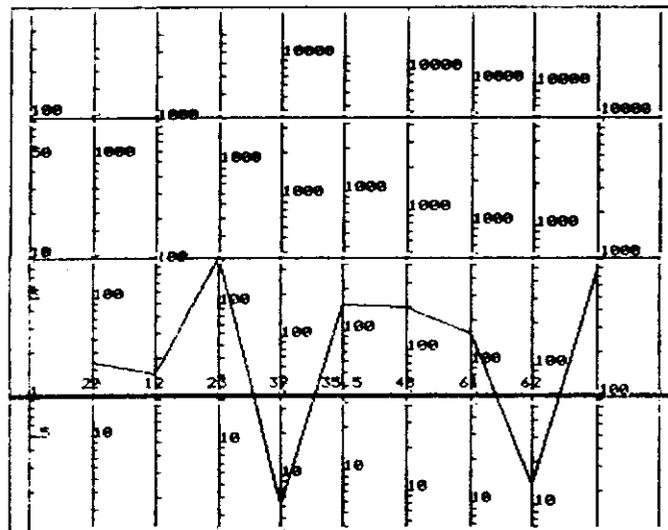
(a) Parámetro calculado.
Nota: Para obtener copia CIFA, número registro.

Centro de Análisis de Aguas, S. A. Tel: 0601 21 30 25 21 09 48 TELEX: 67879 AAMU E APODO. 138 30080 MURCIA

GRAFICOS GEOMINIMICOS.

Reg. S. A. Z8101867

DIAGRAMA LOGARITMICO DE SCHOELLER-BERKALOFF. (Modificado)



S.D. = Sólidos disueltos.
NOTA.- Los parámetros están expresados en mg/l.

DIAGRAMA DE PIPER.

- A = Sulfatadas y/o cloruradas cálcicas y/o magnésicas.
- B = Cloruradas y/o sulfatadas sódicas.
- C = Bicarbonatadas sódicas.
- D = Bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas.
- 1 = Tipo magnésico.
- 2 = " sódico.
- 3 = " cálcico.
- 1' = sulfatado.
- 2' = clorurado.
- 3' = bicarbonatado.

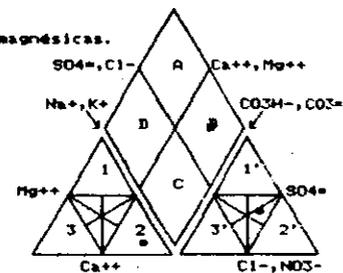
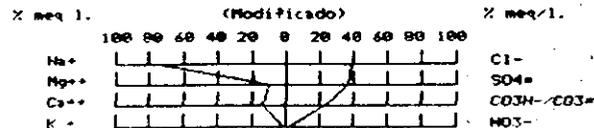


DIAGRAMA DE STIFF (Modificado)



AGUA CLORURADA-SODICA



ANALISIS DE AGUA PARA RIEGOS

Núm. de Laboratorio: 40279

Procedencia y descripción de la muestra: GUAREÑA-4

	mg/litro	mgts./litro	
Residuo seco a 105° C	28,6	753	
Cloruro (Cl ⁻)	4,0	142	✓
Carbónico (CO ₂)	-	-	
Bicarbonato (CO ₃ H ⁻)	9,3146	570	
Sulfúrico (SO ₄ ⁻)	1,2	60	✓
Calcio (Ca ⁺⁺)	6,0	120	
Magnesio (Mg ⁺⁺)	4,0	48	
Sodio (Na ⁺)	3,9	90	✓ →
Potasio (K ⁺)	0,2	8	
Boro (B)	-	0,15	
Nitrógeno (N) de {	nitratos		
	nitritos		
	amonio		

Varios {

duresca:
 $120 \times 0,25 + 48 \times 0,41$
 $= 47,28 = du.$

Conductividad eléctrica a 25° C en microsiemens/cm.	1180
pH	6,5 ✓
Índice de cloro	2
SAR ajustado	4,8 ✓
Razón Ca/Mg	1,5
Clasificación para riego	C3A-S2

INFORME:

Carb. Na Residual = - 0,69 ✓

Madrid, a 27 de mayo de 1987
El Jefe de la Sección.

☎ 0688 21 20 25
 21 00 40
 TELEF: 6787 AAUM E
 ☐ APOD. 136 3000 MURCIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Análisis de una muestra de agua realizada por:

TRAGSA

PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID

Denominación de la muestra:

CARPID - 17 (VALLADOLID) 27-4-66

NA referencia libre.

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

	mg/litro	mg/litro	% mg/litro
Cloruros expresados en ion Cl ⁻	68.1	1.92	24.33
Sulfatos " " " SO ₄ ⁻	6.1	0.13	1.60
Bicarbonatos " " " CO ₃ H ⁻	328.3	5.38	68.19
Carbonatos " " " CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos " " " NO ₃ ⁻	26.0	0.45	5.72
Sodio " " " Na ⁺	31.4	1.37	17.09
Magnesio " " " Mg ⁺⁺	25.0	2.06	25.78
Calcio " " " Ca ⁺⁺	90.6	4.52	56.57
Potasio " " " K ⁺	1.7	0.04	0.56

ANÁLISIS FÍSICO-QUÍMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	607 µS/cm.	Ca ⁺⁺	8.54 mg/litro.
Sólidos fijos	579.75 mg/litro.	Mg ⁺⁺	6.98 mg/litro.
pH	8.94	Fe	0.16 mg/litro.
S.A.R.	0.75	SiO ₂	10.57 mg/litro.
S.A.R. ajustado (S)	1.01	Cl ⁻	6.00 mg/litro.
Presión osmótica (O)	0.22 Atmosferas	Mn	0.02 mg/litro.
Relación de calcio	0.57	PO ₄	3.43 mg/litro.
Carbonato sódico residual	0.00	Li ⁺	0.00 mg/litro.
Índice de sodio	17.65		
Cl ₂ libre (Cl ₂)	4.78 mg/litro.		
Índice de Scott	27.97		
Punto de congelación (C)	-0.02 °C		

Clasificación según D.W. Thorne y H.B. Peterson. (CR-S1).
 Agua de salinidad media (M2).- Puede usarse a condición de que exista un grado adecuado de lavado. Se pueden cultivar en la mayoría de los casos. Las plantas moderadamente tolerantes a los sales sin prácticas especiales de control de salinidad.
 Agua baja en sodio (S1).- Puede usarse para el riego en la mayoría de los suelos con pocas probabilidades de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. No obstante, los cultivos sensibles, tales como los frutales de hueso y apacates, pueden acumular cantidades perjudiciales de sodio.
 De conformidad con el índice de Scott el agua analizada es
 Buena de S1 Buena.- Se la puede utilizar con éxito durante muchos años sin tener necesidad de tomar precauciones para limitar la acumulación de sales.
 S.A.R. ajustado! 1.01.- No debe existir problema de riesgo de impermeabilización del suelo.

Reg. 27483/78

Murcia, 05 de Mayo de 1.988

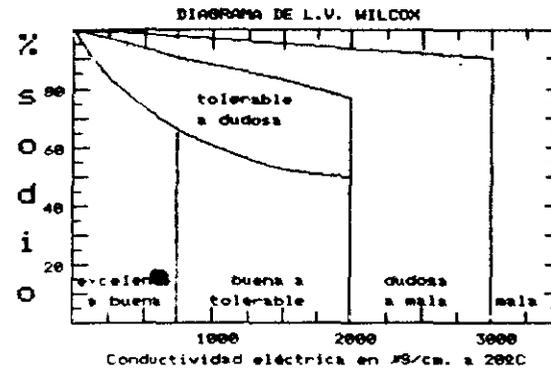
M. Delgado
Lab. de Análisis de Aguas

(el) : Permiso otorgado.
 Nota: Para obtener copia citar número registro.

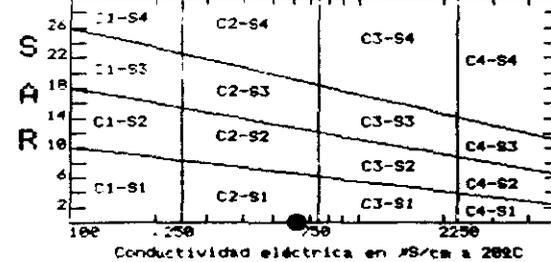
Centro de Análisis de Aguas, S. A. ☎ 0688 21 20 25 . TELEF: 6787 AAUM E . ☐ APOD. 136 - 3000 MURCIA

GRAFICOS AGRICOLAS.

Reg. 27483/78



CLASIFICACION DE LAS AGUAS PARA RIEGO SEGUN EL PROCEDIMIENTO DEL U.S. SALINITY LABORATORY STAFF



RIESGO DE ALCALINIZACION Y SALINIZACION DEL SUELO

	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Alcalinización	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Salinización	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

TOXICIDAD ESPECIFICA DEL BORO EN LOS CULTIVOS

	Baja	Moderada	Media	Elevada	Muy Elev.
CULTIVOS:					
Sensibles	<input type="checkbox"/>				
Semitolerantes	<input type="checkbox"/>				
Tolerantes	<input type="checkbox"/>				

INDICE DE SCOTT (Calidad del agua)

	Buena	Tolerable	Mediocre	Mala
Calidad	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>

1968) 21 38 26
21 08 48
TELEX: 67879 AAMU E
APDO. 139 30080 MURCIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Análisis de una muestra de agua remitida por:

TRAGSA

PARCELA 125. POLIGONO SAN CRISTOBAL
47000 VALLADOLID

Denominación de la muestra:

CARPIO - 17 (VALLADOLID) 3-5-88

Nº referencia plano.

RESULTADOS ANALITICOS DE MACROCONSTITUYENTES

	mg/litro	meq/litro	% mg/litro
Cloruros expresados en ion Cl ⁻	65.2	1.84	24.63
Sulfatos SO ₄ ⁻	13.8	0.29	3.83
Bicarbonatos CO ₃ H ⁻	314.9	5.16	69.07
Carbonatos CO ₃ ⁻	0.0	0.00	0.00
Nitratos NO ₃ ⁻	10.7	0.17	2.31
Sodio Na ⁺	30.1	1.31	16.04
Magnesio Mg ⁺⁺	22.9	1.88	23.07
Calcio Ca ⁺⁺	98.6	4.92	60.37
Potasio K ⁺	1.7	0.04	0.52

ANALISIS FISICO-QUIMICO, DETERMINACIONES ESPECIALES, OTROS DATOS Y OBSERVACIONES.

Conductividad a 20°C	617 µS/cm.	NO ₂ ⁻	0.54 mg/litro.
Sólidos disueltos	358.29 mg/litro.	NO ₃ ⁻	0.80 mg/litro.
pH	7.85	B...	0.00 mg/litro.
S.A.R.	0.71	SiO ₂	22.11 mg/litro.
S.A.R. ajustado (1)	1.70	Fe...	0.00 mg/litro.
Presión osmótica (1)	0.22 Atmosferas	M...	0.00 mg/litro.
Relación de calcio	0.61	Pb...	1.45 mg/litro.
Carbonato cálcico residual	0.00	Li...	0.00 mg/litro.
T de sodio	16.57		
Cl ₂ libre (1)	7.82 mg/litro.		
Índice de Scott	31.27		
Punto de Congelación (1)	-0.02 °C		

Calificación según D.W. Thorne y H.B. Peterson. (C2-S1).

Agua de salinidad media (C2).- Puede usarse a condición de que exista un grado moderado de lavado. Se pueden cultivar en la mayoría de los casos, las plantas moderadamente tolerantes a las sales sin prácticas especiales de control de salinización.

Agua baja en sodio (S1).- Puede usarse para el riego en la mayoría de los suelos con pocas probabilidades de alcanzar niveles peligrosos de sodio intercambiable. No obstante, los cultivos sensibles, tales como los frutales de hueso y aguacates, pueden acumular cantidades perjudiciales de sodio.

De conformidad con el Índice de Scott el agua analizada es:
Mayor de 18: Buena.- Se la puede utilizar con éxito durante muchos años sin tener necesidad de tomar precauciones para impedir la acumulación de sales.

S.A.R. ajustado: 1.70.- No deben existir problemas de riesgo de impermeabilización del suelo.

Nº Registro: 324100588

Murcia, 10 de Mayo de 1988

Dr. Dolores María Pineda

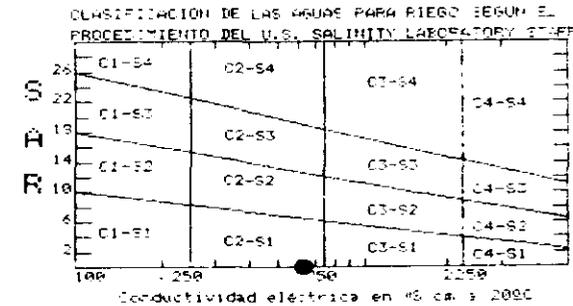
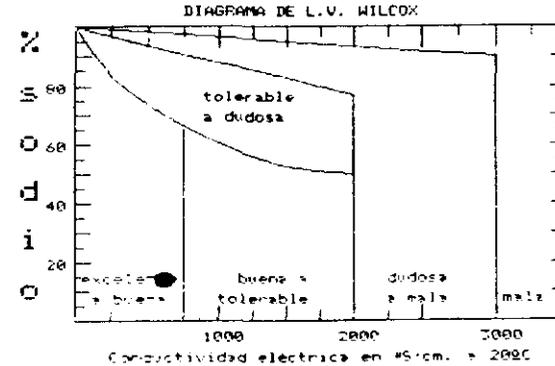
J. J. Torres Quintan

(1) : Parámetro calculado.
NOTA: Para obtener copia citar número registro.

Centro de Análisis de Aguas, S. A. (1968) 21 38 26 - TELEX: 67879 AAMU E - APDO. 139 - 30080 MURCIA
21 08 48

GRAFICOS AGRICOLAS.

Nº REGISTRO: 324100588



RIESGO DE ALKALINIZACION Y SALINIZACION DEL SUELO

	Bajo	Medio	Alto	Muy alto
Alcalinización	████████	████████	████████	████████
Salinización	████████	████████	████████	████████

CULTIVOS:

	Baja	Moderada	Medio Elevada	Muy Elevada
Sensibles	████████	████████	████████	████████
Semitolerantes	████████	████████	████████	████████
Tolerantes	████████	████████	████████	████████

INDICE DE SCOTT - Calidad del agua.

	Buena	Tolerable	Mediocre	Mala
Calidad	████████	████████	████████	████████

ANEXO N° 4

ENSAYOS DE BOMBEO

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
COMISARIA DE LA ENERGIA Y RECURSOS MINERALES
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

INFORME SOBRE EL ENSAYO DE BOMBEO REALIZADO
EN EL SONDEO DE AREVALO (AVILA). 1984



INTRODUCCION

A petición del Ayuntamiento de Arevalo (Avila), el Instituto Geológico y Minero de España, a través de la Dirección de Aguas Subterráneas y Geotecnia, realizó un sondeo en las proximidades del casco urbano, con el fin de alumbrar aguas subterráneas en cantidad suficiente para el normal abastecimiento público de la referida localidad.

El sondeo se perforó mediante el sistema de rotación con circulación inversa, y fue acondicionado con filtros puentecillo y grava clasificada colocada en el espacio anular. Posteriormente se desarrolló con aire comprimido, quedando en las condiciones debidas para el posterior bombeo de ensayo.

Este bombeo ha tenido como objetivos principales, la valoración y condiciones del caudal óptimo de explotación, así como la determinación de las características hidrogeológicas del acuífero multicapa atravesado por la perforación.

El comportamiento del sondeo ha sido totalmente satisfactorio frente a los bombeos efectuados, ocupándose el presente informe del análisis de los datos obtenidos durante dichos bombeos.



EQUIPO DE BOMBEO UTILIZADO

El material utilizado en este trabajo pertenece al parque de maquinaria del IGME, estando compuesto por un equipo móvil compuesto por el material que a continuación se detalla. Dicho equipo reunía las condiciones necesarias para conseguir los objetivos previstos, y estuvo compuesto por:

- Grupo electrógeno General Motors de 150 K.V.A.
- Grupo moto-bomba de 60 cv., situado a 106 m. de profundidad.
- Tubería de impulsión de 4" de \emptyset interior.
- Tubo porta sondas de 3/4" de \emptyset
- Tubería con diafragma colocado a la salida de la descarga, para el control y aforo de los caudales bombeados.
- Hidronivel o sonda eléctrica, para el registro sistemático de la evolución de los niveles dinámicos.
- Material auxiliar complementario

DESCRIPCION DE LOS BOMBEOS REALIZADOS

- Bombes escalonados

El día 25.10.84, estando el nivel inicial en reposo a 68,65 m. de profundidad y colocada la bomba a 106 m., se procede a ensayar el sondeo con caudales progresivamente - mayores e iguales tiempos de bombeo para cada uno de ellos.

