



Secretaría de Infraestructura
y Política Hídrica
Ministerio del Interior,
Obras públicas y Vivienda
Presidencia de la Nación

COHIFE
CONSEJO HÍDRICO FEDERAL



APUNTES SOBRE CAPTACIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

Compilador | **Dr. Rodolfo Fernando García**

**SECRETARÍA DE INFRAESTRUCTURA Y POLÍTICA HÍDRICA
CONSEJO HÍDRICO FEDERAL**

PLAN NACIONAL FEDERAL DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN Y DESARROLLO 075/2011
“COMPORTAMIENTO Y EVOLUCIÓN ESPACIO-TEMPORAL DEL ARSÉNICO
EN AGUAS SUBTERRÁNEAS DE LA REPÚBLICA ARGENTINA”

**Universidad Nacional de La Pampa
Universidad Nacional del Centro de la Provincia de Buenos Aires**

1 DE SEPTIEMBRE DE 2018



Esta publicación cuenta con el apoyo de la Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica y del Consejo Hídrico Federal, siendo la información de exclusiva responsabilidad de los compiladores.

Contenido

MÓDULO 1. Exploración de Aguas Subterráneas. Métodos Geológicos y geofísicos. Métodos más usuales en la exploración: Eléctricos (1D, 2D y 3D). El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV o 1D). Tomografía Eléctrica (2D y 3D). Electromagnéticos o MT. Bases teóricas. Equipos de registro. Trabajo de campo. Interpretación de datos.	9
1. AMBIENTE HIDROGEOLÓGICO	9
2. LAS PROVINCIAS HIDROGEOLÓGICAS	12
3. EL MEDIO DE CIRCULACIÓN	12
3.1. Tipos de Medios	13
3.2. Control Tectónico	15
3.3. Tipología de Acuíferos	16
3.4. Geología de los Yacimientos de Agua Subterránea	20
3.4.1. Acuíferos en Medios Porosos	20
3.4.2. Acuíferos en Sistemas de Fracturas	25
3.4.3. Acuíferos en Aperturas por Disolución	28
4. UNIDADES DE ESTUDIO	30
5. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN	30
6. NIVELES DE ESTUDIO	32
7. MÉTODOS DE PROSPECCIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA	32
7.1. Métodos Geológicos	32
7.2. Métodos Geofísicos	33
8. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA	36
8.1. Resistividades de las rocas más comunes	37
8.2. Potenciales Naturales	39
8.2.1. Líneas de corriente y superficies equipotenciales	39
8.3. Prospección Geoelectrica 1 D	41
8.3.1. Resistividad Verdadera y Resistividad Aparente	42
8.3.2. Dispositivos Electrónicos	43
8.3.3. Constante Geométrica	44
8.3.4. Limitaciones del Método	46
8.3.5. Realización de Sondeos Eléctricos Verticales	46
8.3.6. Operación de campo para la ejecución de SEV	47
8.3.7. Curvas de SEV	51

8.3.8.	Interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales	58
8.3.9.	Aplicaciones en Investigaciones Geológicas	60
8.4.	Prospección Geoeléctrica 2 D y 3D	65
8.5.	Prospección Magnetotelúrica (MT)	69
8.5.1.	Operación de Campo	71
8.5.2.	Operación de Gabinete	72
MÓDULO 2. Captaciones de aguas subterráneas. Captaciones Horizontales: Zanjas, Drenes y Galerías Filtrantes. Estudios previos, diseño y construcción. Captaciones Verticales: Pozos excavados. Tipos de pozos excavados. Pozos perforados. Métodos de perforación. Perforación a Percusión. Principios. Equipos y herramientas. Metodología de perforación. Método de Rotación. Principios. Equipos y herramientas. Técnica de perforación.		
		75
2.1.	INTRODUCCIÓN	75
2.2.	CAPTACIONES HORIZONTALES	75
2.2.1.	Zanjas	75
2.2.2.	Drenes	77
2.2.3.	Galerías	86
2.3.	CAPTACIONES VERTICALES	88
2.3.1.	Pozos excavados	88
2.3.1.1.	Pozos excavados en forma manual	88
2.3.1.2.	Pozos profundizados por revestimiento progresivo	90
2.3.1.3.	Pozos perforados de gran diámetro	90
2.3.2.	Pozos Perforados	91
2.3.2.1.	Método de Percusión	92
2.3.2.2.	Método a Rotación Directa o Rotary	97
MÓDULO 3. El pozo exploratorio: Perfilajes durante y posteriores a la perforación exploratoria: Perfil de cronometraje, perfil litológico, comportamiento de la máquina. Perfilajes eléctricos (potencial espontáneo, resistividad y gamma). Otros perfilajes. Cálculo de Tiempo de Retorno. El pozo de explotación: Diseño del pozo. Entubado. Relleno de prefiltro. Cálculo de tamaño y volumen de prefiltro. Cementación. Lavado y Desarrollo. Equipos de bombeo. Ensayos de bombeo. Hidráulica de pozos y de acuíferos.		
		103
3.1.	EL POZO EXPLORATORIO	103
3.2.	PERFILAJES DE POZOS	104
3.2.1.	Perfilajes durante la perforación exploratoria	105
3.2.2.	Perfilajes posteriores a la perforación exploratoria	108
3.3.	POZO DE EXPLOTACIÓN	115

3.3.1.	Entubación	115
3.3.2.	Rellenos de Gravas o Prefiltros	118
3.3.3.	Cementación	121
3.3.4.	Verticalidad y Alineación	122
3.3.5.	Desarrollo	123
3.3.6.	Bombas	125
3.4.	ENSAYOS DE BOMBEO	128
3.4.1.	Que es un Ensayo de Bombeo	128
3.4.2.	Tipos de Ensayos de Bombeo	130
3.4.3.	Concepto de Régimen No Permanente y Permanente	130
3.4.4.	Preparación y Ejecución de Ensayos de Bombeo	131
	Pozo de Bombeo	131
	Pozos de Observación o Piezómetros	132
	Información Sobre el Acuífero	132
	Observación de los Niveles del Agua	133
	Medición del Caudal	134
3.4.5.	Hidráulica de Pozos	137
3.4.5.1.	Análisis del Ensayo Escalonado	138
3.4.5.2.	Eficiencia del Pozo	140
3.4.5.3.	Curvas Características del Pozo	141
3.4.6.	Hidráulica de Acuíferos	142
3.4.6.1.	Ecuaciones Básicas Para el Análisis de Ensayos de Bombeo	143
3.4.6.2.	Acuíferos Confinados	144
3.4.6.3.	Acuíferos Libres	152
3.4.6.4.	Acuíferos Semiconfinados	156
3.4.7.	Acuíferos Semilibres y Libres con Entrega Retardada	161
3.4.8.	Ensayos de Recuperación	166
4.	BIBLIOGRAFÍA	167

Índice de Fotos

Foto 1: Ambiente hidrogeológico típico del Chaco Salteño en época de estiaje (Cañada del Ñato).	10
Foto 2: Ambiente hidrogeológico típico del Chaco Salteño en época de lluvias (Madrejones en Capitán Pagés).	10
Foto 3: Ambiente hidrogeológico típico de la Puna Salteña (Salar del Hombre Muerto y Volcán Ratones).	10
Foto 4: Ambiente hidrogeológico típico de la región húmeda (zona este) de la provincia de Formosa).	11
Foto 5: Ambiente hidrogeológico típico de la región subandina. A la izquierda zona de Rosario de la Frontera (provincia de Salta) y a la derecha, zona de Caimancito (provincia de Jujuy).	11
Foto 6: Ambiente hidrogeológico típico de los valles Calchaquíes. Izquierda, valle fluvial del río Las Conchas (Cafayate, provincia de Salta). A la derecha valle del río Cachi (Las Pailas, provincia de Salta).	12
Foto 7: Agua subterránea en sedimentos fluviales. A la izquierda parte distal del cono aluvial del río Catua y a la derecha planicie aluvial del río Los Patos. Puna Argentina.	21
Foto 8: Rocas intensamente fracturadas y con porosidad secundaria. Quebrada Lare. Puna Argentina.	26
Foto 9: Presencia de agua subterránea en sistemas de fracturas en rocas del Complejo Volcánico Lullailaco, Puna Salteña.	27
Foto 10: Agua subterránea (salmueras) en facies de halita con cavernas y oquedades (Conhidro, 2008a).	29
Foto 11: Equipo de prospección eléctrica en corriente continua (1970 – 1980).	48
Foto 12: Equipo de prospección eléctrica en corriente continua (1990).	48
Foto 13: Equipo de prospección eléctrica en corriente continua (2010).	49
Foto 14: Equipo de registro de Tomografía Eléctrica.	65
Foto 15: Cables multielectrodos con nodos de contacto y electrodos.	66
Foto 16: Equipo EMI. A la izquierda con conexiones a las barras magnéticas X, Y, Z y a los electrodos MN. A la derecha, conexión al sistema de GPS y PC. Gentileza del INGEIS.	71
Foto 17: A la izquierda barra magnética X. A la derecha, barra magnética vertical (Z). En todos los casos las tres componentes del campo magnético se encuentran enterradas.	71
Foto 18: Distintos tipos de zanjas de drenaje.	76
Foto 19: Prospección geoelectrica en el valle del río Alfarcito (Quebrada del río Toro, Salta).	78
Foto 20: Ensayo de bombeo en pozo excavado en la zona de futuro emplazamiento de dren (El Alfarcito, Salta).	78
Foto 21: Secuencia de una excavación para la construcción de un den. A la izquierda excavación con máquina retroexcavadora en Alfarcito (Salta); a la derecha, excavación manual en el valle de Candonga (Córdoba).	80
Foto 22: Colocación de filtros y prefiltro en el dren de El Alfarcito (Salta).	82
Foto 23: Dren conectado a cañería de limpieza y purga (derecha) y a llave exclusiva para regulación del caudal de producción (Candonga, Córdoba).	83
Foto 24: Producción de agua proveniente del dren, regulado por la llave exclusiva (Candonga, Córdoba).	84
Foto 25: Zanja cerrada, suelo y ambiente reconstruido. Colocación de piezómetro sobre el dren para control de niveles (El Alfarcito, Salta).	85
Foto 26: Vista del interior de un Kanats.	87
Foto 27: Distintos tipos de pozos excavados, en el ámbito del Chaco Salteño (arriba a la izquierda), en la Puna Salteña (arriba a la derecha), en el Valle de Lerma (abajo a la izquierda) y en el Valle de Siancas (abajo a la derecha).	90

Foto 28: Perforación de pozos de gran diámetro.	91
Foto 29: Equipo de percusión y herramientas (en primer plano se observa la cuchara).	93
Foto 30: Trépano de un equipo de percusión.	94
Foto 31: Equipos de perforación con sistema rotativo.	97
Foto 32: Trépano tricono. Se observa rosca cónica, boquilla y dientes insertos. A la derecha, esquema del flujo del fluido de perforación o inyección.	98
Foto 33: Trépano y Portamechas o barra de peso.	99
Foto 34: Barras de sondeo. Se observa rosca macho y hembra, cónica.	99
Foto 35: En el mástil o torre, se observa suspendido el vástago y el cuadrante que se inserta en la mesa.	100
Foto 36: Mesa rotativa vista desde el frente (izquierda) y mesa rotativa vista desde atrás, con vástago y cuadrante (derecha).	100
Foto 37: Cabeza de inyección y manguera flexible.	101
Foto 38: Bomba de lodo (izquierda) y piletas de inyección (derecha).	102
Foto 39: Muestreo y descripción de cutting proveniente de una perforación.	105
Foto 40: Equipo de perfilaje de pozos. Registro de SP, SPR, RNC, RNL y Gamma en el Salar de Pozuelos	113
Foto 41: A la izquierda se observa una entubación con cañería de PVC, mediante roscas. A la derecha, columna de entubación (filtros y caño ciegos) en acero con conexión entre ambos tramos con soldadura eléctrica.	116
Foto 42: A la izquierda se observan filtros de PVC común y especial (con prefiltro adherido a la superficie externa). A la derecha se aprecia un filtro ranura continua de acero galvanizado.	116
Foto 43: A la izquierda material prefiltrante constituido principalmente por cuarzo. A la derecha, material prefiltrante procedente de fragmentos líticos.	118
Foto 44: Izquierda, colocación de material prefiltrante en el espacio anular entre la pared externa de la columna de entubación y las paredes del pozo. Derecha, platina para circulación forzada de lodo en el espacio anular.	119
Foto 45: Izquierda, inicio del desarrollo mediante sobrebombeo (agua turbia). Derecha, pozo desarrollado (agua clara). Localidad de Vaca Perdida, provincia de Formosa.	124
Foto 46: Desarrollo de pozo con aire comprimido. Izquierda, compresor con manguera de inyección de aire al pozo. Derecha, producción de agua. Salar del Hombre Muerto (provincia de Catamarca).	124
Foto 47: Electrobomba sumergible. A la derecha, esquema del motor (parte inferior) y de las turbinas (parte superior).	126
Foto 48: Bomba de eje. Se observa cabezal sobre el pozo y correas de distribución accionada por motor cardánico (atrás).	127
Foto 49: Medición de caudal mediante el sistema Pitot o placa orificio en un pozo en la localidad de Yuchán (Provincia de Salta).	135
Foto 50: Medición de caudal mediante sistema volumétrico en un pozo en el Salar del Hombre Muerto (Provincia de Catamarca).	135
Foto 51: Medición de caudal mediante sistema de caudalímetro digital totalizador en un pozo en el Salar de Río Grande (Provincia de Salta).	136
Foto 52: Medición de caudal mediante sistema de vertedero en un pozo en el Salar de Cauchari (Provincia de Jujuy).	136

Índice de Ilustraciones

Ilustración 1: Acuífero libre, mostrando el nivel freático (Fetter, 1988). _____	17
Ilustración 2: Acuífero libre. En la zona no saturada existe una “falsa freática” o acuífero colgado (Fetter, 1988). _____	17
Ilustración 3: Acuífero confinado (Fetter, 1988). _____	18
Ilustración 4: Acuífero confinado, mostrando pozos artesianos y surgentes (Fetter, 1988). _____	19
Ilustración 5: Acuíferos libre, semiconfinado y confinado (Fetter, 1988). _____	19
Ilustración 6: Esquema de valle fluvial mostrando distintas facies sedimentarias. _____	22
Ilustración 7: Esquema de depósitos de relleno sedimentario en valles de origen tectónico. _____	22
Ilustración 8: Esquema de zona de mezcla de agua dulce y agua salada en una región costera marina o salar. _____	23
Ilustración 9: Esquema de la relación entre la altura del agua dulce y la profundidad de la interfase de agua dulce/agua salada en una región costera marina o salar. _____	24
Ilustración 10: Esquema de depósitos de origen glaciar. _____	25
Ilustración 11: Esquema de acuíferos desarrollados en sistemas de fracturas. _____	27
Ilustración 12: Esquema de acuíferos en sistemas de aperturas por disolución. _____	28
Ilustración 13: Circuito de emisión y recepción. _____	36
Ilustración 14: Concepto de Resistencia y Resistividad. _____	37
Ilustración 15: Comparación entre valores de resistividad de sedimentos secos, saturados con agua dulce y saturada con agua salada (Fuertes, 1979 en García, 2012). _____	39
Ilustración 16: Superficies equipotenciales alrededor de un electrodo de corriente. _____	40
Ilustración 17: Líneas de corriente y equipotenciales en un corte transversal, generadas por dos electrodos de corriente conectados en superficie. _____	41
Ilustración 18: Líneas de corriente y equipotenciales en una vista en planta, generadas por dos electrodos de corriente conectados en superficie. _____	41
Ilustración 19: Medición de la resistividad aparente en un terreno compuesto por dos capas horizontales de resistividad diferente. _____	42
Ilustración 20: Dispositivo electródico Wenner (visto en planta). _____	43
Ilustración 21: Dispositivo electródico Schlumberger (visto en planta). _____	43
Ilustración 22: Dispositivo electródico Semi - Schlumberger (visto en planta). _____	44
Ilustración 23: Dispositivo electródico Schlumberger y cálculo de constante geométrica. _____	45
Ilustración 24: Sondeo eléctrico en una capa de espesor infinito, homogéneo e isótropo. _____	51
Ilustración 25: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de dos capas; una superior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor E1 y, una inferior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor infinito. _____	52
Ilustración 26: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de dos capas; una superior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E1 y, una inferior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor infinito. _____	53
Ilustración 27: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo K); una superior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E1, una intermedia resistiva (200 Ohm.m) y de espesor E2 y una inferior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor infinito. _____	54
Ilustración 28: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo H); una superior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor E1, una intermedia conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E2 y una inferior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor infinito. _____	55

Ilustración 29: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo H. _____	55
Ilustración 30: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo A); una superior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E1, una intermedia medianamente resistiva (100 Ohm.m) y de espesor E2 y una inferior resistiva (300 Ohm.m) y de espesor infinito. _____	56
Ilustración 31: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo Q); una superior resistiva (300 Ohm.m) y de espesor E1, una intermedia medianamente resistiva (100 Ohm.m) y de espesor E2 y una inferior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor infinito. _____	57
Ilustración 32: Determinación de profundidad de basamento y configuración de relleno sedimentario moderno (Conhidro, 2006). _____	61
Ilustración 33: Determinación de paleocauce y configuración de relleno sedimentario moderno (García, 2004). _____	62
Ilustración 34: Correlación de unidades eléctricas similares y determinación de fallas (Conhidro, 2008). _____	63
Ilustración 35: Determinación de Zona No Saturada y Zona Saturada en sedimentos fluviales del Chaco Formoseño (Conhidro, 2006a). _____	64
Ilustración 36: Ejemplo de determinación de paleocauces con tomografía eléctrica (Conhidro, 2010). _____	68
Ilustración 37: Modelo 1D de las estaciones Ingeniero Juárez (izquierda) y Clorinda (derecha), provincia de Formosa (García, et al., 2008). _____	73
Ilustración 38: Modelo 2D, MT entre Ingeniero Juárez y Clorinda, provincia de Formosa (García, et al., 2008). _____	74
Ilustración 39: Esquema de construcción de una galería. _____	87
Ilustración 40: Esquema de un pozo excavado con entrada de agua lateral. _____	89
Ilustración 41: Esquema de un pozo excavado con entrada de agua por el fondo. _____	89
Ilustración 42: Equipos de perforación de distintas características y métodos. _____	92
Ilustración 43: Esquema de un equipo de perforación de percusión. _____	96
Ilustración 44: Perfil litológico y de cronometraje en un pozo exploratorio en la localidad de La Viña, provincia de Salta. _____	107
Ilustración 45: Perfil litológico y de SP mostrando línea base de arcillas y deflexiones a la derecha (agua dulce) y a la izquierda (agua salada), respecto a la conductividad del lodo (Vitulli, 2010). _____	110
Ilustración 46: Perfil litológico, cronometraje, potencial espontáneo (SP), resistividad normal corta y larga (RNC y RNL), en un pozo exploratorio de la provincia de Formosa. _____	114
Ilustración 47: Esquema de aislación por cementación de un acuífero portador de agua salada, con acuíferos con agua dulce. _____	121
Ilustración 48: Cono de depresión y magnitudes empleadas usualmente en ensayos de bombeo. _____	129
Ilustración 49: Variación del nivel de agua en un pozo y piezómetros como consecuencia de un bombeo. _____	130
Ilustración 50: Pérdidas de carga en el nivel dinámico debido a diferentes causas. _____	137
Ilustración 51: Cono de depresión en de los parámetros T y S. _____	142
Ilustración 52: Cono de depresión en un acuífero confinado, donde se asume que se alcanza el régimen de equilibrio. _____	150
Ilustración 53: Cono de depresión en un acuífero libre bajo régimen permanente. _____	153
Ilustración 54: Modelo conceptual de un acuífero semiconfinado ante del bombeo y durante el bombeo (Kruseman y de Ridder, 1994). _____	156

Índice de Gráficos

Gráfico 1: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de resistividad aparente con empalmes. _____	50
Gráfico 2: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de una capa. _____	51
Gráfico 3: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de dos capas. _____	52
Gráfico 4: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de dos capas. _____	53
Gráfico 5: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo K. _____	54
Gráfico 6: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo A. _____	56
Gráfico 7: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo Q. _____	57
Gráfico 8: Curva de campo con valores de resistividad aparente (con empalmes). _____	58
Gráfico 9: Curva de gabinete con valores de resistividad aparente (empalmada). _____	59
Gráfico 10: Ensayo escalonado aplicando el método de Hantush. _____	139
Gráfico 11: Ensayo escalonado aplicando el método de Rorabaugh. _____	140
Gráfico 12: Curvas características de un pozo realizado en la localidad de Cafayate (provincia de Salta). _____	141
Gráfico 13: Curva teórica de la función del pozo $W(u)$ versus $1/u$ (curva de Theis). _____	146
Gráfico 14: Curva de datos de un ensayo de bombeo real, mostrando descensos, s , versus t/r^2 . _____	147
Gráfico 15: Representación semilogarítmica de Jacob, mostrando los valores de descensos versus tiempo. _____	150
Gráfico 16: Representación semilogarítmica de Thiem para el cálculo de la transmisividad darciana. _____	152
Gráfico 17: Representación semilogarítmica de Thiem – Dupuit para el cálculo de la permeabilidad darciana. _____	155
Gráfico 18: Familia de curvas teóricas de Walton en gráfico bilogarítmico de $W(u, r/L)$ versus $1/u$, para distintos valores de r/L . _____	158
Gráfico 19: Representación semilogarítmica de Jacob para el cálculo de la transmisividad. _____	166

MÓDULO 1. Exploración de Aguas Subterráneas. Métodos Geológicos y geofísicos. Métodos más usuales en la exploración: Eléctricos (1D, 2D y 3D). El Sondeo Eléctrico Vertical (SEV o 1D). Tomografía Eléctrica (2D y 3D). Electromagnéticos o MT. Bases teóricas. Equipos de registro. Trabajo de campo. Interpretación de datos.

1. AMBIENTE HIDROGEOLÓGICO

Un ambiente hidrogeológico es un modelo conceptual de los parámetros morfológicos, geológicos y climáticos que determinan los atributos principales de un régimen del agua subterránea en un área determinada (Tóth, 1970).

Los seis atributos o parámetros principales que definen un régimen del agua subterránea son:

- ✓ el contenido de agua de las rocas,
- ✓ la geometría del sistema de flujo,
- ✓ la descarga específica,
- ✓ la composición química del agua,
- ✓ la temperatura y,
- ✓ la variación temporal de todos los anteriores.

Los parámetros de un régimen del agua subterránea están controlados por tres componentes del ambiente hidrogeológico: geomorfología - topografía, geología y clima. Estas tres componentes están conformadas a su vez por varios parámetros: para la topografía: el tamaño y forma de los relieves topográficos y la orientación y frecuencia de los relieves geológicos; para la geología: el contenido en material soluble, la configuración de heterogeneidades (estratificación, lenticularidad, fallado, fracturación, karstificación y grado de anisotropía); y para el clima: la temperatura y el valor, tipo y variación estacional de la precipitación y la evapotranspiración potencial.

El efecto controlador del ambiente hidrogeológico sobre el régimen del agua subterránea se manifiesta cuando se consideran los papeles de los componentes individualmente. Los factores climáticos determinan la magnitud y la distribución espacial del agua suministrada a cada región. La topografía determina la cantidad de energía y su distribución zonal de que dispone el agua para su movimiento en una cuenca determinada y conforma los contornos del sistema de flujo. Finalmente, la geología proporciona las zonas en las que puede circular el agua, controlando las magnitudes y el esquema del flujo, así como el volumen y la distribución del agua almacenada.

La geología también determina la hidroquímica de las aguas. Los diversos parámetros ambientales se pueden combinar en un número prácticamente ilimitado. Un ambiente hidrogeológico puede definirse como el resultado de la interacción de componentes biológicos, geológicos, geomorfológicos y climáticos que condicionan variables físico-químicas que interrelacionan entre sí en una forma característica lo que otorga a una determinada región un comportamiento hidrogeológico particular.



Foto 1: Ambiente hidrogeológico típico del Chaco Salteño en época de estiaje (Cañada del Ñato).



Foto 2: Ambiente hidrogeológico típico del Chaco Salteño en época de lluvias (Madrejones en Capitán Pagés).



Foto 3: Ambiente hidrogeológico típico de la Puna Salteña (Salar del Hombre Muerto y Volcán Ratones).



Foto 4: Ambiente hidrogeológico típico de la región húmeda (zona este) de la provincia de Formosa).



Foto 5: Ambiente hidrogeológico típico de la región subandina. A la izquierda zona de Rosario de la Frontera (provincia de Salta) y a la derecha, zona de Caimancito (provincia de Jujuy).



Foto 6: Ambiente hidrogeológico típico de los valles Calchaquíes. Izquierda, valle fluvial del río Las Conchas (Cafayate, provincia de Salta). A la derecha valle del río Cachi (Las Pailas, provincia de Salta).

2. LAS PROVINCIAS HIDROGEOLÓGICAS

Issar y Passchier (1990), basándose en el concepto de que las regiones con similares secuencias de rocas que han pasado por historias geológicas similares y cuyas condiciones climáticas son similares tendrían las mismas características hidrogeológicas, definen una serie de categorías climato – geológicas a las que asignan la categoría de provincias hidrogeológicas:

- ✓ Provincias Hidrogeológicas de Frente Montañoso
- ✓ Provincias Hidrogeológicas de Arenas y Areniscas
- ✓ Provincias Hidrogeológicas Plutónicas Cristalinas
- ✓ Provincias Hidrogeológicas Volcánicas
- ✓ Provincias Hidrogeológicas Kársticas
- ✓ Provincias Hidrogeológicas de Calizas y Dolomías

3. EL MEDIO DE CIRCULACIÓN

Se considera agua subterránea a aquella que circula, movida por las fuerzas gravitatorias, a través de los poros o intersticios de las formaciones geológicas que conforman el subsuelo. Se define como medio de circulación del agua subterránea a aquellos cuerpos de roca que poseen intersticios (poros o fisuras), que permiten el movimiento del agua en el subsuelo. La corteza terrestre está conformada por materiales de constitución muy heterogénea, cuyas características, propiedades y distribución areal deben ser estudiadas para comprender la geología de los yacimientos de aguas de una región. Se sintetizarán en forma muy breve el origen y las características de los distintos tipos de rocas que pueden comportarse como medios de circulación del agua subterránea.

3.1. Tipos de Medios

Las rocas que conforman la corteza terrestre se clasifican sobre la base de su origen. Se dividen en tres grandes grupos: las rocas ígneas, formadas a partir de un magma fundido, las sedimentarias, originadas por la acumulación de restos de rocas preexistentes y las metamórficas, producto de la transformación de las anteriores, bajo la acción de agentes físicos o químicos.

a. Rocas Ígneas

Son aquellas rocas formadas a partir del enfriamiento de un magma, entendiendo como tal a una mezcla fluida o pastosa formada por soluciones complejas de materias disueltas y gases a elevada temperatura. Estos magmas proceden de la fusión de otras rocas preexistentes al alcanzar niveles profundos de la litosfera, o bien al elevarse la temperatura del interior de la misma debido a procesos tectónicos.

Las rocas ígneas se clasifican en función del lugar en el cual se produjo el enfriamiento de la masa de roca fundida. Las rocas ígneas plutónicas son las que se han enfriado bajo la superficie de la tierra, a una profundidad tal que el proceso ha sido lento, permitiendo la cristalización de los minerales constituyentes. Cuando la profundidad de emplazamiento es cercana a la superficie, esta cristalización ocurre con mayor rapidez y da lugar a las rocas ígneas filonianas. Cuando el magma alcanza la superficie de la tierra a través de los volcanes, las rocas formadas se denominan volcánicas.

a.1. Rocas Ígneas Plutónicas

En el proceso de enfriamiento de estas rocas, la presión y la temperatura existentes en el momento de la formación y/o cristalización de los magmas es de importancia fundamental. Según la teoría magmática el proceso de cristalización (o diferenciación magmática) es lento y existe un orden en el mismo: primero cristalizan los minerales accesorios, luego los silicatos ferromagnésicos (olivino, biotita, anfíboles, etc.), luego los feldespatos (ortosa y plagioclasas), y finalmente, el cuarzo. El tamaño, forma y disposición de los cristales formados definen la textura de este tipo de rocas, que posee una gran importancia en los fenómenos de meteorización de las mismas. En general los cristales son grandes y observables a simple vista. Los afloramientos de los cuerpos de roca poseen extensiones importantes, de hasta varios cientos de kilómetros y se denominan batolitos.

a.2. Rocas Ígneas Filonianas

Este tipo de rocas se presenta en forma de diques o filones y su origen se vincula a fluidos magmáticos que han penetrado por fracturas en las rocas encajantes. Los afloramientos en general poseen formas elongadas, con dimensiones que no superan los cien metros de ancho y longitudes de pocos kilómetros. Poseen texturas finas, en las que el tamaño de los cristales, es menor que en las rocas ígneas plutónicas; desde el punto de vista mineralógico son similares a estas últimas.

a.3. Rocas Ígneas Volcánicas

Cuando un magma alcanza la superficie de la tierra, pueden producirse efusiones a través de un aparato volcánico. La lava extruida, al solidificarse con mayor o menor rapidez, genera rocas cuyos minerales constituyentes no alcanzan a formar cristales distinguibles a simple vista. La temperatura y composición química de la lava condicionan la forma en la que se producen las erupciones, al igual que la presencia de productos volátiles, que tienden a liberarse al producirse la disminución de presión en el seno del magma. Las

lavas ricas en sílice libre (ácidas) son muy viscosas y se solidifican rápidamente cerca del cráter, en cambio las de composición básica (pobres en sílice) son más fluidas y se desplazan a mayores distancias del centro de efusión.

b. Rocas Metamórficas

Las rocas metamórficas se originan en la transformación física o físico-química de rocas preexistentes de cualquier tipo. Estas transformaciones pueden tener lugar debido a cambios en la presión (metamorfismo dinámico), en la temperatura (metamorfismo térmico), o bien por ambos factores a la vez (metamorfismo regional o termodinámico).

La clasificación de estas rocas se basa en el grado de metamorfismo alcanzado, en el tipo de proceso metamórfico que ha actuado y en la clase de roca sobre la que se ha producido dicho fenómeno. Existe una gran diversidad de metamorfitas, pero las más comunes son las originadas a partir de sedimentos o rocas sedimentarias, que ordenadas de menor a mayor grado metamórfico son: filitas, esquistos, micacitas y gneises. Cuando las rocas originales son calcáreas, se generan mármoles. Las rocas metamórficas suelen presentarse en los macizos geológicos más antiguos, en los núcleos de las zonas montañosas, rodeando a los cuerpos de rocas ígneas plutónicas. Una característica importante de las rocas metamórficas es la existencia de estructuras muy típicas, consistentes en presentar algunos de sus componentes mineralógicos orientados en forma definida, debido a la actuación de una fuerte presión diferencial, que obliga a algunos cristales a desplazarse o reorganizarse hasta conseguir una posición que ofrezca la mínima resistencia a dicha presión.

c. Rocas Sedimentarias

Las rocas sedimentarias son aquellas que se originan a partir de la acumulación de restos de otras rocas. Se clasifican en tres grandes grupos: las detríticas, las químicas y las de origen orgánico.

c.1. Rocas Sedimentarias Detríticas

Son aquellas rocas formadas por detritos o clastos, y se dividen a su vez en dos grupos: las rocas sedimentarias no consolidadas y las consolidadas. Las primeras, llamadas comúnmente sedimentos, son el producto primario de los agentes erosivos, mientras que las segundas han sufrido un proceso de cementación, a través de un aglutinante calcáreo, silíceo, ferruginoso, etc.

En las rocas sedimentarias detríticas pueden diferenciarse tres elementos constitutivos: los clastos, que son los fragmentos de roca de mayor tamaño, la matriz, compuesta por los fragmentos de menores dimensiones que rellenan los intersticios dejados por los anteriores, y el cemento, que es la sustancia que produce la consolidación de estas rocas. De acuerdo al tamaño de los clastos y al grado de consolidación, las rocas sedimentarias detríticas pueden clasificarse en:

Tabla 1: Clasificación de rocas sedimentarias detríticas (Wentwoorth).

Dimensión (mm)	Fragmentos Individuales	Rocas sedimentarias no consolidadas	Rocas sedimentarias Consolidadas
> 256	Bloques	Aglomerado de bloques	Conglomerado de bloques
64 –256	Bloques	Grava gruesa	Conglomerado grueso
4 – 64	Guijarros	Grava mediana	Conglomerado mediano
2 – 4	Sábulo	Grava fina o sábulos	Conglomerado fino o sabulita
1– 2	Granos	Arena muy gruesa	Arenisca muy gruesa
0,5 - 1	Granos	Arena gruesa	Arenisca gruesa
0,25 - 0,5	Granos	Arena mediana	Arenisca mediana
0,125 - 0,25	Granos	Arena fina	Arenisca fina
0,062 - 0,125	Granos	Arena muy fina	Arenisca muy fina
0,004 - 0,062	Partículas	Limo	Limolita
(< 0,004)	Partículas	Arcilla	Arcilita

c.2. Rocas Sedimentarias Químicas

Tienen su origen en la precipitación de sustancias químicas a partir de una solución. Las rocas sedimentarias más comunes son las carbonáticas, formadas por carbonato de calcio, las dolomías, por carbonato de calcio y magnesio. En ambientes áridos son muy comunes las rocas sedimentarias de origen salino, formadas por la precipitación de cloruros, sulfatos, carbonatos, hidróxidos, óxidos, etc., de metales alcalinos y alcalinotérreos, y que se originan en los lagos salados, mares interiores, lagos con aportes de sales en solución, etc.

c.3. Rocas Sedimentarias Orgánicas

Se incluyen con esta denominación aquellas rocas en las cuales han intervenido directamente los seres vivos en su formación y que están formadas por restos de su misma materia orgánica, más o menos transformados. Dentro de esta clasificación se encuentran el carbón mineral y los hidrocarburos naturales (petróleo, asfalto, etc.).

3.2. Control Tectónico

Conjuntamente al tipo de roca o sedimento que conforma el reservorio, debe analizarse el ambiente tectónico que enmarca al medio de circulación. Es importante determinar si el área de estudio tiene un estilo estructural compresivo o distensivo y sobre la base de ello observar como el plegamiento y la fracturación: fallas, diaclasas, condicionan el escurrimiento subterráneo.

Un mapa geológico, una foto satelital, etc., pueden brindar, los lineamientos principales de un área. Un corte geológico esquemático, permite tener una idea, en sentido vertical, de cómo se disponen las secuencias estratigráficas y su relación con las estructuras. Todo ello posibilita esbozar, tentativamente, la configuración del medio de circulación. El objetivo del trabajo, condicionará el nivel de las investigaciones a desarrollar: reconocimiento, exploratorio, de detalle, etc., y esto implicará el menor o mayor cúmulo de información.

El noroeste argentino dispone sus estructuras principales en un sentido meridional o tendiente al NNE-SSO y generalmente sus fracturas son compresivas y de importantes rechazos. A éstos rumbos de esfuerzos acompañan, fracturas alineadas preferentemente ENE-OSO y ONO-ESE con rechazos en sentido del rumbo.

3.3. Tipología de Acuíferos

Como se ha visto, el agua que circula en el subsuelo lo hace a través de diferentes medios. Ese medio, analizado sobre la base de su permeabilidad, permite clasificarlos en: Acuífugo, Acuícludio, Acuíardo y Acuífero.

El estudio del agua subterránea es importante para la realización de obras de ingeniería, para la ejecución de investigaciones geológicas y muy especialmente para el desarrollo de obras de captación de agua con fines de abastecimiento para satisfacer las necesidades del hombre. Las formaciones geológicas en que se acumula el agua subterránea y que son capaces de cederla reciben el nombre de acuíferos. Los acuíferos sirven como conductos de transmisión y como depósitos de almacenamiento. Como conductos de transmisión, transportan el agua subterránea de las áreas de recarga, hacia lagos, pantanos, manantiales, pozos y otras estructuras de captación. Como depósitos de almacenamiento, los acuíferos actúan suministrando agua de sus reservas para ser utilizadas cuando la extracción exceda a la recarga y, a la vez, almacenando agua durante los períodos en que la recarga resulta mayor que la extracción (PIEB, 2000).

Como se sabe, no todas las formaciones geológicas poseen las propiedades que caracterizan a un acuífero, es decir, que sus intersticios o espacios huecos, sean capaces de almacenar el agua y de servirle de conductos y a la vez transmitirla, permitiendo su aprovechamiento para satisfacer las necesidades del hombre. Desde este punto de vista, el concepto de acuífero es relativo, ya que una formación geológica que sea capaz, por ejemplo, de producir 1 l/seg, no se considera acuífero, en un lugar donde haya otras en que sea posible captar 50 l/seg o más; pero en una región árida (como la Puna Argentina), donde haya otras posibilidades, a pesar del ínfimo caudal, esa formación que brinda 1 l/seg, para satisfacer las necesidades de una pequeña población, constituye sin dudas, un acuífero.

Los espacios huecos o intersticios que presentan las rocas que componen los acuíferos, pueden ser poros o vacíos intergranulares, como en el caso de rocas formadas por depósitos sedimentarios granulares (gravas y arenas), consolidados o no, o fracturas, fisuras y canales de disolución.

Los acuíferos, que son unidades geológicas que almacenan y transmiten agua en cantidades económicamente explotables, pueden encontrarse en diversos ambientes geológicos, en contacto directo con la atmósfera o bien, desconectados parcial o totalmente de ésta y por lo tanto, sometidos a cargas hidráulicas muy distintas. Desde este punto de vista se pueden clasificar a los acuíferos en:

1. Acuíferos Libres, Freáticos o No Confinados
2. Acuíferos Confinados, Cautivos o Artesianos
3. Acuíferos Semiconfinados (Leaky aquifers)
4. Acuíferos Semilibres

1. Acuífero Libre o Freático

Los acuíferos libres son aquellos en que el agua subterránea presenta una superficie libre, sujeta a la presión atmosférica como límite superior de la zona de saturación. Esta superficie libre se conoce como superficie freática y el nivel a que ella se eleva, respecto a otro de referencia, se llama nivel freático. Está formado en general por un estrato permeable parcialmente saturado en agua que yace sobre otro estrato impermeable o relativamente impermeable. La profundidad de este sustrato impermeable varía de acuerdo al medio geológico, por ejemplo, en zonas donde existen potentes depósitos sedimentarios, la profundidad se puede localizar a varias decenas o cientos de metros.

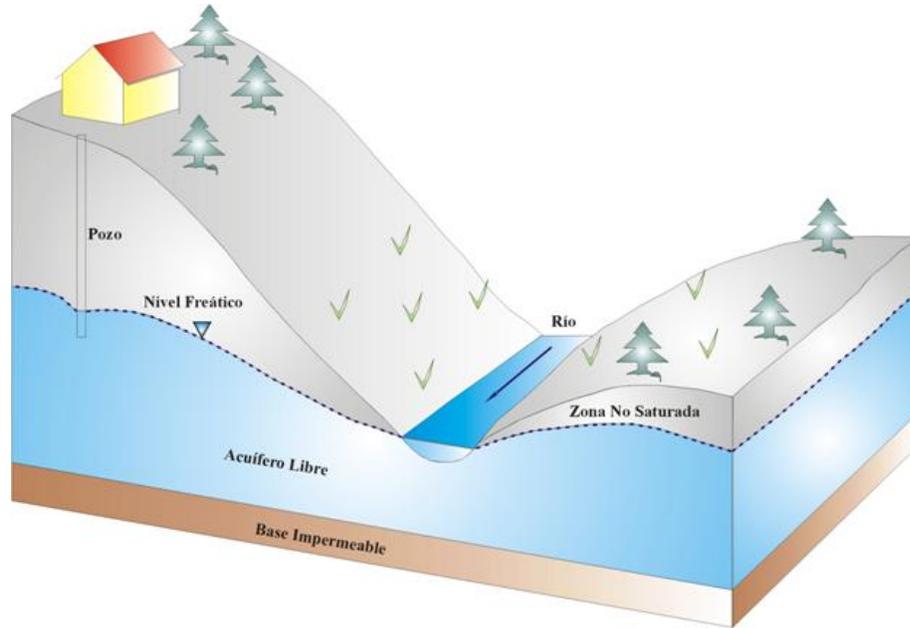


Ilustración 1: Acuífero libre, mostrando el nivel freático (Fetter, 1988).

En la mayoría de los casos, existe solamente un nivel freático, pero en otros a causa de la presencia de acuitardos de pequeñas dimensiones relativas, pueden existir acuíferos que se denominan acuíferos colgados con niveles freáticos adicionales.

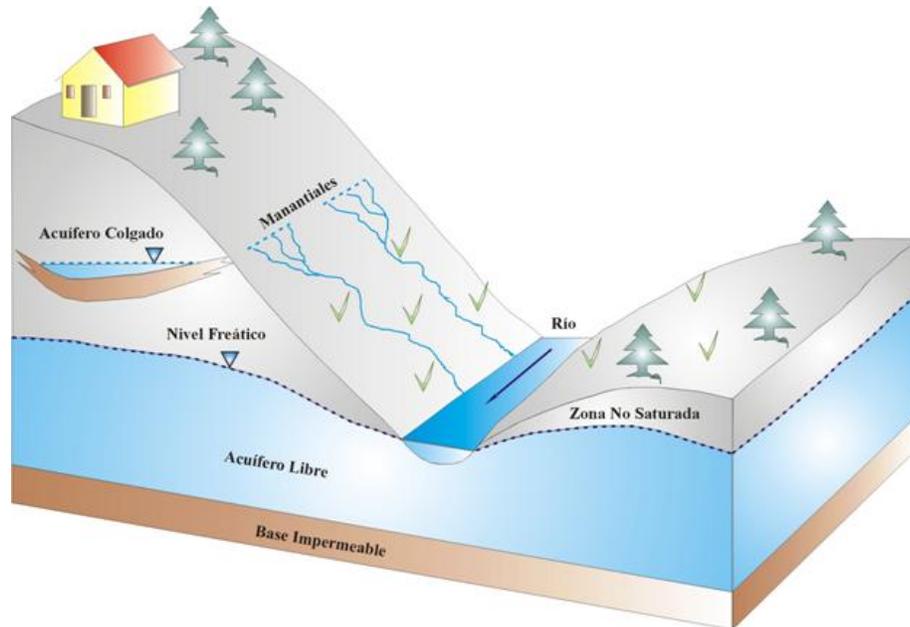


Ilustración 2: Acuífero libre. En la zona no saturada existe una "falsa freática" o acuífero colgado (Fetter, 1988).

En algunos acuíferos libres compuestos de partículas finas, el drenaje por gravedad de los poros con frecuencia puede que no sea instantáneo, y en ese caso, el acuífero entrega el agua un cierto tiempo después de que el nivel freático desciende en el mismo. A este tipo de acuíferos se le denomina libre con entrega retardada.

2. Acuífero Confinado o Cautivo

Los acuíferos confinados, cautivos o artesianos, son formaciones geológicas permeables, completamente saturadas de agua, confinadas entre dos capas o estratos impermeables o prácticamente impermeables (una inferior y otro superior). En estos acuíferos el agua está sometida, en general, a una presión mayor que la atmosférica y al perforar un pozo en ellos el agua se eleva por encima de su parte superior (techo) del acuífero hasta un nivel que se denomina nivel piezométrico. La superficie imaginaria que representa la carga piezométrica en los distintos puntos del acuífero se conoce como superficie piezométrica. Se debe recordar en este punto que, tanto el sustrato como el techo impermeable presentan morfología y posición estables, mientras que la superficie piezométrica presenta variaciones de altitud y forma. En algunos casos, la superficie piezométrica puede estar por encima del terreno natural por lo que un pozo perforado en el lugar fluirá naturalmente. Los acuíferos confinados se conocen también como artesianos a causa de que en la región francesa de Artois fue el primer lugar donde se perforaron pozos profundos en acuíferos confinados, alrededor del año 1750.

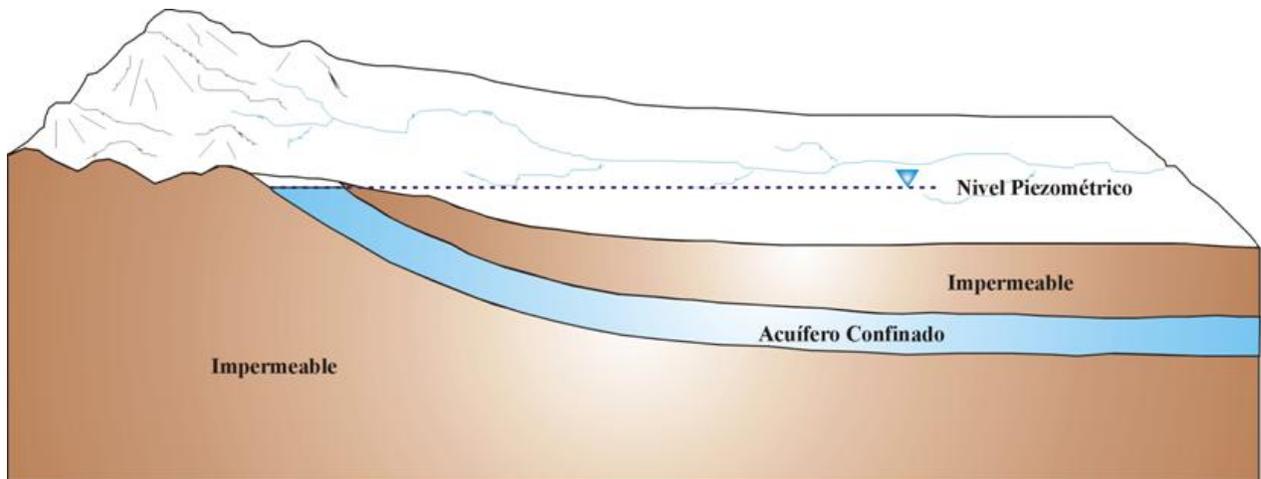


Ilustración 3: Acuífero confinado (Fetter, 1988).

De acuerdo a la posición dentro de un mismo acuífero, se puede advertir un comportamiento distinto de los pozos que se realicen en la unidad. De esta forma, un acuífero puede iniciarse como un acuífero libre (respecto a la zona de recarga), luego pasar a semiconfinado y por último, confinado totalmente. Si un pozo alcanza un nivel confinado con suficiente nivel energético (superficie piezométrica o potenciométrica) y está localizado en una posición topográfica favorable, puede alcanzar a ser un pozo surgente.

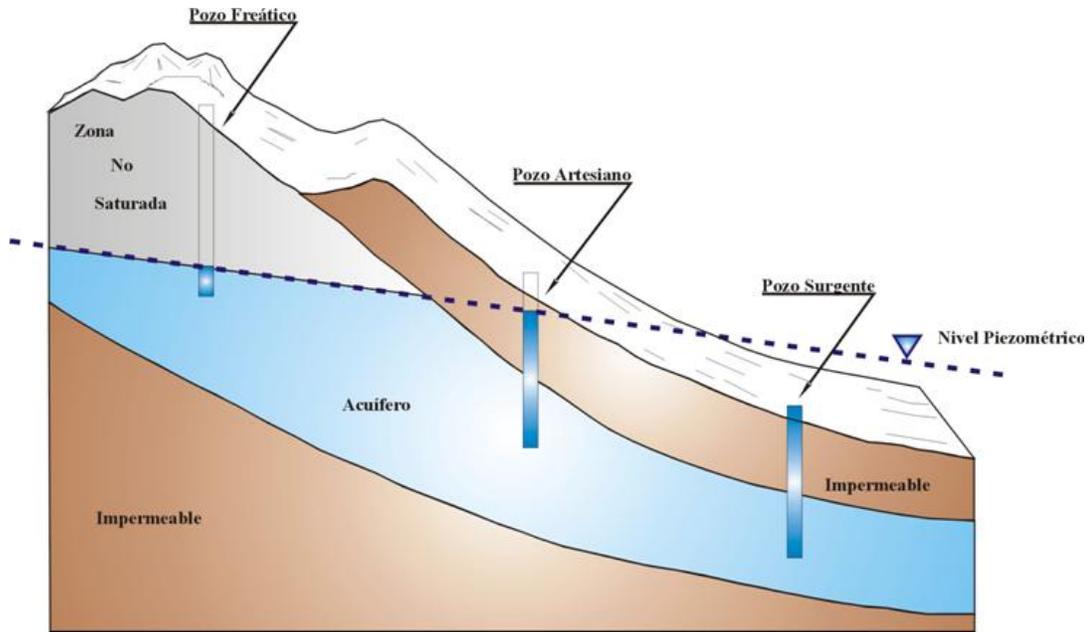


Ilustración 4: Acuífero confinado, mostrando pozos artesianos y surgentes (Fetter, 1988).

3. Acuíferos Semiconfinados

Son acuíferos completamente saturados sometidos a presión que están limitados en su parte superior por una capa semipermeable (acuitardo) y en su parte inferior por una capa impermeable (acuífugo) o también por otro acuitardo. En este tipo de acuífero, la disminución de la carga piezométrica originada por el bombeo, por ejemplo, inducirá un flujo vertical del agua contenida en el acuitardo, que actuará como recarga del acuífero. Las características del acuitardo confinante en un acuífero semiconfinado son tales que puede ignorarse la componente horizontal del flujo del acuitardo.

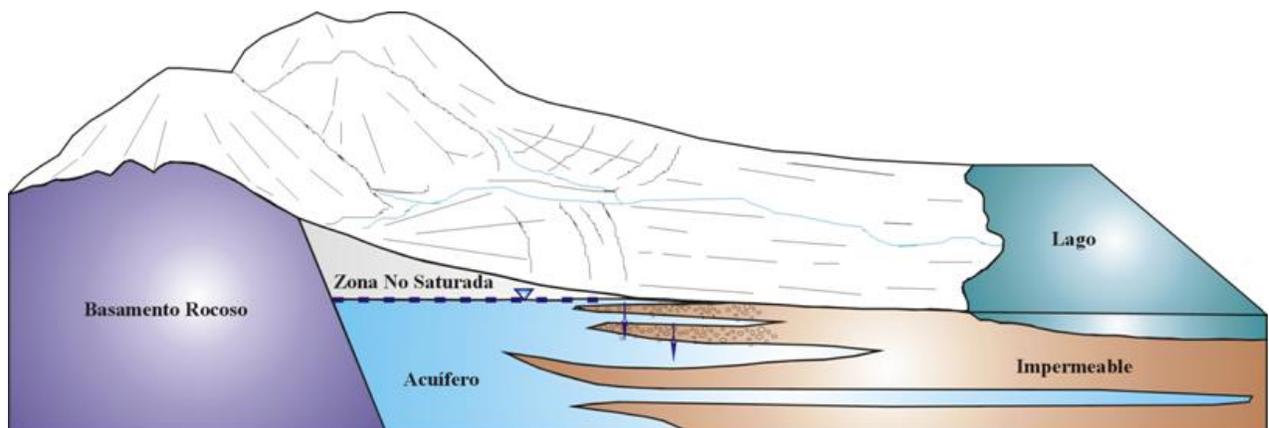


Ilustración 5: Acuíferos libre, semiconfinado y confinado (Fetter, 1988).

4. Acuíferos Semilibres

Los acuíferos semilibres representa una situación intermedia entre un acuífero libre y uno semiconfinado. En este caso, la capa confinante superior es un estrato semipermeable o acuitardo, de características tales que su componente horizontal de flujo no puede ignorarse.

Kruseman y De Ridder (1970), partiendo de considerar los acuíferos apoyados en una capa impermeable, especifican que el tipo de acuífero queda determinado por el carácter de la capa superior. Así quedan definidos:

Acuífero Libre	Capa superior igual que la parte principal del acuífero
Acuífero Semilibre	Capa superior semipermeable (Acuitardo), menos permeable que la parte principal del acuífero, en el que hay que tomar en cuenta la componente horizontal del flujo.
Acuífero Semiconfinado	Capa superior semipermeable (Acuitardo), en que puede ignorarse la componente horizontal del flujo.
Acuífero Confinado	Capa superior impermeable.

3.4. Geología de los Yacimientos de Agua Subterránea

El ambiente geológico por donde circula el agua o medio de circulación pueden ser:

- a) Porosos: Lo conforman la mayoría de los sedimentos o sedimentitas con porosidad efectiva, que permitan superar la velocidad de percolación de 10^{-4} m/día. La porosidad puede ser primaria o secundaria. Los poros generalmente son capilares a subcapilares.
- b) Fracturados: Están formados por fallamientos o sistemas de diaclasas y constituyen supercapilares.
- c) Aperturas de disolución: Generalmente ocurren en calizas, formando supercapilares (a veces cavernas de disolución). También existen en lavas.

3.4.1. Acuíferos en Medios Porosos

Los medios porosos están conformados por sedimentos y sedimentitas con una porosidad tal, que permitan una percolación eficaz. En la generalidad de los casos, los medios porosos más comunes están representados por sedimentos (depósitos sedimentarios no consolidados) resultantes de la erosión de rocas preexistentes y que fueron transportadas y depositadas por los agentes modeladores del relieve. De esta forma, estos medios de circulación normalmente se encuentran inconsolidados y/o ligeramente cementados, conservando en mayor o menor medida, sus características texturales originales.

Los acuíferos desarrollados en estos medios de circulación están ampliamente distribuidos y porcentualmente son los que proporcionarían, en muchas regiones del mundo, la mayor cantidad de agua subterránea. Davis y De Wiest (1971) aducen algunas razones que explican el interés de los acuíferos desarrollados en estos tipos de medios.

Normalmente los acuíferos presentes en medios porosos son relativamente fáciles de perforar, de modo que la exploración y explotación es rápida y barata. Con frecuencia, estos depósitos se disponen de tal manera que los niveles piezométricos están bastante próximos a la superficie del terreno.

Corrientemente estos cuerpos han recibido y/o reciben eficazmente la recarga proveniente de las precipitaciones, ríos o lagos. En estos medios se encuentran, generalmente, los mayores valores de porosidad eficaz y permeabilidad.

a) Depósitos de origen fluvial

Estos depósitos si son de origen actual o subactual (Cuaternario), suelen tener especial interés ya que normalmente están vinculados a los cursos fluviales que los han originado. Los sedimentos están conformados por gravas, arenas, limos y arcillas, cuya composición mineralógica y petrográfica depende de la roca madre de las que proceden.

Los cursos de agua son al mismo tiempo un agente erosión, transporte y/o sedimentación, donde el predominio de una u otra característica depende del suministro de sedimento que llega al cauce y de la velocidad de las aguas, que a su vez, es función del caudal y de la sección longitudinal y transversal. El tipo y granulometría de material depositado representa entonces la dinámica del curso fluvial. De esta manera las fracciones más gruesas (gravas y arenas) se encuentran sobre el cauce mismo; mientras que las arenas finas, limos y arcillas se disponen sobre la llanura de inundación, donde el agua superficial circula a una menor velocidad.



Foto 7: Agua subterránea en sedimentos fluviales. A la izquierda parte distal del cono aluvial del río Catua y a la derecha planicie aluvial del río Los Patos. Puna Argentina.

En las llanuras de inundación, frecuentemente, el río es divagante, cambiando de cauce repetidamente a lo largo de su historia evolutiva, por lo que se forman brazos, paleocanales, meandros abandonados, etc. A pesar de las grandes variaciones laterales en la distribución de las fracciones sedimentarias más gruesas, suele ser frecuente que en los aluviones del fondo de los valles fluviales predominen las gravas y arenas permeables.

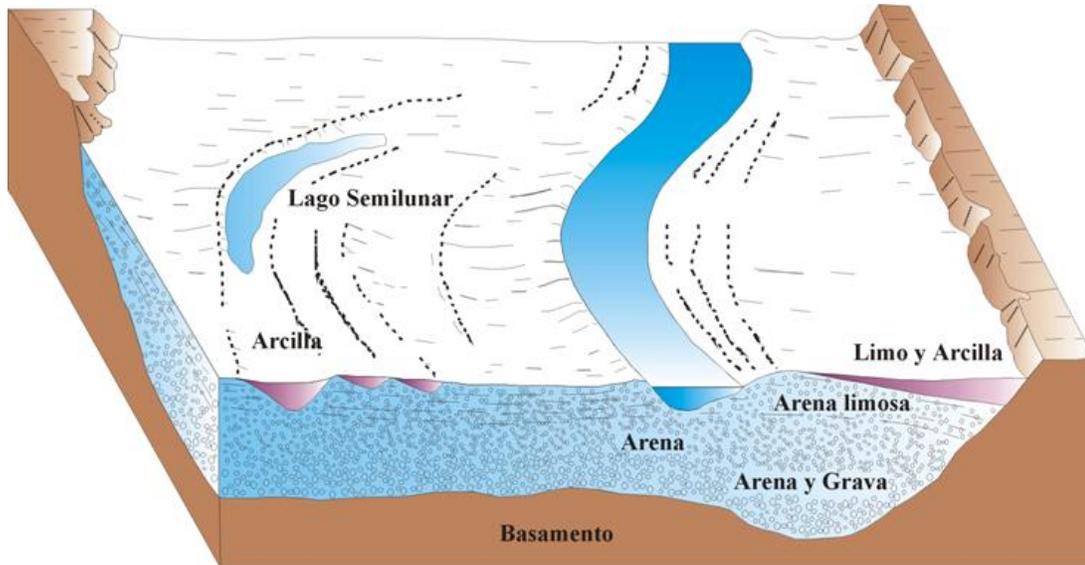


Ilustración 6: Esquema de valle fluvial mostrando distintas facies sedimentarias.

Los ríos, en su desembocadura en lagos o mares, pueden dar origen a depósitos deltaicos que se caracterizan por presentar un tramo inferior de fracciones gruesas bastante permeables y otro superior análogo, menos permeable, separados por una cuña de limos y arcillas.

En numerosas áreas del mundo, muchos de los grandes valles o depresiones, corresponden a verdaderas fosas tectónicas, donde por las características geológicas y geomorfológicas, se implanta sobre ellos un curso fluvial. Estas depresiones suelen alojar enormes cantidades de material detrítico, por lo general, con intercalaciones de facies permeables e impermeables. Los depósitos que rellenan estas cuencas suelen ser de naturaleza diversa, pues no sólo son de origen fluvial sino que suelen estar también de origen lacustre, eólico, glaciar, etc.

El espesor de los materiales de relleno suelen ser de decenas a varios centenares, e incluso miles de metros. En estos ambientes, el estudio litológico y estructural adquiere significativa relevancia ya que pueden condicionar tanto la calidad, como la disponibilidad del recurso subterráneo.

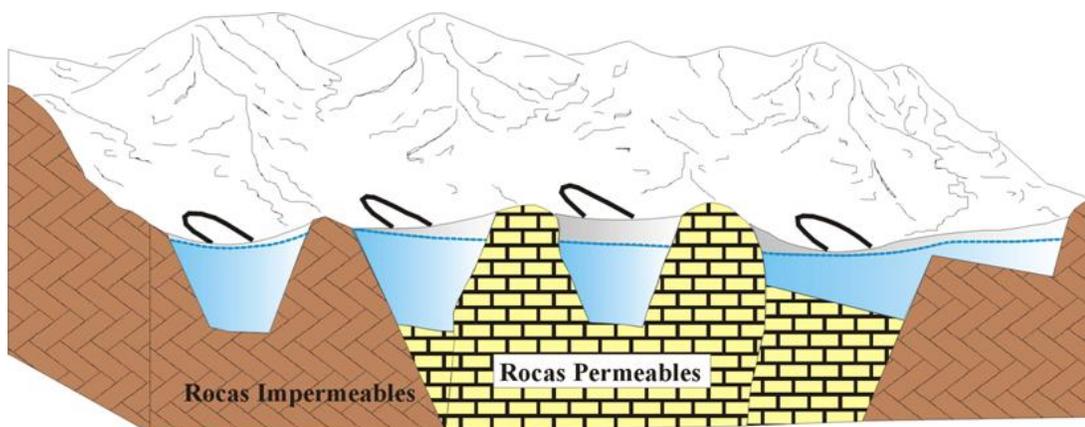


Ilustración 7: Esquema de depósitos de relleno sedimentario en valles de origen tectónico.

b) Depósitos de origen eólico

Los medios más típicos de estos tipos de depósitos son las dunas y los loess. Las primeras están formadas por arenas (finas a medias) de un tamaño extraordinariamente uniforme. Suelen predominar los granos de composición silíceo, pero también pueden aparecer arenas de composición calcárea que tienen su origen en la fragmentación de los caparzones de organismos (bivalvos, gastrópodos, etc.). Las dunas, por su uniformidad, selección y elevada capacidad de infiltración, suelen conformar verdaderos yacimientos de agua, que en muchas áreas sino constituyen la única fuente, constituyen importantes reservorios. Los loess suelen tener también un tamaño muy uniforme en los granos, pero las partículas constituyentes corresponden, frecuentemente, al tamaño de limos (0,0625 a 0,0002 mm de diámetro). Normalmente los depósitos de loess, por la dimensión de los constituyentes individuales sumado a la presencia de un cemento calcáreo o silíceo, suelen dar lugar a acuíferos y/o acuitardos.

c) Depósitos en llanuras costeras

Hay costas que terminan en acantilados o en áreas con relieve accidentado, pero hay otras en que la zona costera está conformada por una extensa llanura de varias decenas de cientos de metros e incluso, centenas de kilómetros. Estas áreas, conocidas como playas costeras suelen dar lugar a extensos y potentes depósitos que almacenan y transmiten agua en cantidades económicamente explotables. Los depósitos costeros, como es de suponer, son el resultado de la mezcla de sedimentos de origen continental y marino. Las playas suelen estar constituidas por materiales muy permeables (gravas, arenas y limos) que favorecen fuertemente la infiltración tanto de las lluvias como la proveniente de los cursos fluviales que terminan sobre la costa y entregan sus caudales al mar. Los acuíferos costeros también suelen presentar características muy propias en cuanto al tipo de agua que satura los sedimentos. En efecto, en inmediaciones de la costa, se produce una zona de mezcla entre el agua dulce de origen continental y el agua salada del mar. La ley que rige la dinámica y el equilibrio de esta relación es la fórmula de Ghyben – Herzberg.

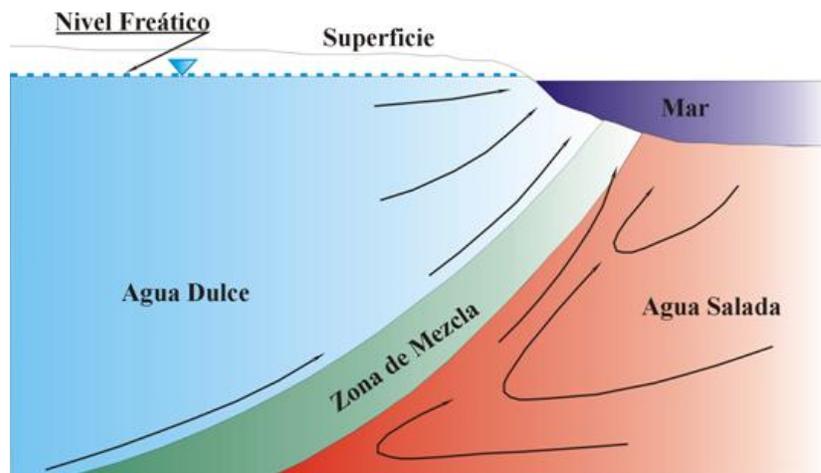


Ilustración 8: Esquema de zona de mezcla de agua dulce y agua salada en una región costera marina o salar.

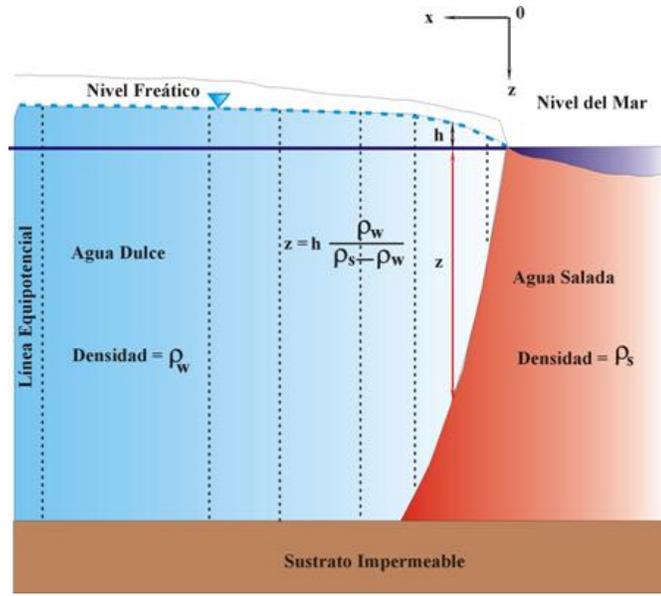


Ilustración 9: Esquema de la relación entre la altura del agua dulce y la profundidad de la interfase de agua dulce/agua salada en una región costera marina o salar.

La fórmula de Ghyben-Herzberg expresa:

$$(h + Z) \cdot \rho_w = Z \cdot \rho_s$$

$$Z = \left(\frac{\rho_w}{\rho_s - \rho_w} \right) \cdot h$$

Z= Profundidad de la zona de interfase bajo el nivel del mar

h = Elevación del nivel freático sobre el nivel del mar

ρ_w = Densidad del agua dulce

ρ_s = Densidad del agua salada

La resolución de esta fórmula indica que, normalmente, la interfase se sitúa entre 33 y 50 metros bajo el nivel del mar, siendo el valor más común a 40 veces la cota del nivel freático.

Con respecto al fenómeno de interfase de agua dulce / agua salada, se debe señalar que no solamente se producen en ambientes costeros sino que también se presentan en ambientes de salares donde se produce ingreso de agua dulce desde los bordes y el agua salada (salmueras) de los depósitos evaporíticos. Este efecto ha sido observado ya en algunos salares de la Puna Argentina como los salares del Hombre Muerto, Rincón y Olaroz, donde en los bordes de los cuerpos salinos y las típicas bajadas y conos aluviales que se comportan como reservorios con agua dulce, se origina una zona de mezcla de agua dulce y agua salada; mientras que en otros sectores se observa que el agua dulce (más liviana) flota sobre el agua salada y/o salmueras (más densas). Este último fenómeno también fue advertido en la zona del Chaco Salteño y Formoseño en donde el agua dulce de infiltración reciente (proveniente de lluvias, lagunas, madrejones, etc.) flota a modo de islas sobre el agua salada de circulación regional (García, 1988).

d) Depósitos de origen glaciar

Estos tipos de depósitos, originados por el accionar erosivo de los glaciares, suelen estar formados por un material caótico, mal seleccionado (conocido como till) y de mediana a alta porosidad. Los depósitos más característicos son las morenas o morrenas de fondo y terminales, que ocupan el fondo del valle glaciar y el frente de la lengua glaciar, una vez que el cuerpo de hielo ha retrocedido por efecto de un cambio en la temperatura en el medio ambiente.

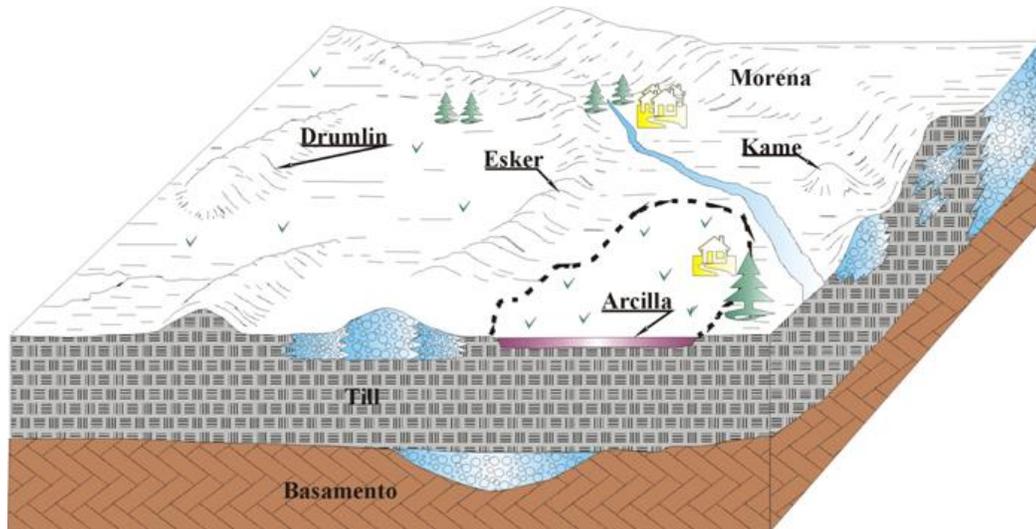


Ilustración 10: Esquema de depósitos de origen glaciar.

3.4.2. Acuíferos en Sistemas de Fracturas

En rocas semipermeables o impermeables, sean acuitardos sedimentarios (areniscas, cuarcitas, areniscas cuarcíticas, arcillitas, etc.) o en rocas cristalinas ígneas o metamórficas, por acción de la tectónica suelen fracturarse (diaclasas y fallas) y dar origen a un reservorio de agua subterránea por porosidad secundaria (supercapilares). Estas fracturas pueden estar interconectadas o no, de ahí su importancia hidrogeológica.

Los sistemas de fracturas suelen ser más intensas y densas cerca de la superficie terrestre y decrecen progresivamente al aumentar la profundidad. Las fracturas que afectan un cuerpo rocoso pueden ser de varios tipos y génesis. Si los bloques de rocas se han desplazado o no respecto del plano de fractura, se habla de falla o diaclasa, respectivamente. Las fracturas con desplazamiento (fallas) se deben casi siempre a movimientos tectónicos y pueden ser inversas, normales o de desplazamiento de rumbo. Las diaclasas, además del origen tectónico pueden deberse a la descompresión de la carga litostática, al enfriamiento drástico de un cuerpo ígneo, a la esquistosidad, etc. Muchas veces, tanto las diaclasas como las fallas, pueden estar abiertas (separadas) respecto al plano de fracturación o bien, estar totalmente cementadas.

La fracturación de los cuerpos rocosos da origen a un aumento de la porosidad y permeabilidad, siempre y cuando el sistema y tipo de fracturas se encuentren abiertas (diaclasas abiertas) y no cerradas por fluidos sellantes (fluidos de origen hidrotermal). Por estas razones, el estudio del ambiente estructural (tensional o compresivo) y el tipo de roca afectada (petrología), son de especial interés cuando se estudian estos medios.



Foto 8: Rocas intensamente fracturadas y con porosidad secundaria. Quebrada Lare. Puna Argentina.

En ciertos tipos de rocas volcánicas, la fracturación por enfriamiento (contracción) puede originar reservorios muy importantes. En ciertos tipos de coladas basálticas se origina una disyunción columnar que le entrega una elevada porosidad al depósito. Otras veces, y por el mismo mecanismo de enfriamiento, se originan grietas y fisuras en la base y techo de los flujos de lava, por lo que la porosidad suele ser máxima en estas zonas. Por esta situación, normalmente, la permeabilidad es anisótropa en estos cuerpos y suele ser mayor en la dirección del movimiento del flujo; mientras que es mínima o nula en el sentido perpendicular.

Una característica sobresaliente que presentan estos reservorios en estos sistemas de fracturas es que normalmente el agua que ocupa estas aperturas, se encuentra en forma tal que da lugar a una superficie piezométrica discontinua.

También, y debido a la complejidad en la distribución, densidad y tipo de fracturación que pueden presentar los juegos de fracturas donde se almacena el agua subterránea, la prospección hidrogeológica de estos reservorios, normalmente presenta numerosos interrogantes aún para los hidrogeólogos más experimentados.

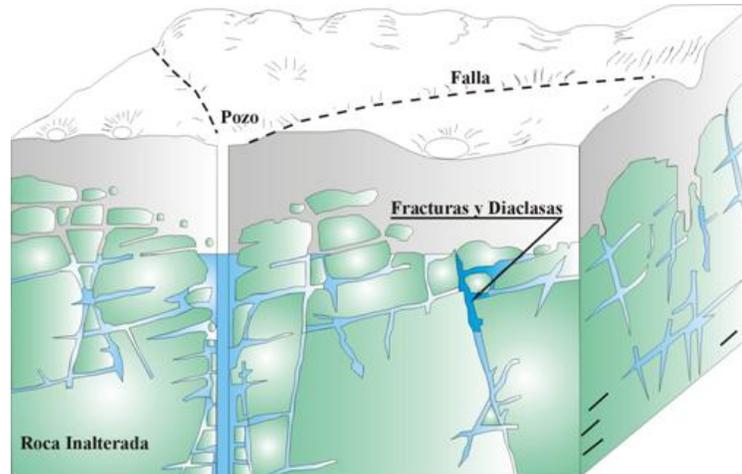


Ilustración 11: Esquema de acuíferos desarrollados en sistemas de fracturas.

Ejemplos notables de acuíferos desarrollados en sistemas de fracturas, se encuentran en el sector sudoeste del Salar de Lullailaco, departamento Los Andes, provincia de Salta; donde el agua subterránea se encuentra almacenada y circula a través de sistemas de fracturas desarrollados en rocas volcánicas del denominado Complejo Volcánico Lullailaco, conformado por dacitas, riocitas y basaltos dispuestos en coladas y en depósitos piroclásticos del Pleistoceno – Holoceno (Conhidro, 2009).



Foto 9: Presencia de agua subterránea en sistemas de fracturas en rocas del Complejo Volcánico Lullailaco, Puna Salteña.

Otro ejemplo de acuíferos en sistemas de fracturas se presenta en la localidad de Villa Ojo de Agua (Santiago del Estero), donde se encuentran afloramientos del basamento de la sierra de Sumampa, conformado por facies de granitos, gneises y esquistos del Precámbrico Superior – Silúrico Inferior. La característica fundamental de estas rocas es que se presentan muy fracturadas, con un denso juego de diaclasas, donde aproximadamente el 55 % se encuentran abiertas. En esta zona, Moya Ruiz et al., 2001, señalan la presencia de agua subterránea en este medio de circulación con conductividades eléctricas menores a 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ hasta una profundidad no mayor a los 22 metros ya que a partir de esa profundidad, los sistemas de fracturas desaparecen y los pozos resultan estériles.

3.4.3. Acuíferos en Aperturas por Disolución

En ciertos tipos de rocas, por su composición litológica, el agua que se infiltra y percola a su través puede originar por disolución, canalículos, conductos y hasta grandes galerías que almacenan y conducen agua en cantidades económicamente explotables. Las rocas en las que la acción disolvente del agua produce estos efectos, son las calizas, dolomías, yesos, halita y un gran conjunto de rocas evaporíticas.

Desde el punto de vista hidrogeológico, el mayor interés se encuentra sobre las calizas y dolomías. La porosidad y la permeabilidad primarias, se refieren a estas propiedades de la roca, después de su diagénesis. La porosidad y permeabilidad secundaria hacen referencia a las modificaciones que se producen en estas características de las rocas como consecuencia de los esfuerzos tectónicos (fracturas), especialmente, a la acción disolvente del agua.

La disolución de las rocas produce progresivamente un aumento de la porosidad, desde pequeñas grietas y fisuras hasta grandes cavernas y galerías en el subsuelo, que se pueden colapsar cuando alcanzan cierta magnitud. En rocas evaporíticas, especialmente yeso, la disolución puede ser muy rápida comparada con las calizas y dolomías. La disolución de ciertos tipos de rocas da lugar a una morfología muy especial que se denomina Karst.

El yeso y la sal común (halita) son rocas menos abundantes en la corteza terrestre que las calizas y dolomías. Por otra parte, su menor resistencia mecánica y su mayor solubilidad, hacen que muchos de los rasgos morfológicos del Karst (cuevas, simas, etc.), tengan una vida geológicamente efímera y alcancen dimensiones menores que los Karst de calizas y dolomías (Custodio y Llamas, 1996). Si a esta situación se suma que las aguas subterráneas de las rocas evaporíticas, de origen químico, suelen tener un contenido excesivamente elevado para que sean aprovechadas para el consumo humano, se puede comprender su escaso interés como acuíferos.

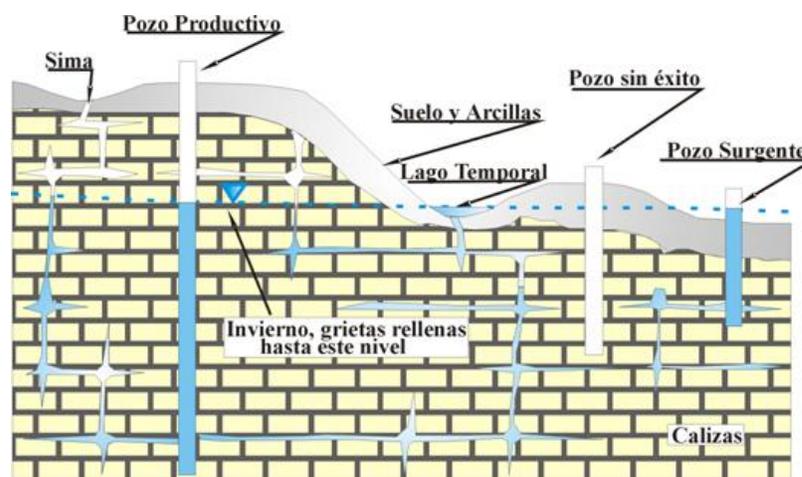


Ilustración 12: Esquema de acuíferos en sistemas de aperturas por disolución.

Las calizas y dolomías pueden ser de origen químico, bioquímico o detrítico. Casi todas las dolomías son de origen metasomático, es decir que se han formado a partir de las calizas a través de procesos aún poco conocidos. Este fenómeno tiene importancia hidrogeológica ya que la transformación de minerales de calcita a dolomita, conduce a una reducción de volumen ocupado por la calcita del 12 al 13 %, por lo que las dolomías metasomáticas tienen, por lo general, una mayor porosidad de las calizas de las que proceden.

La calidad de las aguas para uso humano en zonas calcáreas o dolomíticas, no suele presentar limitaciones en su composición química, excepto en los climas muy áridos, en las zonas costeras con intrusión de agua marina, o cuando las aguas han recorrido previamente una zona con rocas evaporíticas.

En muchos salares de la Puna Argentina, el agua subterránea (salmueras) se encuentra en oquedades, fracturas y verdaderas cavernas desarrolladas principalmente en facies de halita.

En el Salar del Hombre Muerto (provincias de Salta y Catamarca), en la subcuenca occidental se desarrollan facies de halita con espesores que superan los 500 metros, donde los primeros 40 – 60 metros se caracterizan por presentar una notoria presencia de cavernas y oquedades, brindando así al depósito una muy elevada porosidad eficaz.



Foto 10: Agua subterránea (salmueras) en facies de halita con cavernas y oquedades (Conhidro, 2008a).

También es cierto que en estos cuerpos sedimentarios existe una fuerte anisotropía y heterogeneidad en la halita, ya que muchas veces se ha observado que aun a pequeñas distancias pueden existir cambios extremos en la porosidad. Esta misma situación se ha comprobado en el Salar del Rincón (Salta) y en el Salar de Antofalla (Catamarca), donde la halita fracturada y con procesos de disolución conforma en algunos sectores enormes reservorios de salmueras.

4. UNIDADES DE ESTUDIO

1. Acuíferos

Es una unidad rocosa (consolidada o inconsolidada, porosa, fracturada o con oquedades producto de la disolución) que se encuentra saturada con agua y que tiene la característica de almacenarla (porosidad y coeficiente de almacenamiento) y cederla (permeabilidad y transmisividad). Un acuífero puede ser libre, semilibre, confinado o semiconfinado. Puede presentar una extensión areal de unos pocos de cientos de metros cuadrados a miles de kilómetros cuadrados. El Acuífero o Unidad Básica se caracteriza además por la homogeneidad del medio físico de circulación y propiedades hidráulicas e hidroquímicas (pudiendo estas variar tanto en el tiempo como en el espacio).

2. Sistemas Acuíferos

Un Sistema Acuífero es una unidad que constituye un dominio espacial limitado tanto en superficie como en profundidad, en el que existen dos o más acuíferos relacionados entre sí. La heterogeneidad del medio físico de circulación, determina que existan diferencias en las propiedades hidráulicas e hidroquímicas. Los Sistemas Acuíferos no son entidades taxonómicas rígidas, sino unidades de análisis. Los límites de cada sistema, están sujetos a modificaciones futuras, en función a la nueva información que surja de las perforaciones que se efectúan en forma ininterrumpida y a ritmo creciente (Baudino, 1996).

3. Complejo Acuífero

Un Complejo Acuífero es una unidad que constituye un dominio espacial limitado tanto en superficie como en profundidad, en el que existen dos o más Sistemas Acuíferos que no se encuentran relacionados entre sí. La heterogeneidad del medio físico de circulación, determina que existan diferencias en las propiedades hidráulicas e hidroquímicas. La caracterización de un Complejo Acuífero, no sólo está definida por aspectos estrictamente hidrogeológicos, sino también por las acciones que sobre él se han aplicado. Esto significa que un complejo acuífero puede establecerse como tal en función de la calidad de información disponible y sobre todo, de la metodología de los trabajos hidrogeológicos realizados (García, 1998).

5. MÉTODOS DE EXPLORACIÓN

Se entiende por exploración o prospección de agua subterránea al conjunto de operaciones o trabajos que permiten la localización de acuíferos de los que se pretende obtener agua en cantidad y calidad adecuada para un fin determinado (Custodio & Llamas, 1996).

En los aprovechamientos de aguas superficiales las etapas de investigación, estudio previo, anteproyecto y proyecto, construcción y explotación, suelen ser sucesivas y están, por lo general, claramente separadas (Custodio & Llamas, 1996).

En cambio, la exploración de los recursos subterráneos pocas veces es aceptablemente completa hasta que no se observa la reacción del reservorio durante un cierto tiempo ante una explotación controlada. Como norma general la exploración de aguas subterráneas suele ser más compleja y más costosa que para el estudio de aguas superficiales; en cambio, las inversiones necesarias para su explotación suelen ser mucho más reducidas. Al efectuar el estudio hidrogeológico de una región, se encuentra un campo muy amplio de investigación, ya que la Hidrogeología utiliza una gran cantidad de información proveniente de otras disciplinas.

Por abarcar un espectro tan amplio de especialidades, la mayoría de los datos que se integran para llegar a comprender los procesos involucrados en la circulación hídrica subterránea, son insuficientes y difíciles de valorar, ya que han sido obtenidos en forma no planificada o bien no orientada a la evaluación hidrogeológica. Esto es especialmente válido para la información de subsuelo proveniente de los legajos de perforaciones, pero también respecto a las series de mediciones climáticas y de afloros de cursos superficiales. Es imposible, en la mayor parte de los casos, brindar un conocimiento acabado de las características y procesos hidrogeológicos, y es necesario un estudio permanente de los recursos hídricos, tanto superficiales como subterráneos. Los estudios hidrogeológicos son de carácter iterativo, especialmente debido a dos razones:

- ❖ El objeto de estudio (el agua subterránea) cambia muy rápidamente con el tiempo, en función de cambios climáticos recientes o actuales y sobre todo por la utilización intensiva del agua subterránea y por las modificaciones en su quimismo, introducidas por la acción antrópica.
- ❖ A medida que se perforan más pozos se obtiene información complementaria que permite ajustar o modificar las hipótesis de trabajo y los modelos conceptuales.