Con 5 l/s se inicia el primer bombeo que, como los siguientes, tuvo una duración de 15 minutos. El agua extraída apenas tomó una pequeña coloración rojiza, y el nivel - dinámico final fué de 70,48 m. Para el caudal de 10 l/s. - el agua se mantuvo totalmente clara y el nivel descendió a 72,58 m. Seguidamente se incrementó el caudal a 15 l/s. - consiguiendo un nivel dinámico de 74,20 m. y agua limpia. Con 20 l/s el nivel descendió a 75,80 m. y a 77,19 m. con el caudal final de 25 l/s.

Estos bombes previos servirán de base para la elección del caudal constante a fijar en el bombeo de larga duración. Por otra parte pudo comprobarse que el grado de desarrollo del pozo era bueno, y no precisaba de ningún tipo de limpieza.

- Bombeo a caudal constante

El mismo día 25, después de realizar los bombes escalonados, y dejando un tiempo de recuperación de niveles de 45 minutos, comienza el ensayo a caudal constante con - 25 l/s, partiendo de un nivel de 69,45 m. Con intervalos - de tiempo racionalmente distribuidos en una escala logarítmica, se midieron los niveles dinámicos que se adjuntan en el parte de bombeo n° 2.

No hubo ninguna incidencia que reseñar durante esta prueba, y cabe destacar la gran regularidad de comportamiento del sondeo.

La duración total de este ensayo fué de 1.300 minutos, siendo la cota más baja alcanzada por el nivel dinámico de 79,60 m.

Se tomaron dos muestras de agua para análisis químico, la primera a los 200 minutos del comienzo y la última momentos antes del cese del bombeo.

Durante los siguientes 140 minutos, se midió la evolución de niveles en fase de recuperación, siendo de 70,20 m. el último nivel observado (parte de bombeo n° 3).

CALCULO DE LA TRANSMISIVIDAD

El presente ensayo se interpreta por el método simplificado de Theis (Jacob) en régimen variable, ya que las condiciones de contorno cumplen los requisitos exigidos para su aplicación, y que son los siguientes:

- No existen recargas exteriores al sistema.
- El acuífero es homogéneo, infinito e isótropo
- El pozo de bombeo se considera de diámetro cero
- El pozo atraviesa completamente los acuíferos.
- El agua bombeada produce un descenso inmediato del nivel, y no se recicla.
- El flujo del agua hacia el sondeo es radial, sin que existan componentes verticales.
- El caudal de bombeo es constante.

Representados los datos observados durante el descenso con escala semilogarítmica d - $\log t$, se obtiene la recta dibujada en el gráfico n° 1, cuya ecuación es:

$$d = 0,183 \frac{Q}{T} \log \frac{2,25 Tt}{r^2 S}, \text{ que es la expresión de -}$$

Jacob donde:

- d = descenso en un punto situado a la distancia r del pozo de bombeo.
- Q = caudal de bombeo constante
- T = transmisividad del acuífero
- S = coeficiente de almacenamiento
- t = tiempo transcurrido desde el comienzo del bombeo

El valor de la pendiente de la recta encontrada en el gráfico n° 1 vale 1,30 m.

Mediante la relación $T = 0,183 \frac{Q}{\Delta d}$, sustituyendo valores se obtiene el siguiente valor de la transmisividad:

$$T = 0,183 \frac{90 \text{ m}^3/\text{h}}{1,30 \text{ m}} = 12,6 \text{ m}^2/\text{h} = 304 \text{ m}^2/\text{día}$$

que corresponde a acuíferos de moderadamente transmisivos.

Aplicando el mismo procedimiento para las medidas de la recuperación, se obtiene la representación del gráfico n° 2 con escala aritmética para las medidas de ascenso de niveles, y logarítmica para las relaciones de tiempos $t + t'/t'$.

En este caso la pendiente de la recta es 1,60 m. y el valor de la transmisividad: $T = 10 \text{ m}^2/\text{h} = 247 \text{ m}^2/\text{día}$.

Ambos valores son muy semejantes, y los dos definen igualmente un acuífero de permeabilidad media.

Al no existir piezómetros de observación convenientemente situados para la toma de medidas a una cierta distancia del punto de bombeo, no es posible determinar el coeficiente de almacenamiento, no siendo correcto deducir este parámetro a partir de información obtenida del pozo bombeado.

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El presente sondeo, después de las pruebas de bombeo realizadas, está en las condiciones debidas para su puesta en explotación, cumpliendo el objetivo para el que fue proyectado y ejecutado.

El rendimiento específico del pozo es del orden de - 14 l/s/m, para el caudal de 25 l/s. Este rendimiento sería tanto menor cuanto mayor fuera el caudal de explotación, y su reducción dependerá de las pérdidas de carga del pozo, - que no parecen ser importantes. En cualquier caso, el caudal que puede aportar el sondeo es muy superior a las demandas de agua para usos domésticos de la población de Arevalo.

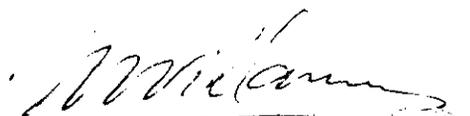
Se recomienda un caudal de explotación de 25 l/s pudiendo, en caso necesario, incrementarse dicho caudal hasta los 60-80 l/s.

Para los referidos 25 l/s, la profundidad aconsejable de colocación del grupo moto-bomba, es de 80 m. Aunque para periodos cortos de bombeo no se preven niveles dinámicos - por debajo de 73-74m., es evidente un descenso del nivel - piezométrico regional, siendo este el motivo por el cual se aconseja descender la bomba más de lo que sería necesario - en un acuífero que conservara sus niveles zonales.

La calidad química del agua, según análisis adjunto, a excepción de los nitritos, está dentro de las normas de - potabilidad establecidas por el Código Alimentario.

Madrid, Diciembre 1984

EL AUTOR DEL INFORME,





**DIRECCION DE AGUAS
SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA**

TOPONIMIA:

AREVALO (AVILA)

TIPO DE ENSAYO BOMBEO ESCALONADOS

N. E 68,65 mts

Tabla de medidas en Descenso

COTA _____ mts (---)

Distancia al pozo de bombeo _____ mts

Q VARIABLE

Técnico responsable _____

FECHA 25.10.84

Fecha	Hora	Tiempo (min)	Prof. del agua (mts.)	Descenso d (mts.)	Q (l/s)	$\frac{t+t'}{t'}$ (min)	Observaciones
25.10.84	16	1	70,64		5 l/s		Aspiración de la bomba
		3	70,32				106 metros
		5	70,36				
		7	70,37				Agua un poco turbia
		10	70,50				
		15	70,48				
		1	71,55		10 l/s		Agua clara
		3	71,98				
		5	72,05				
		7	72,24				
		10	72,40				
		15	72,58				
		1	73,33		15 l/s		Agua clara
		3	73,80				
		5	73,85				
7	73,97						
10	74,08						
15	74,20						
1	75,12		20 l/s		Agua clara		
3	75,37						
5	75,44						
7	75,57						
10	75,68						
15	75,80						
1	76,47		25 l/s		Agua clara		
3	76,85						
5	76,94						
7	77,03						
10	77,03						
15	77,19						



**DIRECCION DE AGUAS
SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA**

TOPONIMIA:
AREVALO (AVILA)

TIPO DE ENSAYO CAUDAL CONSTANTE
 Tabla de medidas en Descenso
 Distancia al pozo de bombeo _____ mts
 Técnico responsable _____

N.E. 69,45 mts
 COTA _____ mts (---)
 Q 25 l/s
 FECHA 25.10.84

Fecha	Hora	Tiempo (min)	Prof. del agua (mts.)	Descenso d (mts.)	Q (l/s)	$\frac{t+t'}{t'}$ (min)	Observaciones
25.10.84	18	1	74,06		25 l/s		Aspiración de la bomba
		3	75,61				106 metros
		5	76,27				
		7	76,59				Agua clara
		10	76,82				
		15	77,06				
		20	77,28				
		30	77,40				
		40	77,62				
		50	77,71				
		60	77,84				
		80	77,98				
		100	78,10				
		120	78,18				
		140	78,29				
		160	78,38				
		180	78,46				
		200	78,52				1ª muestra agua clara
		250	78,64				
		300	78,76				
		350	78,85				
		400	78,93				
		450	79,03				
		500	79,10				
		600	79,19				
		700	79,27				
		800	79,36				
		900	79,46				
		1000	79,50				
		1260	79,60				2ª muestra agua clara



MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
 INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

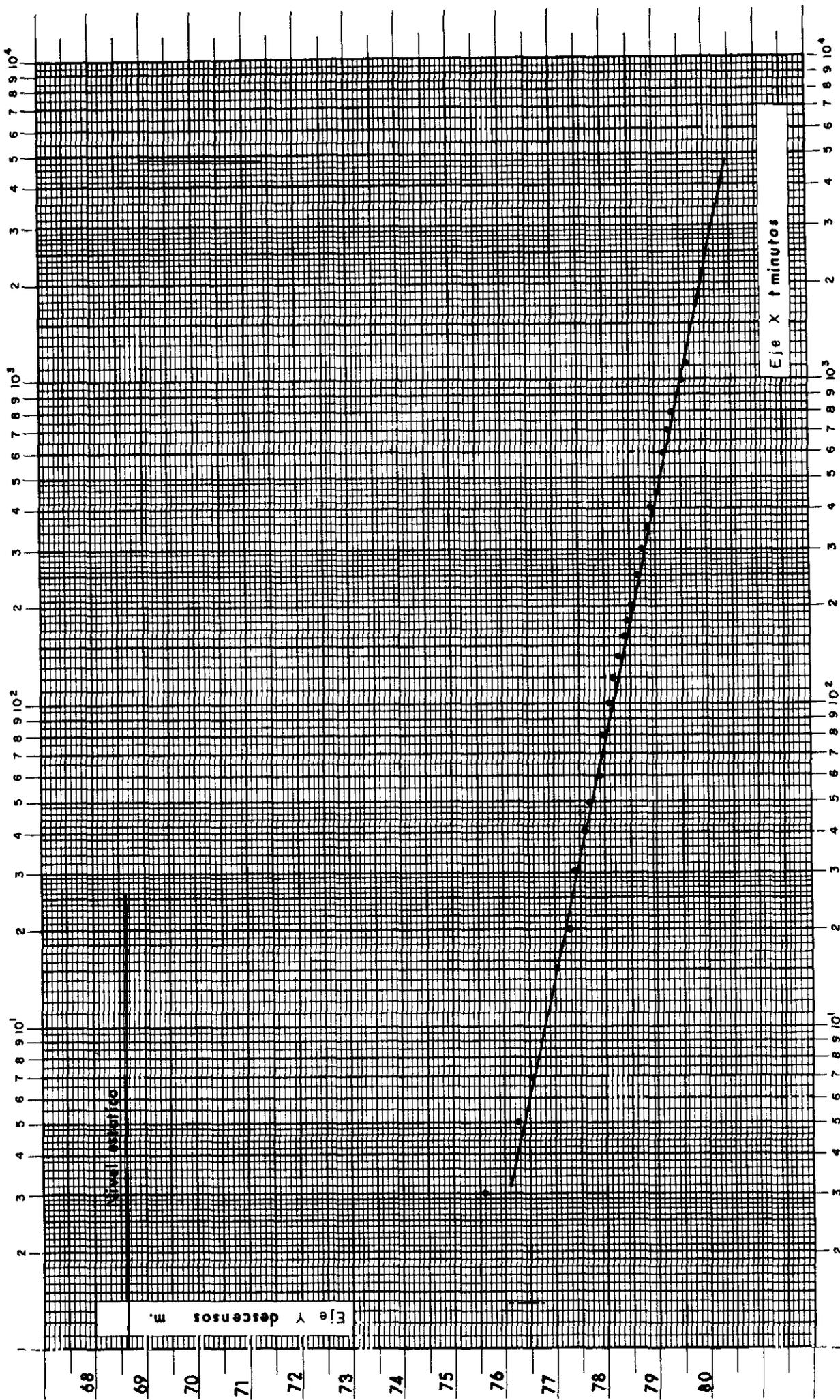
Ríos Rosas, 23 - Teléf. 441 65 00
 MADRID-3

ANALISIS DE DOS MUESTRAS DE AGUA PRESENTADAS
 POR EL SERVICIO DE AGUAS SUBTERRANEAS DEL IG
 ME, CORRESPONDIENTES AL SONDEO AREVALO (AVILA).

	<u>Muestra nº1</u>		<u>Nº2</u>	
Sodio, Na	54	mgr/l.	54	mgr/l
Potasio, K	1	"	1	"
Amonio, NH ₄	0,05	"	0,00	"
Magnesio, Mg	0	"	0	"
Calcio, Ca	5	"	7	"
Cloruros, Cl	20	"	20	"
Sulfatos, SO ₄	14	"	14	"
Bicarbonatos, CO ₃ H	96	"	105	"
Carbonatos, CO ₃	0	"	0	"
Nitratos, NO ₃	10	"	8	"
Nitritos, NO ₂	0,03	"	0,07	"
Fosfatos, PO ₄	0,04	"	0,02	"
Sílice, SiO ₂	16,6	"	16,6	"
Sólidos disueltos	217	"	226	"
pH	8,6		8,4	
Conductividad a 25 C	279	micromohs/cm.	280	micromohs/cm.

Madrid, 15 de noviembre 1984

EL JEFE DE SERVICIO



 DIRECCION DE AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA TOPONIMIA Arevalo (AVILA)	GRAFICO DE DESCENSOS	VALORES OBTENIDOS: $A_d = 1,30 \text{ m.}$ $T = 12,6 \text{ m/h} = 304 \text{ m}^2/\text{dia.}$	GRAFICO N.º 1
	CAUDAL : 90 m³/h	FECHA 25-10-84	

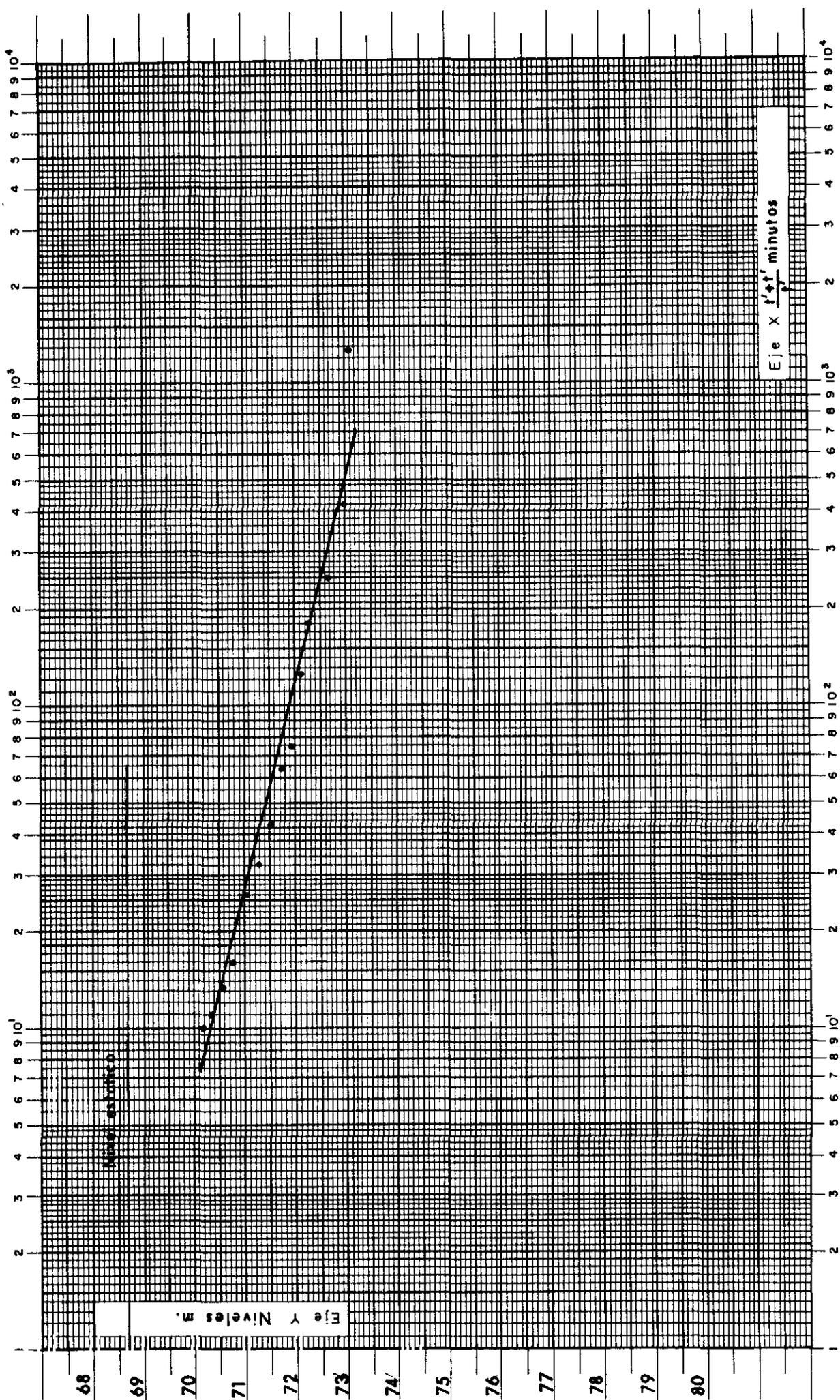


GRAFICO Nº 2	VALORES OBTENIDOS: $Ad = 1,60 \text{ m.}$ $T = 10 \text{ m}^2/\text{h} = 247 \text{ m}^2/\text{dia}$	GRAFICO DE RECUPERACION FECHA 26-10-84	DIRECCION DE AGUAS SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA TOPONIMIA Arevalo (AVILA)
CAUDAL: 90 m³/h.			