Los tipos de estudios varían de acuerdo con los objetivos planteados para la exploración. Por ejemplo, no se podrá utilizar los mismos métodos de estudio para localizar un reservorio que sea capaz de suministrar agua potable a un núcleo de 1.000 habitantes, que si se trata de hacer un primer reconocimiento de los embalses subterráneos de una región, de una provincia o de un país. De acuerdo a lo expresado se comprende rápidamente que no existe una metodología estricta para planificar la exploración de embalses subterráneos; sin embargo y a nivel generalizado se pueden distinguir:

a) Estudios preliminares o de reconocimiento

Tienen por objeto la localización de los embalses subterráneos más importantes, y una primera estimación de sus dimensiones, de sus parámetros hidrológicos, de la zona de recarga, conducción y descarga y de la calidad de sus aguas. Por lo general, se sintetizan en uno o varios mapas de datos hidrogeológicos cuya escala suele estar comprendida entre 1: 200.000 y 1: 100.000 según los mapas geológicos y topográficos disponibles y posibilidades de tiempo y dinero. El área de estudio es casi siempre superior a unos cuantos miles de kilómetros cuadrados. Se tiende a localizar las zonas de mayor interés y poder planear adecuadamente las siguientes etapas del trabajo.

b) Estudios hidrogeológicos generales

Conducen a una cuantificación más aproximada de los acuíferos localizados en la etapa de reconocimiento. La escala de los mapas suelen oscilar entre 1: 100.000 y 1: 50.000; además de los mapas litológicos y estructurales, suelen realizarse mapas de isopiezas, de isópacas de acuíferos, de profundidad de zona saturada, etc., todos englobados con la denominación de “mapas temáticos generales”. Normalmente los límites de la zona estudiada coinciden con las de una cuenca hidrográfica o los de una unidad hidrogeológica. En esta etapa, siempre es necesario realizar un inventario detallado de pozos y fuentes para abastecimiento de agua, prospección geofísica, sondeos mecánicos, ensayos de bombeo y análisis químicos, a veces, algún pozo experimental.

c) Estudios de detalle

Tienen por objeto un conocimiento de detalle del acuífero, que permita resolver una demanda de agua concreta, por ejemplo, el abastecimiento a un núcleo urbano o de un regadío de varios centenares de

hectáreas. Estos tipos de estudios suele ser, tanto de exploración como de explotación, y en ellos los datos hidrogeológicos y técnicos de las captaciones son importantes. La escala normal suele oscilar entre 1: 25.000 y 1: 10.000. Casi siempre es necesaria la instalación de piezómetros y la realización de algunos pozos de experimentación.

6. NIVELES DE ESTUDIO

La prospección de los recursos hídricos subterráneos de una determinada área debe tener en cuenta el nivel de estudio que se proyecta realizar. Estos pueden ser los siguientes: 1) Diagnóstico, 2) Prefactibilidad, 3) Factibilidad de Obra y 4) Proyecto Ejecutivo.

Un Diagnóstico generalmente no contempla una prospección y se basa en los análisis de antecedentes y una recorrida expeditiva de campo. Puede incluirse en esta etapa, trabajos de Identificación de Fuentes de Agua de Aprovechamiento de un área, donde la prospección geofísica es de carácter regional y eventualmente se ejecuta en semidetalle en las localidades elegidas.

El Estudio de Prefactibilidad de una zona implica una geofísica localizada, con sondeos de control. Esta etapa generalmente finaliza en un Anteproyecto de Obra.

La Factibilidad de Obra, generalmente tiene una geofísica de detalle y además cuenta con observaciones directas: perforaciones exploratorias, excavaciones para proyectar drenes, galerías filtrantes, etc. La prospección geoeléctrica puede tener una reinterpretación con la información directa obtenida. Esta etapa tiene como resultado el Proyecto Ejecutivo.

El Proyecto Ejecutivo, es la concreción de la obra de captación. Si bien no se contempla nuevas tareas de prospección, es importante ajustar el modelo prospectivo con los resultados del proyecto ejecutado.

Esta es una secuencia lógica de estudios que deben realizarse para concretar una obra de captación y muchos fracasos, y no pocos costos, son el resultado de ejecutar obras de captación como pozos, drenes, etc., sin estudios previos.

7. MÉTODOS DE PROSPECCIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA

La metodología de prospección es variada y dependerá su aplicación de acuerdo a las necesidades de investigación. Fundamentalmente, los métodos de prospección más importantes son:

7.1. Métodos Geológicos

Los mapas geológicos, topográficos, fotografías aéreas e imágenes satelitales, constituyen uno de los instrumentos básicos para el estudio de las aguas subterráneas. En los estudios preliminares de reconocimiento, cuando no se dispone de datos hidrológicos, constituyen prácticamente el único punto de apoyo para hacer deducciones hidrogeológicas (Custodio & Llamas, 1996). El hidrogeólogo debe adquirir el hábito de plantearse los problemas de la localización y movimiento de las aguas subterráneas cuando examina el plano o la fotografía aérea de la zona a estudiar. Como consecuencia de ello, muchas veces formulará varias hipótesis y deberá saber programar las operaciones necesarias para comprobar cuál puede ser la hipótesis verdadera. Como es de suponer, los métodos geológicos hacen uso de las herramientas que brinda la geología. Así, se deberá conocer los principios de geología regional, estructural, estratigrafía, petrología, geomorfología, fotogeología, etc., para abordar el estudio de una zona en particular.

7.2. Métodos Geofísicos

De un modo general, la Geofísica puede definirse como la ciencia y técnica que, a partir de fenómenos físicos naturales o provocados (inducidos), trata de conocer la distribución de los materiales en el subsuelo y sus propiedades. Cualquier fenómeno es utilizable, no sólo para deducir indirectamente la distribución de los materiales, su estado y sus accidentes, sino para, el caso de ser posible, estudiar directamente sus características.

La Geofísica es ciencia ya que se basa en leyes físicas científicamente establecidas; es técnica por que utiliza equipos y métodos para estudiar los diferentes materiales del suelo y subsuelo. Las propiedades y distribución de los materiales se deducen de observaciones superficiales y el terreno, en cada caso, se clasifica de acuerdo a su comportamiento ante el fenómeno empleado. Existen numerosos métodos de prospección geofísica, en función del fenómeno empleado y si es natural o inducido. Los registros geofísicos pueden realizarse en superficie o bien en pozos (abiertos y/o entubados). En función de estos aspectos puede clasificarse a los métodos en:

Tabla 2: Métodos geofísicos más usuales en la investigación del subsuelo.

Métodos	Propiedad Física Medida	Origen del Fenómeno
Gravimétrico	Aceleración de la Gravedad	Natural
Electromagnético	Susceptibilidad Magnética	Inducido
Radiactivos	Radiactividad	Natural o Inducido
Térmicos	Temperatura	Natural
Sísmicos	Refracción	Inducido
	Reflexión	Inducido
Eléctricos	Corrientes Telúricas o Magneto Telúrico (MT)	Natural
	Potencial Espontáneo	Natural
	Líneas Equipotenciales	Inducido
	Resistividad (1D, 2D y 3D)	Inducido

Cuando se investiga una región, normalmente se emplean ciencias y técnicas muy diversas destinadas a conocer las propiedades de los materiales y, muchas veces, de los fluidos, elementos y compuestos que ellos pudieran contener. Para ello se aplican estudios geológicos (estratigráficos y estructurales), geofísicos de superficie (sísmica, eléctricos, gravimétricos, magnéticos, etc.), geofísicos de pozos (eléctricos, sísmicos, radiactivos, térmicos, etc.) y toda una gama de estudios complementarios que conllevan a establecer con la mayor precisión posible las propiedades del medio que se quiere analizar.

Es imposible pensar que cada una de estas ciencias, técnicas o disciplinas se excluyan entre sí o que se establece una competencia; por el contrario, se necesitan unas de otras para alcanzar un fin determinado. Por ejemplo, se sabe que los pozos exploratorios (pozos de estudio) brindan datos precisos de la zona atravesada, pero están limitados a la zona inmediatamente próxima.

El estudio de los terrenos perforados se potencia al máximo cuando, aparte de las descripciones litológicas, se realizan registros geofísicos dentro del pozo. También es cierto que tratar de caracterizar una región amplia a través del uso exclusivo de perforaciones es prácticamente inabordable desde el punto de vista técnico y económico. Debido a esta razón, cuando se realizan estudios regionales se debe iniciar el trabajo con el reconocimiento geológico (levantamientos geológicos, cartografía, perfiles geológicos, perfiles estratigráficos, etc.) que establezca una hipótesis del marco existente. Sin embargo, si se aplicase únicamente esta metodología sería imposible determinar las verdaderas propiedades del medio que se quiere estudiar. Entre ambos métodos, como enlace, surgen la prospección geofísica, que confirma o modifica las hipótesis

geológicas realizadas con los datos de superficie y permite establecer el lugar más conveniente para la realización de perforaciones que confirmaran o no las características litológicas de los niveles detectados y supuestos previamente. La coordinación de estos tres métodos de trabajo es esencial para el correcto conocimiento del subsuelo y cada uno de ellos debe respetar lo aportado por los otros y el responsable de la coordinación (un geólogo) debe conocer los alcances y limitaciones de cada uno de ellos, para poder resumir los resultados de todos y resolver el problema planteado.

✓ Métodos Magnéticos

De acuerdo a su susceptibilidad magnética, los terrenos se clasifican en paramagnéticos (susceptibilidad positiva) o diamagnéticos (susceptibilidad negativa). Su presencia modifica la distribución del campo magnético terrestre, lo que permite identificar cualitativamente su situación en el subsuelo. El método magnético es el más antiguo y, a partir del año 1950 con el advenimiento del magnetómetro discriminador de flujo y el magnetómetro nuclear, se potenció el uso de este método por la mayor rapidez y confiabilidad en la adquisición de datos que la balanza de Schmidt. Actualmente se usan desde aviones, lo que permite un levantamiento rápido de amplias zonas.

✓ Métodos Gravimétricos

Estudia las anomalías de la gravedad en la superficie terrestre, para deducir la distribución y naturaleza del subsuelo. Exige numerosas correcciones (situación y topografía) y es útil para determinar la existencia de grandes fallas que pongan en contacto rocas con diferentes densidades y para deducir la estructura del basamento en estudios regionales. La interpretación, cuantitativa, parte siempre de la premisa de una configuración hipotética de las masas perturbadoras del valor regional medio de gravedad y la comparación de los datos obtenidos con los teóricos supuestos.

✓ Métodos Electromagnéticos

Estudia la influencia del terreno sobre un campo electromagnético artificial. Pueden realizarse estudios muy rápidos desde aviones.

✓ Métodos Sísmicos

Es una derivación de los métodos ideados para el estudio de terremotos, partiendo de la base de que las oscilaciones sísmicas son consecuencia de la propagación de ondas elásticas originadas en el foco del terremoto. Posteriormente, se estableció que en un terreno cualquiera, cuando se produce una liberación brusca de energía (terremoto, explosión, etc.) una parte de ella se propaga en forma de vibraciones. Estas ondas así liberadas pueden asimilarse a fenómenos oscilatorios, lo que permite distinguir tres tipos de ondas: Ondas longitudinales o de compresión, Ondas transversales o de cizalla y Ondas superficiales. Estas ondas se propagan en todas las direcciones y sufren los mismos fenómenos que las ondas luminosas o electromagnéticas; es decir que todo punto alcanzado por las ondas se convierte en un centro emisor de esa perturbación.

Al alcanzar un frente de onda una superficie de separación de dos medios diferentes se originan una onda longitudinal reflejada y otra refractada, una onda transversal reflejada y otra refractada y por último una onda superficial. El fenómeno se complica a lo largo de la propagación, hasta concluir en una vibración muy compleja donde no es fácil distinguir las diferentes componentes. Por ello, la prospección geofísica utiliza las ondas longitudinales en todo su recorrido, que por ser las más rápidas y abundantes, son las que primero alcanzan los

puntos de observación. Si se observa las primeras llegadas o frentes de ondas, que serán longitudinales en todo su recorrido, las más rápidas de todas las engendradas en el origen de la perturbación o en sus transformaciones por refracción y reflexión se tiene dos métodos: Sísmica de Refracción y Sísmica de Reflexión.

✓ Métodos Radiactivos

Existen dos tipos principales: el primero y más sencillo, mide la radiación gamma ligada al terreno y el segundo, neutrónico, mide las radiaciones gamma inducidas por la influencia de una fuente radiactiva de neutrones, o los neutrones absorbidos por el terreno.

✓ Métodos Térmicos

Los registros de temperatura permiten conocer la variación de este parámetro en profundidad y son especialmente indicados para estudiar y controlar de forma rápida, procesos tales como penetración de agua marina o procedente de yacimientos salinos, cuerpos saturados con fluidos, rocas en proceso de enfriamiento, y cualquier otro tipo donde se produzca una reacción exotérmica o endotérmica.

✓ Métodos Eléctricos

1. Corrientes Telúricas: Estas corrientes son generadas por las variaciones en el campo magnético terrestre relacionadas con tormentas eléctricas o emisiones provocadas por la actividad solar. Debido a su origen, estas corrientes tienen un periodo de variación (no son constantes) y por esta razón se les asocia no sólo un campo eléctrico, sino también un campo magnético. La medida simultánea de los potenciales en varios puntos de la superficie permite deducir la resistividad del terreno.
2. Potencial Espontáneo: En el suelo y subsuelo existen diferencias de potencial de origen natural. La oxidación de los minerales conductores de la electricidad es comparable a una pila eléctrica, con el polo positivo en la zona próxima a la superficie. Dos terrenos distintos en contacto, con presencia de agua u otro fluido generan desequilibrios iónicos con potenciales eléctricos en el contacto; la propia circulación del fluido implica un transporte iónico y potenciales eléctricos, al igual que cuando una solución electrolítica atraviesa una membrana porosa. En el caso de minerales conductores se han detectado diferencias de potencial superiores a 1,5 voltios, con gradientes de 1 a $6 \cdot 10^{-3}$ voltios/metro.
3. Líneas Equipotenciales o Potencial Inducido: Este método, a diferencia del anterior, crea un potencial inducido en el terreno a través de un electrodo. El campo eléctrico así generado es superior al natural en una amplia zona, en función del campo creado.
4. Métodos Resistivos: Estos métodos utilizan un parámetro físico conocido como resistividad o resistencia específica. Se realizan mediciones en superficie o dentro de un pozo no entubado, que permiten obtener, los valores de resistividad aparente en función del arreglo de la línea de emisión. Como fuente de inducción puede emplearse un circuito de corriente continua o corriente alterna. Los métodos resistivos pueden ser 1D (la resistividad varía en un mismo punto únicamente en profundidad), 2D (la resistividad varía en profundidad y lateralmente) y 3D (la resistividad varía en los tres ejes).

8. PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

La prospección geoelectrica es un tipo específico de estudios geofísicos donde se prospecciona alguna propiedad eléctrica de las rocas y de los fluidos que se encuentran relleno de los intersticios porales.

La característica física que se mide en el método resistivo, empleando corriente continua, es la capacidad que poseen los terrenos naturales de conducir la corriente eléctrica. Si en un terreno cualquiera se introduce una corriente eléctrica, ésta se propaga de forma tal que es posible asignarle al terreno una resistividad o resistencia específica, una capacitancia y una inductancia. Si la corriente eléctrica empleada es continua, la resistividad es el único parámetro que tiene importancia. Se debe tener presente que solo son conductores los materiales metálicos y algunas de sus sales. Por lo tanto, normalmente, el suelo y subsuelo se comportarían como aislante o de resistividad muy alta.

Generalmente, en la mayoría de los terrenos existen poros y/o fisuras que pueden estar o no saturados de agua u otro fluido. El agua, por la presencia de sales disueltas, en una proporción que depende a la vez de la temperatura, actúa como un conductor. La resistividad de las rocas dependerá, por lo tanto, del volumen de sus poros, de su distribución y de la resistividad del fluido que los rellena. Se comprende así porque no es posible clasificar en forma simple a los terrenos por su resistividad, ya que esta característica eléctrica está ligada a la porosidad, al contenido de agua u otro fluido y a su resistividad.

❖ Conceptos Básicos

Si se introduce un par de electrodos en la superficie plana de un terreno homogéneo e isótropo y se hace circular una corriente eléctrica continua de intensidad (I), se puede registrar la caída de potencial (ΔV) que existe, también en superficie, entre dos puntos del terreno. A través de estas medidas y en base a la ley de Ohm, puede conocerse la resistividad de los terrenos involucrados en el circuito.

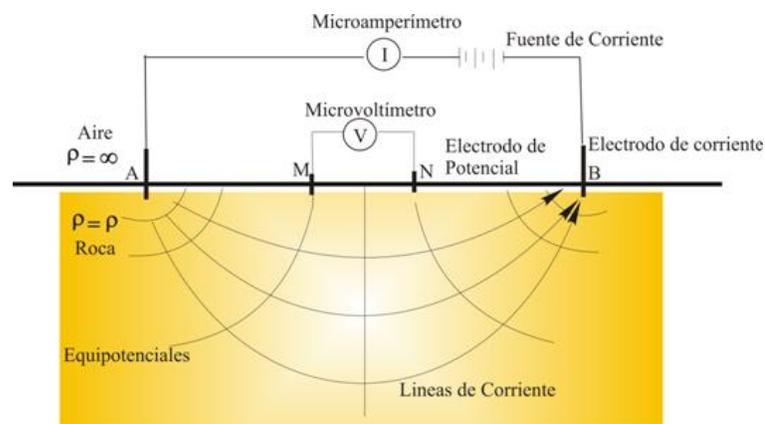


Ilustración 13. Circuito de emisión y recepción.

❖ Ley de Ohm

La ley de Ohm expresa que la Resistencia (R) que ofrece un conductor al flujo de una corriente, es directamente proporcional a la diferencia de potencial (ΔV) entre los extremos del material e inversamente proporcional a la intensidad (I) del flujo de corriente.

$$R = \frac{\Delta V}{I}$$

La unidad de medida de la resistencia es el Ohmio, que surge de la siguiente definición: Cuando por un conductor se hace circular una corriente de intensidad $I = 1$ Amperio, y la diferencia de potencial entre sus extremos es de 1 Voltio, la Resistencia es de $R = 1$ Ohmio (Ω).

A su vez la Resistencia (R) del conductor es directamente proporcional a la longitud (L) del material considerado, e inversamente proporcional a su sección (A), multiplicada por una constante de proporcionalidad, conocida como resistividad ρ (Rho).

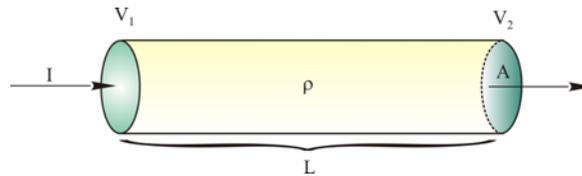


Ilustración 14: Concepto de Resistencia y Resistividad.

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad \text{y} \quad \rho = \frac{\Delta V}{I} \times \frac{A}{L}$$

La resistividad (también llamada resistencia específica) es una constante propia e intrínseca de cada material, independientemente de su forma. La unidad de medida es el Ohmio x metro ($\Omega \cdot m$).

Un conductor de 1 m^2 de sección y 1 metro de longitud posee una resistividad de 1 Ohmio x metro cuando permite pasar una corriente de intensidad $I = 1$ Amperio mientras la diferencia de potencial registrada entre sus extremos es igual a (ΔV) = 1 Voltio.

8.1. Resistividades de las rocas más comunes

Los materiales que componen la corteza terrestre son en general aislantes o malos conductores, ya que sólo se comportan como conductores los metales y algunas de sus sales. Esto significa que las rocas poseen en general resistividades muy elevadas.

El agua pura también tiene resistividad muy alta, pero la presencia de sales disueltas la convierte en un conductor electrolítico. Pero la mayor parte de las rocas que componen la porción más superficial de la corteza, están meteorizadas en mayor o menor medida y poseen fisuras o poros, en los que en general se encuentra un cierto contenido de humedad.

El agua contenida en los poros generalmente posee sales disueltas, que contribuyen a aumentar la capacidad de conducir la corriente eléctrica. Por esta razón la resistividad de las rocas consolidadas y no consolidadas depende de su constitución mineralógica, de su porosidad, del grado de saturación y del tipo de líquido que rellena los poros.

El agua destilada posee una resistividad que alcanza los $3.000 \Omega \cdot m$, mientras que el agua marina puede tener $0,03 \Omega \cdot m$.

Tabla 3. Resistividades promedio de algunos minerales, rocas, sedimentos y agua.

Materiales	Resistividad en $\Omega \cdot m$
Rocas cristalinas, ígneas y metamórficas	200 a 10.000
Rocas sedimentarias consolidadas como areniscas y rocas metamórficas como esquistos y pizarras. Calizas	100 a 1.000
Rocas sedimentarias no consolidadas	1 a 10.000
Gravas	500 a 10.000
Arenas	50 a 2.000
Limos	10 a 500
Arcillas	1 a 100
Minerales metálicos	
Hematita, limonita, wolframita	10 a 10.000
Molibdenita	a 0.5
Calcopirita, calcita, piritita, pirrotina, galena	0.000001 a 0.01
Agua potable	10 a 100
Agua subterránea contenida en granitos	20 a 100
Agua subterránea contenida en sedimentos	20 a 50

En las rocas consolidadas, es el grado de meteorización o bien el de fisuración el que determina el volumen de espacios vacíos, mientras que en los sedimentos, la porosidad está relacionada directamente con la granometría. Esto significa que a mayor granometría, mayor resistividad, tal como se aprecia en la tabla superior.

Como la resistividad depende también del grado de saturación, se da el caso que una grava saturada puede tener una resistividad similar a la de una arena seca, o bien que un limo desecado puede ser igual de resistivo que una arena saturada. La situación se complica aún más si se agrega que el contenido de sales del agua intersticial es inversamente proporcional a la resistividad. Una arena saturada con agua salobre puede poseer igual resistividad que una arcilla.

Los valores de resistividad hacen referencia a materiales homogéneos e isotrópicos, que son condiciones más bien excepcionales en la naturaleza. Para poder comprender los principios del método de medición se analizarán los conceptos básicos de estas propiedades. Un medio es homogéneo cuando sus propiedades son constantes, en cualquier lugar del mismo; si esas propiedades varían, el medio es heterogéneo. Estrictamente, todo medio poroso o fracturado es un medio heterogéneo por naturaleza. Pero como a efectos prácticos sólo interesan las propiedades promedio, un medio en sí es homogéneo si las propiedades promediadas en un cierto volumen de material alrededor de cada punto considerado no varían de un lugar a otro. En la homogeneidad existe un factor de escala; una duna eólica puede ser homogénea a escala del centímetro, mientras que una formación de gravas es muy heterogénea a esa escala, pero puede ser homogénea a la escala del metro. Una formación aluvial es en general heterogénea hasta tamaños de algunas decenas de metros e incluso centenares de metros.

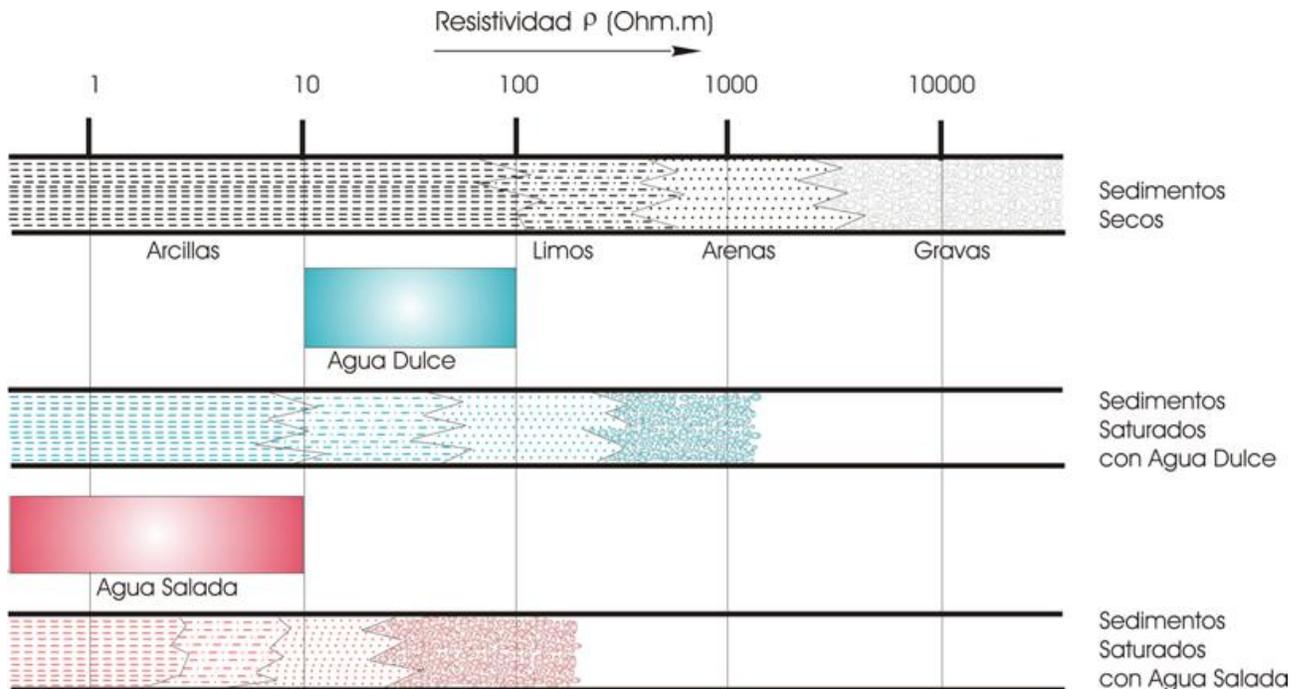


Ilustración 15: Comparación entre valores de resistividad de sedimentos secos, saturados con agua dulce y saturada con agua salada (Fuertes, 1979 en García, 2012).

8.2. Potenciales Naturales

La existencia de potenciales naturales en un terreno es un fenómeno que, si bien es utilizado como método de prospección, como es de suponer, crean inconvenientes al momento de realizar mediciones tendientes a determinar la resistividad de las rocas. El origen de los potenciales naturales obedece a diversas causas: la oxidación de minerales conductores, los desequilibrios iónicos que se generan en el contacto entre dos terrenos diferentes en contacto, el desbalance iónico que produce la circulación del agua transportando sales, etc. Estos potenciales naturales pueden registrarse mediante electrodos y alcanzan diferencias de hasta 1 a 6 milivoltios por metro de separación. En el método de prospección eléctrica en corriente continua los potenciales naturales constituyen "ruido" en la medición de la diferencia de potencial que se induce artificialmente, y deben ser registrados y compensados o filtrados mediante dispositivos especiales.

8.2.1. Líneas de corriente y superficies equipotenciales

La medición de la resistividad de un material requiere de un circuito eléctrico que conecte al mismo con la fuente de emisión y los instrumentos de medida. Si en un medio homogéneo e isótropo se coloca un electrodo en un punto de la superficie plana de un cuerpo dado, con resistividad (ρ), y otro electrodo a una distancia muy grande (en teoría en el infinito), la corriente de intensidad (I) se propaga en forma radial divergente en el semiespacio inferior (la resistividad del aire es infinita, por lo tanto la corriente no se propaga), de tal manera que el potencial creado en un punto cualquiera (A) del semiespacio, a distancia a del electrodo, está dado por la ley de Ohm:

$$V = \rho \times I \times \frac{L}{S}$$

La superficie de una semiesfera es $S = 2\pi a^2$

Por lo que el potencial de un punto estará dado por:

$$V_A = \rho \times I \times \left[\frac{a}{2\pi a^2} - \frac{b}{2\pi b^2} \right]$$

Simplificando;

$$V_A = \frac{\rho \times I}{2\pi} \times \left[\frac{1}{a} - \frac{1}{b} \right]$$

Como la distancia b es muy grande, el segundo término puede despreciarse y la expresión queda reducida a:

$$V_A = \rho \times I \times \frac{a}{2\pi a^2}$$

De la fórmula se deduce que los potenciales irán disminuyendo a medida que aumenta la distancia del electrodo. Los puntos del espacio con igual potencial, determinaran superficies equipotenciales con forma de semiesferas concéntricas.

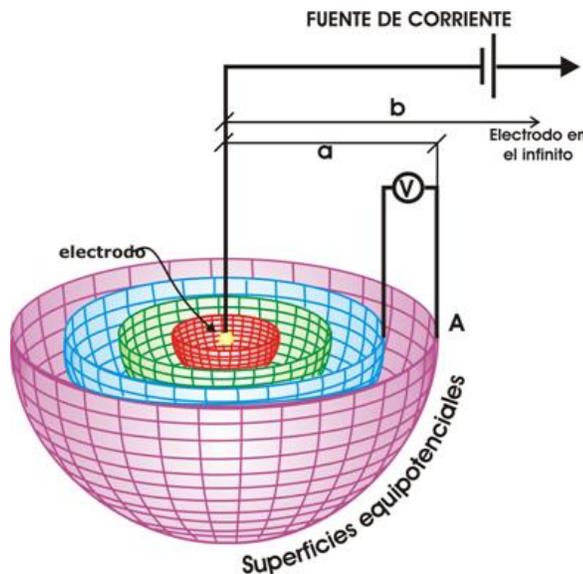


Ilustración 16: Superficies equipotenciales alrededor de un electrodo de corriente.

Si en un terreno homogéneo e isótropo se introducen dos electrodos, conectados a una fuente de poder, la corriente que circula se propaga en la forma que indica la figura.

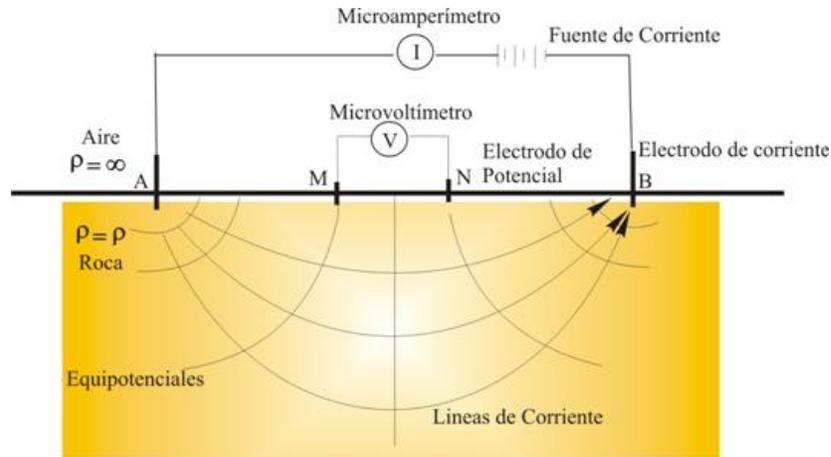


Ilustración 17: Líneas de corriente y equipotenciales en un corte transversal, generadas por dos electrodos de corriente conectados en superficie.

Si se tiene presente que el potencial es máximo en uno de los electrodos y mínimo en el otro, el gradiente de potencial puede graficarse en forma de líneas equipotenciales, que se disponen en forma perpendicular a las líneas de corriente. Vistas desde superficie, estas equipotenciales poseen la siguiente disposición:

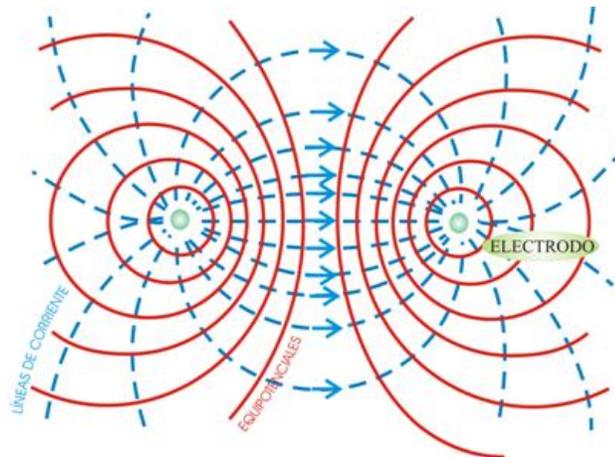


Ilustración 18: Líneas de corriente y equipotenciales en una vista en planta, generadas por dos electrodos de corriente conectados en superficie.

8.3. Prospección Geoeléctrica 1 D

Un sondeo eléctrico vertical (SEV) consiste en registrar, desde la superficie, la variación de la resistividad aparente en profundidad, a medida que los electrodos situados sobre una recta, se alejan del centro O del dispositivo, en forma progresiva y regular, a intervalos de escala logarítmica (Modelo 1D). Con las mediciones obtenidas, se puede establecer la curva de variaciones de resistividad aparente, en función de la distancia entre el electrodo y el centro del sistema.

Como a medida que la separación entre los electrodos aumenta, en general también se incrementa la profundidad de investigación (esto no es estrictamente cierto), las resistividades aparentes serán representativas de espesores cada vez mayores de rocas por las que circula la corriente.

Los pares de valores resistividad aparente/distancia OA se vuelcan a un gráfico bilogarítmico y dan como resultado una "curva de campo", que posteriormente se interpreta por métodos cualitativos, cuantitativos manuales y por computadora. Los resultados de esta interpretación permiten distinguir capas a partir de sus resistividades verdaderas diferentes, así como también determinar sus espesores.

Estos resultados son representativos para el punto central de medición (O) y su proyección en profundidad. La interpretación con especificaciones de resistividades y espesores de cada capa identificada en el subsuelo recibe el nombre de corte geoelectrico (Modelo 1D). La correlación de SEV contiguos, permite elaborar perfiles geoelectricos, interpretando las variaciones de las resistividades y espesores del subsuelo en forma lateral.

8.3.1. Resistividad Verdadera y Resistividad Aparente

Hasta el momento se ha visto la medición de la resistividad en un medio homogéneo e Isótropo, circunstancia que en la naturaleza pocas veces se encuentra. En la mayor parte de los casos, los materiales de la corteza terrestre se disponen en capas horizontales, cuyas propiedades, incluida la resistividad, varían considerablemente.

Si en el circuito de emisión - recepción están involucradas dos capas o más, la resistividad que se medirá en superficie será un promedio entre las resistividades de los materiales por los que pasa la corriente. A esta resistividad medida se la denomina resistividad aparente.

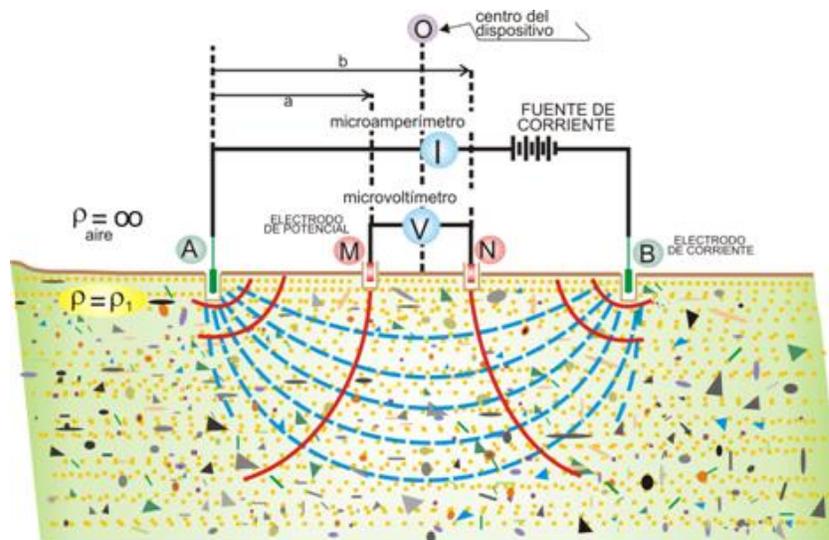


Ilustración 19. Medición de la resistividad aparente en un terreno compuesto por dos capas horizontales de resistividad diferente.

8.3.2. Dispositivos Electrónicos

La manera de disponer los electrodos por los que se introduce la corriente y aquellos con los que se registra el potencial en la superficie de un medio cuya resistividad se desea investigar, da lugar a diferentes dispositivos o arreglos electrónicos. La importancia de estos dispositivos es que sus formulaciones matemáticas condicionan el trabajo en campaña, permitiendo mayor o menor agilidad en el desarrollo de las operaciones o posibilitando la medición en lugares que poseen condicionamientos naturales. Los más conocidos y empleados son: Wenner, Schlumberger y Semi-Schlumberger:

❖ Dispositivo Wenner

Es un dispositivo tetrapolar, rectilíneo y simétrico, en el que las distancias MN, AM y NB son iguales, es decir que se mantienen constantes durante las mediciones.

$$MN = AM = NB$$

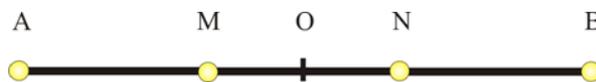


Ilustración 20: Dispositivo electrónico Wenner (visto en planta).

Cada vez que se amplía la distancia AB, se debe modificar la distancia MN, por lo que su utilización en el campo es trabajosa.

❖ Dispositivo Schlumberger

Es también un dispositivo tetrapolar, rectilíneo y simétrico. Debe cumplir con la siguiente condición:

$$MN < o = AB/5$$

Ejemplo: MN = 2 metros, AB = 20 metros



Ilustración 21: Dispositivo electrónico Schlumberger (visto en planta).

El dispositivo Schlumberger tiene la ventaja que para una misma posición de los electrodos M y N, los electrodos A y B pueden disponerse a cualquier distancia que respete la condición mencionada. Esto acelera el trabajo en campaña ya que ahorra gran cantidad de operaciones.

❖ Dispositivo Semi - Schlumberger

Consiste en ubicar un electrodo de corriente (B) en posición fija e inamovible y a 90° respecto a la línea AMN y de esta forma anular la diferencia de potencial del electrodo B con respecto de MN, por lo tanto el electrodo de corriente A es el único que se desplaza.

Este tipo de dispositivo se emplea en aquellos lugares donde existen problemas para tender los cables en forma simétrica, o donde los condicionamientos geológicos lo impiden.

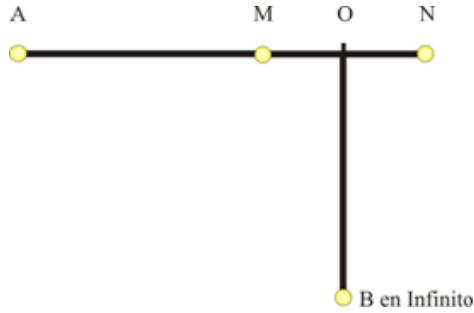


Ilustración 22: Dispositivo eléctrico Semi - Schlumberger (visto en planta).

8.3.3. Constante Geométrica

En todos los dispositivos el cálculo de la resistividad se efectúa con la fórmula ya conocida, lo único que varía en cada uno de ellos es una constante que depende de la geometría de la disposición eléctrica. Las técnicas de medición se basan en ampliar los circuitos de emisión recepción, aumentando progresiva y regularmente la distancia entre los electrodos, con lo que se logra una profundidad de investigación cada vez mayor. Cada vez que se modifica la distancia entre los electrodos, debe utilizarse una constante geométrica diferente; las distancias eléctricas y las constantes están estandarizadas y tabuladas.

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{S}{L} \qquad K = \frac{S}{L}$$

Donde K es la constante geométrica.

Si se analiza la disposición eléctrica tetrapolar Schlumberger, se observa que el potencial en un punto M es:

$$V_M = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \left[\frac{1}{a} - \frac{1}{b} \right]$$

y el potencial en el punto N es:

$$V_N = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \left[\frac{1}{b} - \frac{1}{a} \right]$$

mientras que la diferencia de potencial entre dos puntos M y N será:

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \left[\frac{1}{a} - \frac{1}{b} - \frac{1}{b} + \frac{1}{a} \right]$$

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{2 \pi} \left[\frac{2}{a} - \frac{2}{b} \right]$$

simplificando:

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{\pi} \left[\frac{1}{a} - \frac{1}{b} \right]$$

operando, queda:

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{\pi} \left[\frac{b - a}{a \cdot b} \right]$$

En el dispositivo Schlumberger

(a) será igual a $OA - OM$

(b) será igual a $OA + OM$

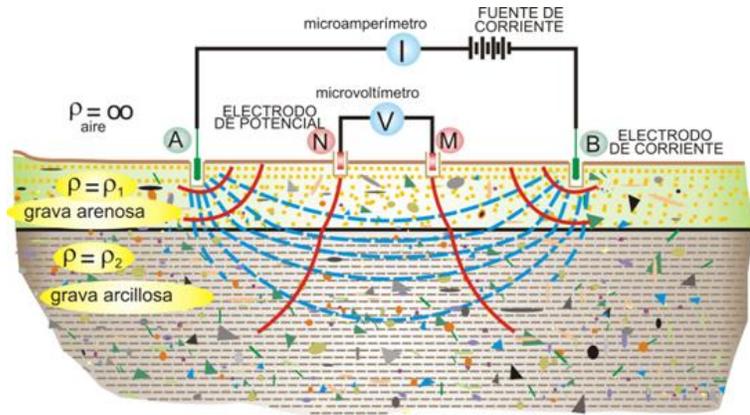


Ilustración 23: Dispositivo electrónico Schlumberger y cálculo de constante geométrica.

Esta última expresión permite escribir:

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{\pi} \left[\frac{(OA + OM) - (OA - OM)}{(OA - OM) \cdot (OA + OM)} \right]$$

Si se efectúa la operación matemática correspondiente queda:

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{\pi} \left[\frac{OA + OM - OA + OM}{OA^2 + OA \cdot OM - OA \cdot OM - OM^2} \right]$$

$$V_{MN} = \frac{\rho \cdot I}{\pi} \left[\frac{OM + OM}{OA^2 - OM^2} \right]$$

Si se despeja la resistividad y se reemplaza $2 OM$ por MN se obtiene:

$$\rho = \frac{V_{MN}}{I} \cdot \frac{\pi}{MN} (OA^2 - OM^2)$$

Luego:

$$K = \frac{\pi}{MN} \cdot (OA^2 - OM^2)$$

Finalmente:

$$\rho = \frac{V_{MN}}{I} \cdot K$$

8.3.4. Limitaciones del Método

- ✓ Limitaciones para la ejecución
 1. Las capas a investigar deben tener propiedades eléctricas homogéneas e isotropas.
 2. La extensión lateral debe ser mucho mayor que las dimensiones del dispositivo eléctrico.
 3. Los contactos entre las capas deben ser horizontales o casi horizontales.
- ✓ Limitaciones en la interpretación
 1. Debe existir un contraste significativo y detectable entre las capas que constituyen el suelo.
 2. La correlación entre los valores de resistividad y la constitución geológica depende de gran cantidad de variables, que es necesario interpretar en cada caso en particular.

8.3.5. Realización de Sondeos Eléctricos Verticales

1. Planificación de tareas de campaña

Para minimizar las limitaciones del método y para obtener el máximo beneficio de una campaña de prospección geoelectrica, se deben tener en cuenta las siguientes premisas:

- 1.1. Selección del área a prospectar

Como paso previo e imprescindible, debe contarse con un estudio preliminar, en el que se hayan inventariado todos los datos relevantes respecto a clima, vegetación, hidrografía, geología en detalle, geomorfología, etc., en base a los cuales se puedan detectar los blancos de información a cubrir y elaborar las hipótesis de trabajo, especialmente:

- ✓ El tipo de basamento.
- ✓ La ubicación de probables acuíferos y sus zonas de recarga, conducción y descarga.
- ✓ Mineralizaciones.
- ✓ Fallas, Paleocauces, etc.