NUMERO

--	--	--

MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



SONDEO DE LANGA



DESCRIPCION DE LAS PRUEBAS REALIZADAS

El día 11.1.83, se situó la rejilla de aspiración del grupo moto-bomba a 90 m. de profundidad, estando el nivel en reposo a - 17,73 m. En estas condiciones, con un caudal de 5 l/s, se alcanza la aspiración de la bomba a los 10 minutos del comienzo y se afora un caudal prácticamente insignificante. Por otra parte el nivel apenas experimentaba recuperación alguna.

Con estos resultados se decide bajar la bomba a 130 m. y después de unos bombeos de limpieza, se consigue un progresivo aumento del caudal hasta alcanzar 7 l/s con nivel a 114 m. aproximadamente.

Se deja recuperar el pozo comprobándose que el nivel piezométrico real era de 88,50 m. y no el de 17,73 m. medido al comienzo.

Con caudal constante de 7 l/s se inicia un bombeo continuo de - 700 minutos de duración, que se interrumpió definitivamente por avería de la bomba.

El nivel dinámico máximo alcanzado fue de 111,68 m. sin lograrse una estabilización del mismo.

A partir del cese del bombeo, se observó la recuperación correspondiente durante los 540 minutos siguientes.

Se tomarán dos muestras de agua para su análisis químico, la primera a los 160 minutos del comienzo y la segunda momentos antes de la parada del bombeo.

CALCULO DE LA TRANSMISIVIDAD

Utilizando el método simplificado de Jacob, por tratarse de un bombeo a caudal constante y régimen variable, se tiene:

En el caso del descenso (gráfico 1 y parte de bombeo 1):

$$Dd = 10,6 \text{ m.}$$

$$T = 0,183 \frac{-Q}{Dd} ; \text{ sustituyendo;}$$

$$T = 0,183 \frac{25,2 \text{ m}^3/\text{h}}{10,6 \text{ m}} = 0,43 \text{ m}^2/\text{h}$$

En recuperación, aplicando el mismo procedimiento que para el descenso, se llega a los siguientes resultados:

$$Dd = 2 \text{ m.}$$

$$T = 0,183 \frac{25,2 \text{ m}^3/\text{h}}{2 \text{ m.}} = 2 \text{ m}^2/\text{h}$$

Parece más probable que el valor de la transmisividad sea el - obtenido a partir de la recuperación, ya que en descenso la evolución del nivel dinámico estuvo sometido a un proceso de desarrollo.



**DIRECCION DE AGUAS
SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA**

TOPONIMIA:

LANGA (AVILA)

TIPO DE ENSAYO A CAUDAL CONSTANTE

N. E 88,50 mts

Tabla de medidas en Descenso

COTA _____ mts (____)

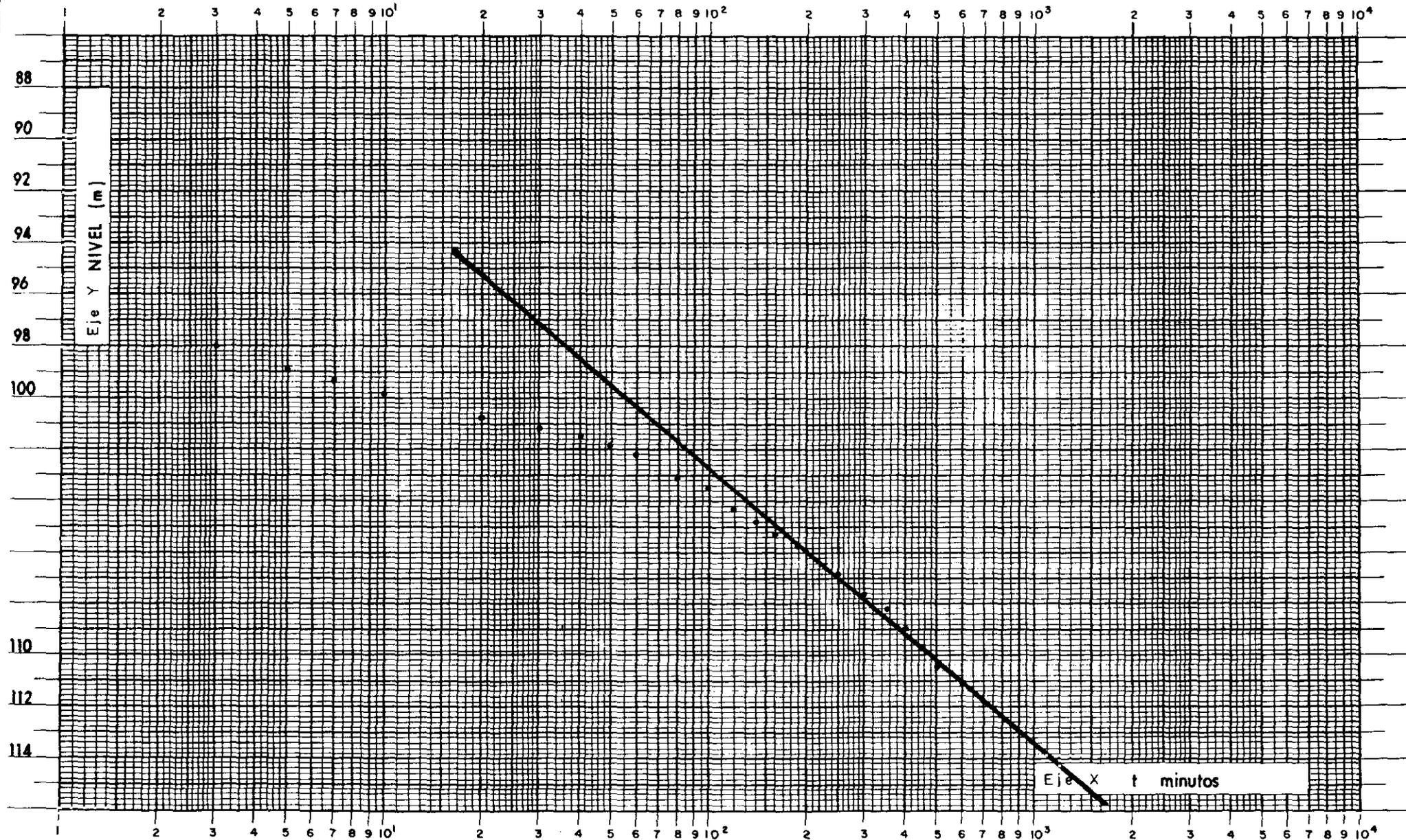
Distancia al pozo de bombeo _____ mts

Q 7 l/s

Técnico responsable _____

FECHA 12.1.83

Fecha	Hora	Tiempo (min)	Prof. del agua (mts.)	Descenso d (mts.)	Q (l/s)	$\frac{t+t'}{t'}$ (min)	Observaciones
12.1.83	12,50	1	97,13		71/s		
		3	98,03				
		5	98,98				
		7	99,31				
		10	99,85				
		20	100,78				
		30	101,18				
		40	101,58				
		50	101,89				
		60	102,20				
		80	103,11				
		100	103,52				
		120	104,37				
		140	104,85				
		160	105,35				1a. muestra de agua
		180	105,69				
		200	105,95				
		250	106,81				
		300	107,67				
		350	108,28				
		400	109,00				
		450	109,85				
		500	110,55				
		600	111,10				
		700	111,68				2a. muestra de agua Por arena de la bomba se suspende el bombeo



DIRECCION DE AGUAS
SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA

GRAFICO DE DESCENSO

VALORES OBTENIDOS:

GRAFICO Nº

TOPONIMIA

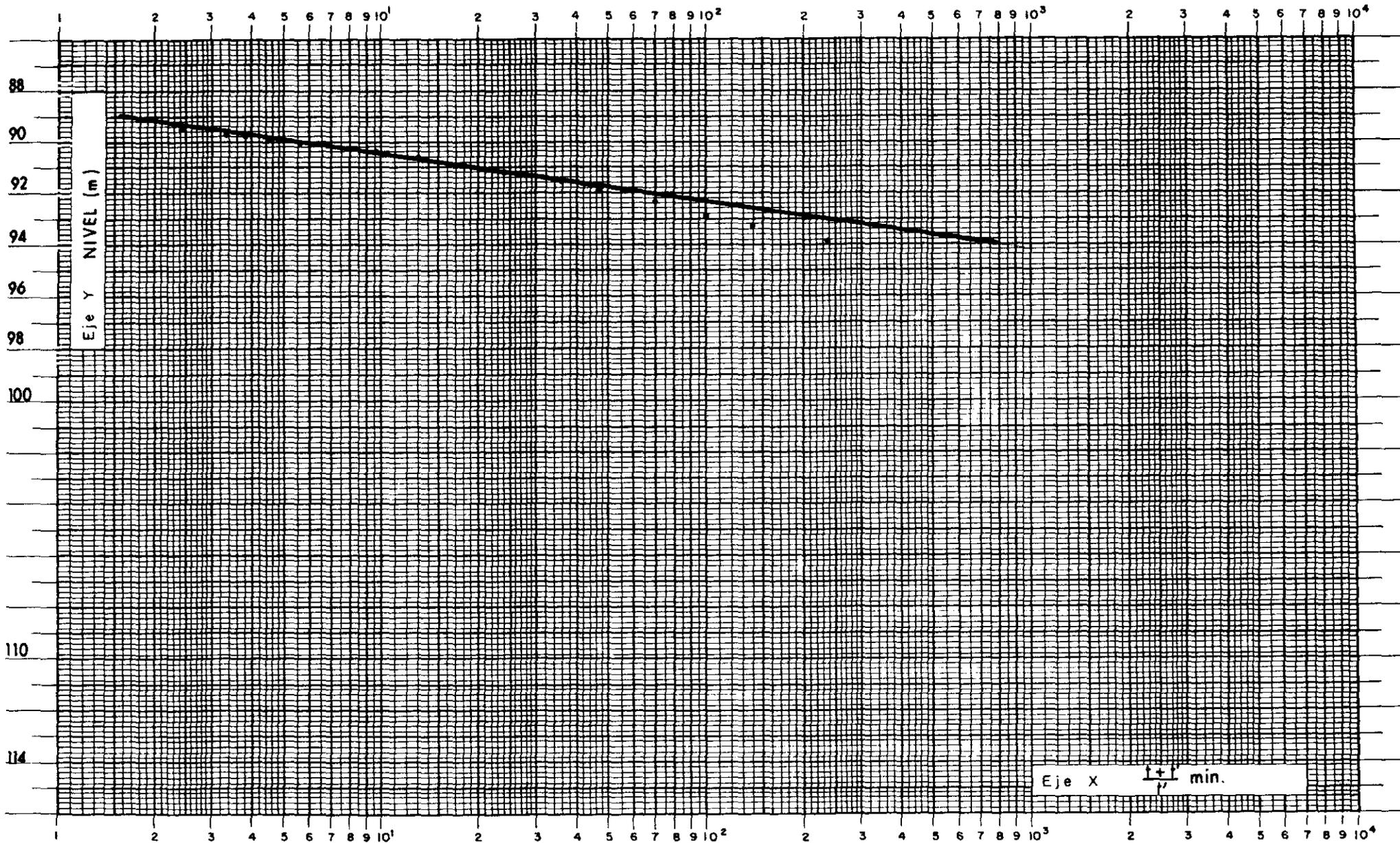
LANGA (AVILA)

$\Delta d = 10,6 \text{ m}$

$T = 0,43 \text{ m}^2/\text{h}$

1

CAUDAL: 7 l/s (25,2 m³/h) FECHA 12-1-83



DIRECCION DE AGUAS
SUBTERRANEAS Y GEOTECNIA

GRAFICO DE RECUPERACION

VALORES OBTENIDOS:

$\Delta d = 2 \text{ m}$

$T = 2 \text{ m}^2/\text{h}$

GRAFICO
Nº

TOPONIMIA

LANGA (AVILA)

CAUDAL: 25,2 m³/h

FECHA 13-1-83

2

✉ Apartado 139
 ☎ (968) 213926
 MURCIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Análisis de una muestra de agua remitida por:

C/ RIOS ROSAS N. 23
 MADRID-3. (MADRID)

Denominación de la muestra:

LANGA AVILA 2 MUESTRA 14-1-83

RESULTADOS ANALITICOS:

		mg./litro	meq./litro	% meq./litro	
1	Cloruros expresados en ion	Cl ⁻	14.2	.40	11.88
2	Sulfatos " " "	SO ₄ ⁼	17.0	.35	10.53
3	Bicarbonatos " " "	CO ₃ H ⁻	158.6	2.60	77.23
4	Carbonatos " " "	CO ₃ ⁼	.0	.00	.00
5	Nitratos " " "	NO ₃ ⁻	.8	.01	.37
6	Sodio " " "	Na ⁺	64.1	2.77	66.23
7	Magnesio " " "	Mg ⁺⁺	2.4	.20	4.75
8	Calcio " " "	Ca ⁺⁺	24.0	1.20	28.47
9	Potasio " " "	K ⁺	.9	.02	.53

10	NO ₂ ⁻	.00	mg/litro	12	B	.00	mg/litro	14	NH ₄ ⁺	.41	mg/litro
11	Li ⁺	.00	" "	13	F ⁻	.00	" "	15	P ₂ O ₅	1.75	" "

ANÁLISIS FÍSICO Y OTROS DATOS:

16	Conductividad a 25 °C	257	µmhos/cm.	26	rCl + rSO ₄ / rCO ₃ H + rCO ₃	.29	
17	Punto de congelación*	-.01	°C	27	rNa + rK / rCa + rMg	2.01	
18	Sólidos disueltos	292.10	mg/l.	28	rNa / rK	124.65	
19	pH	8.10		29	rNa / rCa	2.32	
20	Grados franceses dureza	7.00		30	rCa / rMg	6.00	
21	Carbonato sódico residual	1.38		31	i.c.b.	-6.03	
22	Relación de calcio	.27		32	i.d.d.	.00	
23	S.A.R.	3.33		33	Dureza total	70.25	mg/l. CO ₃ Ca
24	% de sodio	66.76		34	" permanente	---	" "
25	CO ₂ libre*	1.98	mg/l.	35	" temporal	---	" "

DETERMINACIONES ESPECIALES:

NO SE HA PRACTICADO NINGUNA

OBSERVACIONES:

REGISTRO:

3232101-83

Murcia, 21 de ENERO 1983

Dr. V. Sánchez Fresneda

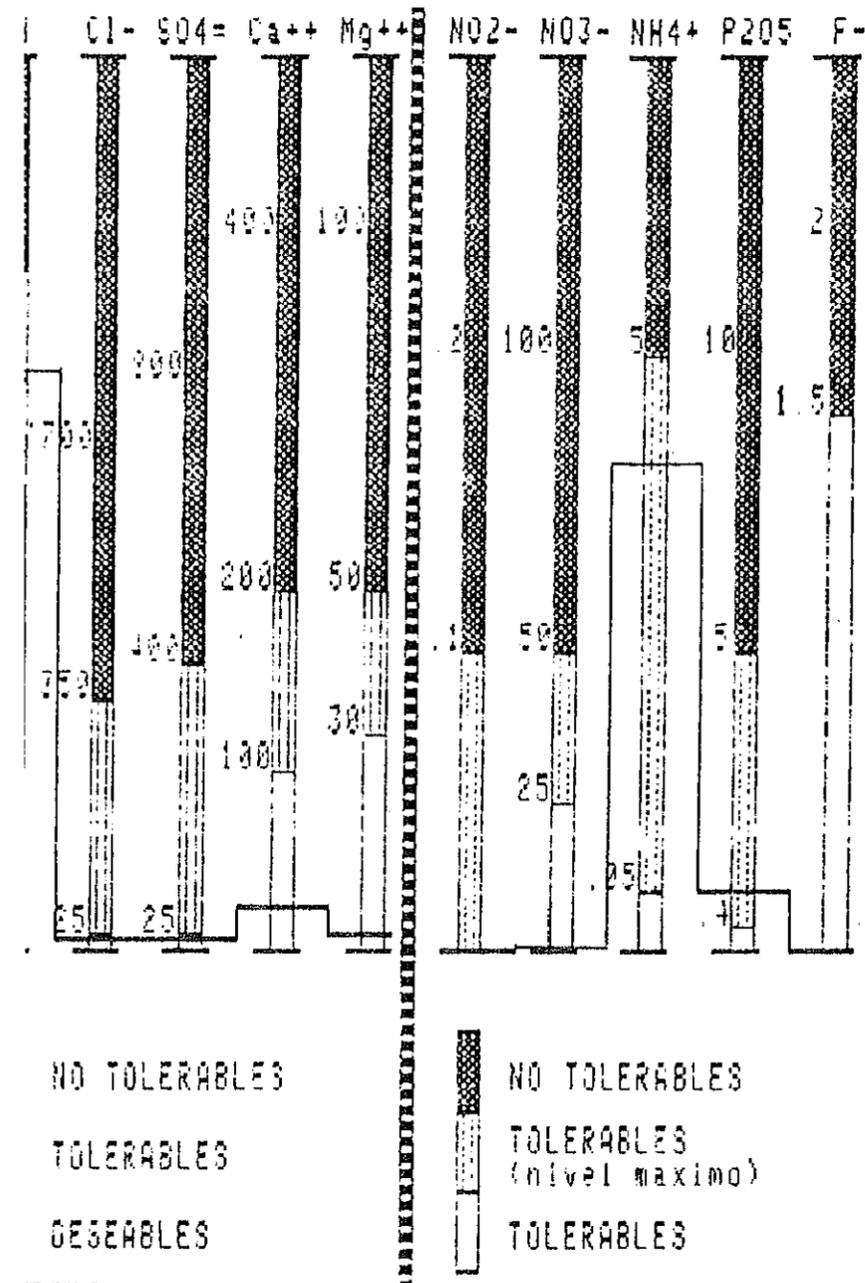
REGISTRO:

DIAGRAMAS DE DIVERSOS CARACTERES FÍSICOQUÍMICOS DE POTABILIDAD

3232101-83

ALGUNOS CARACTERES FÍSICOQUÍMICOS ORIENTADORES DE CALIDAD

ALGUNOS COMPONENTES QUÍMICOS NO DESEABLES ORIENTADORES DE CALIDAD



***** NOTAS *****

- LOS COMPONENTES ESTAN EXPRESADOS EN MILEGRAMOS/LITRO, SEGUN REAL DECRETO 1423/1.782 DE 18 DE JUNIO DE 1.782, POR EL QUE SE APRUEBA LA REGAMENTACION TECNICO-SANITARIA PARA EL ABASTECIMIENTO Y CONTROL DE CALIDAD DE LAS AGUAS POTABLES DE CONSUMO PUBLICO. (B.O. DEL ESTADO. NUM. 154 DE 29-6-82).
- EN EL PRESENTE ANALISIS Y DIAGRAMAS NO SE HAN INVESTIGADO LOS POSIBLES COMPONENTES TOXICOS NI LOS CARACTERES MICROBIOLÓGICOS.

Murcia, 21 de ENERO

1983

Centro de Análisis de Aguas, S. A.

1 Clave para utilizar en Telex
 * Calculado
 i.c.b. = índice de cambio de base
 i.d.d. = índice de desequilibrio
 NO₂⁻ = nitrito
 Li⁺ = litio
 B = boro
 F⁻ = flúor
 NH₄⁺ = amonio
 P₂O₅ = anhídrido fosfórico

✉ Apartado 139
☎ (968) 213926
MURCIA

Centro de Análisis de Aguas, S. A.



Análisis de una muestra de agua remitida por:

C/ RIOS ROSAS N. 23
MADRID-3 (MADRID)

Denominación de la muestra:

LANGA AVILA 1. MUESTRA 12-1-83

RESULTADOS ANALITICOS:

		mg./litro	meq./litro	% meq./litro
1	Cloruros expresados en ion Cl^-	14.2	.40	11.23
2	Sulfatos " " " $SO_4^{=}$	22.9	.48	13.37
3	Bicarbonatos " " " CO_3H^-	150.6	2.60	73.03
4	Carbonatos " " " $CO_3^{=}$.0	.00	.00
5	Nitratos " " " NO_3^-	4.9	.08	2.24
6	Sodio " " " Na^+	62.0	2.73	76.95
7	Magnesio " " " Mg^{++}	2.4	.20	5.63
8	Calcio " " " Ca^{++}	12.0	.60	16.90
9	Potasio " " " K^+	.7	.02	.52

10 NO_2^- .21 mg/litro
11 Li^+ .00 " "

12 B .00 mg/litro
13 F^- .00 " "

14 NH_4^+ .40 mg/litro
15 P_2O_5 .00 " "

ANALISIS FISICO Y OTROS DATOS:

16	Conductividad a 25 °C.....	259	$\mu mho/cm.$
17	Punto de congelación*	-.01	°C
18	Sólidos disueltos	278.01	mg/l.
19	pH	8.10	
20	Grados franceses dureza	4.00	
21	Carbonato sódico residual	1.98	
22	Relación de calcio17	
23	S.A.R.	4.32	
24	% de sodio	77.46	
25	CO_2 libre*	1.98	mg/l.

26	$rCl + rSO_4 + rCO_3H + rCO_3$34	
27	$rNa + rK + rCa + rMg$	3.44	
28	rNa / rK	149.17	
29	rNa / rCa	4.55	
30	rCa / rMg	3.00	
31	i.c.b.	-5.08	
32	i.d.d.00	
33	Dureza total	40.19	mg/l. CO_2Ca
34	" permanente	---	" "
35	" temporal	---	" "

DETERMINACIONES ESPECIALES:

NO SE HA PRACTICADO NINGUNA

OBSERVACIONES:

REGISTRO:

3222101-83

Murcia, 21 de ENERO 1983

Sánchez Fresneda
Dr. V. Sánchez Fresneda

NOTA: Para obtener copia citar número registro.

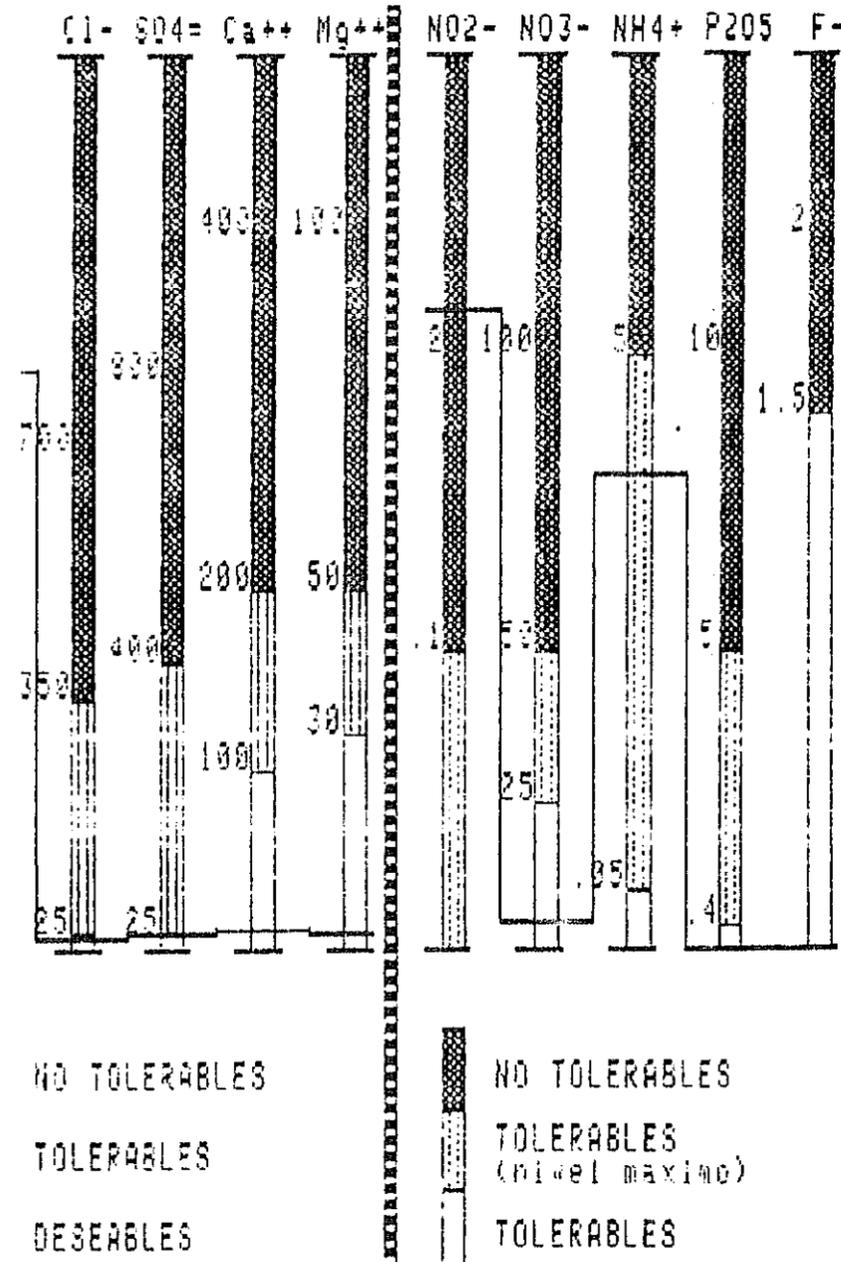
REGISTRO:

DIAGRAMAS DE DIVERSOS CARACTERES FISICOQUIMICOS DE POTABILIDAD

3222101-83

LOS CARACTERES FISICOQUIMICOS INDICADORES DE CALIDAD

ALGUNOS COMPONENTES QUIMICOS NO DESEABLES ORIENTADORES DE CALIDAD



***** NOTAS *****

- (1). LOS COMPONENTES ESTAN EXPRESADOS EN MILIGRAMOS/LITRO, SEGUN REAL DECRETO 1423/1.782 DE 15 DE JUNIO DE 1.782, POR EL QUE SE APRUEBA LA REGLAMENTACION TECNICO-SANITARIA PARA EL ABASTECIMIENTO Y CONTROL DE CALIDAD DE LAS AGUAS POTABLES DE CONSUMO PUBLICO. (B.O. DEL ESTADO, NUM. 154 DE 29-6-82).
- (2). EN EL PRESENTE ANALISIS Y DIAGRAMAS NO SE HAN INVESTIGADO LOS POSIBLES COMPONENTES TOXICOS NI LOS CARACTERES MICROBIOLOGICOS.

Murcia, 21 de ENERO 1983

Centro de Análisis de Aguas, S. A.

1 Clave para utilizar en Telex
* Calculado
i.c.b. = índice de cambio de base
i.d.d. = índice de desequilibrio
 NO_3^- = nitrato
 Li^+ = litio
B = boro
 F^- = flúor
 NH_4^+ = amonio
 P_2O_5 = anhídrido fosfórico

Continued 612461 Molina-Murcia



Ministerio de Industria
Instituto Geológico y Minero de España

BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN PALACIOS

DE GODA (AVILA)



DEL BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN PALACIOS DE
GODA (Avila).-

1-1 INTRODUCCION

El I.R.Y.D.A. ha realizado, dentro del plan establecido en la Cuenca del Duero, un sondeo de explotación en Palacios de Goda (Avila). Posteriormente se han llevado a cabo las pruebas de bombeo en dicho pozo, con el equipo de afores perteneciente al I.R.Y.D.A. dirigido por el personal técnico del Instituto Geológico y Minero de España.

El objeto de los bombeos realizados es conocer las características hidráulicas de las formaciones acuíferas encontradas así como la valoración de eficacia de la obra de captación; finalmente será estimado el caudal de extracción para una futura explotación del sondeo.

2-1 SITUACION Y CARACTERISTICAS DEL SONDEO

El sondeo está ubicado en el casco urbano de Palacios de Goda; correspondiente a la Hoja Topográfica 455, co-

tante 1 escala 1/50.000. Está inscrito con el N° 2.114 según archivo del I.R.Y.D.A.

El sondeo tiene las siguientes características:

Profundidad total: 380 m.

Entubado y cementado de 0-90 m. en 341 mm. De 90 a-300 m. entubación de 200 mm.

Se colocaron filtros de puentecillo en los metros - siguientes:

de 116 a 120, de 152 a 162, de 190 a 200, de 228 a-250 y de 280 a 288 m.

3-1 EQUIPO DE BOMBEO

El equipo perteneciente al parque de maquinaria — del I.R.Y.D.A. estaba formado por el material siguiente:

Grupo electrógeno DEUTZ de 170 K.V.A.

Grupo motobomba sumergida RITZ de 75 C.V.

Tubería de impulsión de 6"

Sonda eléctrica registradora de niveles. Mediante Pitot, con relación de diámetros: 6/4" se reguló el caudal de bombeo en función de la altura manométrica.

4-1 PRUEBAS EFECTUADAS

Condiciones iniciales de partida:

a) Nivel del agua: 48,90 m.

b) Profundidad de aspiración: 76,40 m.

A las 16 h. del día 13, se procede a establecer tres puntos de descensos mediante otros tantos caudales escalonados sin recuperación de 10, 14 y 18 l/s. La duración de cada escalón fué de 1 hora. Se deja recuperar el pozo — hasta las 11 h. 15' del día 15.

Con nivel situado a 46,70 m. comienza el bombeo a caudal constante $Q = 16$ l/s por espacio de 26 h.

Una vez concluido el bombeo, se observa la recuperación durante 7 horas; el ascenso total fué de 17,94 m.— quedando un descenso residual de 2,09 m.

En los anexos que se adjuntan, quedan representados puntualmente cuantos datos se observaron en el transcurso de los bombeos.

5-1 CALCULO DE LA TRANSMISIVIDAD (ANEXOS I y II, Graficos 1 y 2)

Emplearemos el método aproximado de JACOB para determinar el valor de la transmisividad (T).

Llevando los datos del anexo I, sobre unos ejes - con escala aritmética para los descensos y los tiempos en - escala logarítmica, obtendremos la representación de una - recta cuya ecuación, según JACOB es:

$$S = 0,183 \frac{Q}{T} (\log t - \log t_0) \quad (1)$$

donde: S = descenso observado en m.

Q = caudal constante en m^3/h .

T = transmisividad en m^2/h .

La pendiente de la recta (1) es:

$$-1 = 0,183 \frac{Q}{T} \quad (2)$$

Como "1" es un dato que gráficamente conocemos su valor, q sustituyendo valores en (2) tenemos:

$$Q = 57,6 \text{ m}^3/h.$$

$$i = 3,20 \text{ m}.$$

$$T = 3,3 \text{ m}^2/h. = 9,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{seg}.$$

Si en vez del descenso utilizamos los datos observados en el ascenso, procederemos del mismo modo cambiando los descensos por recuperación y en la escala de los tiempos representando $\frac{t + t'}{t'}$ donde:

t = tiempo de bombeo

t' = tiempo de parada

Utilizando de nuevo la ecuación (2)

$$Q = 57,6 \text{ m}^3/\text{h.}$$

$$i = 4,40 \text{ m.}$$

$$T = 2,4 \text{ m}^2/\text{h} = 6,6 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{seg.}$$

Como puede observarse los valores de "T" encontrados por ambos procedimientos son, a efectos prácticos, iguales.

5-2 EFICACIA DEL POZO

Representados en el 6.3 los valores correspondientes a los bombeos escalonados y extrapolados los descensos - para mayores tiempos de bombeo, obtenemos la representación del G.4. con descensos corregidos.

El sistemas de ecuaciones a resolver es de la forma:

$$S = A Q + B Q^n$$

donde: S = descensos totales observados

AQ = descenso correspondiente a pérdidas de circulación en la formación.



BQ^n = descenso por pérdidas en el pozo

Introduciendo la terna de valores obtenidos en el G.4. en Ordenador I.B.M. observamos los resultados anómalos-siguientes:

a) El valor de n , que normalmente está comprendido entre 1 y 3,5, resulta menor que 1.

b) El valor de B que varía entre 10^{-5} a 10^{-8} adquiere un valor negativo.

Pensamos que las mencionadas anomalías son debidas a la existencia de varios acuíferos con diferente nivel estático y que el nivel del agua en el pozo, es el intermedio entre el acuífero-s de mayor potencial y el de potencial menor.

Al establecerse el bombeo con caudales pequeños, - no todos los acuíferos aportan agua, pero si lo hacen cuando los caudales de bombeo son grandes. Este fenómeno da lugar - a que la curva característica adquiera una forma anormal.

5-3 CALCULO DE CAUDALES

A partir del valor obtenido para la transmisividad del manto acuífero podemos estimar con aproximación suficiente, el caudal de explotación del pozo, para distintos descensos.

Según THIESS, el descenso teórico provocado en un pozo es:

$$s = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r} \text{ luego:}$$

$$q = \frac{2\pi T}{\ln R/r} \text{ siendo } q = \frac{Q}{S} \text{ (caudal específico)}$$

Para mantos cautivos la relación $\frac{2\pi T}{\ln R/r}$ oscila entre 0,7 a 0,9.