La falta de estas investigaciones previas imposibilita la interpretación de la prospección geoelectrica, ya que como se observó, el mismo valor de resistividad puede corresponder a un sedimento grueso saturado o a uno de menor granometría seco.

La localización y orientación de los SEV debe seguir criterios geológicos tendientes a que las características geométricas de los terrenos a investigar, se ajusten lo más posible a las condiciones de contorno exigidas. Se debe tener en cuenta tanto el estilo estructural como las geoformas presentes en la zona problema; como por ejemplo: abanico aluvial, terraza aluvial, valles intermontanos con basamentos diferentes a ambos lados.

- 1.2. Mediciones de apoyo

Se realizan por medio de sondeos eléctricos denominados patrones y paramétricos. Los primeros son sondeos eléctricos verticales ejecutados a escasos metros de algún pozo del cual se conoce su descripción litológica o por lo menos sus niveles acuíferos, con la finalidad de comparar luego el corte geoelectrico obtenido, con la información del pozo. Esto permite obtener resistividades de las capas del subsuelo y del o los acuíferos

captados por la perforación. Los sondeos paramétricos son sondeos eléctricos verticales realizados sobre unidades aflorantes, a los fines de tener una medida de su resistividad y luego observar, si en otra posición, se identifica esas unidades en el subsuelo.

1.3. Ubicación de los SEV

Debe hacerse una exploración preliminar, mediante un reticulado amplio abarcando toda el área de investigación, para obtener un panorama general. Esta primera diagramación permite establecer la distancia entre SEV consecutivos, longitud de OA y orientación de sus alas.

1.4. Densidad

La densidad de SEV (distancia entre centros de SEV), dependerá del carácter de la investigación (sí es de reconocimiento o de detalle) y de los condicionamientos geológicos de la zona. Se puede lograr el máximo distanciamiento de SEV, siempre y cuando exista entre ellos una correlación segura.

1.5. Longitud

La longitud final de OA es muy difícil de establecer, sobre todo cuando la zona no se conoce por ello es conveniente realizar un sondeo lo suficientemente largo y ubicado en un lugar estratégico, con la finalidad de tener una visión más clara de la longitud a alcanzar por los restantes SEV. Las longitudes normales de los sondeos oscilan entre los 100 y los 1000 metros de longitud de OA.

1.6. Orientación

La orientación de los SEV, es muy importante y dependerá del entorno geológico en donde se ejecutan, así por ejemplo, si se trabaja en un área donde existen afloramientos o subafloramientos su orientación debe ser paralela al rumbo de las estructuras. Si se trabaja sobre un cono aluvial, la orientación dependerá, de que si se quiere o no identificar variaciones laterales de facies.

1.7. Dispositivo a emplear

La elección del método se hace teniendo en cuenta, las características del entorno geológico y del dispositivo que más se ajuste a esas condiciones.

8.3.6. Operación de campo para la ejecución de SEV

1.1. Equipamiento básico

Un equipo de prospección eléctrica en corriente continua se trata, en esencia, de dos módulos; un microamperímetro y un microvoltímetro, que pueden registrar centésimas de miliamperios el primero y centésimas de milivoltios el segundo.

Ambos poseen filtros, que permiten estabilizar las lecturas, eliminando los "ruidos", es decir señales que no corresponden al estímulo de corriente inducida. A su vez, el módulo de potencial posee un compensador del potencial natural del terreno. Esta compensación se efectúa algunos equipos en forma manual, antes de conectar la fuente de corriente al circuito, se mide el potencial natural y mediante este dispositivo se lo anula, aplicando una corriente provista por el equipo, de igual magnitud y signo contrario.



Foto 11: Equipo de prospección eléctrica en corriente continua (1970 – 1980).

En equipos más modernos, un microprocesador se encarga de efectuar la autocorrección de los potenciales naturales, basado en el mismo principio de enviar una corriente de intensidad similar pero de signo contrario. En estos casos, se puede observar en forma constante en el display del aparato, los valores de autopotencial y efectuar correcciones si es necesario.

También es posible determinar y medir la resistencia de contacto de cada electrodo antes de iniciar la inyección de corriente, valor que puede ser visualizado en tiempo real en el equipo para efectuar correcciones y mejorar el contacto electrodo – suelo.

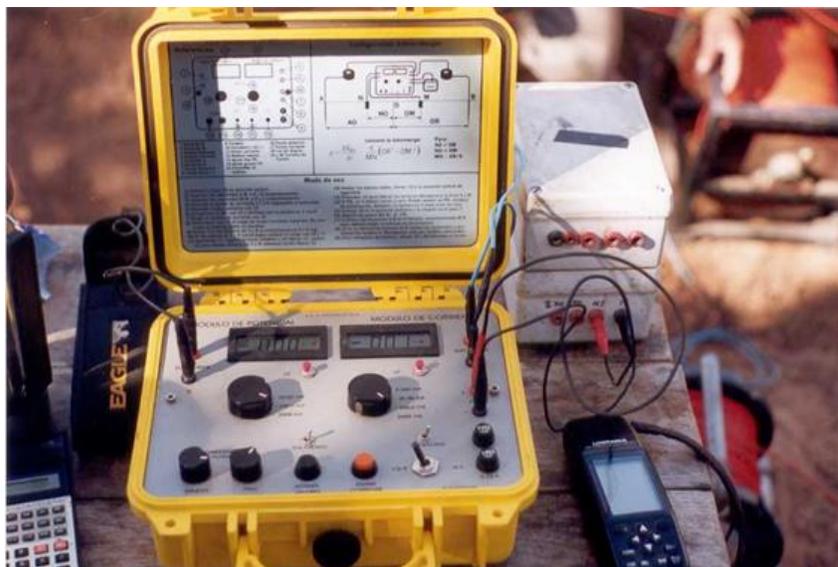


Foto 12: Equipo de prospección eléctrica en corriente continua (1990).



Foto 13: Equipo de prospección eléctrica en corriente continua (2010).

1.2. Electrodo

Se utilizan electrodos de corriente (AB) de acero inoxidable de 60 a 80 cm de longitud y de unos 15 mm de diámetro, que se clavan mediante mazas en la superficie. Para disminuir la resistencia de contacto entre el electrodo y el terreno, se utiliza una salmuera, con la que se satura el entorno del electrodo.

Los electrodos de potencial son de cobre, y están insertos en vasos con base porosa, que contienen un conductor electrolítico: una solución saturada de sulfato de cobre. Este tipo de electrodos impide el fenómeno de la polarización, que produce "ruidos" debido a los potenciales que se generan en conductores metálicos en contacto con el suelo. El paso de la corriente se produce a través de la base porosa, que absorbe solución de sulfato de cobre y se convierte en conductora. Los electrodos se entierran en el suelo a 10 cm de profundidad, saturando con agua dulce el entorno del electrodo.

1.3. Cables

Normalmente se utilizan cables de cobre aislado, de un 2 mm de sección, que poseen marcas de colores identificando las distancias estandarizadas a las que se clavan los electrodos y se efectúan las mediciones. El equipo se completa con mazas de 1 a 2 kg., picos, palas, cintas métricas, material de gabinete, etc.

1.4. Separación de electrodos AB y MN

Para los electrodos AB se debe tener en cuenta que al graficar en papel bilogarítmico (OA en las abscisas) la distancia oscile en los 10 mm entre punto y punto. Para la metodología Schlumberger, normalmente se emplea las siguientes aberturas de OA en metros: 1.0, 1.3, 1.6, 2.0, 2.5, 4.0, 5.0, 6.5, 8.0, 10, 13, 16, 20, 25, 32, 40, 65, 80, 100, 130, 160, 200, 250, 320, 400, 500, 650, 800, 1000, etc. En cuanto a la abertura de MN se deberá tener en cuenta los requisitos que tiene el método. Se suele utilizar, en metros: 0.5, 1.0, 2.0, 5.0, 10, 20, 50, 100 y 200.

Tabla 4: Modelo de planilla para SEV.

OA	MN	K	ΔV	l	ρ_a	Observaciones
2.0	1	11.8	80	29	32.5	45 Volts.
2.5	1	18.8	75	33	42.7	
3.2	1	31.4	60	40	47.1	
4.0	1	49.5	56	56	49.5	
5.0	1	77.8	45	65	53.8	
6.5	1	131.9	32	88	47.9	

Los gráficos se irán confeccionando en el campo, en papel bilogarítmico: la ordenada corresponde a los valores de resistividad aparente y en las abscisas las distancias OA. De este graficado, resulta la curva geoelectrónica de campo.

1.5. Empalme

Cuando se trabaja con el dispositivo Schlumberger, sucede frecuentemente en un SEV que la abertura MN resulta ser demasiado pequeña con respecto a la abertura AB, esto se ve reflejado en la lectura de diferencia de potencial que baja hasta rangos muy pequeños como para tener confianza en el valor.

Antes esa situación se debe efectuar un empalme, que consiste en dar una mayor separación a los electrodos de potencial MN, a los fines de aumentar el valor de lectura de diferencia de potencial.

En la curva de campo es visible cada empalme por la discontinuidad de la misma y también por los “saltos” producidos en la misma abertura de OA pero de distinto MN, aunque cuando se trata de un terreno homogéneo los empalmes pueden no mostrar estos “saltos”.

Como ejemplo se puede decir que si la abertura de MN es igual a 1 metro y la lectura de diferencia de potencial es de 1 mv, es necesario efectuar un empalme llevando MN = 5 metros, manteniendo OA en la misma posición, la lectura de diferencia de potencial aumentará aproximadamente unas cinco veces.

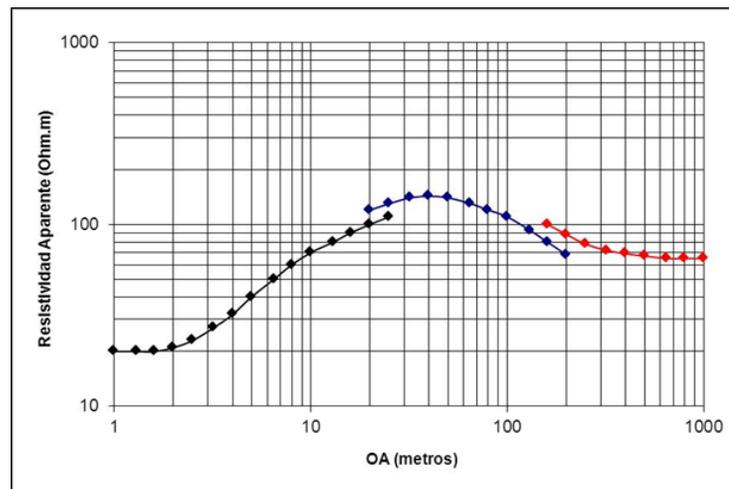


Gráfico 1: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de resistividad aparente con empalmes.

8.3.7. Curvas de SEV

Resultan de graficar en un papel bilogarítmico, las resistividades aparentes en las ordenadas y las distancias de OA o AB/2 correspondientes en las abscisas. Las curvas pueden ser:

- ✓ Curva de una capa

Cuando el medio es homogéneo e isótropo y con un espesor suficientemente grande como para considerarlo infinito, la resistividad aparente permanece constante a lo largo de toda la serie de mediciones y la resistividad aparente es igual a la verdadera.

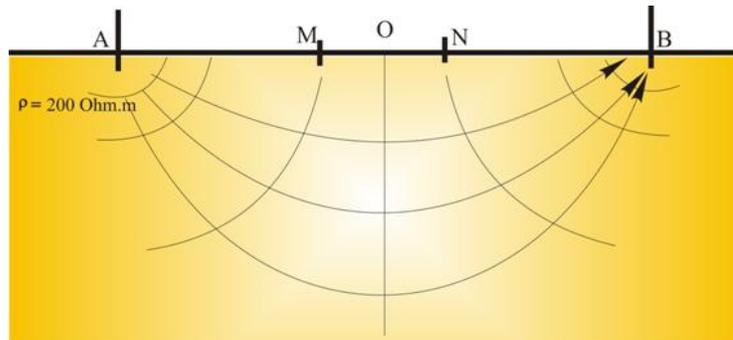


Ilustración 24: Sondeo eléctrico en una capa de espesor infinito, homogéneo e isótropo.

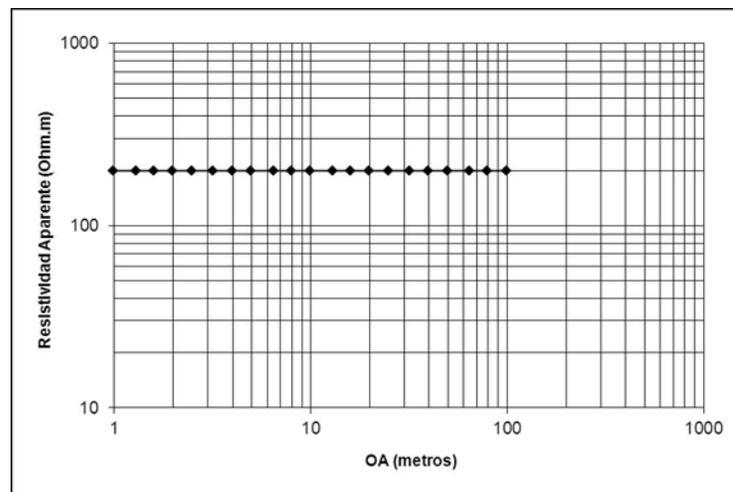


Gráfico 2: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de una capa.

✓ Curvas de dos capas

Cuando el subsuelo está conformado por dos materiales de resistividades diferentes y el límite entre ambos es un plano paralelo a la superficie, la curva de resistividades aparentes comienza con un valor igual al de la resistividad verdadera del primer estrato, siempre que tenga un espesor suficiente para no estar influenciada por la capa infrayacente. A medida que se separan los electrodos de corriente y el circuito involucra espesores crecientes de subsuelo, las líneas de corriente comienzan a circular por el estrato inferior de menor o mayor resistividad que el suprayacente. En los puntos del terreno en el que el circuito involucre a ambos estratos, la resistividad aparente será un promedio entre las resistividades verdaderas. A medida que la separación entre los electrodos A y B siga aumentando, la proporción de espesor de la capa inferior será mayor, por lo tanto la resistividad aparente se irá aproximando más al valor de la resistividad verdadera de la capa infrayacente. Por último, si la distancia entre los electrodos es lo suficientemente grande, el espesor de la primera capa puede considerarse despreciable y, la curva de resistividades aparentes se hará asintótica respecto al valor de la resistividad real de la capa infrayacente.

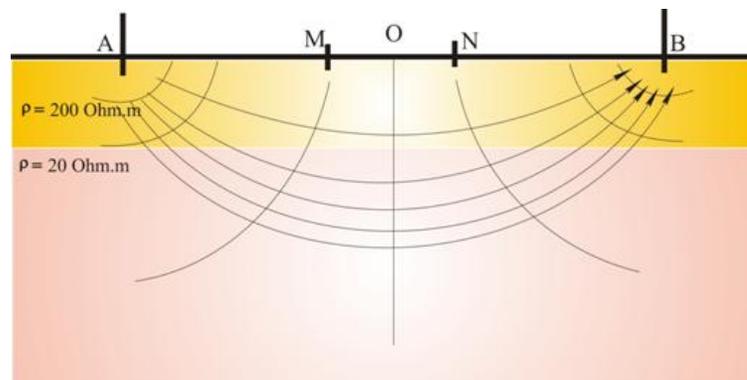


Ilustración 25. Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de dos capas; una superior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor E_1 y, una inferior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor infinito.

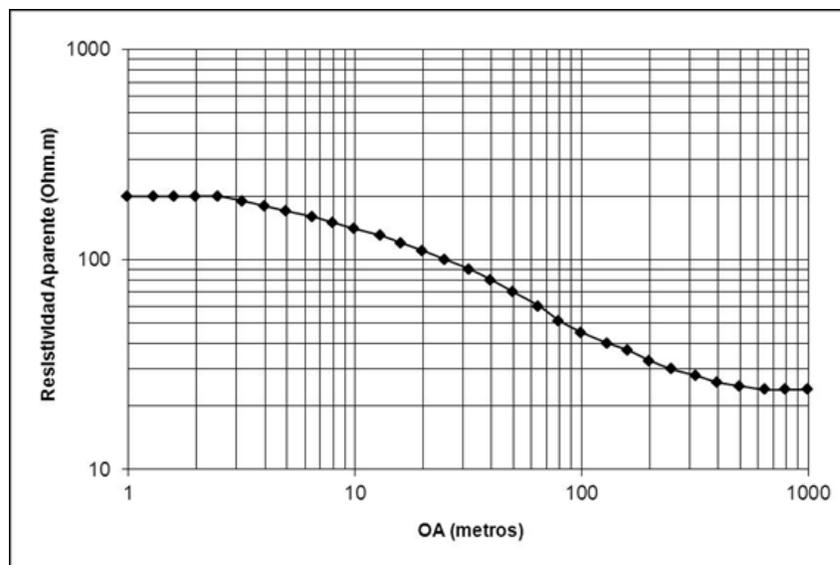


Gráfico 3. Representación bilogarítmica, mostrando una curva de dos capas.

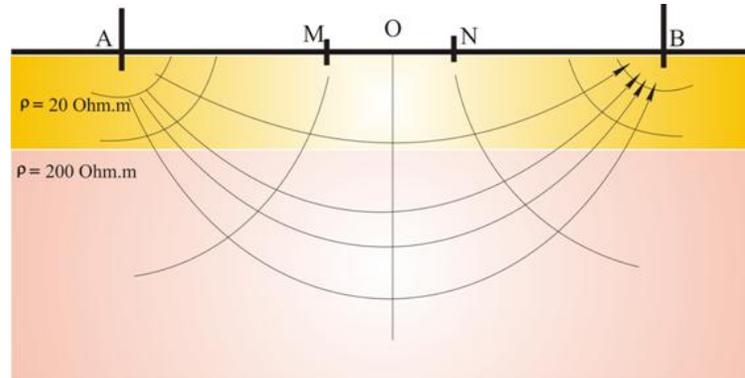


Ilustración 26: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de dos capas; una superior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E_1 y, una inferior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor infinito.

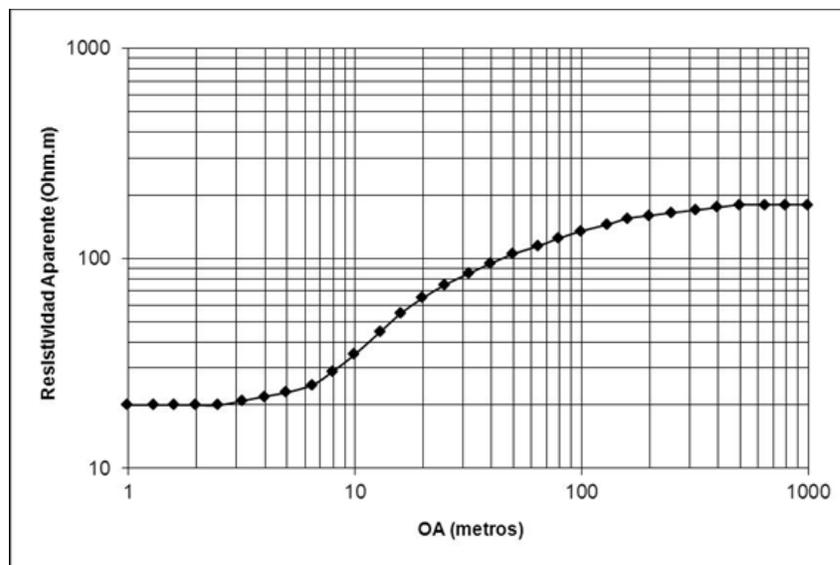


Gráfico 4: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de dos capas.

✓ Curvas de tres capas (H, K, Q y A)

Cuando el subsuelo está conformado por tres materiales de resistividades diferentes y el límite entre ellos es un plano paralelo a la superficie, la curva de resistividades aparentes comienza con un valor igual al de la resistividad verdadera del primer estrato, siempre que tenga un espesor suficiente para no estar influenciada por la capa infrayacente. A medida que se separan los electrodos de corriente y el circuito involucra espesores crecientes de subsuelo, las líneas de corriente comienzan a circular por el estrato inferior de menor o mayor resistividad que el suprayacente y el resultado es que el valor de esta capa se encuentra influenciado por la presencia del horizonte superior. Si se continúa abriendo los electrodos, las líneas de corriente también comienzan a circular por el estrato inferior (que presenta un espesor suficientemente grande) y el valor de resistividad resultante de esta capa está influenciado por la primera y segunda.

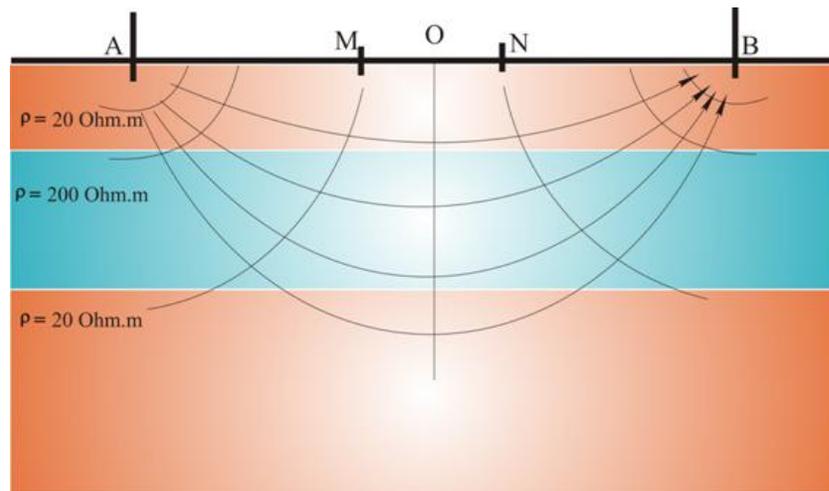


Ilustración 27: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo K); una superior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E_1 , una intermedia resistiva (200 Ohm.m) y de espesor E_2 y una inferior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor infinito.

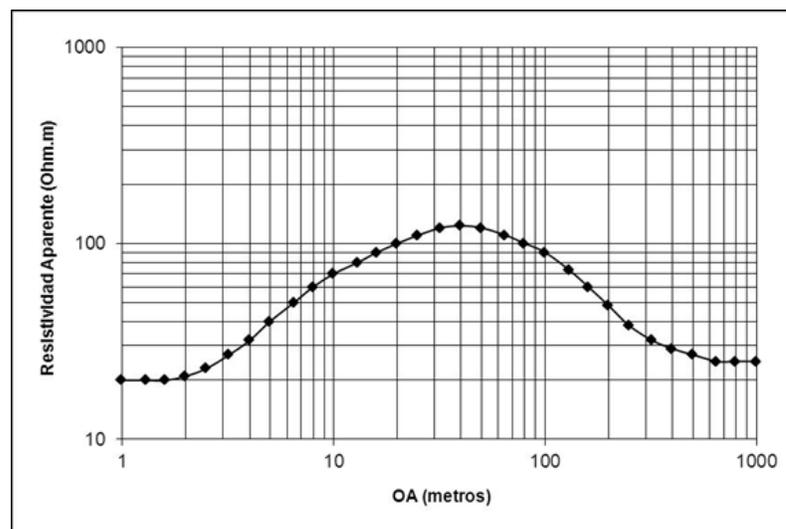


Gráfico 5: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo K.

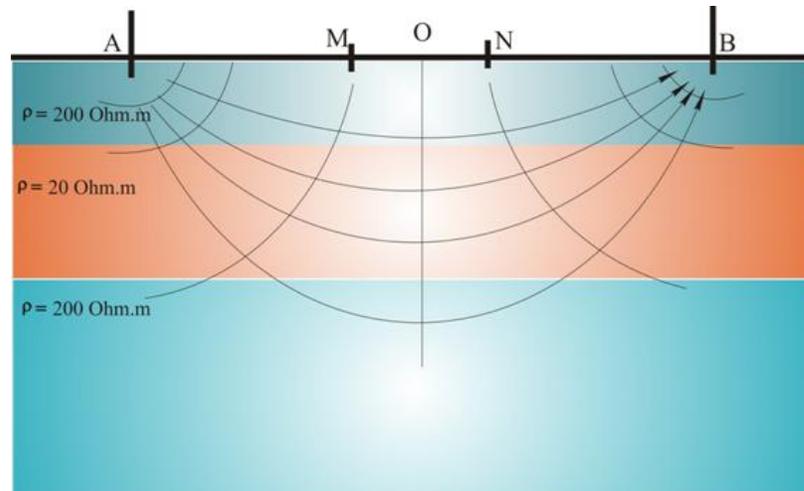


Ilustración 28: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo H); una superior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor E_1 , una intermedia conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E_2 y una inferior resistiva (200 Ohm.m) y de espesor infinito.

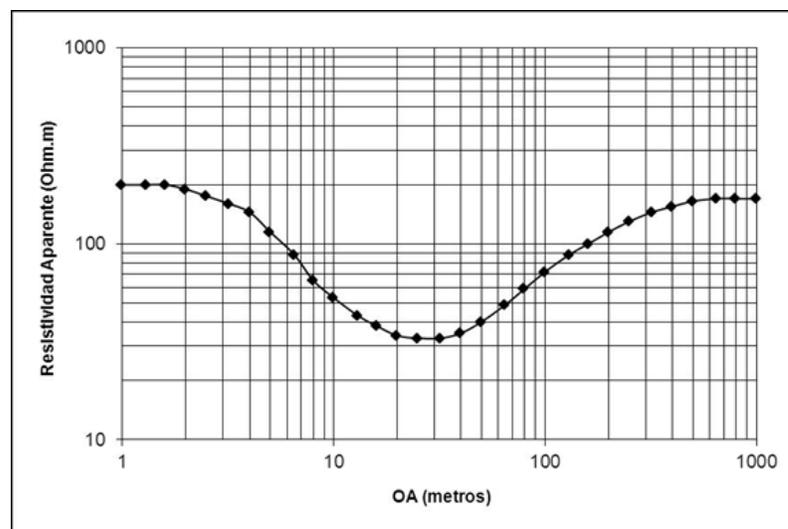


Ilustración 29: Representación bilogarámica, mostrando una curva de tres capas, tipo H.

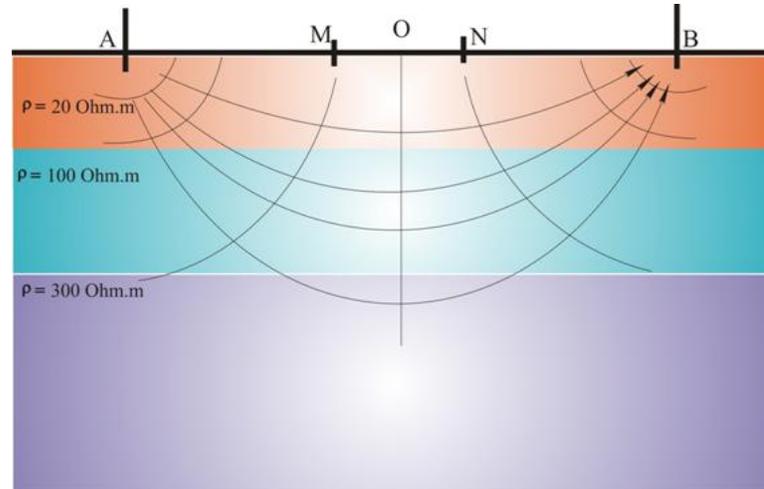


Ilustración 30: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo A); una superior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor E_1 , una intermedia medianamente resistiva (100 Ohm.m) y de espesor E_2 y una inferior resistiva (300 Ohm.m) y de espesor infinito.

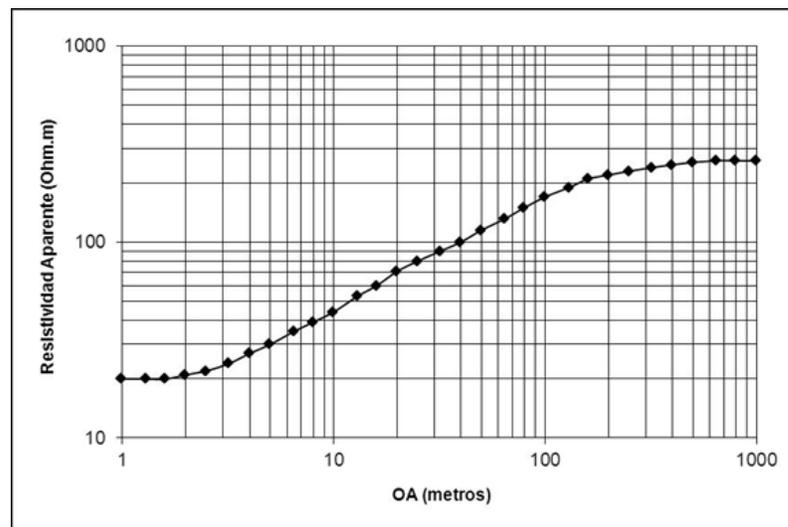


Gráfico 6: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo A.

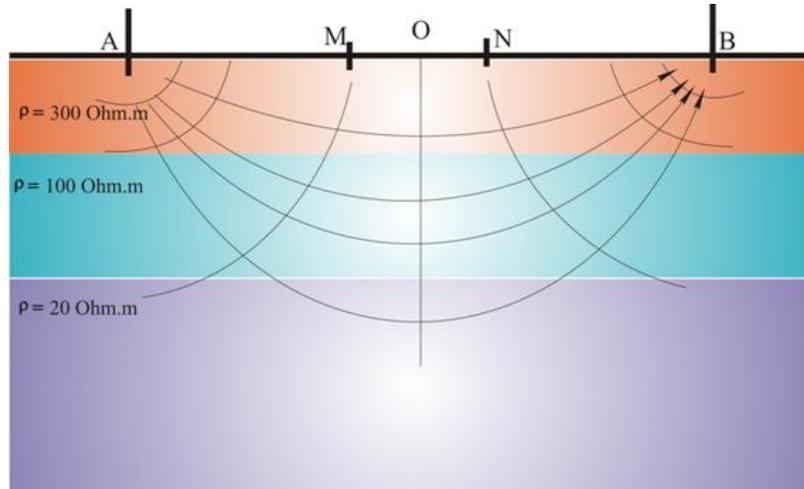


Ilustración 31: Sondeo eléctrico mostrando la sucesión de tres capas (curva tipo Q); una superior resistiva (300 Ohm.m) y de espesor E_1 , una intermedia medianamente resistiva (100 Ohm.m) y de espesor E_2 y una inferior conductiva (20 Ohm.m) y de espesor infinito.

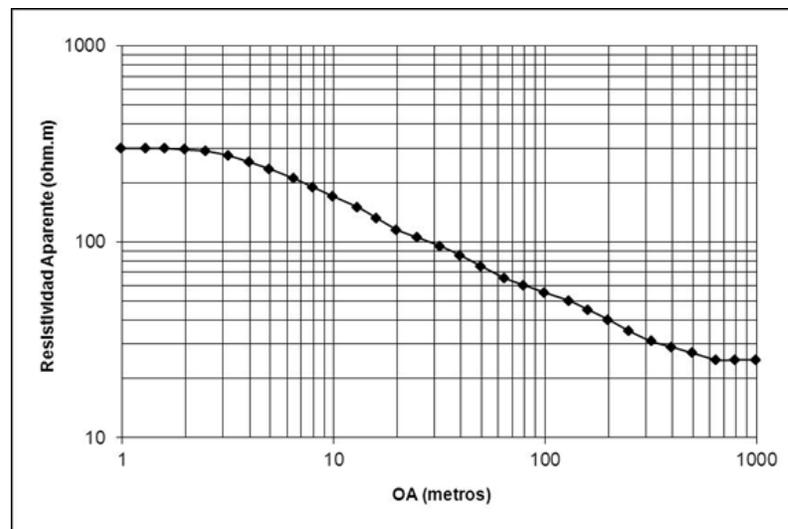


Gráfico 7: Representación bilogarítmica, mostrando una curva de tres capas, tipo Q.

- ✓ Curvas de cuatro capas: Pueden ser; **QQ, AA, HK, KH, HA, KQ, AK, QH** (ocho combinaciones posibles).
- ✓ Curvas de cinco capas: Pueden ser; **HKH, KHK, QQQ, AAA,** (dieciséis combinaciones posibles).

8.3.8. Interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales

La interpretación de un sondeo eléctrico, consiste en que, partiendo del diagrama de variación de las resistividades aparentes, en función de la separación $AB/2$, se llega a conocer las resistividades verdaderas y espesores de los distintos estratos involucrados.

Existen diferentes procedimientos interpretativos que han sido desarrollados para los SEV. La mayoría de estos métodos son empíricos. El método de superposición tiene una base teórica física con supuestos claramente definidos.

Uno de los métodos más usados es el de superposición ábaco - curva de campo, y cuenta con los ábacos patrones de Orellana - Mooney (in Orellana, 1982) que se complementan con los gráficos auxiliares de Ebbert - Kalenov (in Orellana, 1982), todos ellos impresos en módulo bilogarítmico de 62,5 mm, al igual que el bilogarítmico de campo. En la interpretación de una curva de resistividad aparente, para establecer los valores verdaderos de resistividad y sucesión de espesores, se deben seguir los siguientes pasos:

1) La curva de campo dibujada sobre papel bilogarítmico del mismo módulo que la de los ábacos, se debe transformar en una curva llamada de gabinete, eliminando los empalmes (llevando los distintos tramos a un mismo MN). A continuación se dibuja la curva sin empalmes en un papel transparente con los ejes de coordenadas que corresponden a la resistividad y a la abertura de OA.

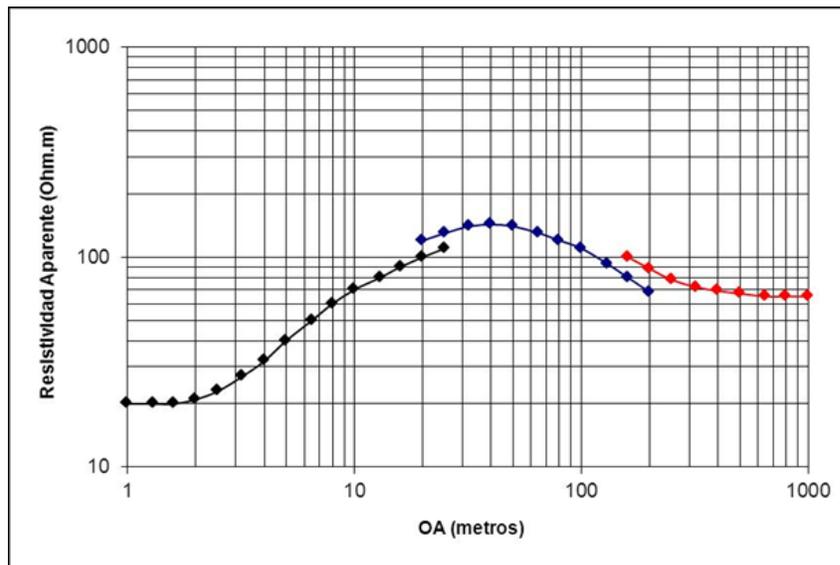


Gráfico 8: Curva de campo con valores de resistividad aparente (con empalmes).

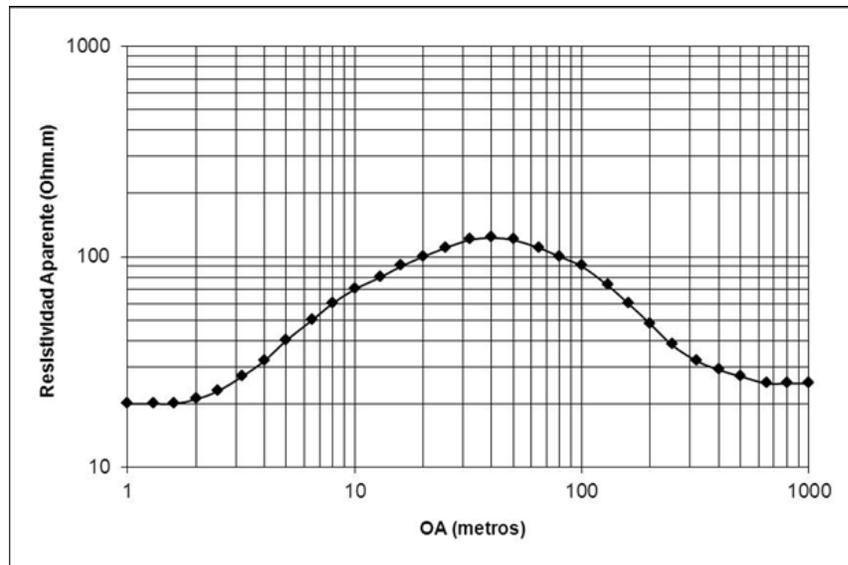


Gráfico 9. Curva de gabinete con valores de resistividad aparente (empalmada).

2) El papel transparente que contiene la curva dibujada se superpone a la lámina de curvas patrones (ábacos). La superposición debe hacerse desplazando un papel respecto al otro, manteniendo el paralelismo entre los ejes del transparente y los del ábaco, hasta que se encuentra coincidencia total o parcial de curvas. Logrado este paso, se marca con una cruz la intersección de los ejes del ábaco y las señales numeradas que aparecen sobre el eje vertical (llamadas marcas de resistividad) y que corresponden a las resistividades verdaderas de las capas.

3) El paso siguiente se realiza con una planilla de cálculos donde se deberá anotar:

- a) N° de SEV.
- b) Tipo de curva de superposición y relaciones de resistividad.
- c) Relaciones de espesores.

4) A continuación el transparente se superpone luego al papel bilogarítmico donde se encuentra graficada la curva de campo, para obtener los valores de resistividad y espesor que corresponden a la primera cruz. En este único caso, el valor de la cruz entrega directamente los valores de resistividad y espesor de la primera capa. La resistividad de la segunda capa se debe calcular multiplicando el valor de resistividad de la primera capa por la relación segunda de resistividad de la curva superpuesta. Luego, se puede calcular el valor tentativo de la tercera capa multiplicando el valor de resistividad de la primera capa por la tercera relación de resistividad de la curva superpuesta. En cuanto al espesor, ya se conoce el espesor de la primera capa y se debe calcular el tentativo de la segunda capa, multiplicando el valor del espesor de la primera capa por la relación de espesores que le corresponde a la curva de superposición. Lo expuesto hasta aquí, es lo que se hace para interpretar una curva de dos capas o de tres cuando hay coincidencia total en la superposición, caso contrario, sirve para interpretar el primer tramo de una curva de tres o más capas.

5) Para interpretar el segundo tramo de la curva se combinan los ábacos patrones con los gráficos auxiliares de Ebbert – Kalenov (in Orellana, 1982); estos últimos permiten dibujar el camino, por donde debe desplazarse el transparente para lograr la coincidencia en el segundo tramo.

6) Desplazando el camino auxiliar del transparente por la intersección del eje de coordenadas de los ábacos (manteniendo siempre el paralelismo con los ejes cartesianos) se busca por superposición, la coincidencia del segundo tramo de la curva y una vez lograda se marca la segunda cruz y a partir de allí se procede de la misma forma que lo enunciado anteriormente.

Programa de computación: Actualmente existen numerosos programas de computación que operan en sistema Windows para la interpretación de sondeos eléctricos verticales. Algunos de los programas pueden analizar el problema inverso, es decir, una vez interpretada la curva de campo y obtenidos los valores de resistividad y espesores verdaderos, se alimenta con estos datos y el programa resuelve a aquellos, dibujando la curva de resistividad aparente o curva de campo, que por supuesto, si la interpretación es la correcta, la curva de campo y la curva obtenida por programa deben ser idénticas. Otros programas analizan el problema directo, es decir se cargan los datos de resistividad aparente obtenidos en el campo y se ingresa el número de capas y espesores tentativos hasta que se obtiene una curva similar.

Con suficiente experiencia en interpretación puede obviarse el uso de ábacos y utilizar los programas directamente, ingresando una primera aproximación del modelo geoeléctrico, con resistividades y espesores tentativos. El ajuste se realiza luego por aproximaciones sucesivas, hasta lograr una superposición aceptable.

8.3.9. Aplicaciones en Investigaciones Geológicas

Las posibilidades de utilización de la prospección eléctrica en la exploración geológica dependen principalmente de las propias limitaciones que posee el método con relación a las condiciones del contorno geológico a investigar y en función de las características eléctricas de las capas existentes en el lugar de trabajo.

Este método adquiere su máxima utilidad cuando en un área determinada se ha realizado primeramente, una investigación geológica que permita elaborar hipótesis acerca del problema que requiere una solución. La prospección eléctrica es especialmente útil y eficaz en las fases preliminares de proyectos de distinta índole: hidrogeológicos, mineros, geotécnicos, etc.

Entre otros alcances, a través de este método es posible ubicar y dimensionar reservorios de aguas subterráneas, detección y determinación de la profundidad de basamento, el tipo de basamento existente, el espesor de la zona no saturada, la zona saturada, la correlación de acuíferos y otras unidades litológicas, la comparación de densidad de fracturación en rocas cristalinas, presencia de fallas, paleocauces, etc. A continuación se muestran algunos ejemplos en donde la prospección eléctrica fue empleada como una importante herramienta en la exploración geológica.

1. Profundidad de Basamento

La profundidad del basamento es una de las situaciones en donde el método eléctrico presenta buenos a muy buenos resultados, dependiendo siempre del contraste eléctrico (resistividades) que presentan las capas suprayacentes, respecto a la roca.

El ejemplo que se adjunta corresponde a la zona de Cafayate (Provincia de Salta), en la zona de Yacochuya, donde se desarrolla al pie de la sierra de Quilmes (granitos y gneises) un potente y extenso cono aluvial, conformado por secuencias caóticas de rodados de todos los tamaños, bloques de 2 a 3 m³, gravas y arenas que van disminuyendo de espesor a medida que se avanza hacia el este, de tal forma que hacia los ejes de los actuales ríos Santa María y Calchaquí, predominan las facies finas (arenas, limos y arcillas) sobre las gruesas.

De acuerdo a la historia geológica de la región, se considera que el valle del río Santa María, al igual que el del Calchaquí, escurre por una fosa tectónica, rellena con una potente secuencia de sedimentos cuaternarios (más de 300 metros). Sin embargo, debido a la presencia de sedimentitas continentales terciarias, aflorantes en el flanco oriental del valle fluvial, no debe descartarse que estas unidades, de espesor desconocido, se encuentren en el fondo del valle.