Si igualamos la transmisividad al caudal específico, el error cometido sería pequeño.

Seguidamente calcularemos los caudales para 10, 20 y 30 m. de descenso; tomando como valor de $T = 3 \text{ m}^2/\text{h}$.

Sustituyendo valores en la relación $T = \frac{Q}{S}$

Para descenso de 10 m $Q = 30 \text{ m}^3/\text{h}$.

Para descenso de 20 m $Q = 60 \text{ m}^3/\text{h}$.

Para descenso de 30 m $Q = 90 \text{ m}^3/\text{h}$.

Observamos que el valor obtenido para el descenso de 20 m. es muy similar al encontrado en las pruebas de bombeo, si bien para efectos prácticos sería conveniente introdu

cir un ligero coeficiente reductor en los valores obtenidos; pudiendo quedar dichos caudales en: 25, 50 y 75 m³/h.

CONCLUSIONES

El valor de la transmisividad del manto acuífero - corresponde a una permeabilidad propia de este tipo de terreno.

Los caudales obtenidos a partir de los descensos - específicos, están referidos a las condiciones existentes en el momento de nuestros ensayos y podrían variar si dichas - condiciones fuesen alteradas por bombeos realizados de los - mismos acuíferos dentro de su radio de influencia o sobre explotación de los mantos atravesados.

El gráfico N° 2 correspondiente a la recuperación - nos indica que el sistema acuífero no ha sufrido vaciado alguno por efecto de nuestros bombeos, y ello hace suponer - unas elevadas reservas de agua.

Como se indicó en el apartado de eficacia, la imposibilidad de obtener resultados reales, debe tener su base - en la complejidad del sistema, aún no definido, el cual está siendo objeto de investigaciones actualmente.

Conforme

Vº Bº

Fdo.

El Ingeniero Jefe

El Ingeniero

M. Villanueva

J.E.Coma.-

P.Mora-

A N E X O I

=====

BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN PALACIOS DE GODA (AVILA)

Nivel inicial: 46,80 m. Caudal constante: 16 lts. -
Profundidad aspiración: 76,40 m.

Fecha: 14/09/72. Hora de comienzo: 11 h.15'.

D E S C E N S O

Tiempo de bombeo en minutos.-	Nivel del agua en metros.-	Descenso de nivel en metros.-
1	57,82	9,12
3	58,21	11,51
5	58,85	12,15
7	59,23	12,53
10	59,81	13,11
15	60,37	13,67
20	60,76	14,06
25	61,06	14,36
30	61,36	14,66
40	61,72	15,02
50	62,00	15,30
60	62,26	15,56
75	62,59	15,89
90	62,78	15,08
105	62,06	16,36
120	63,20	16,50
150	63,36	16,66
180	63,76	17,06
210	63,86	17,16
240	64,06	17,36
300	64,51	17,81
360	64,69	17,99
420	64,91	18,21
480	65,16	18,46
540	65,31	18,61
600	65,44	18,74
660	65,60	18,90
720	65,71	19,01
840	65,92	19,22
960	66,01	19,31
1080	66,24	19,54
1200	66,50	19,80
1320	66,64	19,94
1440	66,71	20,01
1560	66,73	20,03

A N E X O II

BOMBEO DE ENSAYO EN PALACIOS DE GODA (AVILA)

Nivel final: 66,73 m. Depresión: 20,03 m.

R E C U P E R A C I O N

Tiempo de para da (minutos)	Nivel del agua(m)	Ascenso en(m)	Descenso Residual (m)	$\frac{t+t'}{t}$
3	55,02	11,71	8,32	521
5	54,62	12,11	7,92	333
7	54,24	12,49	7,54	224
10	53,79	12,94	7,09	157
15	53,22	13,51	6,52	105
20	52,83	13,90	6,13	79
25	52,51	14,22	5,81	63
30	52,25	14,48	5,55	53
40	51,83	14,80	5,23	40
50	51,52	15,21	4,82	32
60	51,29	15,44	4,59	27
75	50,98	15,75	4,28	21
90	50,75	15,98	4,05	18
105	50,56	16,17	3,86	15,8
120	50,38	16,35	3,68	14
150	50,09	16,64	3,39	11,4
180	49,83	16,90	3,13	9,6
210	49,62	17,11	2,92	8,4
240	49,47	17,26	2,77	7,5
300	49,17	17,56	2,47	6,2
360	48,95	17,78	2,25	5,3
420	48,79	17,94	2,09	4,7

A N E X O III

BOMBEO DE SINGAYO EN PALACIOS DE GOMA - AVILA -

PRUEBAS DE EFICIENCIA

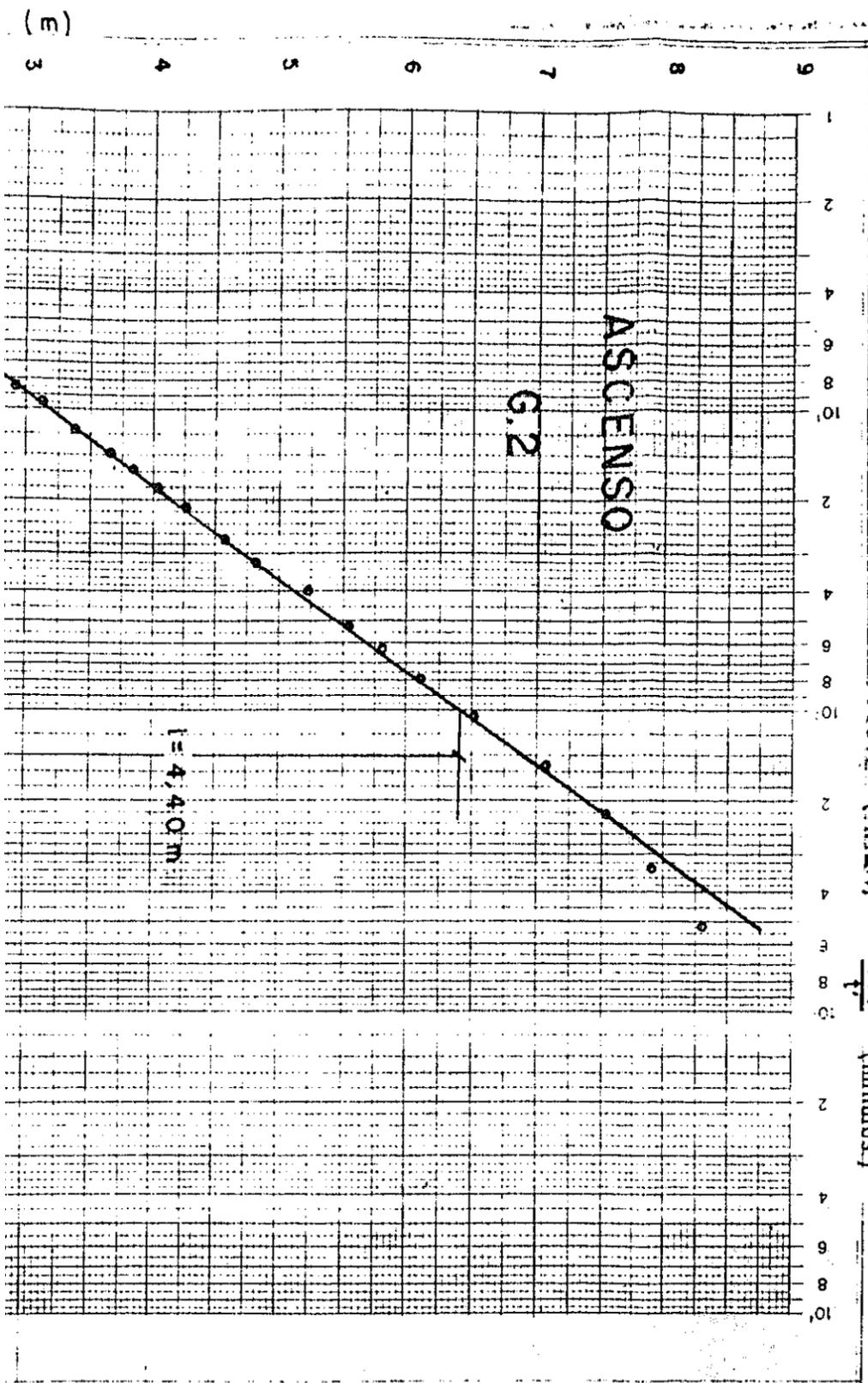
Nivel inicial 48,90 m.

Q = 10 l/s Q = 14,4 l/s Q = 18,1 l/s.

Tiempo de bombeo en minutos	Nivel :del a-:gua	Descen-:so to-:tal	Nivel :del a-:gua	Descen-:so to-:tal	Nivel :del a-:gua	Descen-:so to-:tal	OBSERVACIONES:
1	:60,12	:11,22	:61,56	:12,66	:66,86	:17,96	Regulación -
3	:57,30	: 8,40	:62,49	:13,59	:67,72	:18,82	del caudal
5	:57,66	: 8,76	:62,85	:13,95	:68,00	:19,10	
7	:57,98	: 9,08	:63,00	:14,10	:68,25	:19,35	
10	:58,34	: 9,44	:63,14	:14,24	:68,46	:19,56	
15	:58,68	: 9,78	:63,82	:14,42	:68,74	:19,84	
20	:58,93	:10,03	:63,64	:14,74	:68,96	:20,06	
25	:59,10	:10,20	:63,82	:14,92	:59,17	:20,27	
30	:59,24	:10,34	:63,92	:15,02	:59,32	:20,42	
40	:59,53	:10,63	:64,19	:15,29	:69,50	:20,60	
50	:59,66	:10,75	:64,37	:15,47	:69,70	:20,80	
60	:59,77	:10,87	:64,51	:15,61	:69,85	:20,95	

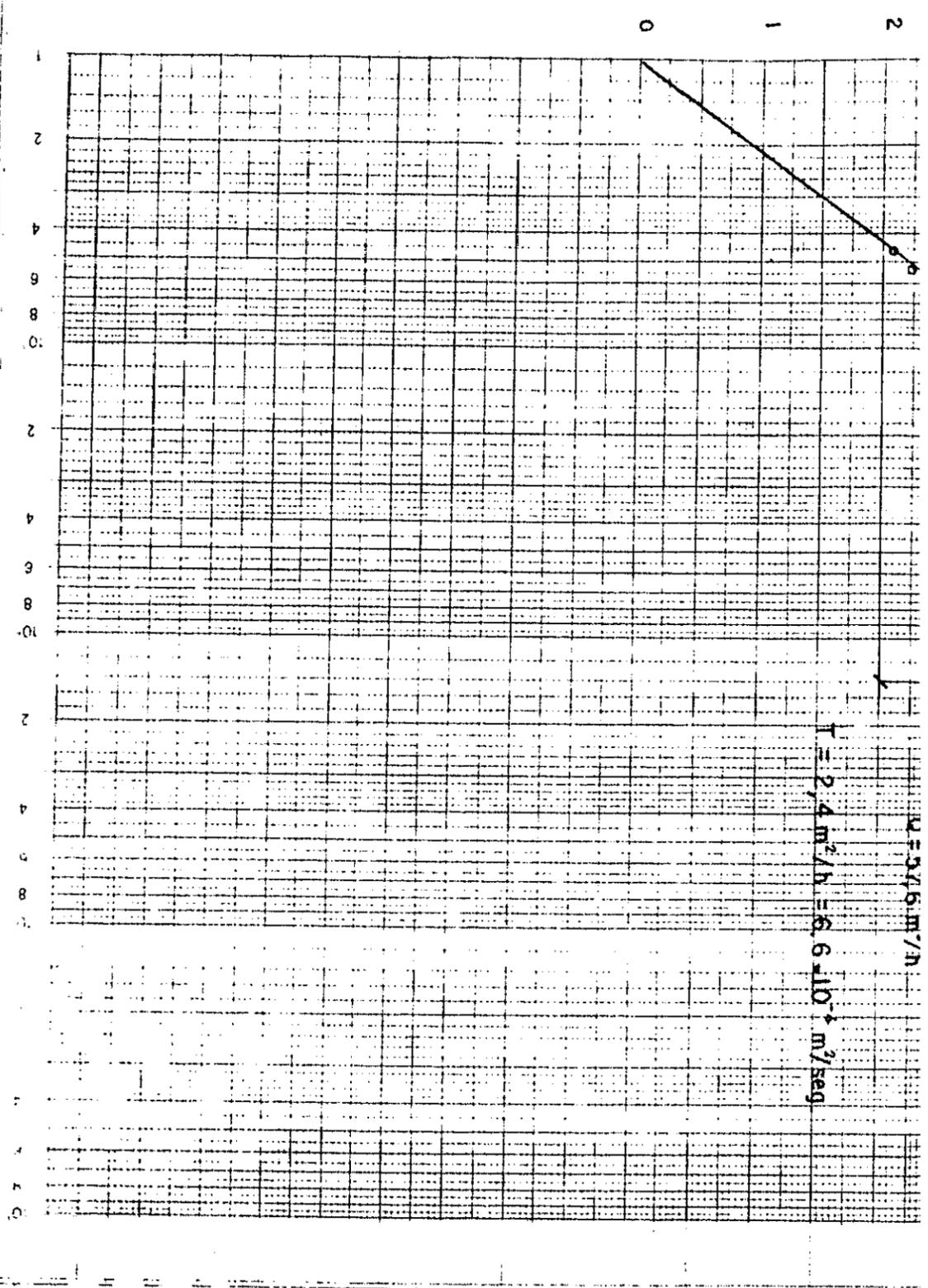


BOMBEO DE ENSAYO EN PALACIOS DE GODA. (AVILA) $\frac{t+t'}{L}$ (minutos.)

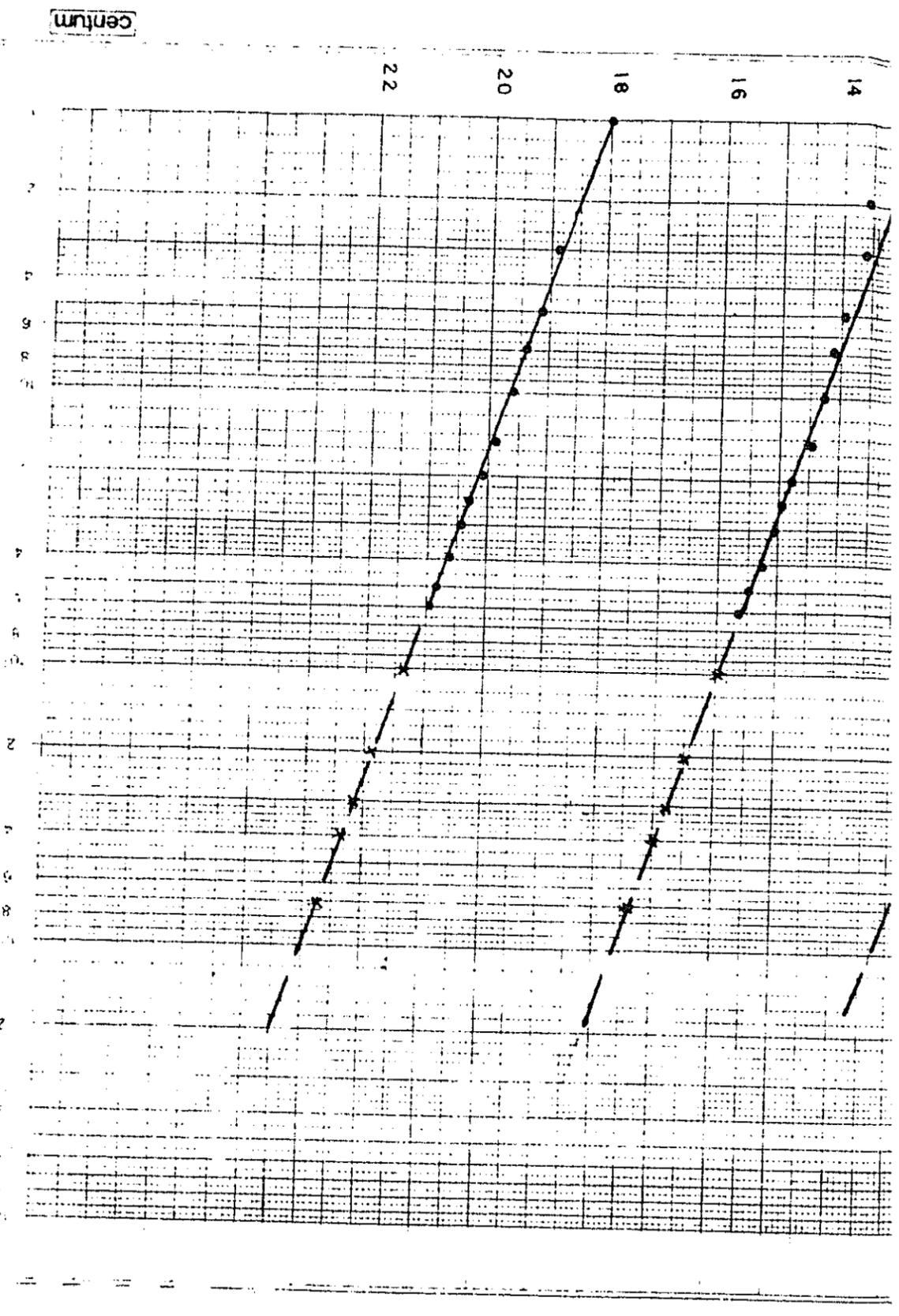
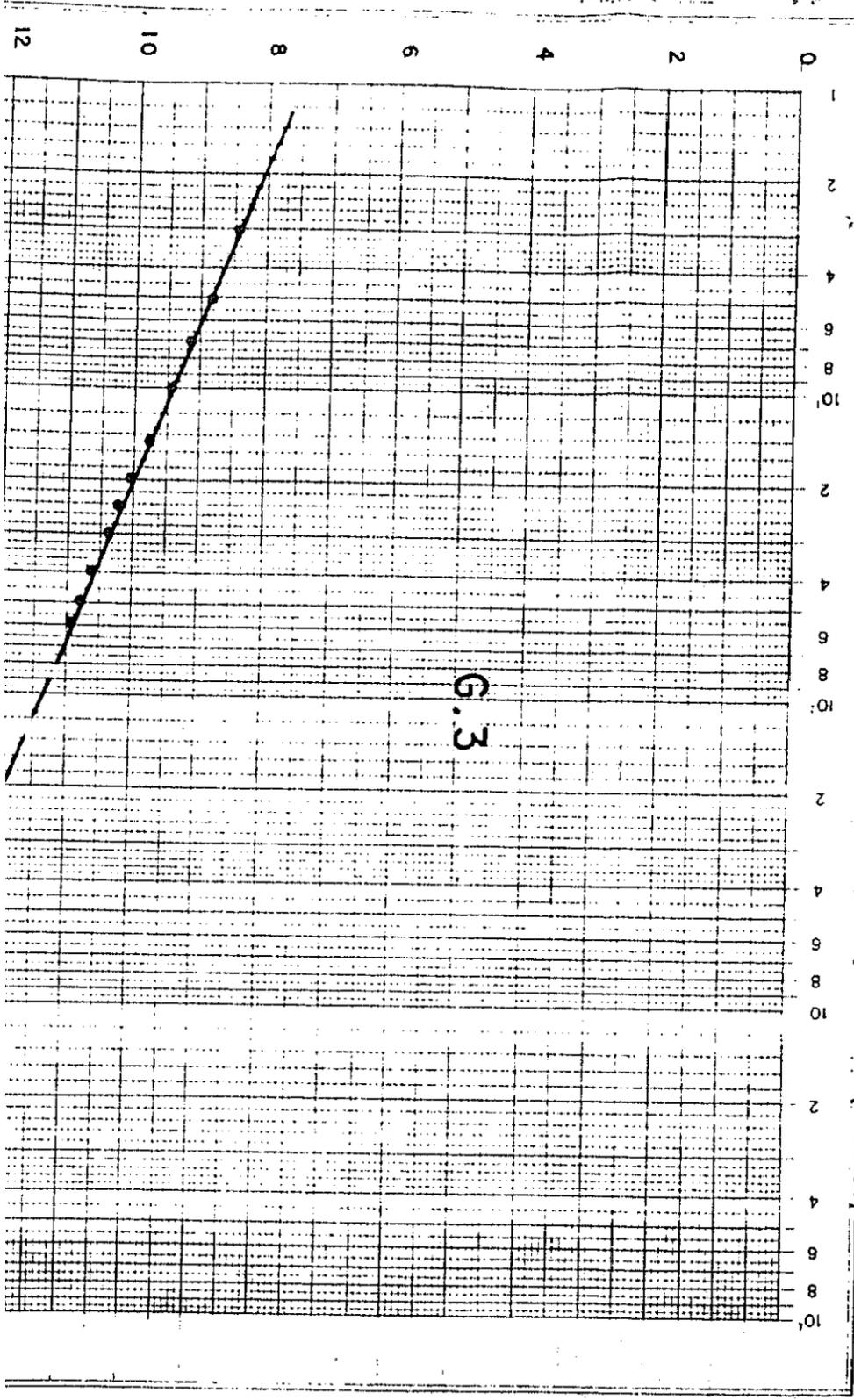


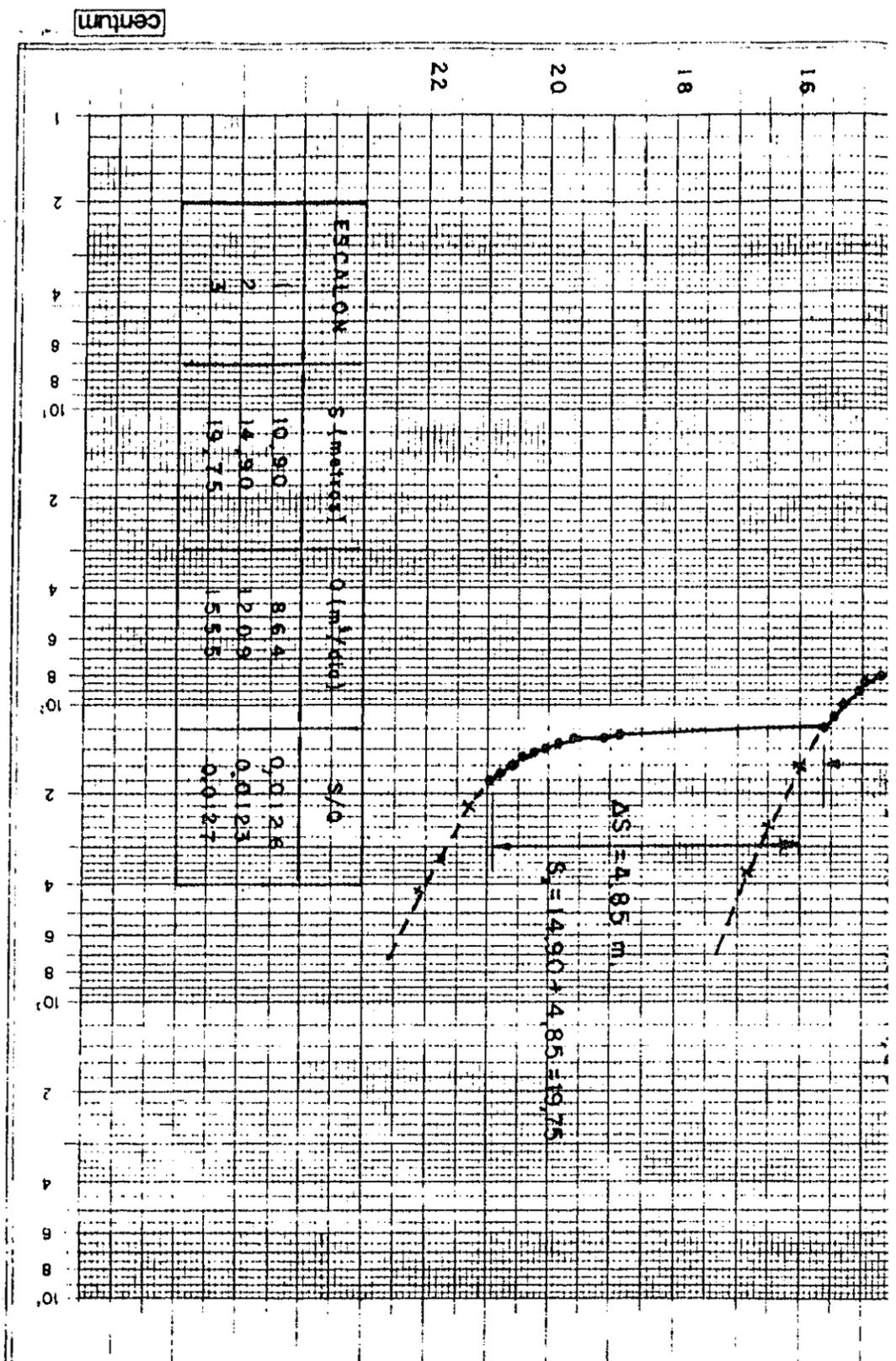
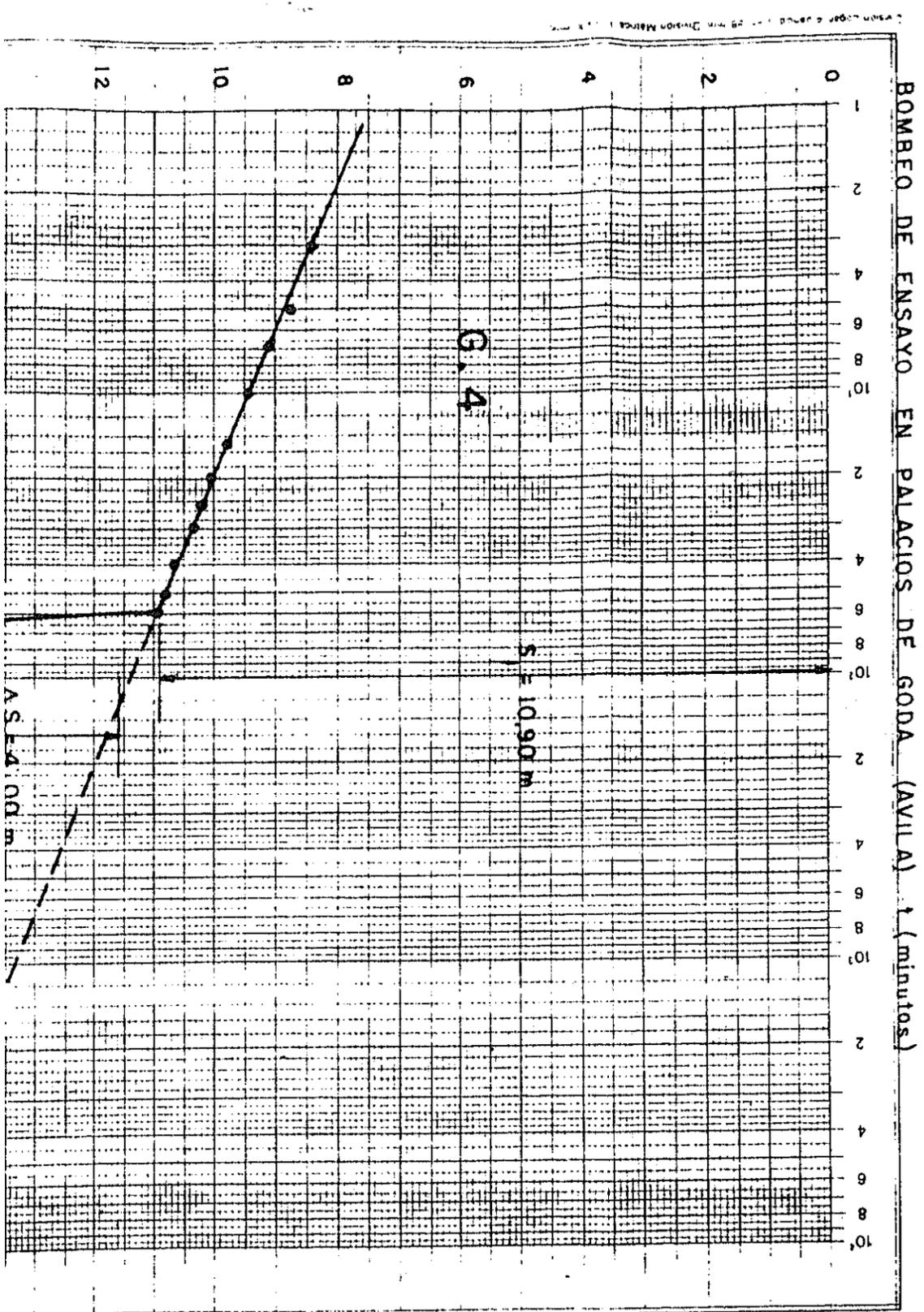
Centum

DESCENSO RESID



BOMBEO DE ENSAYO EN PALACIOS DE GODA (AVILA) t (minutos)





SONAYO

POZOS EN SONAYO DE ALAMITOS (Valladolid)

Nivel en reposo: 5,39 m.

Caudal de bombeo: 8 l/s.

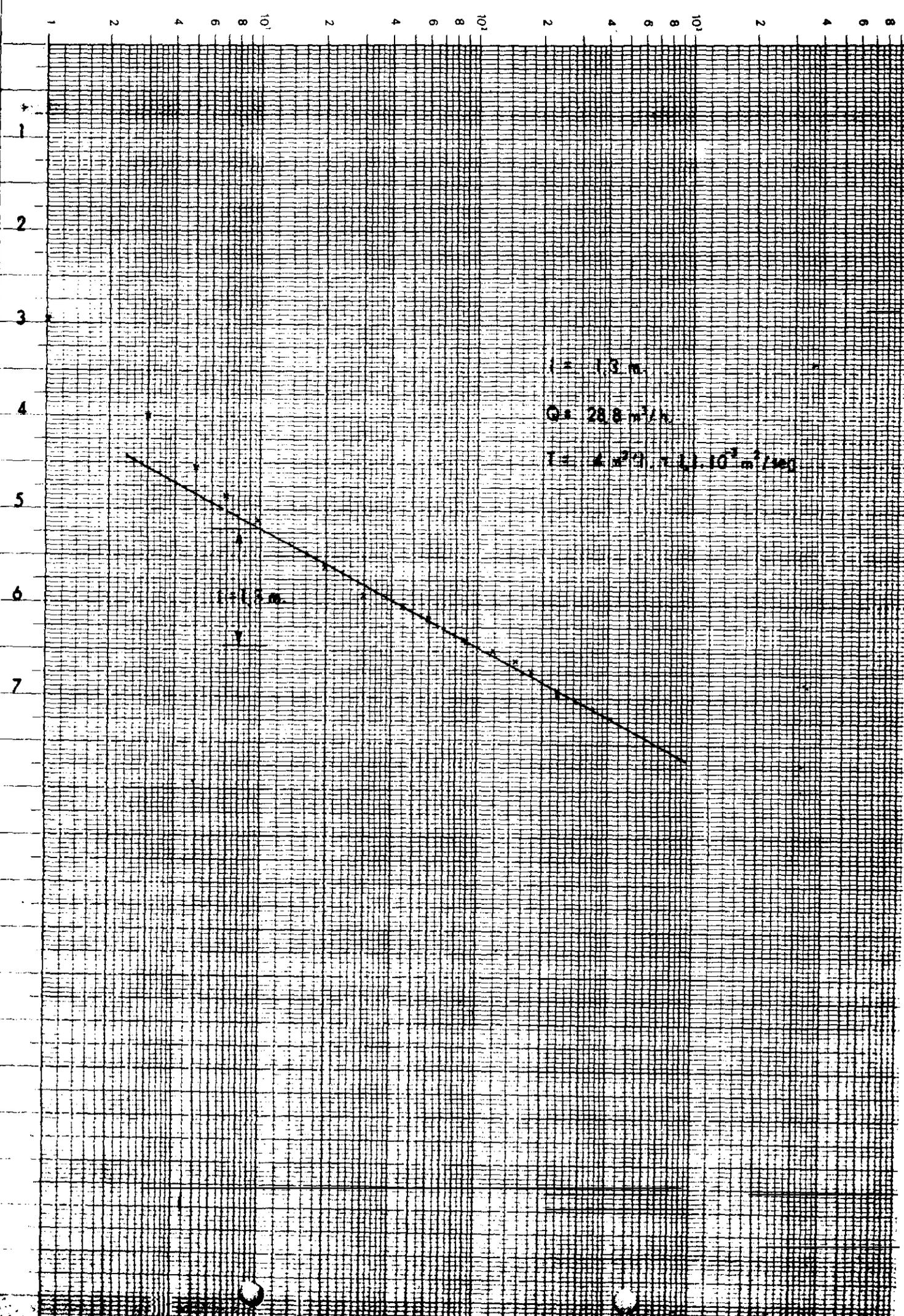
Tiempo de bombeo en minutos	Descenso de nivel en metros	OBSERVACIONES
1	2,96	
3	4,00	
5	4,53	
7	4,84	
110	5,12	
15	5,42	
20	5,59	
30	5,90	
45	6,02	
60	6,15	
90	6,39	
120	6,48	
150	6,58	
180	6,70	
240	6,95	
300	6,90	} CIRCUNFERENCIA DEL TUBO HACIA EL POZO
360	6,50	
420	6,41	
480	6,35	
600	5,93	
720	5,43	} CERRAMIENTO
900		

BOMBEO DE ENSAYO EN ALAEJOS (VALLADOLID)

t (minutos)

Division Logar. 4 periodos en 100 mm. Division Minuta. 1 y 10 mm.

DESCENSO (m.)



MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA
INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

INFORME SOBRE EL BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN
MADRIGAL DE LAS ALTAS TORRES. AVILA



I N D I C E

1. INTRODUCCION
2. CARACTERISTICAS TECNICAS DE LA PERFORACION
3. EQUIPO DE BOMBEO UTILIZADO
4. DESCRIPCION DE LAS PRUEBAS REALIZADAS
5. BOMBEO DE ENSAYO
 - 5.1. Método de interpretación
 - 5.2. Cálculo de transmisividad

CONCLUSIONES

ANEXOS Y GRAFICOS

I. INTRODUCCION

De acuerdo con la solicitud formulada por el Ayuntamiento de Madrigal de las Altas Torres, el Instituto Geológico y Minero de España, dentro del Plan de Abastecimiento a Núcleos Urbanos, realizó un sondeo en las proximidades del casco urbano para resolver el actual déficit de agua para el consumo humano que tiene la localidad de Madrigal.

El sondeo ha sido perforado mediante el sistema de rotación con circulación inversa y su desarrollo se ha efectuado con aire comprimido.

Finalizados los trabajos propios de perforación y acondicionamiento del pozo, se ha procedido a la realización de un bombeo de ensayo para determinar las características hidráulicas de los acuíferos encontrados, a la vez que se valora cuantitativamente el caudal de explotación.

2. CARACTERISTICAS TECNICAS DE LA PERFORACION

El sondeo se ha realizado mediante el sistema de rotación con circulación inversa.

Se ha entubado con un diámetro de 300 mm., colocándose filtros en los tramos siguientes:

De 37 a 39
45 a 47
57 a 59
65 a 67
69 a 71
77 a 79
80 a 82
101 a 105
123 a 125
126 a 128
131 a 133
152 a 154
156 a 160
183 a 187

El espacio anular comprendido entre perforación y entubado, se ha rellenado de grava silícea clasificada.

3. EQUIPO DE BOMBEO UTILIZADO

El equipo móvil de bombeo utilizado en la realización del presente trabajo pertenece al IGME. La ejecución material y dirección técnica ha corrido a cargo del personal adscrito a la Dirección de Aguas y Geotécnica.

El material utilizado fué el siguiente:

- Grupo electrógeno de 175 K.V.A.
- Grupo moto-bomba de 100 C.V., situado a la profundidad de 150 metros.
- Tubería de impulsión de 4" de diámetro interior.
- Tubo guía para dirigir sonda.
- Sonda eléctrica graduada en cms., para el control periódico de niveles.
- Tubería con diafragma adecuado a las condiciones existentes, para el control y aforo de los caudales bombeados.
- Material auxiliar.

4. DESCRIPCION DE LAS PRUEBAS REALIZADAS

El día 26/4/82, una vez equipado el sondeo con el material que se ha detallado, se efectúan unos bombeos previos de tanteo para estimar el comportamiento del sondeo.

El día 27, el nivel del agua estaba a 58 m. de profundidad y el actual pozo de abastecimiento fuera de servicio.

En estas condiciones se realizan bombeos escalonados sin recuperación para cada uno de ellos.

El nivel dinámico alcanzó la profundidad máxima de 82,80 m.

El día 28 estando en funcionamiento el sondeo que actualmente — abastece a Madrigal, el nivel en el sondeo objeto de la prueba se encontraba a 63,70 m.

El ensayo se realizó a caudal constante ($Q = 25 \text{ l/s}$) y régimen variable. Se tomaron las correspondientes medidas de niveles durante los 1.200 minutos que duró dicho bombeo.

El máximo nivel dinámico alcanzado fué de 85,20 m., permaneciendo en servicio el pozo del Ayuntamiento próximo con un caudal aproximado de 15 l/s. A los 180 minutos del comienzo, se tomó la primera muestra de agua para análisis químico y la segunda muestra momentos antes de la parada.

Durante los 180 minutos siguientes al cese del bombeo, se controló la evolución de la recuperación.

Los datos puntuales tomados a lo largo de las pruebas se detallan en los anexos adjuntos.

5. BOMBEO DE ENSAYO

5.1. Método de interpretación

El método utilizado para determinar los parámetros del sistema acuífero ensayado, será el simplificado de Theis (Jacob).

Si bien el sondeo actual de abastecimiento a Madrigal hubiera servido de piezómetro de observación durante este bombeo de ensayo, no pudo ser utilizado ante la imposibilidad de introducir el hidronivel a través de la instalación existente. Por ésta razón, no podrá calcularse el valor del almacenamiento del acuífero, y sólo se obtendrá el de la transmisividad.

5.2. Cálculo de la transmisividad

Según Jacob el descenso originado en un acuífero por efecto de un bombeo a caudal constante en un punto de observación, viene dado por la fórmula:

$$d = 0,183 \frac{Q}{T} \log \frac{2,25 Tt}{r^2 S} \quad (1)$$

donde:

d = descenso en metros

Q = caudal en m³/h

T = transmisividad en m²/h

t = tiempo de bombeo en horas

r = distancia entre el punto de bombeo y el de observación en m.

S = coeficiente de almacenamiento.

Si en unos ejes coordenados se representan los descensos en ordenadas, con escala aritmética y los tiempos en abscisas con escala logarítmica, se obtendrá la representación de la ecuación (1), que es una recta.

Llamando "i" a la pendiente de la recta, se puede escribir:

$$i = 0,183 \frac{Q}{T} \quad ; \quad T = 0,183 \frac{Q}{i}$$

En el caso del descenso (gráfico núm. 2), se tiene:

$$Q = 90 \text{ m}^3/\text{h}.$$

$$i = 4,5 \text{ m}.$$

$$T = 3,6 \text{ m}^2/\text{h}.$$

A semejantes resultados debió llegarse con los datos obtenidos durante la fase de recuperación (gráfico núm. 3). Sin embargo, como consecuencia del bombeo del pozo próximo, no son representativos los valores tomados en el ascenso.

El comportamiento del pozo en bombeo ha sido muy regular. El nivel dinámico obtenido está influenciado por el bombeo del pozo próximo, con un caudal aproximado de 15 l/s.

CONCLUSIONES

El sondeo bombeado está en perfectas condiciones para su puesta en funcionamiento, sin riesgo alguno para el equipo de elevación.

El caudal de explotación se cifra en 25 l/s, que supera con margen suficiente la demanda de agua en la localidad de Madrigal.

Para extraer el caudal mencionado, en un régimen de explotación - continuo, la profundidad de aspiración del grupo moto-bomba será de 100 metros.

Durante la explotación de este sondeo deberá quedar fuera de servicio el que actualmente abastece a Madrigal.

La calidad del agua, según análisis adjuntos, están dentro de las normas de potabilidad dadas por el Código Alimentario Español.

Madrid, Mayo 1.982

EL AUTOR DEL INFORME

V° B°

EL JEFE DE LA DIVISION
DE AGUAS SUBTERRANEAS.

ANEXO I

Bombes escalonados en "Madrigal". Avila
Nivel de partida: 58 metros. 27/4/82.

$Q_1 = 5 \text{ l/s}$

<u>Tiempo</u>	<u>Nivel</u>
1	62,09
15	62,33
30	62,78
45	63,00
60	63,23

$Q_2 = 10 \text{ l/s}$

<u>Tiempo</u>	<u>Nivel</u>
1	64,92
15	66,09
30	66,43
45	66,65
60	66,87

$Q_3 = 15 \text{ l/s}$

<u>Tiempo</u>	<u>Nivel</u>
1	68,55
15	70,08
30	70,48
45	70,78
60	70,94

$Q_4 = 20 \text{ l/s}$

<u>Tiempo</u>	<u>Nivel</u>
1	72,80
15	74,83
30	75,54
45	75,84
60	76,06

$Q_5 = 25 \text{ l/s}$

<u>Tiempo</u>	<u>Nivel</u>
1	78,10
15	80,62
30	81,72
45	82,34
60	82,80

BOMBEO ESCALONADOS

Escalón	Q m ³ /día	d (m)	d/Q
1	432	8,32	1,90 . 10 ⁻²
2	864	11,50	1,33 . 10 ⁻²
3	1296	15,24	1,17 . 10 ⁻²
4	1728	20,10	1,16 . 10 ⁻²
5	2160	26,50	1,23 . 10 ⁻²

No ha sido posible cuantificar las pérdidas de carga en el pozo a partir de éstos bombeos escalonados.

El anormal comportamiento de la relación d/Q sin sin duda debido a un progresivo desarrollo del sondeo, durante la ejecución de éstos bombeos.

ANEXO II

DESCENSO

Bombeo en Madrigal.

28/4/82

Nivel de partida: 63,70 m.

Q - 25 l/s

<u>TIEMPO DE BOMBEO</u> <u>MINUTOS</u>	<u>NIVEL DINAMICO</u> <u>METROS</u>	
1	70,68	
3	74,25	
5	75,40	
7	76,03	
10	76,59	
15	77,26	
20	77,77	
30	78,39	
45	79,03	
60	79,53	
80	80,08	
100	80,39	
120	80,71	
140	81,04	
180	81,44	1 ^a muestra de agua
200	81,83	
250	82,26	
300	82,66	
350	83,09	
400	83,38	
450	83,73	
500	83,96	
600	84,28	
700	84,64	
800	84,95	
900	85,03	
1000	85,09	
1200	85,20	2 ^a muestra de agua

Durante este bombeo, estuvo funcionando sin interrupción el actual sondeo de abastecimiento.

ANEXO III

RECUPERACION

<u>TIEMPO PARADO</u>	<u>$t+t'/t'$</u>	<u>NIVEL</u>
1	1201	70,40
3	401	70,63
5	241	70,30
7	172	70,06
10	121	69,75
15	81	69,39
20	61	69,11
30	41	68,87
40	31	68,47
50	25	68,11
60	21	67,80
80	16	67,54
100	13	66,80
120	11	66,10
150	9	65,54
180	7,7	64,50

BOMBEO ESCALONADO EN MADRIGAL - AVILA

→ t minutos

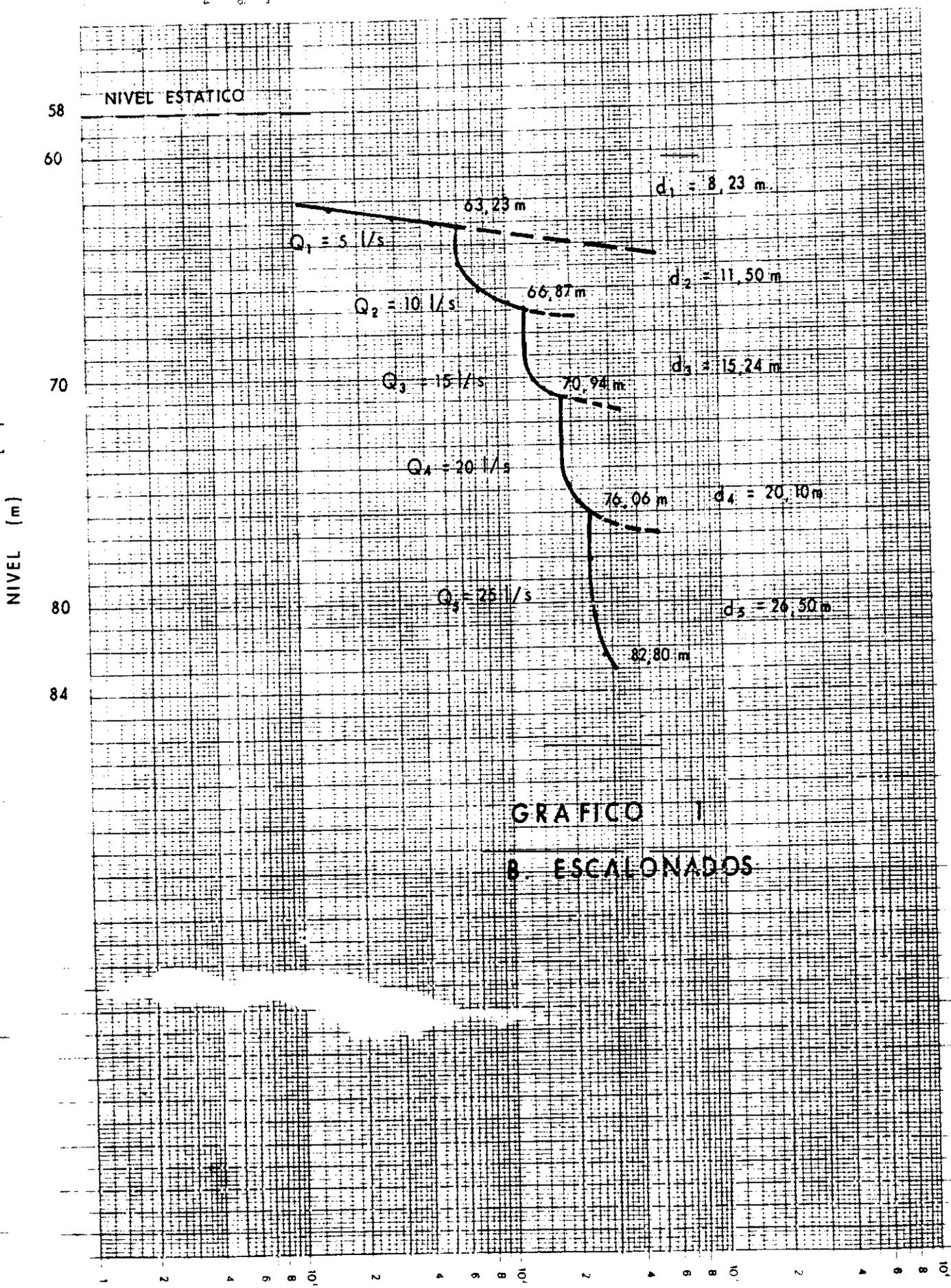
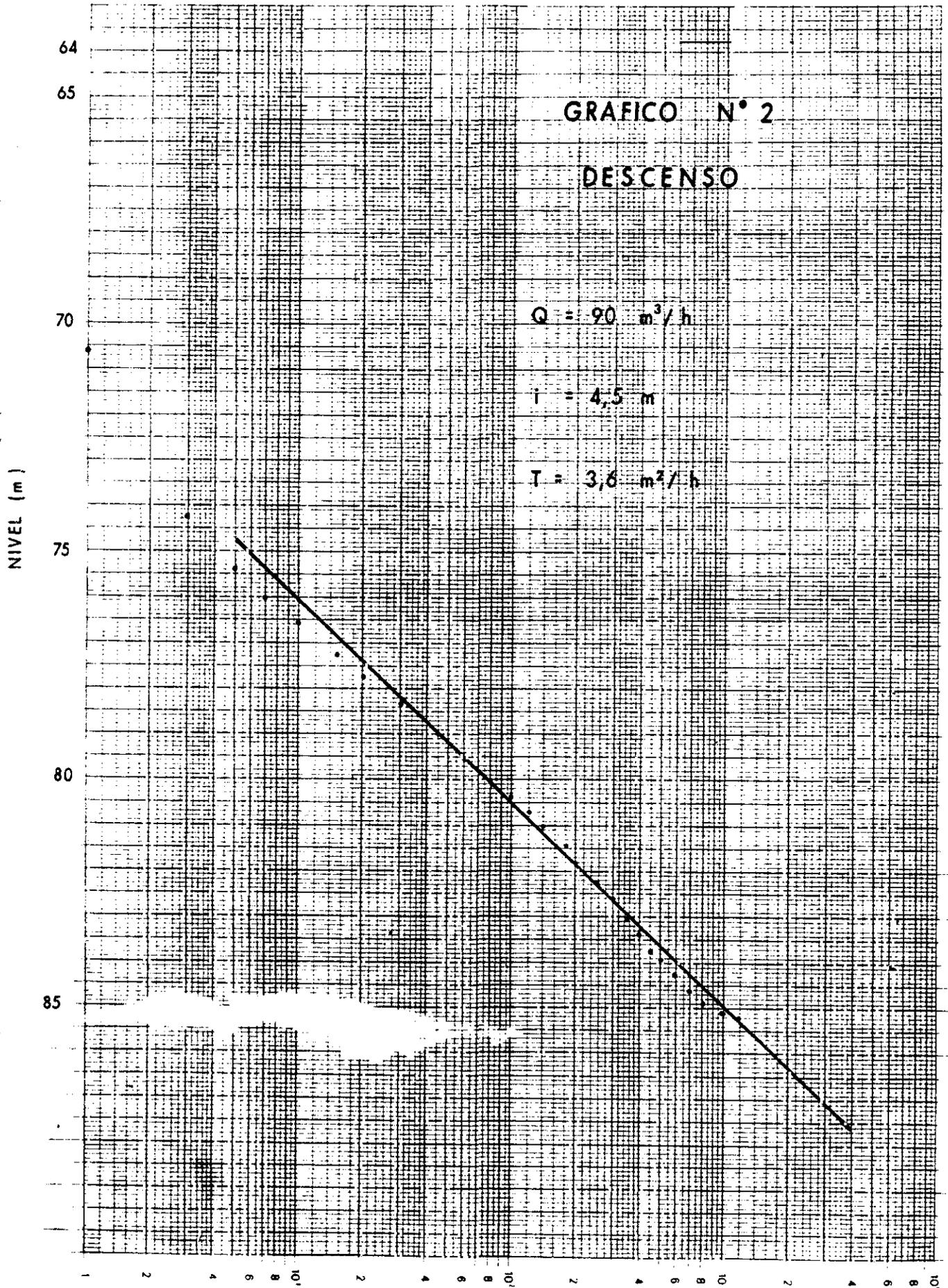