Con la finalidad de establecer las características hidrogeológicas de la parte apical del cono fluvial del río Yacochuya, se realizaron siete sondeos eléctricos verticales (SEV) de investigación profunda, con abertura máxima entre electrodos de corriente de 2.000 metros de longitud; mientras que los electrodos MN alcanzaron longitudes variables entre 1 y 200 metros.

La interpretación de los SEV muestra la presencia de capas extremadamente resistentes a muy resistentes desde superficie hasta profundidades medias de 40 metros, señalando la presencia de facies de rodados y bloques de granitos y metamorfitas inmersos en una matriz de gravas y arenas muy gruesas, con escaso limo y elevada presencia de partículas de muscovita. Por debajo continua una sucesión de rodados y gravas, más finas que la porción superior, con un incremento en la matriz de arena cuarzosa y limos, con abundante presencia de muscovita, cuyo comportamiento es resistivo, pero menor que la anterior. Esta unidad se extiende hasta una profundidad máxima de 250 metros en la zona apical y mínima de 70 metros en la parte distal del cono y corresponde a la zona no saturada.

En algunos SEV, por debajo de la zona no saturada, se identifica directamente la presencia del basamento rocoso conformado por granitos y metamorfitas que se presentan como muy resistentes. En otros sectores, por debajo de la zona no saturada, se detecta una capa semiresistiva que es asignada a facies similares de rodados, gravas y arenas, pero saturadas con agua dulce, lo que se traduce en una disminución de la resistividad. Por último, en otros SEV, se logra identificar por debajo de la zona no saturada, la presencia del basamento rocoso cristalino que, se presenta nuevamente muy resistivo.

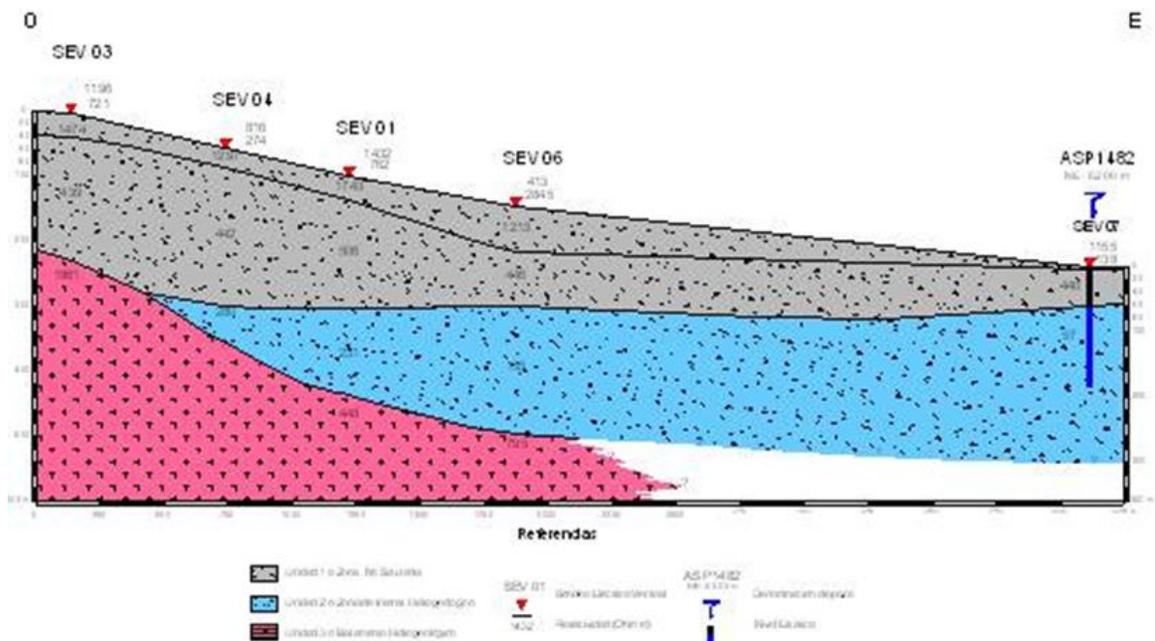


Ilustración 32: Determinación de profundidad de basamento y configuración de relleno sedimentario moderno (Conhidro, 2006).

2. Identificación de Paleocauces

En la localidad de Las Conchas (Cafayate, Provincia de Salta) y zonas aledañas, las rocas terciarias, cretácicas y precámbricas que constituyen el basamento, ejercen un fuerte control litológico en el angosto que da lugar a la naciente de la quebrada de Las Conchas. Antiguamente, el río Calchaquí escurría por el sector norte del actual emplazamiento, por lo que originó un importante paleocauce.

Esta morfología se evidencia claramente cuando se efectúa la correlación de SEV contiguos ya que los sedimentos que la conforman presentan valores de resistividad entre 19 y 68 Ohm.m, dentro de un entorno conductivo (6 a 18 Ohm.m) del basamento conformado por sedimentitas del Grupo Salta.

Las facies sedimentarias están representadas por gravas medianas a gruesas, arenas y algunas intercalaciones de pequeños niveles de arcillas. El agua subterránea almacenada en estas unidades presenta moderado valor de conductividad eléctrica (2.500 $\mu\text{S}/\text{cm}$). El espesor máximo del paleocauce es de unos 120 metros en el eje de la morfología, disminuyendo rápidamente hacia los bordes, con un ancho medio aproximado de 500 metros en el sector central del paleocauce.

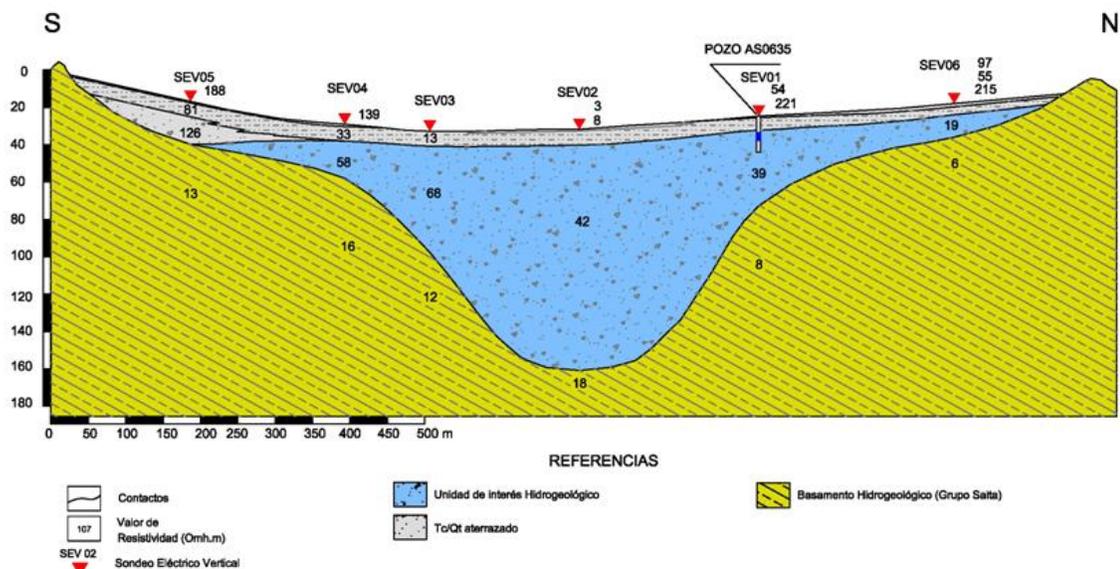


Ilustración 33. Determinación de paleocauce y configuración de relleno sedimentario moderno (García, 2004).

3. Correlación de unidades eléctricas y presencia de fallas

Con los datos obtenidos en cada sondeo eléctrico vertical (SEV), se puede realizar una correlación de unidades que presentan similar comportamiento eléctrico y asignarles una litología. El caso que se observa corresponde a la provincia de Jujuy, en la zona de Caimancito, entre la sierra de Calilegüa y las Lomas de El Oculito. En esta zona se desarrolla el valle del río San Francisco, conformado por potentes secuencias de arenas y gravas saturadas con agua dulce, cuya extensión lateral está fuertemente controlada por fallas.

El valle del río San Francisco en esta zona está conformado por un relleno sedimentario conformado principalmente por rodados, gravas de todos los tamaños y arenas, con potentes intercalaciones de arcillas

rojizas que, en algunos sectores actúan como selló de acuíferos profundos, artesianos. Los reservorios de agua subterránea están conformados por sistemas de acuíferos multicapas que presentan elevada productividad.

Hacia el este del valle del río San Francisco, la presencia de una falla regional inversa, pone en contacto los sedimentos cuaternarios del relleno del valle fluvial con sedimentitas terciarias del Subgrupo Jujuy, conformados por niveles de areniscas finas a medianas, potentes niveles de arcillas rojizas con presencia de yeso y carbonatos y algunas intercalaciones de conglomerados. En muchos lugares, al pie de la mencionada falla, se producen manifestaciones naturales de agua subterránea (manantiales).

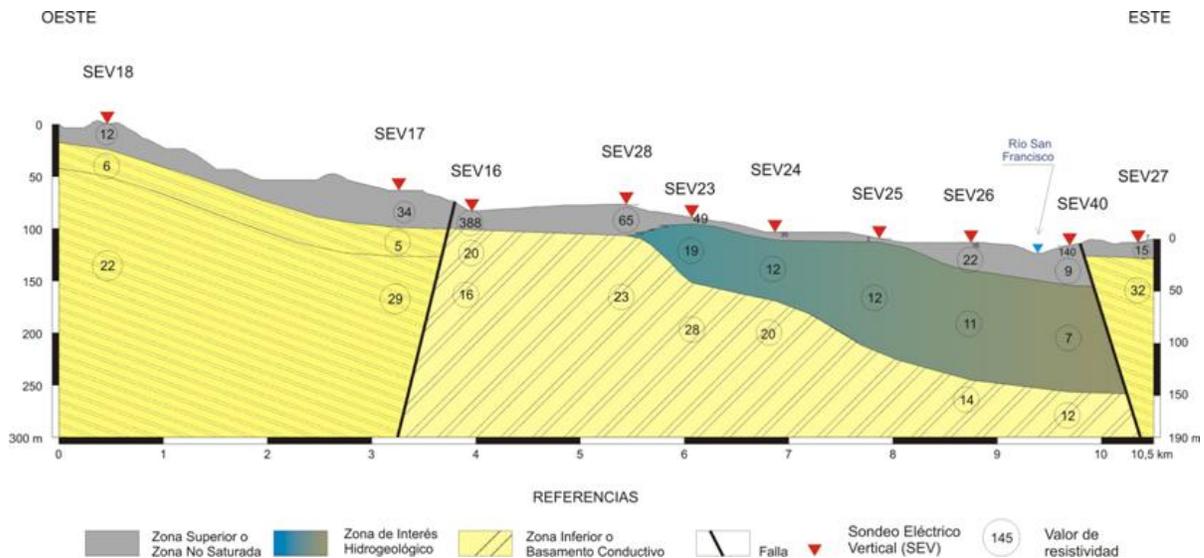


Ilustración 34: Correlación de unidades eléctricas similares y determinación de fallas (Conhidro, 2008).

4. Determinación de Zona No Saturada y Zona Saturada

El ejemplo que se adjunta corresponde a la región oeste de provincia de Formosa, en inmediaciones del río Pilcomayo. Allí se encuentra la localidad de Vaca Perdida, en el ambiente de la llanura chaqueña. Esta llanura es el resultado de una larga evolución de la que participaron factores geológicos y climáticos complejos. Así como las Sierras Subandinas localizadas al poniente, que durante gran parte de su historia geológica se comportaron como un relieve positivo, la región de llanura se constituyó en una zona casi siempre negativa, rellena por depósitos marinos y continentales. La actual llanura chaqueña, recibía ya durante el Terciario los aportes de los terrenos degradados en el occidente, a medida que éstos ascendían y se plegaban como consecuencia de los movimientos andícos. Los masivos aportes de materiales provenientes del ambiente montañoso que surgía, permitieron la elaboración de amplios abanicos fluviales, canales de escurrimiento, cauces abandonados e intrincados sistemas de paleocauces.

En la planicie chaqueña abundan las arenas, arenas limosas y limos, que forman parte de los actuales cursos fluviales o rellenan antiguos cauces. Las fracciones más finas (limos y arcillas) se encuentran preferentemente en extensas fajas subparalelas al cauce principal de los ríos formando una fina capa, que indica el retiro de las aguas luego de una crecida extraordinaria (García, 1998). Desde el punto de vista hidrogeológico, esta región se caracteriza por presentar agua subterránea de distinta calidad física – química a diferentes profundidades, con variaciones locales y regionales muy significativas.

Desde el punto de vista eléctrico se han identificado tres unidades muy características; representando las dos primeras a la zona no saturada y zona saturada, respectivamente.

La Unidad 1 o Zona No Saturada está conformada por dos electrounidades; una superior que presenta un espesor variable entre 3,1 y 9,5 metros, con valores de resistividad variables (5 a 86 Ohm.m), señalando así las variaciones faciales de limos, arcillas y arenas finas, secas. Por debajo se detectan valores generalmente muy resistivos (hasta 2.090 Ohm.m) hasta una profundidad media de 15 metros que son asignados a facies de arenas gruesas a muy gruesas, cuarzosas, secas.

La Unidad 2 o Zona Saturada se presenta en todos los sondeos y se caracteriza por presentar valores de resistividad bajos respecto a la suprayacente, variando entre 22 y 105 Ohm.m. Esta unidad se interpreta que representa a las mismas facies sedimentarias de la unidad suprayacente, resistiva, pero que se encuentran saturadas con agua dulce, ocasionando así una drástica disminución de la resistividad. La base de esta unidad se encuentra a una profundidad entre los 58 y 32 metros.

La Unidad 3 o Zona Conductiva se detectó en todos los SEV. Esta electrocapa se caracteriza por sus bajos a muy bajos valores de resistividad (variando entre 1 y 4 Ohm.m), lo que indica una elevada presencia de materiales finos como arcillas, limos y muy posiblemente arenas intercaladas con agua de formación salada.

Posteriormente, en la posición del SEV 04 se realizó una perforación hasta los 45 metros de profundidad, observándose un nivel estático en los 14,90 metros. El pozo brindó caudales de ensayo de hasta 60 m³/h, con una depresión de 10 metros; con producción de agua de buena calidad física (832 µS/cm) y apta para el consumo desde el punto de vista químico.

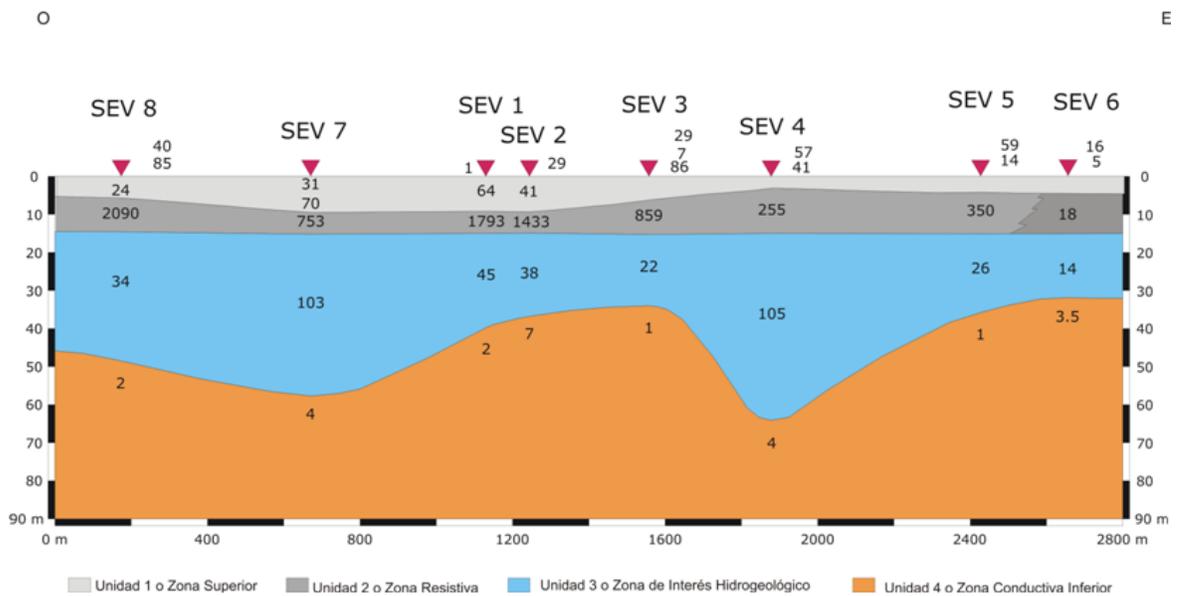


Ilustración 35: Determinación de Zona No Saturada y Zona Saturada en sedimentos fluviales del Chaco Formoseño (Conhidro, 2006a).

8.4. Prospección Geoeléctrica 2 D y 3D

La Tomografía Eléctrica en dos y tres dimensiones, es una variante del método convencional de Resistividad. Su diferencia con el SEV radica en que los electrodos se disponen a una distancia constante a lo largo de la zona que se desea investigar y su número es mayor. Así, en vez de obtener un valor puntual del espesor de los materiales con la profundidad (SEV) se obtiene tanto la variación del espesor como el cambio de la resistividad de los materiales con la distancia horizontal siendo la profundidad de investigación un tanto menor que en el SEV pero la resolución horizontal es mucho mejor.

La Tomografía Eléctrica es un método de exploración no destructivo que analiza los materiales del subsuelo en función de su resistividad. La resistividad de las rocas como se sabe depende, además de su naturaleza y composición, de factores como la porosidad, la disposición geométrica de los poros, la proporción de poros con agua frente a huecos secos y la resistividad del agua de relleno. Por lo tanto, su textura más o menos alterada o más o menos porosa y el contenido en fluidos de sus poros o fracturas condicionan la concentración de iones, cuya mayor movilidad tiene como consecuencia una menor resistividad o, lo que es lo mismo, una mayor conductividad (Orellana, 1982). En cualquier técnica de investigación de esta naturaleza, el concepto fundamental es que exista siempre un contraste de resistividad entre los materiales que conforman el subsuelo.

Este método se basa en la implantación de numerosos electrodos a lo largo de un perfil, con una separación electródica determinada que estará condicionada por el grado de resolución que se necesite (a menor separación entre electrodos, mayor resolución) y la profundidad de investigación que se precise (a mayor separación de electrodos, mayor profundidad). Con todos los electrodos conectados al equipo de medida, y mediante un programa secuencial específico que se crea para cada objetivo, el aparato ordena cuáles deben ser los conjuntos de electrodos que funcionan en cada momento y con qué disposición (Loke, 2000).



Foto 14: Equipo de registro de Tomografía Eléctrica.



Foto 15: Cables multielectrodos con nodos de contacto y electrodos.

Cada uno de los cuadrípolos involucrados (electrodos A, M, N, B) hace una medida de la resistividad que se atribuye a un determinado punto geométrico del subsuelo cuya posición y profundidad en el perfil depende de la posición de dicho cuadrípulo y de la separación entre los electrodos que lo conforman.

Los perfiles de Tomografía Eléctrica son, en definitiva, secciones del terreno que reflejan la distribución de valores de resistividad a esas distintas profundidades correspondientes a diferentes capas de investigación.

Por su capacidad resolutoria al investigar hasta profundidades que pueden llegar a centenares de metros, la Tomografía Eléctrica es aplicable a cualquier estudio del subsuelo donde interese identificar todo tipo de accidentes o discontinuidades que representen un contraste suficiente en la distribución de resistividad del medio rocoso. Entre los objetivos más habituales a resolver mediante esta técnica cabe mencionar los siguientes:

1. Detección y caracterización de fallas determinando su zona de influencia, rumbo, buzamiento y extensión en profundidad.
2. Detección de contactos entre unidades litológicas de diferente naturaleza, determinando la morfología y localización precisa de tales discontinuidades.
3. Detección y caracterización de cavidades y huecos, tales como accidentes kársticos, canalizaciones, depósitos, rellenos arcillosos, etc.
4. Determinación de unidades acuíferas, niveles freáticos, intrusión marina, etc.
5. Localización de restos arqueológicos.
6. Estudio de plumas de contaminación de agua subterránea.
7. Localización de cañerías enterradas y socavaciones.

Con la Tomografía Eléctrica es posible el uso de diferentes configuraciones o arreglos de electrodos, pero todas tienen en común que el espaciado entre los electrodos se mantiene constante, disponiéndose todos ellos a lo largo de una línea recta de manera tal que cuando las medidas de resistividad se realizan entre electrodos próximos, la profundidad de investigación es pequeña, pero cuando se realiza entre electrodos muy separados, la profundidad de investigación es mayor. De esta forma se obtiene un perfil bidimensional en el que se disponen los valores de resistividad en una malla uniforme o no, dependiendo del objetivo buscado. En función del espaciado entre electrodos puede establecerse una cierta relación entre profundidad de investigación y resolución. A mayor espaciado de electrodos, la profundidad alcanzada es mayor, pero la resolución disminuye.

Los valores de resistividad se transforman de esta manera en un perfil mediante un proceso conocido como Inversión y consiste en obtener un modelo matemático cuya resistividad teórica sea la que mejor se ajuste a la resistividad observada (es decir, que minimice el error cuadrático medio entre ambas), lo que se logra mediante un proceso iterativo.

La siguiente Tomografía Eléctrica se realizó, en la zona del pueblo de El Cogoik, en la zona noreste de la provincia de Formosa. Esta región queda incluida en lo que García et al., 2010 denominaron Complejo Acuífero Interfluvio que es una unidad hidrogeológica que se extiende en la zona de interfluvio de los ríos Bermejo y Pilcomayo y entre el actual Bañado la Estrella y el antiguo cauce del río Pilcomayo; en dirección preferentemente oeste - este a noroeste – sudeste, coincidiendo con la traza del escurrimiento fluvial de ambos cursos fluviales. A escala regional este complejo se caracteriza por presentar un acuífero libre más o menos continuo y un sistema de acuíferos semiconfinados a confinados, variables en potencia, facies y desarrollo areal. Los depósitos que conforman esta unidad responden a una génesis poligénica (fluvial-coluvial-eólica), predominando los niveles arenosos sobre los arcillosos y una frecuencia importante de horizontes areno-limosos a areno-arcillosos.

La característica sobresaliente de este complejo acuífero es la producción de agua salada a extremadamente salada (salmueras) en casi toda su extensión y la presencia de agua dulce (conductividades eléctricas menores a 2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en forma localizada, normalmente asociada a sistemas de paleocauces del río Bermejo o del río Pilcomayo que aún presentan recarga efectiva.

Un hecho significativo es que, normalmente, los acuíferos portadores de agua dulce no están asociados a rasgos morfológicos visibles (líneas de drenaje y cauces abandonados), sino a verdaderos paleocauces que son muy difíciles de identificar ya que se encuentran colmatados, careciendo de expresión superficial. De esta manera, muchas veces, la única manera de localizar estos reservorios es a través de tomografía eléctrica efectuada con una elevada densidad de puntos de registro ya que los cambios pueden resolverse en distancias muy cortas en la horizontal (50 a 100 metros).

La tomografía en este lugar se realizó con una separación electródica de 2,5 metros y la interpretación se realizó con un programa específico. En el campo, se registraron datos empleando los métodos Wenner Alfa, Dipolo-Dipolo y Alfa-Schlumberger 1.

En Gabinete, luego del tratamiento de cada modelo, se optó por aquel que ofrecía el menor error medio cuadrático. Por esta razón, el resultado que se presenta corresponde a la inversión del método Wenner Alfa.

La tomografía muestra la presencia de una capa resistiva que se extiende desde los 2,5 metros hasta una profundidad media de 11 metros; con una configuración de paleocauce muy localizado. Tanto, que se extiende entre la posición 25 a 90 metros, con un ancho medio de la geoforma de 60 metros. El color marrón representa cuerpos de arena, secos, hasta una profundidad media de 6 metros; que luego pasan a semiresistivos (color rojo y amarillo), que se interpretan como las mismas facies anteriores, pero saturadas con agua dulce.

Infrayaciendo, se observa una significativa homogeneidad en los valores de resistividad (color verde y celeste) que son asignados a facies de limos, arcillas y arenas saturadas con agua salada, con valores conductivos a muy conductivos.

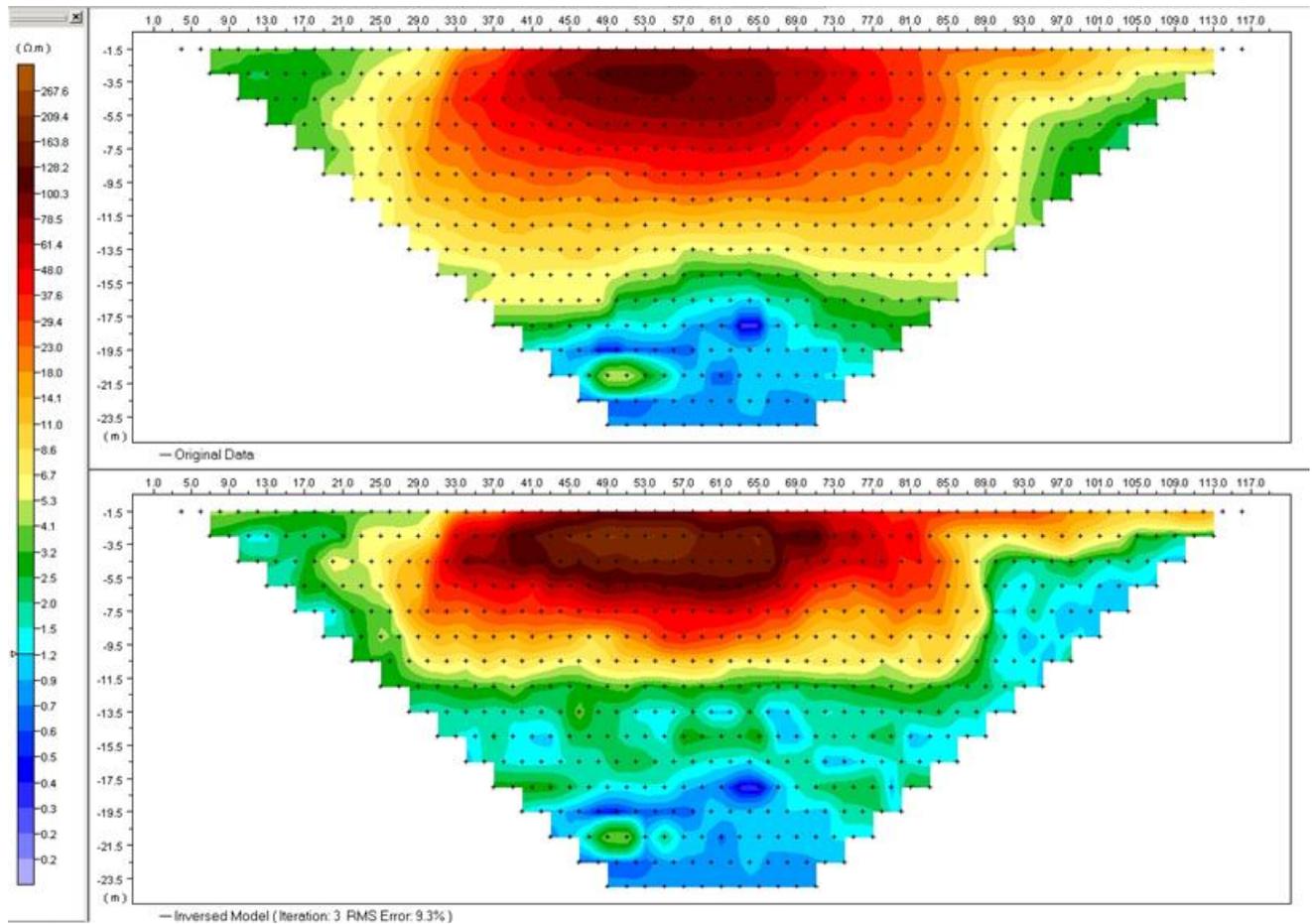


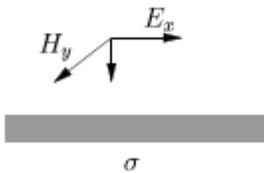
Ilustración 36. Ejemplo de determinación de paleocauces con tomografía eléctrica (Conhidro, 2010).

8.5. Prospección Magnetotelúrica (MT)

En el método MT se utilizan mediciones de campos electromagnéticos (EM) naturales para estudiar la estructura de la conductividad del subsuelo. Las fuentes naturales de los campos MT son esencialmente originadas en la ionósfera y magnetósfera, solamente para las frecuencias más altas hay un efecto atmosférico relacionado con las tormentas eléctricas.

En el método MT se asume que los campos en la superficie pueden ser considerados como ondas planas. La mayor parte de la energía es reflejada y una pequeña porción se propaga en el interior de la Tierra. Los campos EM que se generan en respuesta a las ondas primarias incidentes proveen información indirecta de las propiedades eléctricas de la Tierra a profundidades desde decenas de metros hasta cientos de kilómetros, dependiendo de la conductividad del suelo y del rango de frecuencias en el que se registra la señal. Distintas consideraciones pueden ser asumidas para evaluar la respuesta del subsuelo, la aproximación más simple que se puede analizar es la interacción de estos campos naturales con una Tierra perfectamente homogénea.

La base de este método es esencialmente la observación de cómo se propaga una onda plana en un medio de conductividad (σ) uniforme. Para este caso la ecuación de propagación es obtenida de las ecuaciones de Maxwell:



$$\nabla_x \bar{E} = i\omega\mu_0 \bar{H}_y$$

$$\nabla^2 \bar{E} + i\omega\mu_0 \bar{E} = 0$$

donde no aparece el término de la corriente de desplazamiento porque se desprecia debido a que se satisface que $\omega^2 \ll \omega\sigma$

La solución para este caso es:

$$E_x = Ae^{-ikz}$$

$$H_y = A \frac{k}{\omega\mu} e^{-ikz}$$

siendo: x e y direcciones horizontales perpendiculares entre sí (indistinguibles para este caso) y

$$k = (-i\omega\mu\sigma)^{\frac{1}{2}} = \frac{1-i}{\delta}$$

La velocidad de fase está dada por:

$$V = \omega \delta \quad \delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}}$$

Donde ω es la frecuencia en Hz, ϵ es la constante dieléctrica en F/m, σ es la conductividad en S/m, μ es la permeabilidad magnética en H/m y δ es la longitud de penetración de la onda en metros que disminuye al aumentar la conductividad del medio y la frecuencia de la onda incidente, esta profundidad de penetración ("skin depth") es la que se utiliza para estimar una penetración promedio de la señal, de tal manera que para obtener información más profunda se necesita procesar periodos más largos y mayor tiempo de medición por sitio.

Dado que los campos medidos en superficie contienen la contribución del campo incidente y aprovechando la simplificación que brinda la hipótesis de onda plana, se define la impedancia Z (o tensor de impedancia magnetoteléurico), que depende de las características del subsuelo. Para evitar la dependencia con la amplitud del campo incidente se define la impedancia como el tensor que resulta del cociente entre los campos eléctrico y magnético de forma tal que:

$$Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} = (1-i) \sqrt{\frac{\omega \mu}{2\sigma}} \quad \text{y} \quad Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} = (1-i) \sqrt{\frac{\omega \mu}{2\sigma}} \quad (1)$$

Siendo $Z_{xy} = Z_{yx}$ para el caso homogéneo. O equivalentemente definimos la resistividad aparente como:

$$\rho_{xy} = \frac{Z_{xy} Z_{xy}^*}{\mu \omega} \quad \text{y} \quad \rho_{yx} = \frac{Z_{yx} Z_{yx}^*}{\mu \omega} \quad (2)$$

Donde el * indica que se ha tomado el complejo conjugado y en el caso homogéneo es simplemente $\rho = 1/\sigma$.

Es una práctica usual referirse a resistividad aparente (ρ) y fase (ϕ) en lugar de impedancia. La fase de la impedancia es la diferencia de fase entre E y H. Se utilizan ρ_{xy} y ρ_{yx} , para dos ejes horizontales perpendiculares (x, y) orientando los sensores de E y H en lo posible en las direcciones geomagnéticas NS y EO.

En el caso que el subsuelo puede ser considerado como homogéneo ϕ será

$\frac{\pi}{4}$ y los valores de ρ_{xy} y ρ_{yx} serán coincidentes y las respectivas fases con una diferencia de π .

Si el subsuelo se interpreta como un conjunto de capas horizontales de diferente conductividad y espesor se tendrá una interpretación 1D de tal manera que la resistividad aparente y fase variarán con la frecuencia de acuerdo a los valores de resistividad y espesor de las sucesivas capas. La componente vertical del campo magnético es cero y la capacidad de inferir las propiedades de cada capa, más allá de la no unicidad de los modelos, es muy dependiente de los contrastes de conductividad y del espesor de las mismas. Cuando existe variación lateral de la resistividad y una dirección de simetría de la estructura, el subsuelo se considerará 2D y el tensor de impedancia se rota de manera tal que una componente del campo E sea paralela a esta dirección y otra perpendicular. En el caso 2D, también se mide otra función transferencia, entre las componentes vertical y horizontal de H, a la que usualmente se refiere como vector de inducción.

La onda incidente en la superficie de la Tierra lo hace con un ángulo de 90° (incidencia normal), a partir de un cálculo simple utilizando la ley de Snell se puede inferir que la onda transmitida será también aproximadamente normal a la superficie.

8.5.1. Operación de Campo

Diagramación de campaña, número de estaciones, separación etc.

Elección de lugares y obtención de permisos para la ubicación de las estaciones MT.

Instalación de estaciones MT.

Control de los datos in-situ, bajar datos a notebook y procesado en el campo.



Foto 16: Equipo EMI. A la izquierda con conexiones a las barras magnéticas X, Y, Z y a los electrodos MN. A la derecha, conexión al sistema de GPS y PC. Gentileza del INGEIS.



Foto 17: A la izquierda barra magnética X. A la derecha, barra magnética vertical (Z). En todos los casos las tres componentes del campo magnético se encuentran enterradas.

8.5.2. Operación de Gabinete

Procesamiento de datos.

Inversión de datos.

Comparación de los modelos con la geología y los datos de pozos.

Hay un gran número de técnicas para el procesamiento de los datos de MT, donde se pretende transformar las series temporales en información espectral en el dominio de la frecuencia. Si bien el resultado de todos los métodos converge en dar las componentes de Fourier del registro, en la práctica hay diferencias importantes que se deben considerar debido a la característica de la de la señal y la naturaleza de los datos.

Los campos eléctricos y magnéticos naturales entre 10^{-4} y 103 Hz son procesos estocásticos. Los registros son series temporales de los cuales se toman muestras (segmentos de la serie). En general, para representar el registro temporal en el dominio de la frecuencia se utiliza el análisis armónico de Fourier. La hipótesis fundamental es que para una serie de longitud T_0 se supone que la señal es periódica de periodo fundamental T_0 lo cual impone una restricción sobre el espaciamiento entre armónicos y presupone una buena representación utilizando un número finito de los mismos.

Dado que en los registros hay ruido junto a la señal, lo que se debe hacer es obtener muchos segmentos de las series temporales para establecer un comportamiento promedio que reduzca el efecto del mismo. Las series tienen un comportamiento estocástico y consecuentemente su promedio irá a cero, por lo tanto se prefiere el uso del espectro de potencia donde los coeficientes se multiplican por el conjugado. De esta manera, cada segmento deberá ser observado detalladamente y su longitud determinada, dependiendo de la banda.

Cada segmento de los campos eléctrico y magnético es convertido al dominio de la frecuencia utilizando algún método que utiliza FFT (en general decimación en cascada es la técnica más usada) y se obtienen preferentemente unos 6-10 periodos por década en intervalos equiespaciados en escala logarítmica y $(N-1)/2$ frecuencias como máximo, la frecuencia mínima depende de la longitud de la serie elegida y la frecuencia máxima depende del intervalo de muestreo.

El espectro final es esencialmente suavizado promediando con los vecinos con la función de Parzen los espectros de potencia de cada segmento se almacenan. Si bien el espectro de potencia brinda información de la fase, si se puede hallar la expresión del módulo de Z y la resistividad aparente.

Una vez procesadas las series temporales, se obtienen las resistividades aparentes y fases en el dominio de la frecuencia, se calcula la coherencia entre ellas lo cual permite corregir problemas derivados de la calibración de los instrumentos. Pomposiello et al., 2004, utilizaron este método para resolver los resultados sesgados (bias) en los datos MT cuando no es posible establecer una referencia remota (dos estaciones registrando simultáneamente).

El método MT permite hallar modelos donde la conductividad del suelo presenta contrastes. Es más sensible a la detección de conductores que aislantes y la resolución dependerá de la resistividad eléctrica y la profundidad de investigación.

Con programas específicos se puede realizar la inversión de los datos y obtener un Modelo 1D o un modelo 2D.

En la provincia de Formosa, entre la ciudad de Clorinda (Noreste) e Ingeniero Juárez (Sudoeste), a lo largo de un perfil de aproximadamente 350 km, se realizó un relevamiento de estaciones de MT de largo período. En todos los casos primeramente se realizó la inversión 1D tanto en el modo TM o TE, en función del registro de mayor determinación y menor ruido.

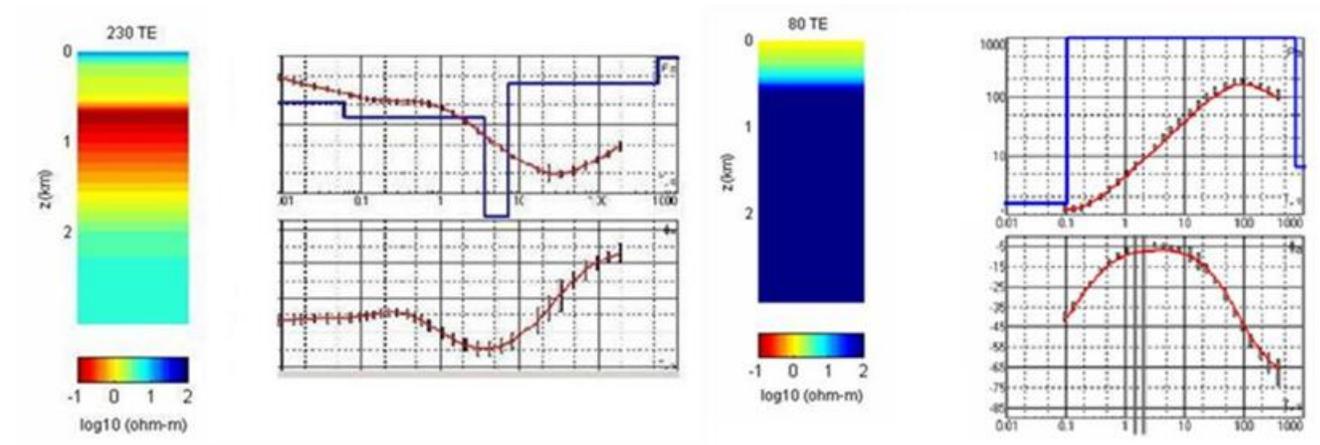


Ilustración 37: Modelo 1D de las estaciones Ingeniero Juárez (izquierda) y Clorinda (derecha), provincia de Formosa (García, et al., 2008).

El modelo 2D obtenido a partir de todas las estaciones involucradas muestra la presencia de una secuencia extremadamente conductiva (colores rojos y amarillos) a lo largo de todo el perfil, que hacia el sector oeste (Estación Ingeniero Juárez), se extiende hasta los 2.000 metros de profundidad aproximadamente; en la Estación Laguna Yema (225) hasta los 1.600 metros; en la Estación Las Lomitas (220) hasta los 1.100 metros; en la Estación Laguna Blanca (130) hasta los 750 metros aproximadamente; en la Estación Palma Sola (120) aproximadamente 400 metros y en la Estación Clorinda (80) 300 metros. Este nivel extremadamente conductivo incluye a facies sedimentarias de la Formación Chaco que está conformada en el sector oeste por una potente secuencia de areniscas, limolitas y arcilitas varicolor, con intercalaciones de niveles de yeso y carbonatos, que disminuyen de espesor notablemente hacia el este de la provincia.

Por debajo de esta unidad muy conductiva se disponen otras secuencias sedimentarias que muy posiblemente en el sector oeste incluyen a facies del Grupo Salta y, hacia el este, a facies equivalentes como la Formación Mariano Boedo y otras. Más abajo y muy claramente entre las localidades de Clorinda (80) y Laguna Blanca (130), se observa que el basamento rocoso se profundiza rápidamente hacia el poniente, coincidiendo así con la presencia de altos estructurales y depocentros que se conoce que existen en el ámbito de la llanura chaqueña.

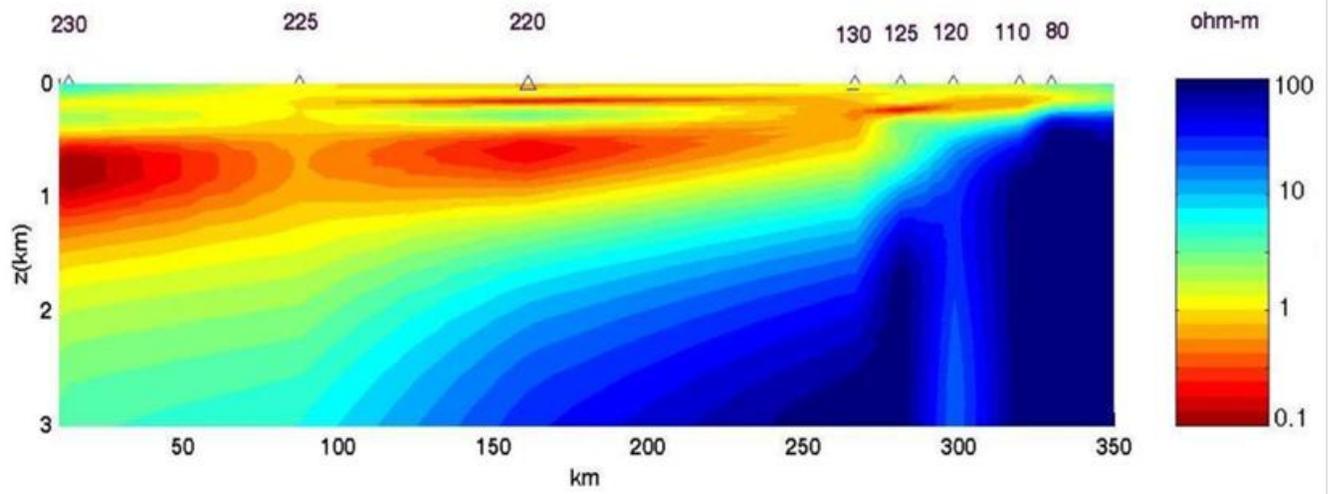


Ilustración 38: Modelo 2D, MT entre Ingeniero Juárez y Clorinda, provincia de Formosa (García, et al., 2008).

MÓDULO 2. Captaciones de aguas subterráneas. Captaciones Horizontales: Zanjas, Drenes y Galerías Filtrantes. Estudios previos, diseño y construcción. Captaciones Verticales: Pozos excavados. Tipos de pozos excavados. Pozos perforados. Métodos de perforación. Perforación a Percusión. Principios. Equipos y herramientas. Metodología de perforación. Método de Rotación. Principios. Equipos y herramientas. Técnica de perforación.

2.1. INTRODUCCIÓN

El volumen total de agua del acuífero, determinado a través de los parámetros hidrogeológicos, queda limitado después a las posibilidades de producción de las obras de captación.

La finalidad de una captación es la de obtener el máximo suministro (máximo caudal) con el mínimo descenso (menor pérdida de carga) y sin deterioro de las instalaciones, en particular de las partes captantes (filtros) dentro del acuífero.

La producción de una obra de captación es función de las siguientes condiciones:

- ❖ del flujo del agua subterránea desde el acuífero hacia la obra
- ❖ de la potencia del acuífero

Las obras de captaciones pueden ser horizontales y verticales. Las captaciones verticales son convenientes en acuíferos de escasa, media y gran profundidad, con potente espesor y buena permeabilidad. Estas captaciones pueden ser de dos tipos: pozos excavados y pozos perforados.

2.2. CAPTACIONES HORIZONTALES

En la mayoría de los textos y publicaciones modernas de hidrogeología e hidráulica, se suele mostrar mucho interés en cuanto a la captación de aguas subterráneas, los pozos de pequeño diámetro. Esta situación se encuentra justificada en cierto modo (Custodio & Llamas, 1986) por que en la actualidad, la mayoría de las captaciones se realizan de ese modo, pero no fue así en el pasado, y muchas de esas obras persisten actualmente en pleno funcionamiento; e incluso se siguen construyendo en determinadas circunstancias locales cuando éstas no permiten otra solución sencilla o bien porque se ajustan mejor a las técnicas de captación local. Estas captaciones pueden ser de tres tipos: zanjas, galerías y drenes.

2.2.1. Zanjas

Las zanjas son obras, normalmente construidas, a cielo abierto, donde se aprovecha la cercanía del nivel piezométrico a la superficie. Este tipo sencillo de obras, generalmente se efectúa en materiales no consolidados y consisten de una excavación más o menos lineal que tiene por finalidad alcanzar el nivel saturado. El agua se suele evacuar por gravedad si el terreno tiene suficiente pendiente, por bombeo en la propia zanja o en un pozo colector.

Actualmente se pueden realizar fácilmente ya que se emplean máquinas que permiten alcanzar algunos metros de profundidad (4 a 8 metros).

Si el propósito es que la zanja quede abierta, las paredes deben tener una inclinación suficiente como para que sean estables y no se derrumben. Frecuentemente se utiliza una relación 2:1 (ancho: profundidad), aunque, por supuesto, depende del tipo de terreno.

Las zanjas a cielo abierto se emplean normalmente como drenajes de zonas con nivel freático alto y cercano a la superficie y, más raramente como captación de agua para consumo, puesto que ésta queda sometida a una fácil contaminación.



Foto 18: Distintos tipos de zanjas de drenaje.

2.2.2. Drenes

Los drenes son obras más o menos complejas que tiene por objeto captar el recurso subterráneo desde un acuífero más o menos somero (acuífero libre, semilibre o confinado somero). Los drenes se utilizan en acuíferos someros cuyo espesor no permite una explotación económica por medio de pozos. También se emplean este tipo de obras en áreas costeras con el objeto de obtener agua dulce del pequeño lente que se halla por encima del agua (flotando) con elevados tenores salinos. Los drenes pueden construirse con cañería plástica, fibrocemento y más apropiadamente con filtros ranuras continuas, tipo autolimpiante. Esta cañería de admisión que se suele instalar perpendicular, oblicua o paralelamente a la dirección del flujo subterráneo, conduce el agua captada a un colector principal (pozo de gran diámetro o cámara colectora) desde donde se puede bombear o distribuir por gravedad.

Se debe tener presente que un dren es una captación subsuperficial, por lo tanto el propósito de este tipo de obra es explotar agua subterránea y no, como muchos suponen, agua superficial. Este concepto es de fundamental importancia para asegurar el éxito de este tipo de captación, ya que los estudios previos, proyecto y ejecución deben estar siempre dirigidos y supervisados por especialistas en aguas subterráneas. Una creencia común es que los drenes, cuando se localizan en inmediaciones de un curso fluvial o incluso en la playa de inundación de un río, explotan agua superficial que se infiltra por presencia de la obra de captación. La experiencia indica que son muy escasos los ejemplos en la naturaleza donde un curso fluvial se comporta como un borde fijo para la recarga del acuífero infrayacente. Normalmente existe un factor de "leakeage", por la presencia de una delgada capa de muy baja permeabilidad en el fondo del lecho del río que impide la infiltración eficaz.

Como los drenes son obras subterráneas, una de las mayores ventajas que ofrecen es la captación y distribución de grandes caudales de agua libre de carga sólida. Esta última situación se debe a que durante la etapa de construcción de este tipo de obras, se siguen pautas similares a la construcción de un pozo vertical profundo; es decir que se tiene especial atención al diseño de la parte captante, conjugando aspectos texturales y granulométricos del material que conforma el reservorio y la parte activa de la captación (filtros).

1. Ubicación de la obra de captación y estudios hidrogeológicos previos

Los estudios hidrogeológicos realizados en una zona determinada establecen la conveniencia o no de la ejecución de este tipo de obra. Si las condiciones geológicas (espesor de álveo suficiente) e hidráulicas (profundidad del nivel piezométrico, permeabilidad, transmisividad, etc.) son favorables, se puede proyectar la fundación de un dren para explotación de agua subterránea.

La orientación del dren estará la mayoría de las veces, condicionada al ancho de la playa de inundación de un curso fluvial, a la pendiente topográfica y al entorno geológico (presencia de afloramientos y sub afloramientos de rocas).



Foto 19: Prospección geoelectrica en el valle del río Alfarcito (Quebrada del río Toro, Salta).

Los estudios que deciden la conveniencia o no de proyectar una obra de dren, son fundamentalmente los ensayos de bombeo efectuados en el lugar donde se pretende realizar la captación. Como se sabe, los parámetros hidrogeológicos (permeabilidad; transmisividad y coeficiente de almacenamiento) son los que determinan, a través de una expresión numérica, las características de un reservorio de agua y las posibilidades de su explotación racional y económica. En esta etapa, los ensayos de bombeo están encaminados a determinar principalmente la permeabilidad, la variación de los niveles dinámicos (descensos absolutos respecto al nivel de agua en reposo) y caudal específico. Conociendo la permeabilidad del acuífero, la posición del nivel estático, la profundidad de fundación y el máximo descenso de agua (nivel dinámico) que se puede provocar encima del dren, es posible aplicar algunas fórmulas para el cálculo aproximado del caudal que puede producir una obra de esta naturaleza.



Foto 20: Ensayo de bombeo en pozo excavado en la zona de futuro emplazamiento de dren (El Alfarcito, Salta).

También, las distintas fórmulas empleadas consideran la cercanía o no de la captación respecto a un curso fluvial que puede actuar como recarga, el tipo de acuífero explotado y sobre todo si la explotación se realiza en régimen estacionario o no permanente.

A modo de ejemplo y para una obra que se encuentra en las inmediaciones de un curso fluvial, que actúa como nivel de recarga constante (acuífero libre) se puede aplicar la siguiente fórmula en régimen estacionario:

$$Q = K \frac{(H_0^2 - H_d^2)}{2L}$$

Siendo:

Q = Caudal (m³/h)

k = Permeabilidad (m/día)

H_0^2 = Espesor saturado inicial (m)

H_d^2 = Espesor saturado sobre el dren o nivel dinámico (m)

L = Radio de influencia (m)

2. Excavación

Decidido el emplazamiento del dren, la obra se inicia con la excavación del terreno en una longitud y profundidad, determinada por aspectos económicos, técnicos y de requerimiento de caudal de producción. La mayor o menor complejidad de la excavación está determinada por el tipo de material que conforma el subsuelo, y sobre todo por la profundidad del nivel piezométrico.

La primer situación establece si se puede realizar esta tarea manualmente (pala y pico) o emplear una máquina (retroexcavadora); teniendo en cuenta que cualquier metodología debe asegurar la estabilidad de las paredes de la zanja. Para que se cumpla esta premisa la inclinación del talud debería tener mínimamente una relación ancho: profundidad de 2:1, aunque la relación final dependerá definitivamente del tipo de terreno. En muchas ocasiones y debido a la presencia de materiales preponderantemente finos, con escaso empaquetamiento y poco coherente, es necesario realizar una tarea de estabilización de la zanja para contener el deslizamiento de las paredes.

Una vez que se alcanza el nivel piezométrico, la tarea de excavación suele complicarse por el ingreso continuo de agua a la zanja, que provoca desmoronamientos e impide avanzar rápidamente. Si no existe dominio topográfico suficiente como para realizar el drenaje por gravedad, es necesario disponer de un equipo de bombeo (bombas de fondo tipo Flygt o motobombas) que permita abatir el nivel piezométrico y poder continuar excavando "en seco". Esta última situación es decisiva para establecer la mayor profundidad de fundación de la obra, parámetro fundamental que posteriormente determinará el rendimiento final de la captación.

El material detrítico que se extrae de la zanja deberá disponerse en los alrededores de ésta de forma tal que asegure la cercanía del material para el posterior rellenado de la excavación. Esta etapa del trabajo indica que no es conveniente ubicar el detrito extraído en las inmediaciones de la zanja puesto que la carga puede provocar el colapso de las paredes por sobrepeso; de la misma forma si se localiza muy distante, los costos operativos para el posterior rellenado suelen elevarse sustancialmente por distancia de transporte.

Otro hecho a considerar es que se debe realizar una selección granulométrica en la disposición de los materiales, puesto que un buen trabajo tiene que contemplar un relleno dispuesto de tal manera que impida

la posible infiltración directa sobre el dren. Esta situación se resuelve cuando las fracciones más finas (limos y arcillas principalmente) ocupan la parte superficial del dren.



Foto 21: Secuencia de una excavación para la construcción de un dren. A la izquierda excavación con máquina retroexcavadora en Alfarcito (Salta); a la derecha, excavación manual en el valle de Candonga (Córdoba).

3. Análisis del sedimento excavado

Cuando se abre un frente de excavación, se puede observar la disposición y extensión areal de los sedimentos que conforman el medio de circulación del agua subterránea. Como la granometría de éstos determinará el tamaño de prefiltro y abertura del filtro que conforma el dren, se deberán extremar los estudios para establecer las propiedades físicas del medio.

Para que el muestreo sea lo más representativo posible de las condiciones reales que reinan en el medio, se deberá planificar un panel de muestreo con un sistema de coordenadas como referencia, para ubicar y dibujar posteriormente las zonas más y menos permeables que se disponen en el frente de la zanja. Debe tenerse dos o tres "puntos fijos" alejados de la obra ya que las estacas cercanas pueden ser removidos por el movimiento de equipos y personas que trabajan en la obra.

Una vez establecido el número de muestras de sedimento a estudiar, se deberá proceder a un muestreo representativo y con la menor alteración posible del medio físico. Normalmente, con 1 o 2 Kg de muestras es suficiente para realizar los posteriores análisis granulométricos y sedimentológicos.

El primer trabajo que se debe efectuar es la descripción litológica de los sedimentos, describiendo cuidadosamente la granometría, color, esfericidad, selección, etc., como así también la presencia y características de la matriz. Una vez preparada la muestra (convenientemente secada y cuarteada) se debe

realizar al análisis granulométrico y construir la curva acumulativa del sedimento, estableciendo así la distribución de las fracciones presentes en la muestra. Esta curva se obtiene graficando los porcentajes acumulados que son retenidos o que pasan en una serie de tamices, dispuestos secuencialmente, respecto de las fracciones correspondientes a cada tamiz.

La uniformidad de la curva indicará acerca de las características del sedimento (selección, diámetro eficaz, etc.) y determinará la necesidad o no de la colocación de un material prefiltrante. Las propiedades físicas y mineralógicas del material que conforma el prefiltro deben ser tales que no se produzcan reacciones químicas entre los componentes sedimentarios y el agua de circulación y que no se originen taponamientos u oclusiones por la forma geométrica de los granos. Por último, el volumen de material prefiltrante a utilizar se obtendrá de las dimensiones de la zanja en el sector inferior (zona de admisión), recordando siempre que para lograr una mayor eficiencia y la ausencia de ingreso de material a la captación, el prefiltro deberá rodear mínimamente en un espesor de 30 cm a todo el filtro.

4. Colocación del dren y material prefiltrante

Una vez alcanzada la longitud deseada y profundidad de fundación, se está en condiciones de colocar los caños filtros que conformarán la zona de admisión de la obra. Previo a este trabajo se deberá nivelar el fondo de la zanja para definir la pendiente del dren y para eliminar todas aquellas posibles irregularidades del lecho. El inicio en la colocación de los filtros (que normalmente vienen en tramos estandarizados de 1, 2, 3, 4, 5 y 6 metros de longitud) se realiza de forma tal que siempre se avance en sentido "pendiente arriba" en la zanja; este trabajo se efectúa así para ir evacuando, a medida que se colocan los tramos de filtros, el agua que ingresa a la zanja y que escurre por el fondo de ella. Debido a la longitud limitada de la cañería filtrante, se deberá realizar la unión entre los diferentes tramos utilizando juntas tipo Gibault, bridas o junta abulonada. Estas uniones se colocan sobre un material inerte (clasto, rodado o bloque) que permita "elevar" la cañería por sobre el nivel del piso y de esta manera tener un espacio de por lo menos 30 cm que pueda ser rellenado con material prefiltrante.

Cuando se ha finalizado esta tarea, es usual unir al último tramo de filtro un caño ciego (sin área filtrante) de igual diámetro que actúa como cañería de conducción. A partir de este último, se puede bien añadir otros tramos similares, o directamente conectarlos a una cámara de carga o de bombeo, a partir de la cual se realizará la distribución final del caudal que ingresa a la obra.

La tarea de colocación de filtros y caños ciegos debe controlarse repetidamente, cuidando mantener siempre la misma pendiente. La inclinación del dren (normalmente 0.5 a 1 %) tiene la función de entregarle cierta velocidad de ingreso al agua subterránea, como así también para remover posibles partículas sólidas que puedan ingresar al ducto de admisión.

Una vez finalizada la conexión entre los diferentes tramos de filtros y cañería ciega, se procede a la colocación del material prefiltrante. Este procedimiento consiste en colocar grava o arena seleccionada entre el filtro (cañería de admisión) y la pared de la zanja, en todo el frente del acuífero, aumentando el área de ingreso y obteniendo mayor eficiencia. Normalmente la colocación del material prefiltrante se realiza a mano, distribuyendo el mismo en la parte inferior de la cañería de admisión (filtros) y tratando de que el manto de prefiltro sea parejo para que la cañería se asiente lo más nivelada posible. Finalizada esta etapa se procede a colocar alrededor de la estructura de filtros el material prefiltrante restante, cubriéndolo en toda su extensión.



Foto 22: Colocación de filtros y prefiltro en el dren de El Alfarcito (Salta).

La cámara de carga consiste en una obra ingenieril sencilla, que tiene por finalidad coleccionar el agua que ingresa a través del material prefiltrante primero y luego por los filtros. Esta cámara, construida en hormigón armado o piedra revestida puede ser de uno o varios compartimentos, de acuerdo a las condiciones de diseño y/o a los requerimientos que se pretende obtener de la obra.

La primera variante establece un único receptáculo donde se coloca una llave exclusiva o mariposa, que permite cerrar cuando sea necesaria la producción de agua. Una segunda posibilidad es una cámara con dos compartimentos en serie, donde en el primero se ubica una llave exclusiva o mariposa de la cual sale un caño de conducción que la conecta con el segundo donde se puede medir el caudal de producción. En este último caso, a partir de este receptáculo se puede realizar la conexión de la cañería ciega de conducción para realizar directamente la distribución, diseñando siempre la cámara de tal forma que el agua a distribuir se realice por “derrame”, ello permite que los sedimentos que pudieran ingresar a través de los filtros, se asienten al llegar a esta cámara y sean fácilmente removibles por limpieza manual, aspiración con bombas loderas o, más simplemente por purga a través de una cañería de limpieza ubicada en el fondo de la cámara.



Foto 23: Dren conectado a cañería de limpieza y purga (derecha) y a llave exclusiva para regulación del caudal de producción (Candonga, Córdoba).

5. Régimen de explotación

Los estudios hidrogeológicos previos (geofísica y ensayos de bombeo) intentan establecer lo más precisamente el comportamiento final de la obra de captación, cuando se somete a explotación. Sin embargo, y debido al gran número de parámetros que deben ser considerados para establecer las características de contorno (características hidráulicas) de un dren, es casi imposible establecer fórmulas exactas para el cálculo de producción. Esta imposibilidad radica en que para los fines prácticos un dren de longitud "L" únicamente puede ser comparado con un pozo de un radio igual a la longitud de la cañería de admisión, por lo que se puede entender que el área de influencia de un dren involucra una zona con un radio de influencia muy grande, comparado con un pozo puntual en las mismas condiciones hidráulicas. Esta situación conlleva a que una vez construido el dren y sometido a explotación (ensayo de bombeo), los caudales puedan no coincidir con los calculados y en muchos casos, diferir sustancialmente entre unos y otros. Por ello, se recomienda en los estudios previos la ejecución de la mayor cantidad de pozos de bombeo y piezómetros, de tal forma que sea posible ajustar al máximo la permeabilidad. De todas maneras, el ensayo final del dren indicará el comportamiento real del radio de influencia, pendiente piezométrica y sobre todo la eficiencia.

Un aspecto de mucha importancia en la explotación de un dren es la depresión. En efecto, siempre se deberá establecer un régimen de explotación que asegure una carga de agua sobre el dren, de tal manera que siempre la zona de admisión (filtros) se encuentre "bajo agua". Por otra parte, como se puede advertir en las fórmulas enunciadas precedentemente, otro factor de singular relevancia aparte de la permeabilidad y que influye

directamente sobre la producción final, es la depresión total que se ejerce sobre el dren; es decir que a mayor depresión es posible obtener más caudal.



Foto 24: Producción de agua proveniente del dren, regulado por la llave exclusiva (Candongá, Córdoba).

6. Protección de la obra

El aspecto más vulnerable de una obra de captación subsuperficial realizada sobre un acuífero libre o semiconfinado es la susceptibilidad a la contaminación. Debido a esta situación, durante la etapa constructiva del dren deberá realizarse una aislación con material de relleno de escasa permeabilidad (limos y arcillas) en la parte superior de la obra, para impedir la filtración directa de aguas superficiales que puedan tener una carga orgánica o química nociva para el recurso subterráneo.

Por otra parte, y como esta medida aislada no contribuye a eliminar la potencial contaminación, se debe realizar la protección del área de emplazamiento de la obra y zonas aledañas (por lo menos hasta donde llega su radio de influencia).

La protección de la captación consiste en definir una zona alrededor en las que se prohíben o limiten ciertas actividades. Estas áreas, como se ha enunciado en otro capítulo, deben extenderse en principio hasta las zonas de recarga y deben tener en cuenta aspectos tales como: intensidad, régimen y ubicación del área de recarga; características hidráulicas del terreno (muy especialmente los caracteres de autoprotección); posición y variación de los niveles piezométricos; límites en profundidad y laterales y las diferentes posibles fuentes de contaminación. Cuando el agua a explotar esté destinada al consumo humano y sea de dominio público, el trabajo más efectivo para contrarrestar una posible contaminación, es declarar el área de la obra, zona de

influencia y área de recarga, como “reserva natural”, de tal forma que allí no se realicen tareas que puedan deteriorar el medio ambiente (deforestación, asentamientos de industrias, poblaciones, áreas ganaderas, etc.). Por lo tanto, en las zonas donde se asienta una obra de esta naturaleza, deberá proyectarse la aplicación de las mismas “zonas de protección”, que rigen y se establecieron en los pozos de agua.

Como se ha mencionado precedentemente, la vulnerabilidad a la contaminación de este tipo de obras es relativamente alta, lo que significa que deberán extremarse las medidas tendientes a determinar las características físicas, químicas y bacteriológicas del agua explotada. Estos controles pueden indicar rápidamente si existe alguna variación en la calidad del recurso, por lo que deberían realizarse en forma periódica.



Foto 25: Zanja cerrada, suelo y ambiente reconstruido. Colocación de piezómetro sobre el dren para control de niveles (El Alfarcito, Salta).

2.2.3. Galerías

Las galerías son obras más complejas, localizadas generalmente bajo el álveo de un curso fluvial o estructura geológica acuífera. Este tipo de obras se conoce desde tiempos muy antiguos, pudiéndose citar como ejemplos más sorprendente los kanats, inicialmente contruidos en Armenia hace ya unos 2700 años, extendiéndose luego a Persia, Pakistán, Egipto y áreas vecinas.

El kanat se iniciaba frecuentemente en una zona en la que existía agua subterránea, generalmente en un sedimento de pie de monte o en una playa aluvial. Primeramente se construía un pozo exploratorio (a pala y pico) hasta alcanzar el nivel acuífero; a continuación se construía otro pozo de iguales características a una distancia entre 50 y 100 metros del primero y luego se procedía a unirlos mediante una galería excavada, de dimensiones y pendiente variable, revestida o no de piedra, según la coherencia del terreno. Se llegaba por fin al lugar donde se necesitaba el agua, construyendo sucesivos pozos y uniendo su base con el anterior mediante una galería. Cada pozo servía para ventilar, para extraer los materiales de la galería y para iluminar a los trabajadores, llevándole luz desde el exterior mediante juego de espejos. Algunos kanats tienen longitudes de hasta 50 kilómetros y alcanzan una profundidad de hasta 120 metros.

Actualmente se construyen escasas galerías, salvo casos especiales, debido a la elevada inversión que suelen tener este tipo de obras. No obstante, una vez construida, el mantenimiento de la obra es muy barato y el agua se obtiene, en la gran mayoría de los casos por gravedad, es decir sin consumo de energía eléctrica.

La mayor parte de las galerías existentes en el mundo fueron construidas con medios manuales rudimentarios (palas y picos) en aquellos lugares en donde el tipo de material lo permite. En otros casos, es necesario emplear cuñas para romper el material y algunas veces, incluso, explosivos. A medida que se avanza en la construcción y, dependiendo del tipo de material atravesado, se decide si la galería tendrá o no un revestimiento que puede ser de hormigón armado, cemento prefabricado, planchas de acero, madera, etc.

El agua puede conducirse a lo largo de la galería por un canal lateral, a fin de facilitar su circulación, evitar que se re infiltre en los tramos no saturados permeables de la galería y evitar su ensuciamiento. Uno de los problemas asociados a las galerías es el de no poder regular su caudal según las necesidades. En general, no es fácil instalar cierres en las galerías, ya sea por las elevadas presiones que pueden desarrollarse, por la dificultad de anclar compuertas, o porque el agua se fuga a través de las paredes.



Ilustración 39: Esquema de construcción de una galería.



Foto 26: Vista del interior de un Kanats.

2.3. CAPTACIONES VERTICALES

Estas captaciones pueden ser de dos tipos: pozos excavados y pozos perforados. Estas obras son convenientes en mantos acuíferos de escasa, media y gran profundidad, con potente espesor y buena permeabilidad.

2.3.1. Pozos excavados

Son excavaciones de gran diámetro y en general poco profundos. Su diámetro varía entre 0,8 y 2 o más metros. Su profundidad normal es de algunas decenas de metros, aunque en casos excepcionales pueden alcanzar los 100 metros. Las paredes del pozo están sostenidas por un revestimiento que suele ser de hormigón, ladrillos o piedras y también de madera o metálico (chapa).

Los pozos modernos están revestidos con anillos de hormigón armado prefabricados. La abertura superior de la obra está protegida por un brocal o una losa hermética equipada con un respiradero. Entre el revestimiento y el terreno se coloca desde el nivel del suelo, y hasta una profundidad suficiente, arcilla u hormigón a fin de asegurar la estanqueidad y evitar las filtraciones de aguas que pueden estar contaminadas.

El pozo puede captar las aguas subterráneas, sea lateralmente, por el fondo o bien por ambos a la vez. En la captación lateral la parte captante debe hundirse en el acuífero por lo menos 5 o 7 metros por debajo de la superficie piezométrica, para ello se emplean unos orificios en las paredes laterales.

Su forma y sección son estudiadas y determinadas en función de las características litológicas del acuífero. A veces se instala en el fondo del pozo una columna de captación de diámetro menor al del pozo, colocada por debajo de la base del revestimiento. Esta columna es generalmente de hormigón armado y a veces, una plancha de hierro o acero especial. En la base del pozo se coloca mecánicamente alrededor del revestimiento un relleno de gravas seleccionadas. En la captación por el fondo sólo la pared lateral está sostenida por revestimiento continuo. Frecuentemente las aguas subterráneas llegan a la captación por la pared lateral y por el fondo.

2.3.1.1. Pozos excavados en forma manual

Se realizan con pala y pico en terrenos más o menos blandos y coherentes. En la generalidad de los casos se comienza con el terreno "seco" y se profundiza mediante la extracción de los detritos.

Normalmente son poco profundos (unas decenas de metros), puesto que al llegar a un acuífero con caudal importante, es difícil su profundización, tal es así, que casi siempre se perfora unos dos o tres metros dentro del acuífero.

Según la cohesión de los terrenos atravesados y la importancia de la entrada de agua, pueden emplearse los procedimientos de revestimiento de paredes. En rocas o sedimentos de buena cohesión o con pobres caudales se puede excavar en toda su longitud y luego revestir con cemento o madera, desde abajo hacia arriba. En terrenos de mala cohesión, para hacer más seguro el trabajo y poder avanzar, se suele revestir las paredes del pozo a medida que se profundiza.

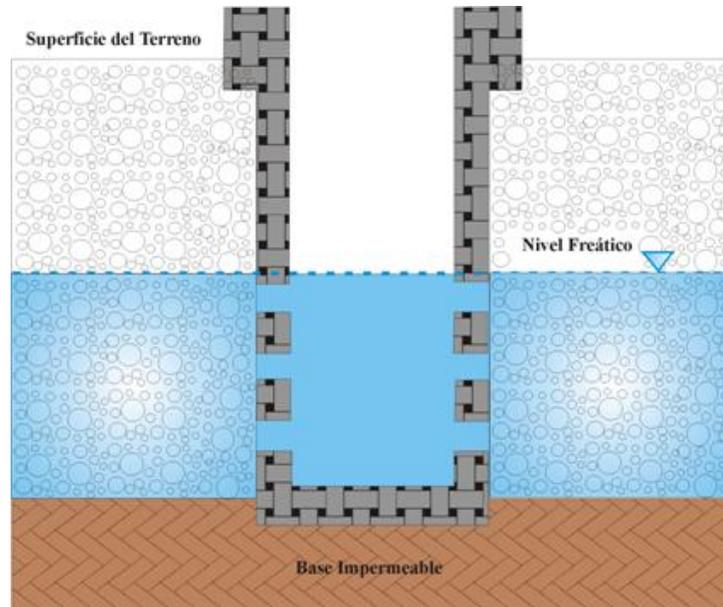


Ilustración 40: Esquema de un pozo excavado con entrada de agua lateral.

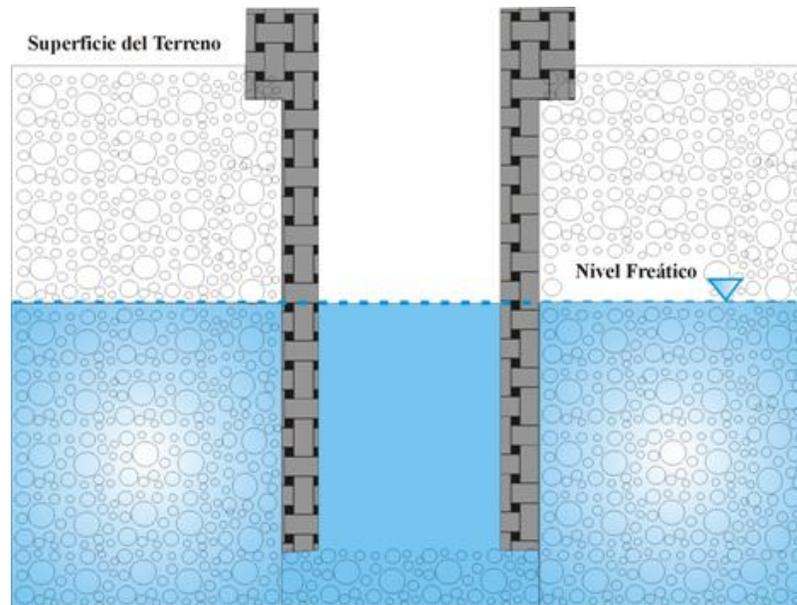


Ilustración 41: Esquema de un pozo excavado con entrada de agua por el fondo.



Foto 27: Distintos tipos de pozos excavados, en el ámbito del Chaco Salteño (arriba a la izquierda), en la Puna Salteña (arriba a la derecha), en el Valle de Lerma (abajo a la izquierda) y en el Valle de Siancas (abajo a la derecha).

2.3.1.2. Pozos profundizados por revestimiento progresivo

En las formaciones incoherentes o acuíferas con importantes caudales, donde la excavación normal es difícil (aluviones, arenas, etc.), el revestimiento es construido por anillos sucesivos de hormigón armado, en general, prefabricados. Un segundo anillo, colocado encima del primero, se hunde igualmente por excavación de la base del pozo y así sucesivamente. El coeficiente de rozamiento entre los anillos y las paredes del pozo limita la profundidad a unos 20 o 30 metros.

2.3.1.3. Pozos perforados de gran diámetro

Estos pozos son construidos mecánicamente con equipos de perforación de gran diámetro o excavadoras con palas especiales.



Foto 28: Perforación de pozos de gran diámetro.

2.3.2. Pozos Perforados

La perforación de pozos es un laboreo minero vertical que tiene por objeto poner en contacto una capa productiva de fluidos (gas, petróleo o agua), con la atmósfera. Esta definición, con los progresos actuales, no es del todo absoluta puesto que actualmente se realizan pozos inclinados u horizontales (pozos dirigidos).

A diferencia de los pozos excavados, éstos son de pequeño diámetro y de profundidades variables (desde unos pocos hasta miles de metros).

Actualmente existen varios métodos de perforación de pozos; cada uno de ellos presenta ventaja y desventajas en lo que respecta a la facilidad de construcción, factores de costos, carácter de la litología a atravesar, profundidad de la perforación, desarrollo y terminado, etc. En la actualidad también se utiliza cada vez más el método de rotopercusión que, como el término lo señala, combina ambos métodos. Entre los métodos rotativos se pueden mencionar el rotary o rotativo directo, el de aire reverso, diamantina (DDH); aquellos que usan como fluidos de perforación un lodo a base de agua y bentonita, lodos biodegradables, los que utilizan el aire y combinaciones como espuma. En este curso se describirá rápidamente el sistema de percusión (usado hasta hace poco tiempo) y el de rotación directa con empleo de lodo de inyección (ampliamente difundido en la industria del agua).

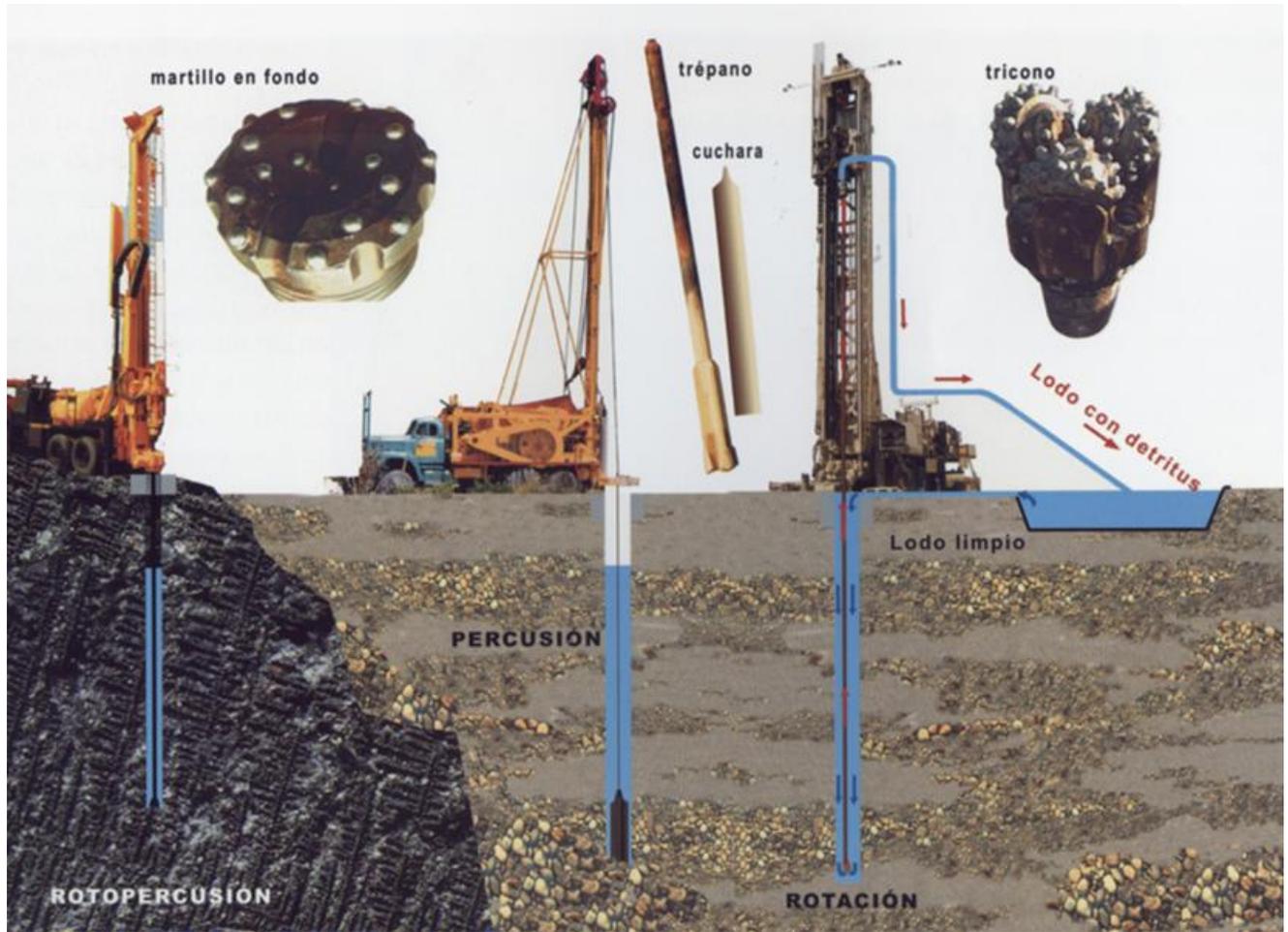


Ilustración 42: Equipos de perforación de distintas características y métodos.

2.3.2.1. Método de Percusión

Es el tipo de perforación más sencillo, consiste en levantar y dejar caer una sarta de herramientas por transmisión mediante un cable o barra rígida. Al caer, en caída libre, simultáneamente se produce una ligera rotación provocada por la torsión del cable. Los fragmentos de rocas o cutting resultantes de la tarea de perforación son extraídos mediante herramientas especiales llamadas cucharas. El elemento activo de la perforación es el trépano, que debe ser pesado y macizo.

Otra característica singular del sistema de percusión es que la misma se realiza prácticamente "en seco", esto es, con la presencia de una columna de agua que no suele superar los 2 metros de altura. Una vez que la perforación se ha iniciado y se produce el avance en el terreno, al no contar con una columna de inyección estabilizadora de las paredes del pozo, es necesario que estas se mantengan con tubos de acero, que constituyen la llamada tubería de revestimiento o cañería de maniobra. La parte inferior de esta cañería termina en un ángulo cortante llamada zapata. En la parte superior esta cañería suele tener una costura reforzada que soporta el golpeo para su penetración.

Los elementos fundamentales en el método de percusión son:

- ❖ El elemento mecánico, máquina, que con su motor proporciona el movimiento a la sarta
- ❖ La sarta o columna de perforación
- ❖ El cable o varillas, según el sistema utilizado

- ✓ La máquina

Consta esencialmente de dos cuerpos: el bastidor y el mástil. En el bastidor se encuentran el motor, que por medio de correas trapezoidales, que a su vez accionan a una manivela y biela, consiguen dar un movimiento de vaivén al balancín, que se lo imprime a la sarta. El tambor que enrolla el cable cuyo giro se consigue también por correas trapezoidales.

El mástil es una viga de celosía, generalmente abatible, para el transporte, en su parte más alta lleva un sistema de poleas, con suspensión de muelles o gomas para amortiguar la tensión y aumentar la elasticidad del cable en el movimiento de vaivén. El resto de las poleas se destina al cable de limpieza, donde puede ir suspendida la válvula y el cable para entubaciones, bien sean auxiliares o definitivas.



Foto 29. Equipo de percusión y herramientas (en primer plano se observa la cuchara).

- ✓ Sarta de perforación

Está constituida de abajo a arriba por los siguientes elementos: trépano, barra, tijera o destrabador y montera o giratoria.

Trépano: Es el elemento de corte, realiza un movimiento de vaivén y una ligera torsión provocando la trituración del material perforado.



Foto 30. Trépano de un equipo de percusión.

Barra: Se sitúa a continuación del trépano. Es una barra de acero de forma cilíndrica. Su función es darle peso a la sarta durante la perforación. Al mismo tiempo consigue la estabilidad en la columna que se traduce en la guía de la perforación. Tiene longitudes y pesos diferentes, entre 2,5 a 6 metros y 200 a 1.400 Kilogramos.

Tijera: También llamado destrabador. Se utiliza como elemento de seguridad en los agarres del trépano o sarta. Gracias a su articulación, la tijera permite golpear hacia arriba, destrabando toda la herramienta. Su uso es, pues, optativo, aunque la experiencia indica que siempre se debe usar durante la tarea de perforación, no así durante el trabajo de entubado.

Montera o Portacable: Se localiza en la parte terminal de la sarta y se emplea para hacer la unión con el cable. Los sistemas de unión son diversos, el más empleado es el del bulón con metal fundido, generalmente, cinc.

✓ Los cables

Se utilizan normalmente el cable de perforar, el cable de limpieza, donde se engancha la válvula, y el cable para entubaciones. El primero es el más importante por estar sometido a una gran tensión, el alma de éste puede ser de cáñamo o polivinilo. El giro del cable tiende hacia la izquierda, favoreciendo de esta forma el apriete de las roscas. El cable de limpieza suele ser normal o anti giratorio. Cada tipo de cable viene de fábrica con sus especificaciones técnicas y características constructivas.

Técnica de Perforación

Es normal iniciar la perforación realizando primeramente un ante pozo de varios metros de profundidad. A continuación se vierte agua y se inicia el golpeteo de vaivén; la velocidad inicial será al principio pequeño hasta que el avance sea de varios metros, alcanzándose unos 50 golpes/minuto.

Al aumentar el detritus en el fondo del pozo, disminuye el número de golpes por efecto de amortiguación. En ese momento hay que proceder a la limpieza del pozo con una herramienta especial que consta de un tubo con una válvula en su parte inferior (la cuchara).

La cantidad de agua vertida en el pozo es importante ya que hay que tener presente que una cantidad excesiva puede producir la precipitación de los materiales sueltos; por el contrario, pequeñas cantidades o falta de agua, consiguen consistencias altas en el lodo que se forma, amortiguando el efecto de corte del trépano y con ello la efectividad en el avance de la perforación.

La altura de caída del trépano también es muy importante. Normalmente, en terrenos duros la carrera de vaivén es corta, de 10 a 15 cm. Sin embargo, en terrenos no consolidados la carrera suele ser alrededor de los 40 cm.

Ventajas e inconvenientes de los sistemas a percusión

❖ Ventajas

1. El mecanismo es sencillo, el equipo y las herramientas son de fácil fabricación y poco costosas.
2. La potencia energética necesaria es pequeña, aún para orificios de gran diámetro.
3. El estudio de los terrenos atravesados es exacto debido a que puede haber un muy buen muestreo.
4. Permite un buen reconocimiento de las capas acuíferas pues se localizan las entradas de agua y se miden exactamente los niveles piezométricos.
5. El consumo de agua en obra es prácticamente nulo.
6. La perforación es posible en terrenos de gran permeabilidad o fisurados, donde las pérdidas de inyección de lodos son importantes.

❖ Desventajas

1. La perforación requiere limpieza frecuente.
2. El avance es lento, sobre todo en terrenos arcillosos.
3. La potencia está limitada a 1000 metros, por debajo de esta profundidad el procedimiento ya no es rentable.
4. No permite perforar en terrenos con desprendimientos.