GRAFICO I
B. ESCALONADOS

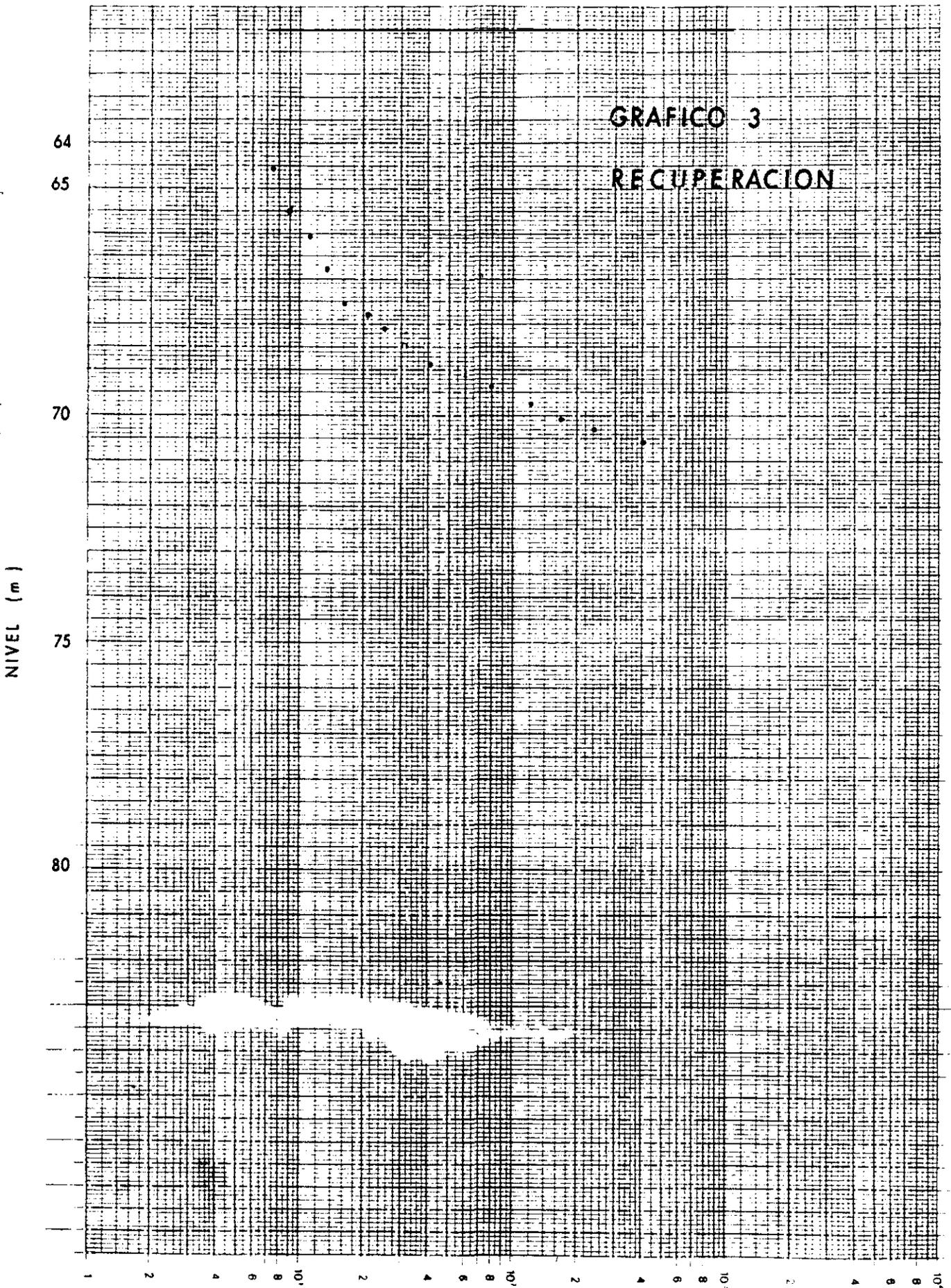
BOMBEO EN MADRIGAL - AVILA

→ t minutos



BOMBEO EN MADRIGAL - AVILA

→ $\frac{t + t'}{t'}$ min.



RESULTADOS ANALITICOS

Muestra de agua. Denominación MADRIGAL ALTAS TORRES. 2a. MUESTRA
 Fecha de bombeo
 Fecha de análisis 12 de Mayo de 1982

ANIONES

				mg/litro
Cloruros	expresados	en	ión	Cl ⁻ 42,5
Sulfatos	"	"	"	SO ₄ ⁼ 32,1
Bicarbonatos	"	"	"	CO ₃ H ⁻ 231,9
Carbonatos	"	"	"	CO ₃ ⁼ 0,0
Nitratos	"	"	"	NO ₃ ⁻ 0,0
Nitritos	"	"	"	NO ₂ ⁻ ,2

CATIONES

Sodio	"	"	"	Na ⁺ 64,8
Magnesio	"	"	"	Mg ⁺⁺ 4,9
Calcio	"	"	"	Ca ⁺⁺ 52,1
Potasio	"	"	"	K ⁺ 1,4
Litio	"	"	"	Li ⁺ 0,0

ANALISIS FISICO

Conductividad a 25° C	481,07
Sólidos disueltos	429,85
pH	7,60
Grados franceses dureza	15,00



NOTA: Es copia de los resultados emitidos por el Centro de Análisis de Aguas S.A. (Murcia).

RESULTADOS ANALITICOS

Muestra de agua. Denominación MADRIGAL ALTAS TORRES 2a. MUESTRA

Fecha de bombeo

Fecha de análisis 12 MAYO de 1982

ANIONES

				mg/litro
Cloruros	expresados	en	ión	
				Cl ⁻
				42,5
Sulfatos	"	"	"	SO ₄ ⁼
				32,1
Bicarbonatos	"	"	"	CO ₃ H ⁻
				231,9
Carbonatos	"	"	"	CO ₃
				0,0
Nitratos	"	"	"	NO ₃ ⁻
				0,0
Nitritos	"	"	"	NO ₂ ⁻
				,2

CATIONES

Sodio	"	"	"	Na ⁺	64,8
Magnesio	"	"	"	Mg ⁺⁺	4,9
Calcio	"	"	"	Ca ⁺⁺	52,1
Potasio	"	"	"	K ⁺	1,4
Litio	"	"	"	Li ⁺	0,0

ANALISIS FISICO

Conductividad a 25° C	481,07
Sólidos disueltos	429,85
pH	7,60
Grados franceses dureza	15,00

NOTA: Es copia de los resultados emitidos por el Centro de Análisis de Aguas S.A. (Murcia).



Ministerio de Industria

Instituto Geológico y Minero de España

INFORME SOBRE EL BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN EL POZO
DE ALAEJOS (Valladolid)



Ministerio de Industria

Instituto Geológico
y Minero de España

Fecha 28-2-73

Referencia
vst

INFORME SOBRE EL BOMBO DE ENSAYO REALIZADO EN EL POZO DE ALAJOS (Valladolid).

INTRODUCCION:

En el pozo ejecutado por el I.M.I.A. en término de Alajos, el Instituto Geológico ha realizado un bombeo de ensayo con el fin de conocer las características hidrogeológicas del manto acuífero.

El nivel estático estaba a 5,39 m. por debajo de la cabeza de entubación y el grupo motobomba se colocó a 49 m.

Comienza el bombeo el día 6 de Febrero de 1973 con caudal constante de 6 l/s. A las cinco horas de extracción, se observan anomalías del nivel hidrodinámico; dichas anomalías eran consecuencia de una recirculación hacia el pozo del agua extraída, como pudo demostrarse a la 4 h. del día 7 en que por tal motivo se registraron desprendimientos en torno a la entubación; y se dan por terminadas las pruebas.

Los datos observados se detallan en el anexo adjunto.

SITUACION DEL SONIDO

Provincia: Valladolid

Tº Municipal Alaejos

Hoja Fotográfica D: 1/50.000 Nº 426

Registrado en el I.R.I.D.A con el nº 1398

Coordenadas: X: 1º 31' 55"

Y: 41º 19' 09"

CALCULO DE LA TRANSMISIVIDAD

(Gráfico, 1, Anexo I)

Empleando el método de JACOBI, representemos los descensos observados en ordenadas y los logaritmos de los tiempos en abscisas. La recta definida por los puntos tomados durante el bombeo, tiene por pendiente $i = 1,30$. Como —

$i = \frac{0,183 \cdot 4}{1}$ deducimos que $P = 4 \text{ m}^2/\text{h} = 1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg.}$

CONCLUSIÓN

Como ya hemos indicado, los desprendimientos ocurridos en las cercanías de la entubación por efecto de la recirculación del agua extraída, nos han obligado a incluir el bombeo de ensayo antes de lo deseado. Por tal motivo, el valor de la transmisividad obtenido, no tiene un amplio margen de fiabilidad, si bien podemos considerarlo como aproximado.

En cuanto a la futura explotación del pozo, quizá lo mas notorio sea tomar las medidas necesarias para la perfecta evacuación del agua de las proximidades del pozo.

Nada podemos decir del grado de eficacia del sondeo ya que no han podido realizarse las pruebas necesarias.

Madrid, Febrero-1973

Conforme
El Ingeniero Jefe
J. Gona.

79 18
El Ingeniero
A. Vicart.

El
El Merito
M. Villanova.

1



Ministerio de Industria

Instituto Geológico
y Minero de España

INFORME SOBRE BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN
FRESNO EL VIEJO - (VALLADOLID).

=====

Madrid, Feb.1973

INFORME SOBRE EL BOMBEO DE ENSAYO REALIZADO EN FRESNO EL
VIEJO (V A L L A D O L I D)

INTRODUCCION:

Trata el presente informe sobre las pruebas de bombeo realizadas por el Grupo de Aforos del Instituto Geológico en el pozo ubicado en Término de Fresno el Viejo (Valladolid), perteneciente al I.R.I.D.A.

El nivel piezométrico en reposo era de 8,58 m. por debajo de la cabeza de entubación, el día 22/11/73. La profundidad de aspiración a que se situó el grupo motorbomba fué de 46 m.

Comenzó el bombeo de ensayo a caudal constante ($Q = 10,5$ l/s) el día 22 de Noviembre a las 10 h.; a las 10 h. del día 23 finaliza el bombeo con el mencionado caudal, seguidamente se ensaya el pozo con 15 y 19,5 l/s durante una hora para caudal, sin recuperación del nivel hidrodinámico.

Analizando los datos recogidos a lo largo de los bombeos, obtendremos el valor de la transmisividad del manto acuífero; objetivo principal de nuestro trabajo.

SITUACION DEL SONDEO.

Provincia: - Valladolid

Término Municipal Fresno el Viejo

Hoja Topográfica E: 1/50.000 N^o 427

Coordenadas: - X = 1^o 27'48"

- Y = 41^o 10'34"

Suscrito en el IRIDA con el n^o 1435.

EQUIPO DE BOMBEO.

Estaba compuesto por:

Grupo eléctrico BARREIROS de 110 C.V.

Grupo motobomba BRUGG de 40 C.V.

Tubería de impulsión de 4" de diámetro.

Tubo guía de $\frac{1}{2}$ " para dirigir sonda.

Regleta graduada y diafragma para conocer los caudales de bombeo.

CALCULO DE TRANSMISIVIDAD.

(G. N^o 1 y Anexo I).

Representados los valores obtenidos en el bombeo, sobre el gráfico N^o 1 y mediante la aplica-

ción del método aproximado de JACOB vamos a obtener la transmisividad del manto-s acuiferos encontrados en la perforación existente.

Según JACOB, la fórmula que nos dá el descenso en un pozo en el que se efectua un bombeo a caudal - constante es:

$$D = \frac{0,183 Q}{T} (\log t. - \log t_0) \quad (1)$$

donde:

D = Descenso provocado en m.:

Q = Caudal constante de bombeo en m³/ h.

T = Transmisividad en m²/h.

t = Tiempo de bombeo en horas .

La fórmula (1) es la ecuación de una recta - que corresponde a la representada en el G.1. La - pendiente de dicha recta es: $i = \frac{0,183 Q}{T}$ (2).

Siendo "i" un dato que obtenemos de modo gráfico sustituyendo valores en (2) tenemos

$$0,95 \text{ m} = \frac{0,183 \cdot 37, \text{ m}^3/\text{h.}}{T}; T = 7,2 \text{ m}^2/\text{h.} = - 2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg} =$$

ESTIMACION DEL CAUDAL DE EXPLOTACION.

Una vez conocido el valor de la transmisividad

del manto acuífero ensayado podemos obtener con aproximación suficiente, los caudales de explotación del pozo, provocando distintos descensos.

Emplearemos el método de THIEBET según el cual

$$S = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r} \quad (3)$$

donde: S = descenso de nivel en metros

Q = Caudal en m³/h.

T = transmisividad en m²/h.

R = radio de acción del bombeo (m)

r = radio del pozo (m)

De la ecuación (3) tenemos, que:

$$qe = \frac{Q}{S} = \frac{2\pi T}{\ln R/r}$$

Para mantos cautivos, tal es el caso que nos ocupa,

la relación 2 R

$\ln \frac{R}{r}$ oscila entre 0,7 y 0,9, luego podemos relacionar la transmisividad al caudal específico del siguiente modo:

$$Q = 0,8 T. S. \quad (4)$$

Sustituyendo valores en (4) los caudales correspondientes a descensos de 20,30 y 40 m. serían los siguientes:

$$Q_1 = 115 \text{ m}^3/\text{h.}$$

$$Q_2 = 230 \text{ m}^3/\text{h.}$$

$$Q_3 = 230 \text{ m}^3/\text{h.}$$

CONCLUSIONES.

La interpretación de los datos obtenidos mediante los bombeos escalonados, cuya finalidad era llegar a conocer el coeficiente de eficacia de la obra de captación, nos conducen a resultados absurdos, y en consecuencia carecen de validez.

El valor de la transmisividad del manto acuífero $T = 7,2 \text{ m}^2/\text{h} = 2,10^{-3} \text{ m}^2/\text{seg.}$ está comprendido dentro de los límites normales que corresponde al tipo de terreno acuífero predominante en la Cuenca del Duero.

Los caudales calculados mediante la aplicación de THIEM, deben de considerarse como aproximados ya que no se han tenido en cuenta las pérdidas de carga existentes en el pozo y el radio de acción del bombeo no se conoce con exactitud.

Madrid, Enero - 1973.

CONFORME:

El Ingeniero Jefe

Vº Bº
El Ingeniero El Perito

Fdº: J.E. Coma.

J. Ricart.

Fdº: M. Villanueva.

A N E X O I

BOMBEO DE ENSAYO EN "FRESNO EL VIEJO" (VALLADOLID)

Nivel estático: 8,58 m.

Profundidad; de aspiración: 46 m.

DESCENSO

Tiempo de bombeo. mm.	Nivel dinámi- co (m)	Depresión total (m)
1	11,69	3,11
3	11,93	3,35
5	12,24	3,66
7	12,38	3,80
10	12,54	3,96
15	12,69	4,11
20	12,72	4,14
30	12,88	4,30
45	13,06	4,48
60	13,22	4,64
90	13,45	4,87
120	13,57	4,99
150	13,71	5,13
180	13,73	5,15
210	13,75	5,17
240	13,81	5,23
300	13,88	5,30
360	14,03	5,45
420	14,05	5,47
480	14,13	5,55
600	14,22	5,64
720	14,32	5,74

Tiempo de bombeo - (mm).	Nivel dinámico (m)	Depresión total (m).
840	14,37	5,79
960	14,42	5,84
1080	14,42	5,84
1200	14,42	5,84
1320	14,44	5,86
1440	14,46	5,88

A N E X O II

BOMBEO ESCALONADOS - FRESNO EL VIEJO (VALLADOLID)

D E S C E N S O S EN M.

Tiempo de Bombeo en (minutos)	Q ₁ = 907 m ³ /dia	Q ₂ = 1296 m ³ /dia	Q ₃ = 1684 m ³ /dia
5	3,66	7,99	10,81
15	4,11	8,19	10,88
30	4,30	8,26	11,11
45	4,48	8,35	11,19
60	4,64	8,42	11,28



BOMBEO DE ENSAYO EN FRESNO EL VIEJO (VALLADOLID)

t (minutos)