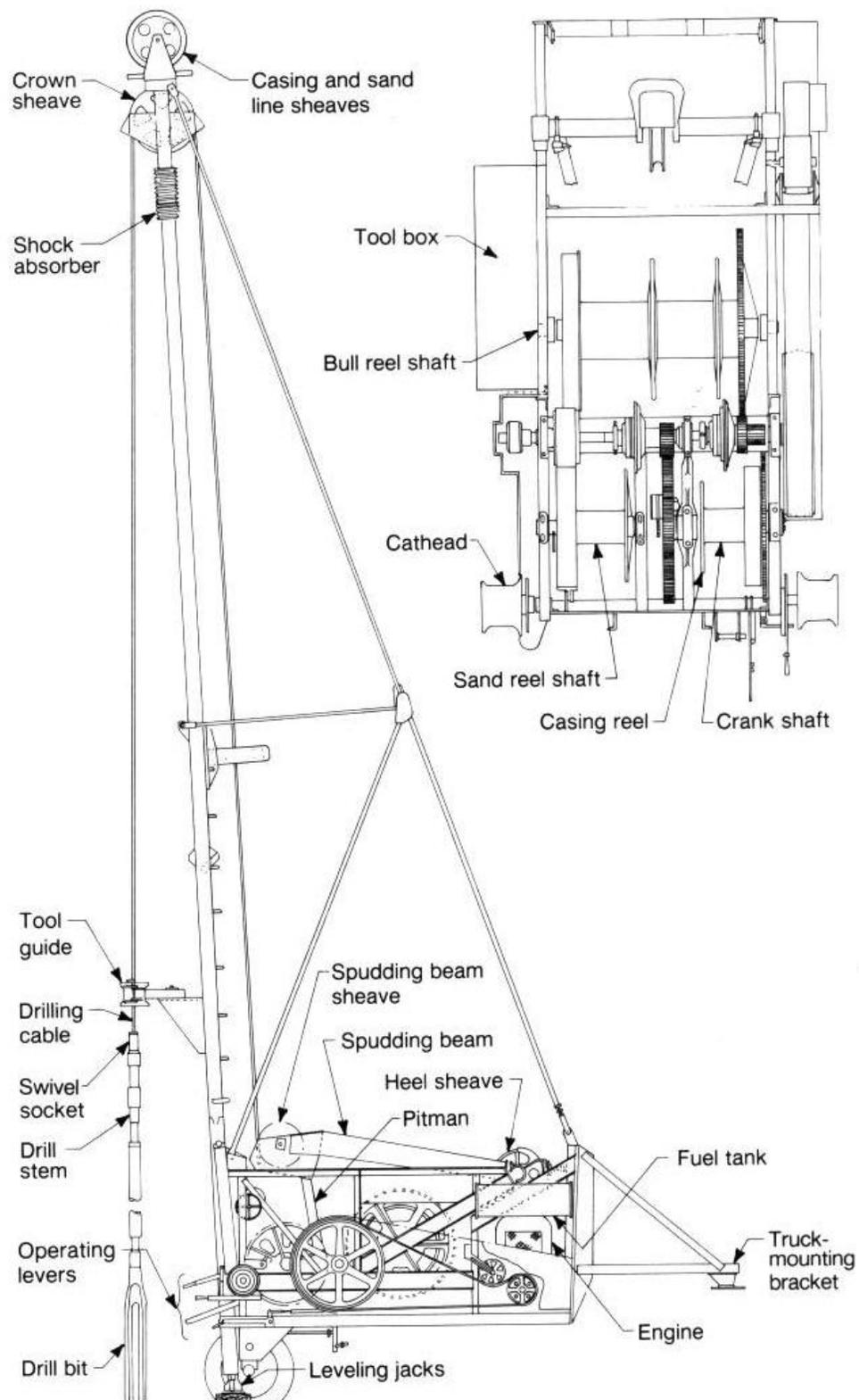


Ilustración 43: Esquema de un equipo de perforación de percusión.

2.3.2.2. Método a Rotación Directa o Rotary

Consiste en perforar mediante la acción rotatoria de un trépano y remover los fragmentos que se producen con un fluido o lodo que circula continuamente. El trépano se fija en el extremo inferior de una sarta de herramientas por cuyo interior circula el lodo y fluye verticalmente hacia la superficie a través del espacio anular. Los principales elementos del sistema son:

- ❖ De suspensión y transporte, corresponde a la torre y motores de accionamiento en general montados en un camión.
 - ❖ De perforación, constituidos por una cabeza de inyección, vástago, mesa de rotación, barras de sondeo, portamechas y trépano.
 - ❖ De circulación, compuesta por el reservorio del lodo de inyección, bomba y mangueras flexibles.
- ✓ Suspensión y Transporte

La torre de perforación es una estructura metálica de diferente altura y características, en función de las especificaciones técnicas y constructivas de la torre, se desprende la capacidad de perforación del equipo. La torre suele estar montada sobre un camión y es rebatible para su transporte. La parte mecánica está constituida por el motor mismo del camión, donde está montada la torre. La altura o longitud de la torre de perforación también determina el largo de barras de sondeo a utilizar; sean de 4, 6 o 9 metros entre las más usuales. La estructura de la torre de perforación soporta todo el peso de la sarta de herramientas.



Foto 31: Equipos de perforación con sistema rotativo.

- ✓ Sarta de perforación

Trépano: Es el elemento activo de la perforación. Todos los trépanos están provistos de orificios que lanzan un chorro de lodo a fuerte presión sobre la parte activa de la herramienta que de este modo se lubrica, limpia y refrigera. Hay de varios tipos pero en la actualidad los más usados son:

- ✓ Triconos: Son trépanos que tienen tres conos que giran cada uno sobre un eje individual, sobre cada cono se insertan o tallan dientes de diferentes aleaciones, según el tipo de unidad geológica a perforar. Estos trépanos se utilizan para perforar prácticamente cualquier tipo de litología.
- ✓ Trépanos de lámina o cola de pescado: Son trépanos cuyo principal accionar es escariar el orificio del sondeo, son utilizados para perforar secuencias sedimentarias blandas, como por ejemplo arcillas.
- ✓ Trépanos de diamantes o coronas: Para terrenos muy duros, se utilizan estos tipos de trépanos, que utilizan diamantes artificiales que actúan por abrasión.

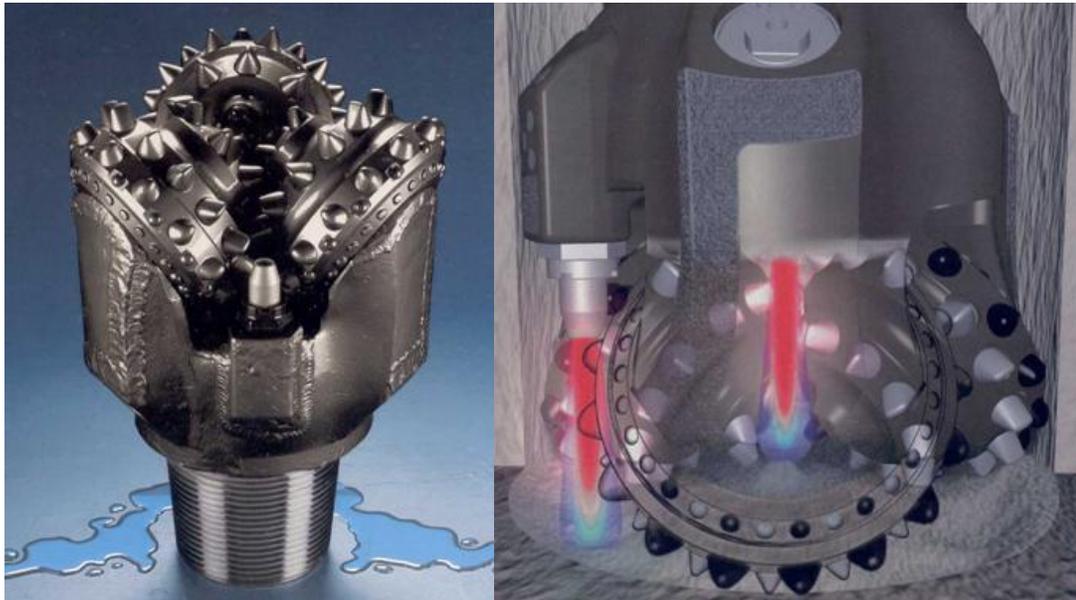


Foto 32: Trépano tricono. Se observa rosca cónica, boquilla y dientes insertos. A la derecha, esquema del flujo del fluido de perforación o inyección.

Portamechas: El peso en la perforación a rotación, es un parámetro fundamental. Para lograr este objetivo se usa esta herramienta. Son barras huecas de pared gruesa cuyo objeto es proporcionar, al trépano, el peso necesario para obtener el mejor avance y la verticalidad de la perforación. Normalmente, un portamechas tiene un peso que puede variar entre los 600 y 2.500 kg, dependiendo de su diámetro y su longitud.



Foto 33: Trépano y Portamechas o barra de peso.

Barras de sondeo: Son barras de acero huecas y de pared delgada permiten, por su interior, que la inyección circule y llegue a las boquillas del trépano. Estas barras se van añadiendo sucesivamente, a medida que se avanza en la perforación. Su diámetro, espesor, longitud y volumen interno están establecidos según normas.



Foto 34: Barras de sondeo. Se observa rosca macho y hembra, cónica.

Vástago o barra Kelly: Es una barra de sección cuadrada, hexagonal u octogonal (la más usada es la cuadrada), que tiene la cualidad de ir introducida en la mesa de rotación. Se desliza por el interior de la mesa de rotación. Lleva en su parte superior la cabeza de inyección y en la inferior las barras de sondeo. La longitud de la barra suele ser variable, entre 4 y 9 metros, de acuerdo a la altura de la torre.



Foto 35: En el mástil o torre, se observa suspendido el vástago y el cuadrante que se inserta en la mesa.

Mesa de rotación: El vástago recibe el movimiento de rotación por medio de la mesa de rotación. Esta es una plataforma horizontal, en cuyo interior existe una sección igual a la del vástago, con el objeto de adaptarse perfectamente a ella y transmitirle el movimiento que recibe a través de un motor.



Foto 36: Mesa rotativa vista desde el frente (izquierda) y mesa rotativa vista desde atrás, con vástago y cuadrante (derecha).

Cabeza de inyección: La cabeza de inyección permite que el fluido de circulación pase a través del varillaje y llegue a la batería de perforación. Está roscado en la extremidad superior del vástago y lleva una unión que sirve de conexión entre la manguera de inyección y el vástago, esta conexión es flexible, lo que asegura la inmovilidad del sistema durante el giro de esta unión.



Foto 37: Cabeza de inyección y manguera flexible.

✓ Sistema de Circulación

El sistema de circulación está compuesto por:

Piletas de inyección: Cerca del lugar de perforación se encuentran los depósitos del lodo de inyección, estos pueden ser practicados en el suelo de manera tal que contengan un volumen suficiente de inyección. Se debe tener por lo menos, dos depósitos de lodos; uno de succión y otro de retorno, con un paso intermedio donde pueda ocurrir la sedimentación de los materiales finos arrastrados por el fluido de perforación. La descarga del lodo de inyección de retorno, cargado de cutting, se produce sobre una zaranda vibratoria, que permite la separación de las partes sólida gruesa del fluido portador.

Bombas loderas: La bomba lodera se encarga de succionar el fluido de perforación desde la pileta, y conducirlo a través de mangueras flexibles, la cabeza de inyección y la sarta de herramientas a las boquillas del trépano. Una bomba de lodo consta esencialmente de dos o tres cilindros horizontales. Estos cilindros o pistones llevan camisas desmontables con un diámetro variable entre 3 y 8 pulgadas. La carrera de los pistones, en el caso de las bombas de mayor importancia es del orden de unas 15 pulgadas.



Foto 38: Bomba de lodo (izquierda) y piletas de inyección (derecha).

- ✓ El fluido de perforación

Las funciones de los lodos de perforación son:

1. Refrigerar la herramienta de corte (trépano)
2. Lubricar la línea de perforación
3. Por su viscosidad y tixotropía, elevar y/o mantener el detritus (cutting) de perforación en superficie.
4. Mantener, por su propia presión hidrostática, las paredes del sondeo.
5. Aislar la sarta de herramientas de las formaciones litológicas gracias a la formación de un revoque o costra.

Ventajas e inconvenientes del método rotary

❖ Ventajas

1. Cuando se emplean sacatestigo permite un muy buen muestreo.
2. La velocidad de avance es muy rápida comparada con el sistema de percusión.
3. Buena testificación geológica y geofísica.

❖ Desventajas

1. Necesidad de bombas loderas de elevado caudal para conseguir diámetros superiores a 8".
2. Barras adecuadas a los diámetros que se quiere conseguir.
3. Problemas en la limpieza del pozo una vez entubado y enfiltrado, según el tipo de lodo utilizado.
4. Dificil detección de horizontes acuíferos, niveles piezométricos.
5. Pérdida de circulación de lodos en terrenos muy permeables o fisurados.

MÓDULO 3. El pozo exploratorio: Perfilajes durante y posteriores a la perforación exploratoria: Perfil de cronometraje, perfil litológico, comportamiento de la máquina. Perfilajes eléctricos (potencial espontáneo, resistividad y gamma). Otros perfilajes. Cálculo de Tiempo de Retorno. El pozo de explotación: Diseño del pozo. Entubado. Relleno de prefiltro. Cálculo de tamaño y volumen de prefiltro. Cementación. Lavado y Desarrollo. Equipos de bombeo. Ensayos de bombeo. Hidráulica de pozos y de acuíferos.

3.1. EL POZO EXPLORATORIO

Luego de haber realizado el montaje del equipo en el lugar seleccionado, la perforación se inicia primeramente con la rotación del trépano unido directamente al vástago, al tiempo que el fluido de perforación (inyección) es succionado por la bomba lodera y conducida por el sistema de mangueras flexibles hasta la cabeza de inyección y luego, a través del vástago y boquillas del trépano, al pozo. En forma simultánea al ingreso de inyección al pozo, el trépano se encarga de escariar los sedimentos y/o rocas formando un detrito (cutting) que es removido hacia la superficie por el espacio anular entre la pared del pozo y la sarta de perforación, por las propiedades que tiene el fluido de inyección.

Una vez que el vástago es introducido en su totalidad en el pozo, se suele detener la rotación y extraer tanto el vástago como el trépano; en ese momento se coloca sobre el trépano la barra de peso o portamechas (que debe tener una longitud menor o igual a la del vástago) dentro del pozo y se acopla la parte superior del portamechas al extremo inferior del vástago y se comienza nuevamente la perforación haciendo rotar todo el sistema. A medida que se avanza en la perforación, el vástago va ingresando dentro del pozo, y así se continúa hasta que el extremo superior del vástago se encuentra sobre el nivel de la mesa de rotación. Una vez que se ha perforado toda la longitud del vástago, se levanta la sarta de perforación (formada por el trépano, el portamechas y el vástago) y se desenrosca nuevamente el vástago del portamechas; en ese momento se agrega una barra de sondeo al extremo superior del portamechas y se hace ingresar al pozo la barra de sondeo (en ese momento se encuentra dentro del pozo el trépano, el portamechas y la barra de sondeo) y se enrosca su extremo superior a la parte inferior del vástago y se inicia nuevamente la perforación. Cuando el vástago entra en su totalidad en el pozo, se vuelve a repetir la última operación, agregando una barra de sondeo cada vez que se perfora toda la longitud del vástago; de esta forma se avanza y se alcanza la profundidad requerida.

Durante toda la operación de perforación el lodo (inyección) circula, desde las piletas de inyección por el interior de la sarta de perforación hasta el fondo del pozo, y desde allí por el espacio anular hasta la superficie (boca de pozo) levantando los fragmentos (cutting) producto de la rotación del trépano.

❖ Tiempo de retorno

El Tiempo de retorno de un fluido o de cutting, se puede calcular conociendo el volumen anular del pozo (diámetro de pozo versus diámetro de herramienta) y el caudal de la bomba lodera. Para determinar el volumen anular de las diferentes secciones del pozo, se prosigue de la siguiente manera:

Volumen de pozo abierto en 1ª sección – Volumen de sarta de herramienta en 1ª sección = V1

Una vez calculado el volumen de cada una de las secciones del pozo, el volumen anular, es la sumatoria de los volúmenes de cada sección.

Volumen Anular (m^3) = $V1 + V2 + V3$

$$TR = \frac{\text{Volumen Anular}}{q}$$

q = caudal de la bomba lodera (m^3/min)

TR = tiempo de retorno (minutos)

Toda la etapa de perforación se conoce con el nombre de pozo exploratorio, ya que durante este trabajo se puede explorar (estudiar y analizar) los distintos tipos de sedimentos y/o rocas que han sido atravesadas y, eventualmente las propiedades, de los fluidos que podrían estar presentes. Para ello se aplica una serie de técnicas y metodologías específicas que se conocen con el nombre de perfilajes de pozos.

3.2. PERFILAJES DE POZOS

Bajo esta denominación se incluye una serie de procedimientos y técnicas destinadas a obtener la mayor cantidad de información del material rocoso atravesado durante una perforación exploratoria y, eventualmente del tipo y calidad del fluido que pueda ocupar los poros interconectados del material que conforma el suelo y subsuelo. Existen numerosos tipos de perfilajes o registros de pozos y, cada uno de ellos conforma casi toda una especialidad. Entre otros, se mencionarán aquí los más usuales en hidrogeología.

El cutting o material detrítico originado por el accionar abrasivo del trépano, una vez recogido en la zaranda vibratoria debe sufrir una serie de procesos antes de ser observado a la lupa para determinar sus características litológicas. Una vez que se ha recogido la muestra en un recipiente conveniente, esta debe ser lavada repetidamente a fin de eliminar la parte contaminante que le acompaña y que tiene su origen en el lodo de inyección. Sin embargo, se debe recordar que cuando se perforan secuencias litológicas de fracciones finas y se utiliza un lodo bentonítico, el lavado debe ser más cuidadoso a fin de no descartar la verdadera fracción fina que representa a la roca que está siendo perforada. El cutting, ya lavado debe colocarse en un vidrio de reloj lo bastante amplio y luego ser llevado a la lupa donde podrá ser analizado. La observación a la lupa se debe efectuar tanto en mojado como en seco, es por ellos que siempre una fracción de muestra recogida debe secarse en una mufla. Una vez secada y analizada la muestra, ésta debe guardarse en recipientes convenientemente rotulados (bolsas o cajas) que indiquen la profundidad de la que proviene la muestra.

La descripción del cutting, deberá seguir las pautas que permitan caracterizar el tipo de roca y sus características más sobresalientes, a saber: Nombre, tamaño de grano, color, redondez, forma, selección, matriz y/o cemento, grado de compactación. En pelitas, además indicar color en fractura fresca, compactación, fisilidad, etc. El intervalo de muestreo, está directamente vinculado al conocimiento de las secuencias que se esperan atravesar y al detalle de trabajo que se quiere efectuar.

En pozos de agua es conveniente realizar el muestreo cada uno o dos metros y en cada cambio litológico. Se puede decir que existen los perfilajes durante la perforación exploratoria y los posteriores a ella.



Foto 39. Muestreo y descripción de cutting proveniente de una perforación.

3.2.1. Perfilajes durante la perforación exploratoria

1. Cronometraje

El perfil de cronometraje está estrechamente ligado al litológico. Consiste en ir tomando el tiempo neto que se tarda en perforar el metro de formación, de esta manera es posible correlacionar las caídas de tiempo con materiales friables y no muy coherentes, mientras que los registros altos se corresponden con formaciones más coherentes.

Siempre que se habla de perfil de cronometraje se hace referencia al tiempo neto, por supuesto, esto quiere decir que se deben tomar en cuenta los tiempos que se tarda en avanzar un metro de perforación, siempre bajo las mismas condiciones de perforación.

2. Litológico

Al mismo tiempo que se está analizando el cutting, es posible ir construyendo el perfil litológico del pozo, sobre la base de las descripciones litológicas efectuadas. Por lo tanto, un perfil litológico muestra la secuencia de unidades o formaciones geológicas atravesadas por la perforación.

Debe tenerse presente también para la construcción del perfil litológico el porcentaje de cada una de las fracciones descritas, por ejemplo: 70 % de arena pardo amarillenta, fina a mediana, clastos redondeados a subredondeados de cuarzo; 30 % arcilla pardo rojiza. De esta forma se construye el perfil con la secuencia y el porcentaje de cada una de las unidades, por último se debe hacer perfil interpretado.

3. Comportamiento de la Máquina

Anotar el comportamiento de la máquina, es decir si la perforación va suave, si la máquina se mueve y golpea, si la inyección cambia de color, densidad o se pierde inyección, etc., es una tarea más que importante y, muchas veces, puede ayudar a comprender alguna situación geológica particular que, de otra forma, es casi imposible de analizar.

Estos tres perfiles son de suma importancia, ya que para llevar un buen control litológico cada metro o cada cambio litológico, el cambio estará seguramente marcado o evidenciado en una variación en alguno de los otros dos perfiles. Por ejemplo si se está perforando a 150 metros de profundidad una secuencia de arcillas a razón de 20 minutos por metro y de pronto el tiempo de avance de la máquina cambia a 1 minuto el metro ello, seguramente, puede indicar un cambio litológico, que se evidenciará en el muestreo en forma retardada en función del tiempo de retorno, pero la variación en el registro de cronometraje permite en forma inmediata determinar la profundidad exacta del cambio y prepararse para buscar “algo distinto” (litológicamente hablando) en la zaranda o canaleta.

También puede ocurrir que el tiempo de avance no varíe pero la máquina, que estaba trabajando en forma suave, de pronto comience a “golpear y zapatear”, lo cual también puede estar indicando un cambio de la secuencia perforada.

Algo que debe tenerse en cuenta y que puede llevar a malas interpretaciones es que tanto el tiempo de avance como el comportamiento de la máquina estarán muy influenciados por el tipo y calidad de la herramienta con que se está perforando. A modo de ejemplo se puede señalar que si se quisiera conocer la dureza de dos tablas de madera distintas, habrá que perforarlas con un mismo taladro e igual mecha, ya que si se usa una mecha desafilada para una tabla y una afilada para la otra, los resultados pueden indicar conclusiones erróneas.



Ilustración 44: Perfil litológico y de cronometraje en un pozo exploratorio en la localidad de La Viña, provincia de Salta.

3.2.2. Perfilajes posteriores a la perforación exploratoria

Previo a introducirse en los distintos perfilajes que se realizan dentro del pozo exploratorio (pozo abierto) se debe aclarar o advertir sobre cuáles son los cambios o alteraciones que se producen alrededor de un pozo cuando este se perfora y se utiliza un fluido de perforación.

En la actualidad, la enorme mayoría de los pozos se realiza por el sistema rotary (por lo menos en nuestra región y en general, en nuestro país). Este sistema utiliza un lodo de perforación. El lodo genera un revoque o pared dentro del pozo y una zona que se denomina invadida, que es hasta donde el lodo se filtra dentro de las capas perforadas.

La distancia radial hasta donde el lodo se filtra estará en función del tipo de lodo y de la permeabilidad de la capa. Este concepto es importante porque existen perfilajes que miden las propiedades del revoque, otros dentro de la zona invadida y otros en la zona virgen o no invadida.

Dentro de los perfilajes más comunes de aplicación en hidrogeología se tiene:

1. Perfilaje de Potencial Espontáneo

Este tipo de perfilaje es uno de los más antiguos. Usa un equipamiento sencillo para realizar el registro, pero su interpretación puede ser muy compleja, particularmente en ambientes con acuíferos de agua dulce. Esta complejidad ha llevado a que en muchos casos el registro no sea tomado en cuenta o que haya producido falsas interpretaciones. El perfil de potencial espontáneo ha sido ampliamente usado en los pozos de petróleo para obtener información sobre la litología y la salinidad del agua intersticial, pero este perfilaje no es universalmente aplicable en ambientes de acuíferos con agua dulce.

La curva de SP registra el potencial eléctrico (voltaje) producido por la interacción del agua de formación, el fluido o lodo de perforación y ciertas rocas (lutitas o arcillas). Se la utiliza en forma cualitativa. La medición resulta de la diferencia de potencial que se genera por el movimiento de iones tales como Cl^- y Na^+ entre el agua de formación, el lodo y las arcillas. Tanto los iones de Na^+ como los iones de Cl^- se moverán de las soluciones más concentradas a las menos concentradas. Este movimiento de iones cargados constituye una corriente eléctrica, y la fuerza que causa que se muevan, constituye un potencial a través de las arcillas, que es el medido por la herramienta. El equipo para la medición del potencial espontáneo consiste de un electrodo que se introduce en el pozo y que se conecta, a través de un milivoltímetro, a otro electrodo fijo, clavado en la superficie del terreno. Cuando se baja el electrodo dentro del pozo, el cual es un sistema roca - agua, se registran pequeños cambios de potencial usualmente en el rango de los milivoltios que conforman el perfil de potencial espontáneo. Las fuentes principales del potencial espontáneo en un pozo son el potencial electroquímico y el potencial electrocinético.

El potencial electroquímico es probablemente el más significativo y puede dividirse en potencial de membrana y potencial de difusión o de contactos de líquidos. Ambos efectos son el resultado de la migración de iones desde una solución más concentrada hacia una más diluida. Para comprender este fenómeno supóngase una capa de arena acuífera cuyo techo y base está limitada por capas de arcilla. El lodo de perforación y el agua de formación en la arena son cloruradas sódicas. Debido a su estructura laminar y a las cargas existentes sobre las láminas de las arcillas, estas son sólo permeables a los cationes de Na^+ e impermeables a los aniones de Cl^- . Cuando una arcilla separa dos soluciones de distinta concentración de ClNa , los cationes de Na^+ se desplazan a través de la arcilla desde la solución más concentrada hacia la menos concentrada. Este movimiento de iones con cargas constituye una corriente eléctrica y la fuerza que hace que se muevan corresponde a una diferencia

de potencial a través de la arcilla y es lo que se denomina potencial de membrana. El otro componente del potencial electroquímico, es el potencial de difusión o de contacto de líquidos, que se produce frente a la capa permeable de arena, en el borde de la zona invadida donde el filtrado del lodo y el agua de formación están en contacto directo. Aquí los iones de Na^+ y Cl^- pueden pasar de una solución a otra. Como los iones de Cl^- son más móviles que los de Na^+ el resultado es un flujo de las cargas negativas desde la solución más concentrada hacia la menos concentrada. Esto equivale a un flujo de corriente convencional en la dirección opuesta al flujo de cationes. El potencial de difusión es cinco veces menor al de membrana y ambos se suman. Si la formación permeable no contiene arcilla el potencial electroquímico $E_c = -K \log (a_w/a_{mf})$ donde a_w y a_{mf} son las actividades químicas del agua de formación y filtrado del lodo respectivamente, K es un coeficiente de proporcionalidad a la temperatura absoluta que vale 71 para soluciones de ClNa a 25 °C.

El potencial electrocinético E_k se produce al haber un flujo de un electrolito a través de un medio poroso no metálico. Entre los factores que determinan su magnitud está la presión diferencial que provoca el flujo y la resistividad del electrolito en el medio poroso. El potencial electrocinético es normalmente menos importante que el electroquímico aunque bajo ciertas condiciones puede llegar a cambiar la magnitud y dirección del potencial espontáneo. En pozos de agua el potencial electrocinético puede ser sustancial en los intervalos profundos donde el agua se mueve desde o hacia el pozo.

En conclusión el perfil de potencial espontáneo da una idea cualitativa de si el agua de formación es de mayor o menor salinidad con respecto al lodo de perforación. Por ello es imprescindible medir la conductividad del lodo para poder analizar el registro de potencial espontáneo. La norma es que cuando la curva de SP se desvía hacia la izquierda de la línea base de las arcillas, o sea hacia el negativo, el agua de formación es más salada que la del lodo de perforación y cuando se desvía hacia la derecha, o sea hacia el positivo, el agua de formación es más dulce que la del lodo. En caso de que el lodo y el agua de formación sean de igual salinidad, la curva de SP no muestra desviación. Por ello es muy importante, en ambientes hidrogeológicos donde se conoce que existen zonas con acuíferos salinos, trabajar con un lodo de perforación con salinidad aproximada al valor límite de la conductividad de un agua apta para consumo (2.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$), ya que, si por ejemplo, se perfora con lodos muy dulces, es posible que aún acuíferos con agua de salinidad apta para el consumo, muestren deflexiones hacia la izquierda de la línea base de las arcillas.

El SP permite:

- ✓ Diferenciar espesores permeables.
- ✓ Correlación de capas.
- ✓ Proporcionar indicación de arcillosidad.
- ✓ Ayuda a identificar litologías (arena-arcillas).
- ✓ Determinar resistividad del agua de formación (con limitaciones).

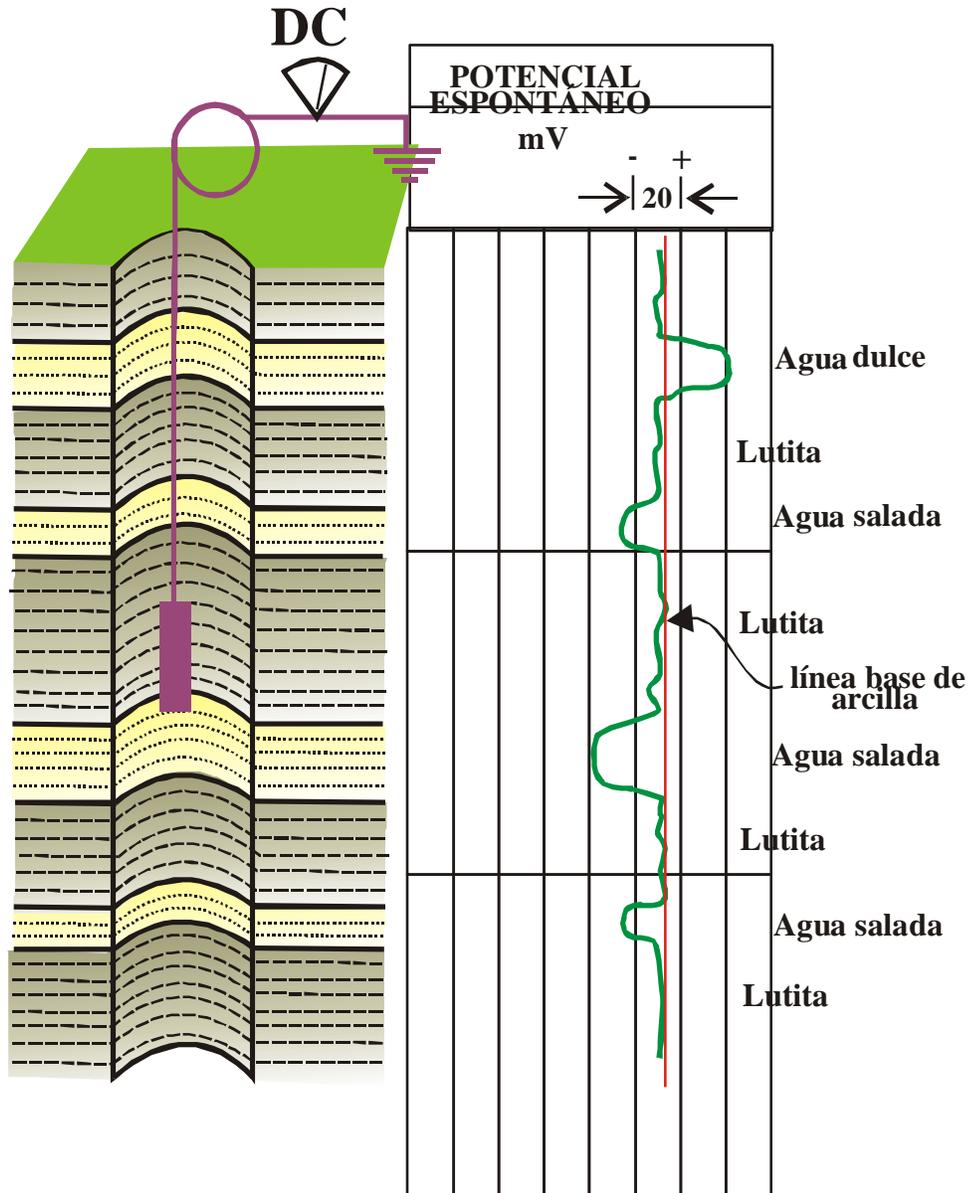


Ilustración 45: Perfil litológico y de SP mostrando línea base de arcillas y deflexiones a la derecha (agua dulce) y a la izquierda (agua salada), respecto a la conductividad del lodo (Vitulli, 2010).

2. Perfilaje de Resistividad

Los registros de resistividad miden los efectos producidos por una corriente eléctrica que, se transmite a la formación por medio de electrodos situados dentro del sondeo. Para la realización de estos registros se emplea un amplio número de configuraciones electrónicas. La resistividad del sistema fluido - roca saturada depende de tres factores fundamentales: salinidad del fluido intersticial, porosidad de la roca y temperatura de la roca y del fluido. Otros factores a tener en cuenta son la mineralogía de los materiales sólidos y la geometría del espacio poroso. Las rocas compactas no porosas, tal como calizas por ejemplo, tienen altas resistividades. Por el contrario, los materiales altamente porosos, saturados con aguas salinas tienen resistividades bajas. Los minerales arcillosos reducen la resistividad, porque los iones que se agrupan en sus superficies aumentan

considerablemente el carácter conductor de los sedimentos. Estos registros miden la resistividad de las capas atravesadas por el pozo. El principio es igual al método geoelectrico de superficie, basándose en la ley de Ohm. Lo que cambia es el dispositivo geométrico y por lo tanto la constante. La resistividad del sistema fluido - roca saturada depende de tres factores fundamentales: salinidad del fluido intersticial, porosidad de la roca y la temperatura de ambos. Otros factores a tener en cuenta son la mineralogía de los materiales sólidos y la geometría del espacio poroso.

La ecuación que expresa la relación entre alguna de estas variables fundamentales es la ley de Archie:

$$F = R_0/R_w \quad \gamma \quad F = a/m^c$$

Donde **F** es el factor de formación, **R₀** es la resistividad verdadera de la roca, **R_w** la resistividad del agua que satura en un 100% la roca, **a** es un coeficiente que vale 1 para rocas sin arcilla, **m** es la porosidad y **c** es el factor de cementación que varía entre 1,3 y 2,8. Según el manual de Schlumberger, para una porosidad dada, la relación **R₀/R_w** es constante para cualquier valor de **R_w** que no exceda 1 Ohm.m, o sea para conductividades de agua de formación mayor a 10.000 μS/cm, con lo cual su aplicación a la hidrogeología queda restringida.

El dispositivo que más se utiliza es el denominado Normal, donde un electrodo de corriente **A** y de potencial **M** está en la sonda que se introduce en el pozo y el otro electrodo de potencial **N** se dispone en superficie, en la pileta de inyección y el segundo electrodo de corriente **B** puede instalarse en superficie, en la boca del pozo, o puede estar en el cable a 15 metros por encima de la sonda. Existen dos tipos comunes de resistividad Normal: Corta donde **A** se localiza a una distancia de **0,4** metros de **M** y Larga donde la distancia **AM** es de **1,6** metros. El instrumento es un Voltímetro y un Amperímetro, al igual que un equipo de geoelectrica. El aparato brinda una lectura de Potencial e Intensidad de corriente cuyo cociente multiplicado por una constante geométrica es igual al valor de la resistividad aparente.

La constante geométrica para un dispositivo Normal vale 5 para la Corta y 20 para la Larga. El campo de investigación de una sonda Normal se asume que es una esfera cuyo diámetro vale **2AM**. Con ello se debe asumir que una sonda Normal Corta investiga hasta una distancia desde el centro del pozo de 0,4 m y una Normal Larga hasta 1,6 metros. Por lo expuesto, se asume que la resistividad Normal Corta corresponde a la resistividad de la zona invadida y la sonda Normal Larga da una resistividad influenciada tanto por la zona invadida como por la zona donde el agua de formación nativa está presente. Se debe tener presente que la resistividad medida es aparente y que puede transformarse en verdadera con el uso de ábacos especiales. El distinto radio de investigación en función de la distancia **AM** es importante y en muchos casos de suma utilidad para interpretaciones cualitativas de la salinidad del agua de formación. Es por ello que siempre es conveniente correr dos registros de resistividad.

En un caso común donde se hayan perforado acuíferos con agua dulce, siempre la resistividad Normal Corta es menor que la resistividad de la Normal Larga. Esto es debido a que el lodo principalmente bentonítico y conductivo, produce una baja de la resistividad de la zona invadida. Supóngase ahora el caso donde se ha perforado un acuífero con agua salada con un lodo de menor salinidad que la del acuífero; en este caso el remplazo en la zona invadida del agua de formación por la del filtrado de lodo va a producir un aumento de la resistividad en la zona invadida y por lo tanto la resistividad Normal Corta será superior a la resistividad de la Normal Larga. Esta inversión en la relación entre las resistividades de la Normal Corta y de la Normal Larga es muy importante para la detección de acuíferos que portan agua salada.

No se debe olvidar que como la resistividad Normal Larga tiene un radio de investigación superior, en el caso de capas de poco espesor, el valor de resistividad de la Normal Larga estará influenciado por la resistividad de la capa superior e inferior lo que también puede provocar una inversión entre ambas resistividades sin que esto signifique un problema de salinidad del agua de formación.

Generalmente se asume que para que el valor de resistividad no esté influenciado por las capas que la limitan, su espesor debe ser mayor a **5 veces AM**, esto significa espesores mayores a 2 metros para la resistividad de la Normal Corta y mayores a 8 metros para la Normal Larga. Es decir que en capas que presentan espesores entre los 2 y 8 metros puede ocurrir una inversión entre la resistividad Normal Corta y Larga.

3. Perfilaje Radiactivos

La radiactividad constituye otra base útil en los registros geofísicos. Los isótopos naturales, no estables, de elementos tales como el torio, el uranio y el radio se desintegran para dar elementos más estables. Durante los procesos de desintegración se produce emisión de radiaciones alfa, beta y gamma. Tanto la radiación alfa como beta están constituidas por partículas cargadas, que la materia frena con relativa facilidad. Por el contrario, la radiación gamma es muy penetrante y es la que se mide en los registros del subsuelo.

La radiación gamma natural la producen, principalmente, los isótopos no estables de uranio, torio y potasio. La radiactividad se mide mediante un instrumento que se desplaza lentamente y que alberga un detector de rayos gamma, que habitualmente es un scintilómetro, en donde los rayos que llegan se detectan por un destello luminoso, al destello lo intercepta un fotomultiplicador que transmite en forma de impulso eléctrico al aparato de registro. La corriente registrada es proporcional a la radiactividad que se manifiesta en el sondeo. Los registros de rayos gamma se emplean para establecer correlaciones entre varios pozos y como ayuda para la interpretación litológica. Estos registros son particularmente útiles en los sondeos ya entubados, puesto que la cañería influye muy poco en los resultados. En general, la máxima actividad gamma la presentan las arcillas organógenas, a las que siguen las tobas riolítica y ciertas areniscas. Las arcillas compactas, las calizas arcillosas y areniscas arcillosas tienen actividades moderadas, las areniscas, calizas y dolomías, en general, las tienen bajas y la sal y los carbones son de muy baja actividad.

Dado que el flujo natural de neutrones es muy bajo, para realizar registros neutrónicos conviene partir de la producción artificial de los mismos eliminando así el problema de las correcciones de la radiación de fondo natural. La fuente de neutrones artificial más adecuada está constituida por berilio y un emisor activo de rayo alfa, tal como plutonio, polonio o radio; la emisión de neutrones se produce cuando el berilio absorbe partículas alfa. Los neutrones rápidos, emitidos por la fuente, son frenados por el medio hasta que pasan a un estado energético en el que pueden ser capturados. Los núcleos de hidrógeno presentes en el agua, en los minerales o en los hidrocarburos son los que frenan a los neutrones de forma más efectiva. A raíz de la captura se produce la emisión de partículas gamma. El registro neutrónico mide o la radiación gamma inducida artificialmente o los neutrones lentos. Dado que la mayor parte del hidrógeno natural está presente en el agua, la actividad observada en el registro será inversamente proporcional al contenido de agua del medio en las proximidades del sondeo; si la formación está completamente saturada, la actividad es, además, inversamente proporcional a la porosidad. El registro neutrónico se utiliza para determinar los cambios de humedad en la zona no saturada.

4. Perfilajes de Salinidad y Temperatura

En un electrolito, como por ejemplo el agua, la resistividad depende de las sales disueltas y de la temperatura. Estos registros permiten conocer la variación de la temperatura y salinidad del agua a lo largo del pozo exploratorio. Son especialmente indicados para estudiar y controlar de forma rápida los procesos de penetración del agua marina, o procedente de yacimientos salinos. También permiten determinar sobre la marcha de la perforación, las aguas de los distintos acuíferos, siempre que su temperatura o salinidad sean diferentes. Los registros de temperatura sirven de apoyo a la interpretación de los de resistividad y potencial y, al mismo tiempo, constituyen un método importante para la localización de zonas cementadas (tiempo de fraguado del cemento) y de fugas de gas.

5. Perfilaje de calibrado o “Caliper”

El perfil de calibrado proporciona un registro continuo del diámetro del pozo, que es de utilidad para la interpretación de otros registros geofísicos y para la estimación de las necesidades de cemento y grava para la construcción del pozo. Las variaciones en el diámetro del pozo pueden deberse a la técnica de perforación y/o a la litología perforada. La herramienta común es una sonda con tres brazos separados en 120°, los brazos están conectados para mover un potenciómetro lineal por lo que cambios en la resistencia son transmitidos a la superficie como cambios de voltaje los cuales son traducidos a cambios en el diámetro del pozo.

6. Perfilaje Sónico

El perfil sónico mide la velocidad del sonido que se transmite por el fluido en el pozo hacia las formaciones próximas al pozo. Se usan distintos tipos de perfilaje sónico cuyas diferencias recaen en la frecuencia de onda que se emite. Los perfiles sónicos brindan información sobre la porosidad, litología, cementación y localización de fracturas.



Foto 40. Equipo de perfilaje de pozos. Registro de SP, SPR, RNC, RNL y Gamma en el Salar de Pozuelos (Provincia de Salta).

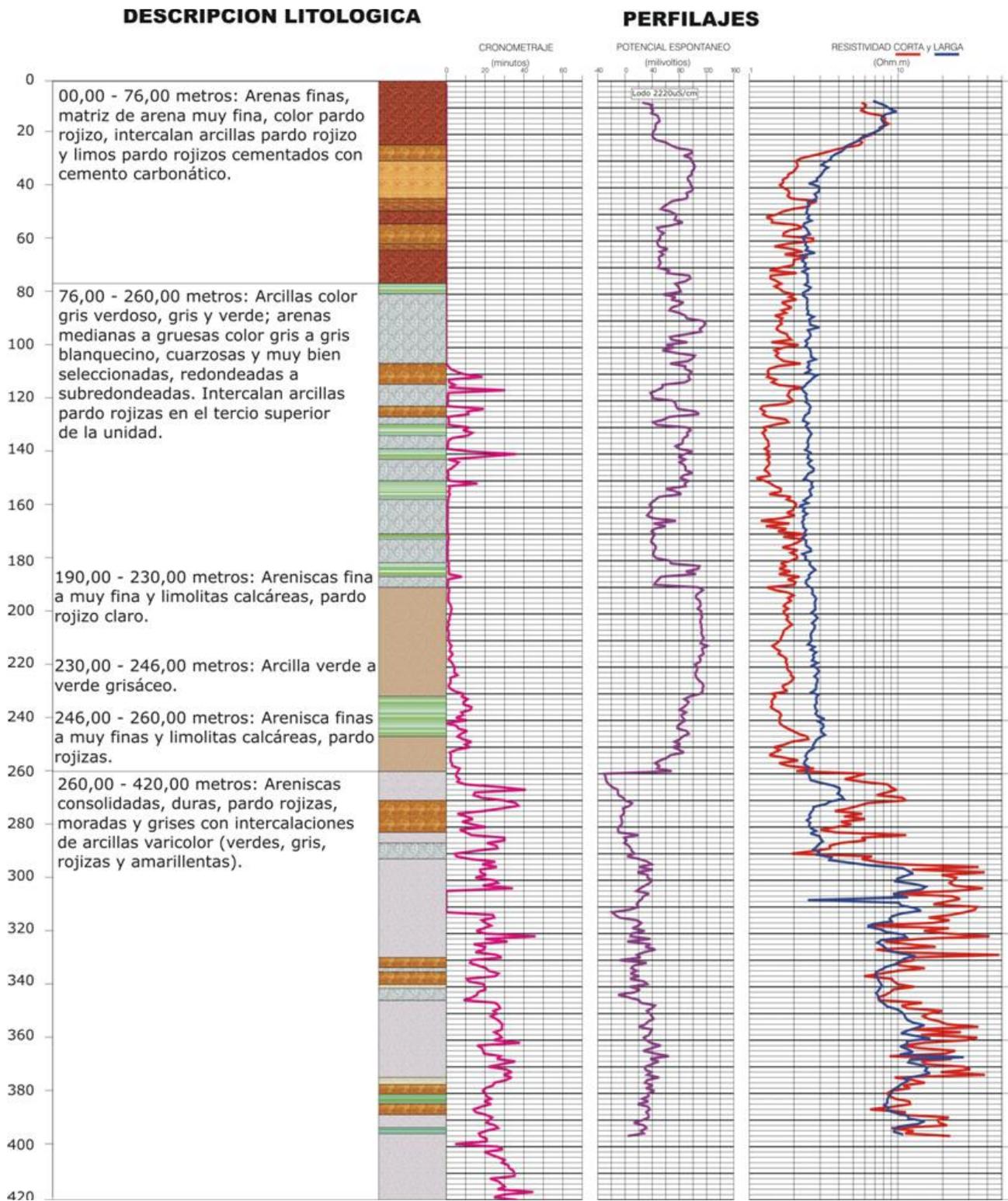


Ilustración 46: Perfil litológico, cronometraje, potencial espontáneo (SP), resistividad normal corta y larga (RNC y RNL), en un pozo exploratorio de la provincia de Formosa.

3.3. POZO DE EXPLOTACIÓN

Una vez finalizado el pozo exploratorio y realizado todos los estudios tendientes a determinar las características del suelo y subsuelo y de la posible calidad del recurso hídrico, empleando las técnicas mencionadas con anterioridad, se debe decidir la conveniencia o no de realizar una serie de nuevos estudios que conlleven a la ejecución del pozo de explotación; es decir de aquella obra que permitirá la extracción del agua subterránea alojada en los reservorios y conducida a superficie. Todas las operaciones que se realizan en esta etapa se conocen con el nombre de diseño del pozo.

El diseño de un pozo implica escoger los factores dimensionales apropiados para la estructura de éste y de los materiales que se van a utilizar en su construcción. La eficiencia de un pozo está afectada principalmente por dos factores: de diseño; donde se puede considerar, insuficiente superficie filtrante, deficiente distribución de aberturas en el filtro y penetración parcial del acuífero y factores de construcción del pozo; donde se pueden citar, desarrollo incompleto, instalación de filtros enfrentados a lugares menos permeables, etc.

Cuando los estudios realizados en el pozo exploratorio son satisfactorios y se adopta la decisión de diseñar el pozo de explotación, inmediatamente se deben efectuar una serie de trabajos y estudios que tienen por objetivo extraer la mayor cantidad de agua posible proveniente desde los acuíferos y, disponerlos en superficie para los múltiples propósitos que puedan existir. En esta etapa se decide la entubación, engravado, cementación y desarrollo del pozo.

3.3.1. Entubación

La entubación es el procedimiento por el cual se introduce en el pozo perforado una columna de tubos (Acero o PVC) unidos entre sí con roscas o soldadura eléctrica, con la finalidad de permitir el ingreso del agua desde los acuíferos a la estructura a través de una zona de admisión (filtros), estabilizar las paredes del pozo y actuar como conducción hidráulica (caños ciegos).

La columna de entubación puede ser toda de un solo diámetro, o de varios, en orden decreciente de arriba abajo, llamándose entonces telescópica.

Independientemente de la elección del tipo de material que forma la tubería, principalmente teniendo en cuenta la agresividad de las aguas, es preciso considerar también el diámetro y el espesor de ésta.

El espesor de la pared de la cañería ciega es importante ya que la mayoría de las veces, la tubería está sometida a esfuerzos significativos, principalmente los que actúan de afuera hacia adentro debido a los empujes del terreno y a las cargas hidráulicas por diferencias de nivel de agua entre el interior y el exterior del pozo.

Para la elección del diámetro de la tubería es preciso tener en cuenta dos factores; en primer lugar el diámetro mínimo deberá ser aquel que permita el paso del agua por las aberturas del filtro, a la velocidad adecuada para que las pérdidas de carga que se produzcan sean aceptables, es decir que no den lugar a un incremento excesivo en el descenso del nivel de agua en el pozo, y también para que esa velocidad no origine un régimen turbulento que, normalmente conlleva al desarrollo de corrosión o incrustación del filtro. En segundo lugar, si el tramo de cañería considerada debe alojar un equipo de bombeo para elevar el agua hasta la superficie, el diámetro de la cañería será como mínimo el de la bomba más una holgura razonable para el descenso y extracción de la bomba y para la circulación del caudal bombeado por el espacio anular entre la bomba y la pared interna de la cañería, con velocidades no superiores a las recomendadas para los filtros.



Foto 41: A la izquierda se observa una entubación con cañería de PVC, mediante roscas. A la derecha, columna de entubación (filtros y caño ciegos) en acero con conexión entre ambos tramos con soldadura eléctrica.

Los filtros corresponden a aquella parte de la columna de entubación cuya principal función es la de permitir la mayor entrada de agua posible al pozo, con un mínimo de pérdidas de carga y totalmente libre de arena. En la actualidad, se fabrican filtros con ranuras de distintos tamaños para adaptarlas a la granometría del acuífero.



Foto 42: A la izquierda se observan filtros de PVC común y especial (con prefiltro adherido a la superficie externa). A la derecha se aprecia un filtro ranura continua de acero galvanizado.

En pozos donde es posible un desarrollo directo sin engravado o prefiltro, se escoge una abertura que deje pasar el 40 % del material de formación, de manera de lograr un entorno del pozo de gran permeabilidad. Las perforaciones que necesitan de un prefiltro se diseñan de manera que ésta retenga todos los sedimentos del acuífero y luego la abertura del filtro se condiciona al 90 % retenido del material prefiltrante.

La longitud óptima de un filtro es función de la geometría y parámetros hidrogeológicos del acuífero a explotar, depende del espesor de este último y del posible descenso dinámico del agua en el mismo.

Por ejemplo, en acuíferos libres, homogéneos y de espesor importante, el filtro se sitúa en la parte inferior de la zona saturada, cubriendo 1/2 a 1/3 de la misma. En acuíferos cautivos, es aconsejable colocar filtro sobre el 70 % u 80 % del espesor, con rejilla única o en varios tramos separados. En los acuíferos estratificados, como es natural, se deberá enfrentar los filtros con los estratos más permeables.

En cuanto al tamaño de la ranura, se puede decir que en los pozos realizados en formaciones coherentes, serán en general, sólo razones de pérdida de carga. En acuíferos de materiales incoherentes habrá que atender, además de la pérdida de carga, que el agua que atraviesa la rejilla no arrastre partículas sólidas. Para diseñar adecuadamente la abertura del filtro deben realizarse análisis granulométricos del material acuífero, eligiendo según el resultado de este análisis, el tamaño de la abertura. En los pozos sin relleno de prefiltro se escoge un tamaño de ranura que retenga el 60 % del material acuífero, de ser necesario un prefiltro, la experiencia indica elegir un tamaño de ranura que retenga el 90 % del material prefiltrante.

Para relacionar longitud óptima, caudal, área efectiva de huecos y velocidad de entrada, se tiene:

$$A_e = 1000 \left(\frac{Q}{\lambda \cdot v} \right)$$

A_e = área abierta efectiva del filtro, en cm^2 por metro de longitud

Q = caudal a extraer del pozo en l/seg.

λ = longitud óptima del filtro, en metros

v = velocidad óptima de entrada del agua en filtro en cm/seg.

Conociendo los valores de Q , λ y v puede estimarse el A_e , y con éste el diámetro del filtro. El área efectiva es aquella parte del área abierta total A , que no es taponada por el material que la envuelve, A_e dependerá de la forma y tipo de aberturas y de la forma, tamaño y granometría del acuífero o del prefiltro. Establecida la longitud y abertura del filtro, el diámetro del mismo se establece en función del caudal que haya que extraer del pozo, y ello sobre la base de consideraciones relativas a la velocidad de paso del agua a través del filtro. Según la experiencia y resultados de laboratorio, la velocidad óptima se sitúa alrededor de los 3 cm/seg, considerada la totalidad del área del filtro abierto; experiencias de campo han demostrado que las velocidades superiores a ésta pueden provocar incrustaciones, disminuir el caudal y aumentar las pérdidas de carga. La velocidad de entrada se calcula dividiendo el caudal previsto a extraer por la cantidad total de área abierta del filtro, si el resultado es mayor de 3 cm/seg, se debe aumentar el diámetro del filtro. Como regla general, es más común utilizar filtros de mayor diámetro en acuíferos de poco espesor y utilizar filtros de mayor longitud pues el rendimiento del pozo aumentará más, al incrementar la longitud que el diámetro. Se deben considerar 2 tipos de velocidad: la velocidad teórica en régimen laminar o velocidad de Darcy y la velocidad crítica económica en un régimen moderadamente turbulento. Las relaciones para calcular la velocidad teórica o de Darcy en las interfaces acuífero - filtro es:

Según Sitchard:

$$v \leq \left(\frac{k}{15} \right)$$

Según Huisman:

$$v \leq \left(\frac{k}{30} \right)$$

k = permeabilidad en m/seg.

v = velocidad en m/seg.

Según Gross:

$$v \leq 0,2 d_{40}$$

v = velocidad en cm/seg.

d₄₀ = diámetro 40 en mm.

3.3.2. Rellenos de Gravas o Prefiltros

La colocación de material prefiltrante es un procedimiento que consiste en colocar grava o arena seleccionada entre el filtro y la pared del pozo frente al acuífero, aumentando el área de ingreso y obteniendo mayor eficiencia. Para hacer este prefiltrado deberá perforarse con un diámetro mayor al del filtro a instalar, e introducir en el espacio anular el relleno.



Foto 43: A la izquierda material prefiltrante constituido principalmente por cuarzo. A la derecha, material prefiltrante procedente de fragmentos líticos.

El material prefiltrante sólo se coloca en acuíferos compuestos de materiales inconsolidados, pues, colocados enfrente de formaciones consolidadas no tiene sentido, porque se introduce una pérdida de carga adicional.

Es preciso aclarar, que no en todos los casos de acuíferos porosos es necesario colocar un prefiltrado, las ventajas y desventajas han sido motivo de interminables discusiones. Se ha observado que dichos rellenos se justifican únicamente en los siguientes casos:

- ✓ En acuíferos pobres, constituidos por materiales de grano fino, de los que se requiere el máximo caudal.
- ✓ Para estabilizar acuíferos muy heterogéneos.
- ✓ En acuíferos de areniscas pobremente cementadas con importante permeabilidad por fisuración.
- ✓ En acuíferos de pobre espesor (lentes) incluidos dentro de un fuerte espesor de materiales impermeables.
- ✓ Casos en que sea necesario dar mayor paso al filtro por problemas de aguas incrustantes.
- ✓ En ausencia de filtros adecuados.

Existen distintos métodos para seleccionar el material del relleno pero todos, comienzan con el análisis e interpretación de las características y gradación de los materiales que integran el acuífero, para ello es necesario realizar un análisis mecánico sobre las muestras obtenidas, mediante el tamizado de las mismas. En este punto se debe recordar entonces que uno de los aspectos más sobresalientes para lograr el éxito en la elección del prefiltro es contar con una muestra representativa del acuífero, lo que señala claramente la importancia del muestreo litológico utilizando el concepto del tiempo de retorno.



Foto 44: Izquierda, colocación de material prefiltrante en el espacio anular entre la pared externa de la columna de entubación y las paredes del pozo. Derecha, platina para circulación forzada de lodo en el espacio anular.

Cuando la granometría del acuífero permite diseñar un pozo sin prefiltro, la práctica indica que las aberturas del filtro deben retener el 60 % del material acuífero dejando pasar el resto durante el desarrollo y creando, de esta manera, un entorno de gran permeabilidad en los alrededores del pozo.

Antes de indicar los pasos a seguir en la colocación del prefiltro es necesario definir algunos conceptos obtenidos de la curva acumulativa:

a) Tamaño o diámetro efectivo: Tamaño que retiene el 90 % de las partículas del acuífero o que deja pasar el 10 %. Se supone que es indicativo, en forma grosera, de la permeabilidad (d_{10}).

b) Coeficiente de uniformidad (CU): Razón del tamaño d_{60}/d_{10} . Si se toma el porcentaje retenido será d_{40}/d_{90} . Este coeficiente tiene significación para materiales bien graduados, sin embargo, a los fines del diseño de las perforaciones un $CU < 3$ representa materiales de grano uniforme y si es mayor a sedimentos heterogéneos.

Los distintos métodos de selección del prefiltro son varios: entre los más usados se mencionan el de Johnson, el del U.S. Bureau of Reclamation y el método de Arens. El método Johnson utiliza papel con escalas aritméticas; el eje de las abscisas representará las medidas de las mallas de los tamices, con origen cero y aumentando hacia la derecha, el de ordenadas representará los valores porcentuales acumulativos retenidos sobre los tamices, de 0 a 100 % aumentando hacia arriba. La unión de los puntos obtenidos con este procedimiento, da origen a la curva granométrica del sedimento.

La curva se obtiene de la siguiente manera:

a) La medida en que la curva del sedimento corta a la ordenada del 70 % se multiplica por un factor entre 4 y 6 (4 para arenas finas uniformes y 6 para arenas más gruesas y de poca uniformidad). Se obtendrá un valor sobre las abscisas que será la medida del 70 % de la curva del material prefiltrante y constituirá el primer punto de la curva que se desea construir. Luego, por ese punto, se traza una curva suave con un coeficiente de uniformidad aceptablemente bajo, preferentemente menor que el CU de la curva del sedimento del acuífero y no mayor de 2,5.

b) La ranura del filtro será la medida de las abscisas a la cual le corresponde el 90 % de granos retenidos. Recordar que en pozos con rellenos de material prefiltrante, el filtro debe retener el 90 %.

c) Una vez trazada la curva de porcentajes acumulados, se eligen 3 ó 4 medidas de tamices comunes para zarandas y para cada una de ellas se lee el porcentaje correspondiente. Cada cifra tendrá una tolerancia de 8 % en más y en menos, es decir, si se leyera 46 % para un tamiz dado, el valor práctico oscilará entre 38 % y 45 %.

d) Hay otro requisito para que el engravado resulte satisfactorio. Para evitar perturbaciones en el emplazamiento, independientemente de la gradación, los integrantes del prefiltro no deben ser mayores de 13 mm, también es conveniente que sean bien redondeados con menos del 10 % de componentes planares y menos del 5 % de blandos y terrosos.

Los principales problemas que pueden presentarse durante la colocación del material son:

- a) segregación del material
- b) formación de puentes

Ambos problemas pueden provocar que el pozo una vez finalizado, bombee arena. La segregación tiene lugar cuando el relleno cae libremente y por diferencia de peso se alternan capas de materiales finos y gruesos.

Un sistema práctico, en pozos de escasa a moderada profundidad, es el uso de una tolva por el cual se hace bajar la grava junto a una buena cantidad de agua, evitando la formación de puentes dentro del tubo. A medida que el material baja por el tubo, se retira éste unos 60 cm, cada vez.

Para colocar el empaque de gravas en pozos profundos, se lleva el relleno al fondo mediante la circulación inversa del fluido. Para aplicar este método, se debe tener el sondeo lleno, mientras se bombea fluido hacia afuera por la parte inferior del entubado. A medida que la grava va llenando el espacio anular alrededor del filtro, el agua pasa a través de las aberturas y circula hacia arriba por el entubado.

3.3.3. Cementación

Aparte de las cementaciones que se realizan con el objeto de formar un tapón de sellado en el fondo del pozo, o de las que se hacen en algunos casos durante la perforación para corregir desviaciones (o a veces para realizarlas), la principal finalidad de una cementación es la unión de la tubería con la pared del pozo. Con este procedimiento se consigue evitar que las aguas superficiales contaminen los acuíferos, aislar la comunicación entre dos acuíferos de distinta calidad física y química, aumentar la resistencia mecánica y a la corrosión de la cañería de entubación.

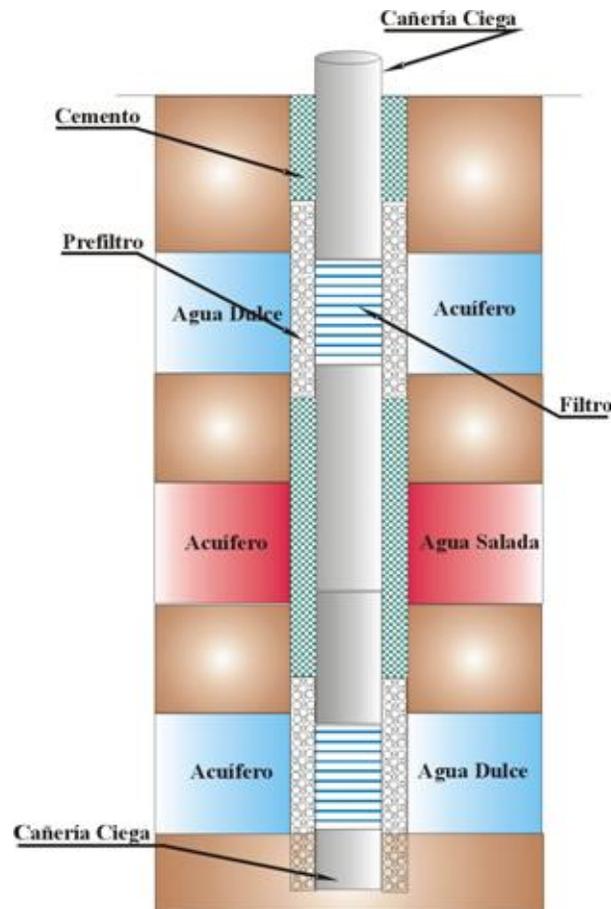


Ilustración 47: Esquema de aislación por cementación de un acuífero portador de agua salada, con acuíferos con agua dulce.

Para realizar la cementación, se usan suspensiones de cemento o bentonita y cemento, con agua. Las primeras son más estables que las que contienen bentonita y son más estables cuanto mayor es la dosificación de éste. Normalmente la adición de bentonita disminuye algo la resistencia, pero también reduce la retracción y favorece el manejo de la suspensión de cemento.

A modo orientativo, para la cementación de pozos de agua, debe utilizarse una relación cemento/agua, comprendida entre 1,80 y 2,25, lo que equivale a emplear entre 22 y 27 litros de agua por cada 50 kilos de cemento. Cuando se añade bentonita, en general se utiliza una pequeña cantidad, entre 1,5 y 3,0 kilogramos por cada 50 Kg de cemento. Por último, debe tenerse siempre presente el tiempo de fraguado y la posibilidad de aumentar o disminuir la velocidad de fraguado. Los procedimientos usuales son:

- a) Introducción de la cañería de revestimiento con el pozo lleno de lodo o agua

Se llena el pozo con la suspensión de cemento, que puede hacerse por gravedad desde la boca de pozo, o con una cañería de cementación de 2" de diámetro hasta la zona a cementar, por la que se vierte el cemento. Si el pozo se encuentra lleno de lodo, el cemento desplazará a éste por su mayor densidad. Este procedimiento de cementación de tuberías está indicado fundamentalmente para profundidades relativamente pequeñas.

- b) Inyección a presión por el interior de la tubería con tapón perdido

En este procedimiento se cierra con una platina o chapa el extremo superior de la cañería de entubación y se la suspende en el aire unos 30 o 40 centímetros. Previamente se coloca un tapón de material fácilmente perforable (tapón de madera o caucho) y se inyecta el cemento mediante el accionar de una bomba, desplazando el lodo contenido en el interior de la tubería por el espacio anular, hasta que éste sale a superficie. Luego se continúa la inyección de cemento hasta el volumen previamente calculado y luego se inyecta agua o inyección de bentonita hasta que parte del cemento sale a superficie. Para realizar la cementación, se usan suspensiones de cemento o bentonita y cemento, con agua. Las primeras son más estables que las que contienen bentonita y son más estables cuanto mayor es la dosificación de éste. Normalmente la adición de bentonita disminuye algo la resistencia, pero también reduce la retracción y favorece el manejo de la suspensión de cemento. A modo orientativo, para la cementación de pozos de agua, debe utilizarse una relación cemento/agua, comprendida entre 1,80 y 2,25, lo que equivale a emplear entre 22 y 27 litros de agua por cada 50 kilos de cemento. Cuando se añade bentonita, en general se utiliza una pequeña cantidad, entre 1,5 y 3,0 kilogramos por cada 50 Kg de cemento. Por último, debe tenerse siempre presente el tiempo de fraguado y la posibilidad de aumentar o disminuir la velocidad de fraguado.

3.3.4. Verticalidad y Alineación

La explotación de los pozos para agua se realiza mediante una bomba, en la mayoría de los casos con una electrobomba, es decir con el motor sumergido en el agua. Otras veces se puede utilizar una bomba con el motor en superficie (bomba de eje) y también mediante el accionar de un molino o manualmente. En los dos primeros casos, para que sea posible alojar la bomba o la cañería de impulsión dentro del pozo, es preciso que éste se encuentre vertical y sobre todo, rectilíneo. Las tolerancias en estos dos parámetros deben ser las que permitan la colocación de la bomba sin roces con la cañería de entubación.

La experiencia indica que es más importante la alineación que la falta de verticalidad, puesto que esta última, siempre y cuando no sea muy acusada, no impide la introducción de la bomba y la cañería de impulsión. Por ello, mientras se perfora y si se sospecha que existe desviación se deberá corregirla de inmediato, sea entubando el pozo (cañería guía) o cementando todo o parte del pozo y reperforar nuevamente. Para la comprobación de la verticalidad y alineación se puede aplicar varios métodos. Uno de los más sencillos, práctico y económico consiste en mirar (desde boca de pozo y si el nivel estático se encuentra a una profundidad adecuada) hacia el interior y comprobar si la imagen es un círculo o un óvalo (semiluna). En el primer caso podrá afirmarse que el pozo está vertical, y desviado en el otro. Un método de mayor exactitud es el descrito por Johnson (1966) que consiste en calcular la desviación que se ha producido a una profundidad determinada, en función de la que se produce en la boca de pozo para un cable fijo a una altura conocida por encima de la boca de pozo.

Si se llama h a la altura del cable, n a la desviación del cable en la boca del pozo y p a la profundidad a la que se coloca una plomada que desciende a lo largo del pozo, por semejanza de triángulos se tiene:

$$\frac{h}{n} = \frac{p}{d}$$

donde d, a la profundidad p será:

$$d = \left(\frac{n}{h}\right) \cdot p$$

El diámetro de la plomada será ligeramente inferior a la del pozo. La medición de la desviación n, puede hacerse fácilmente en la boca de pozo si se coloca una lámina circular de plástico transparente, graduada con círculos concéntricos (por ejemplo graduada en 2 en 2 mm) que se centra perfectamente en el pozo. Esta lámina tiene una ranura para que pueda ponerse y quitarse con el cable introducido en el pozo. Se procede de la siguiente manera: primeramente se sitúa el cable en el centro del pozo usando para ello una polea; a continuación se desciende, por tramos, el cable y se miden las desviaciones n que se van observando en boca de pozo. Por medio de la fórmula se calculan las desviaciones para cada tramo medido y con cada una de ellas se puede dibujar el gráfico de desviaciones verticales.

3.3.5. Desarrollo

Las operaciones de desarrollo deben constituir parte integrante del proyecto y construcción de toda perforación. En terrenos incoherentes el desarrollo tiene por objeto eliminar las fracciones más finas del material acuífero en las inmediaciones del filtro; con ello se estabiliza la formación y se alcanza una granometría más gruesa y uniforme en dicha zona; de esta forma se obtiene una mayor capacidad específica del pozo y se favorece la vida útil. El desarrollo tiene también por objeto corregir los daños y obstrucciones que se pudieran haber ocasionado en el acuífero durante las tareas de perforación. Este aspecto deberá tenerse en cuenta cuando se trabajó con el método rotary con el empleo de lodos de perforación. El objetivo último del desarrollo de un pozo, es entonces, lograr el máximo rendimiento posible, es decir, la mayor capacidad específica. El caudal específico o capacidad específica (Q_e) de un pozo se define como la relación existente entre el caudal de bombeo (Q) y la depresión (s) originada en el pozo para ese caudal. Como el caudal se expresa en m^3/h y la depresión en metros; el caudal específico tiene dimensiones de $m^3/h/m$; es decir que hace referencia al caudal que se puede obtener en una unidad de tiempo, por cada metro de depresión de la columna de agua en el pozo.

$$Q_e = \frac{Q}{s}$$

En la práctica el desarrollo de pozos se puede realizar de diferentes maneras, habrá que tener siempre presente en el medio geológico en la que fue realizada la perforación. Esta puede ser efectuada en medios consolidados o inconsolidados. En un medio inconsolidado se puede realizar por:

1. Métodos Unidireccionales

- a) Autodesarrollo: Bombeo y recuperación o caudales crecientes.
- b) Bombeo intermitente: Bomba sin válvula de retención. Al parar la bomba el agua de la cañería vuelve al acuífero.
- c) Sobrebombeo: Bombear a elevado caudal creando un gran descenso y gradiente que produce el arrastre de partículas finas. Tiene algunas dificultades porque puede ocasionar derrumbes.
- d) Adición de CO₂ sólido: Tiene los mismos efectos que un sobrebombeo, produce una licuación rápida, se sublima y pasa a gas, lo que proyecta violentamente el agua al exterior.



Foto 45: Izquierda, inicio del desarrollo mediante sobrebombeo (agua turbia). Derecha, pozo desarrollado (agua clara). Localidad de Vaca Perdida, provincia de Formosa.

2. Métodos Bidireccionales

- a) Aire comprimido: Descargar y bombear con aire comprimido.
- b) Pistoneo: Obturar por encima del filtro; descargar y bombear repetidamente.
- c) Chorro horizontal de agua: Generalmente agua más polifosfatos, si se utilizó bentonita como fluido de inyección durante la perforación.



Foto 46: Desarrollo de pozo con aire comprimido. Izquierda, compresor con manguera de inyección de aire al pozo. Derecha, producción de agua. Salar del Hombre Muerto (provincia de Catamarca).

3.3.6. Bombas

Una vez finalizado el pozo y habiéndose cumplido todas las tareas de entubado, engravado, limpieza, desarrollo, ensayos de bombeo y acondicionamiento del lugar, deberá instalarse algún tipo de bomba para elevar el agua desde el pozo y conducirla hasta el punto en que la misma se utilizará, de acuerdo a las necesidades.

Una bomba no desarrolla energía propia, simplemente transfiere la fuerza desde una fuente de energía cualquiera (energía eléctrica, eólica, solar, etc.), para poner en movimiento el líquido. Se debe tener presente que la aspiración que ejerce una bomba no depende de ninguna fuerza aplicada directamente al agua por la bomba misma, sino de la presión negativa que se desarrolla a la entrada de ésta (Johnson, 1975). Esta presión negativa o de succión consiste en la acción de atraer un fluido hasta una tubería o una cámara de bombeo, mediante la producción de un vacío parcial, es decir reduciendo la presión por debajo de la atmosférica. Dentro de un pozo, la presión atmosférica sobre la superficie libre del agua obliga a esta última a subir y a desplazarse hasta aquella parte de la bomba en que se ha desarrollado una presión menor (succión o aspiración).

Existen varios tipos de bombas que pueden clasificarse en líneas generales en dos grandes grupos:

1. Bombas de desplazamiento constante: Suministran siempre la misma cantidad o volumen de agua, contra cualquier carga que esté dentro de su capacidad de funcionamiento. Dentro de este tipo se encuentran:
 - ❖ Bombas de émbolo
 - ❖ Bombas rotatorias
 - ❖ Bombas helicoidales
2. Bombas de desplazamiento variable: entregan agua en cantidades que varían inversamente con la carga contra la cual están operando. Dentro de este tipo se encuentra:
 - ❖ Bombas centrífugas
 - ❖ Bombas de eyector
 - ❖ Bombas de inyección de aire

En la actualidad, los equipos de bombeo más empleados en la producción de agua de pozos están conformados por las bombas de motor sumergido o electrobombas sumergibles. Este tipo de bomba consiste de una bomba centrífuga, acoplada a un motor eléctrico que puede funcionar sumergido en el agua (debidamente aislado y sellado). Las electrobombas sumergibles que, fundamentalmente consisten de dos partes: una inferior donde se encuentra en una unidad sellada el motor eléctrico (bobina eléctrica) y una superior donde se localizan los impulsores. La potencia de la bomba (HP) está determinada fundamentalmente por el motor eléctrico y éste, por las características de la bobina. De esta manera, existe en el mercado distintas marcas y cada una de ellas ofrece un variado número de equipos de bombeo, de acuerdo a las necesidades de cada situación.

En la actualidad las electrobombas sumergibles se ofrecen desde aquellas de pequeño diámetro y potencia (1 ½" hasta 10" o más de diámetro y elevados caudales de producción) a distinta profundidad. La electrobomba está conectada a la fuente de alimentación eléctrica a través de un cable especial y éste a un tablero o comando de protección y desde allí a la red eléctrica o grupo generador.



Foto 47: Electrobomba sumergible. A la derecha, esquema del motor (parte inferior) y de las turbinas (parte superior).

A diferencia de las bombas de eje, que constan igualmente de un cuerpo sumergido donde solamente se encuentran los impulsores (no tienen motor eléctrico), las electrobombas tienen la enorme ventaja de eliminar el largo impulsor (doble juego de caños) que necesitan las primeras y que, mediante la acción de un motor externo (transmiten el movimiento a las varillas o impulsor) y éste al sistema de turbinas o impulsores.

La otra notable ventaja de las electrobombas es que se ajustan mejor si es que en el pozo llegase a existir desviaciones en la verticalidad. Una bomba de eje necesita un pozo sin desviaciones; sin embargo una electrobomba puede ajustarse a esas situaciones siempre y cuando la falta de verticalidad no sea extremadamente grosera.

Las bombas de transmisión, a diferencia de las anteriores, la toma de fuerza se encuentra externa y se puede accionar mediante un sistema cardánico o con poleas desde un motor a explosión o motor eléctrico. Normalmente, las bombas de eje se utilizan para la etapa de desarrollo del pozo, cuando todavía se produce mucho ingreso de material sólido (arenas y limos) que suelen dañar rápidamente a una electrobomba, lo que significa una importante ventaja.



Foto 48: Bomba de eje. Se observa cabezal sobre el pozo y correas de distribución accionada por motor cardánico (atrás).

3.4. ENSAYOS DE BOMBEO

Un pozo es una estructura hidráulica que debidamente diseñada y construida permite efectuar la extracción económica de agua de una formación acuífera. El logro de este propósito depende de:

1. Una aplicación inteligente de los principios de la hidráulica en el análisis del pozo y del comportamiento del acuífero.
2. La destreza al perforar y construir pozos, lo que permite tomar ventaja de las condiciones geológicas.
3. Una selección tal de los materiales que asegure una larga duración a la estructura.

Los objetivos de un ensayo de bombeo pueden sintetizarse en dos partes fundamentales: por un lado, conocer las características hidráulicas del pozo que se está ensayando y /o para determinar las características hidráulicas del acuífero al cuál se le extrae el agua.

La mayoría de los ensayos que se llevan a cabo tienen como objetivo determinar la hidráulica del pozo. Esta se refiere a todos los parámetros que caracterizan a la obra de perforación que se está ensayando. Con un ensayo de bombeo es posible determinar el caudal específico del pozo, su eficiencia, su caudal óptimo de explotación. Conocidos estos parámetros, generalmente se construyen gráficos que en su conjunto se denominan curvas características del pozo. Con éstas es posible diseñar el sistema de explotación técnico y económicamente más acorde al pozo ensayado.

El otro objetivo, la hidráulica del acuífero explotado, se refiere a determinar sus propiedades: transmisividad (T) y coeficiente de almacenamiento (S), que son conocidos en su conjunto como los parámetros hidráulicos del acuífero. Determinando estos parámetros se puede conocer el mecanismo y características hidráulicas del acuífero y expresarlos numéricamente. De este modo es posible calcular el radio de influencia del pozo, diseñar la ubicación de otras perforaciones con o sin interferencia o de otras obras que utilicen este recurso, estimar el impacto que ocasionará el pozo en la hidrogeología del área, determinar su zona de protección, realizar modelaciones numéricas y, actualmente, son parámetros imprescindibles para la evaluación y saneamiento en regiones que presentan problemas de contaminación del recurso hídrico subterráneo.

3.4.1. Que es un Ensayo de Bombeo

Un ensayo de bombeo consiste en extraer o inyectar agua a un pozo realizando mediciones en el tiempo, de la variación que ésta acción provoca sobre el nivel estático original. Al estudiar las reacciones de un acuífero a la excitación producida por el bombeo de un pozo (descarga del acuífero) o la carga producida naturalmente al cesar el bombeo en el pozo (recarga del acuífero), es posible determinar los parámetros hidráulicos del pozo y del acuífero. Al producirse el bombeo en un pozo se forma un cono de depresión con su ápice en el centro del pozo bombeado. En un acuífero libre, el cono se produce en el mismo reservorio, por debajo de su techo. En un acuífero confinado, la depresión está situada sobre el límite superior del acuífero.

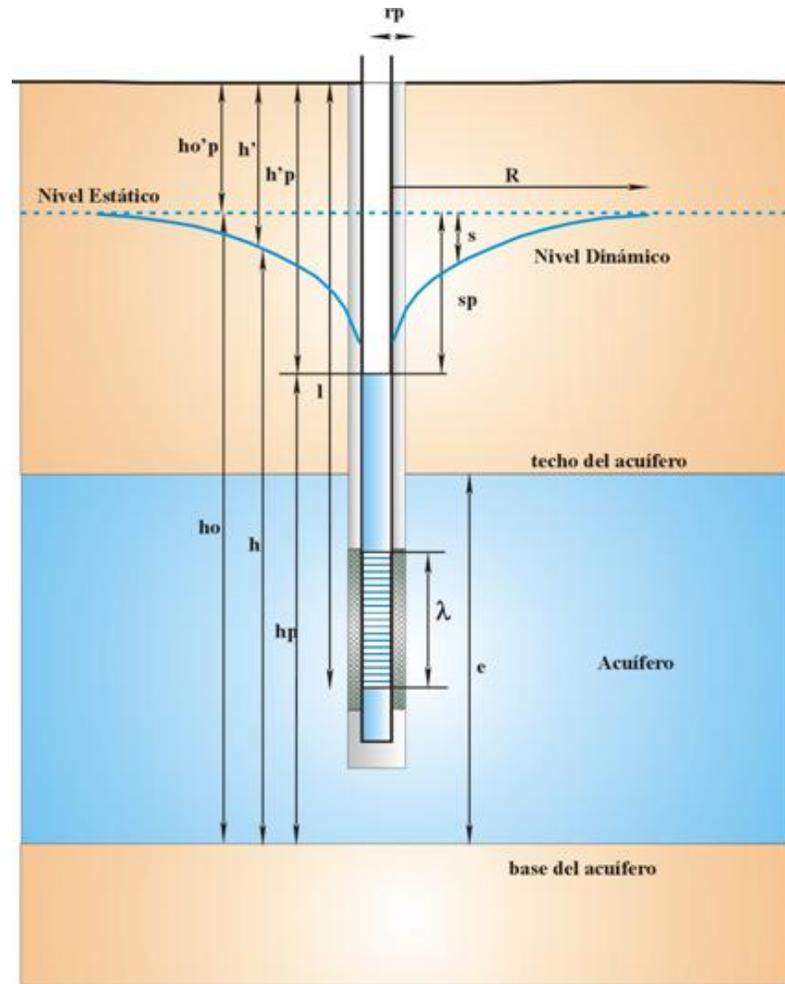


Ilustración 48: Cono de depresión y magnitudes empleadas usualmente en ensayos de bombeo.

h_o = nivel de agua antes del bombeo (Nivel Estático)

h = nivel de agua con el pozo en funcionamiento. Es la distancia desde la base del acuífero hasta el nivel dinámico.

h_p = nivel de agua en el pozo durante el bombeo.

s = descenso del nivel de agua $s = h_o - h$ ó $H_o - H$

s_p = descenso de agua en el pozo $s_p = h_o - h_p$ ó $H_o - H_p$

e = espesor del acuífero confinado o espesor saturado del acuífero libre.

r_p = radio del pozo

R = radio de influencia del pozo. Es la distancia a partir del cual se consideran nulos los descensos producidos por el bombeo del pozo.

λ = longitud del filtro

En un ensayo de bombeo, la observación y registro de los cambios que se producen en los niveles de agua se realizan en el pozo y/o en pozos de observación denominados piezómetros. Los efectos que se producen en el nivel hidrostático de un pozo de bombeo y en los pozos de observación pueden apreciarse en el esquema siguiente.

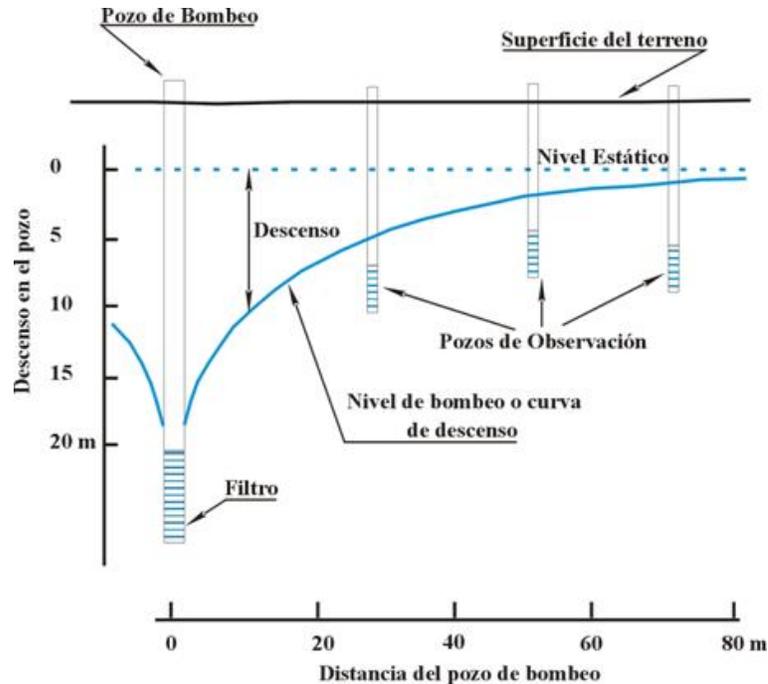


Ilustración 49: Variación del nivel de agua en un pozo y piezómetros como consecuencia de un bombeo.

3.4.2. Tipos de Ensayos de Bombeo

Existen numerosas y diversas clases de ensayos de bombeo, la elección del tipo de ensayo a llevar a cabo depende del objetivo perseguido, de la infraestructura con la que se cuenta, de las características hidrogeológicas del acuífero a ensayar y de la clase de pozo.

De esta forma se tiene ensayos diferentes según se trate de establecer las curvas características del pozo y/o los parámetros hidráulicos del acuífero, según se realicen las mediciones en el pozo de bombeo y/o en los piezómetros, según se trabaje con los datos recogidos durante el régimen de no-equilibrio y/o durante el régimen de equilibrio, según se realicen a caudal constante, variable o en forma escalonada, según se trate de un pozo penetrante o parcialmente penetrante, según sea un acuífero libre, confinado o semiconfinado, según exista o no influencia del almacenamiento en el pozo y según se traten los datos durante el tiempo de bombeo y/o recuperación. Como se advierte, son muchas las variables que definen el tipo de ensayo a llevar a cabo. Dado el objetivo de este curso solo se tratarán los casos más sencillos y comunes.

3.4.3. Concepto de Régimen No Permanente y Permanente

Cuando se inicia el bombeo a caudal constante en un pozo, y en general en cualquier tipo de captación, en los primeros instantes se extrae agua del almacenamiento en los alrededores del pozo, gracias al descenso del nivel producido. El período durante el cual los descensos, van aumentando, se llama de régimen no permanente o variable. En acuíferos que no pueden recibir agua del exterior tal como sucede en un acuífero perfectamente cautivo o en un acuífero libre en ausencia de aportes de agua de lluvia o superficial, todo el caudal extraído por el pozo debe proceder del almacenamiento y por lo tanto el régimen es siempre no permanente.

Sin embargo, y debido a la superficie creciente del cono de influencia, si el acuífero es muy extenso, la velocidad de descenso va disminuyendo paulatinamente hasta que llega el momento en que es tan lento, que se puede aceptar, a efectos prácticos, que los descensos se han estabilizado y se alcanza un régimen casi permanente o estacionario.

Los acuíferos semiconfinados reciben una recarga, y cuando la misma iguala al caudal bombeado, se establece un verdadero régimen estacionario o permanente.

La característica fundamental del régimen permanente es que no se toma agua del almacenamiento del acuífero, este es un mero transmisor de la recarga, en cambio, en régimen variable, el acuífero no sólo transmite agua sino que la proporciona, al menos en parte, entrando en juego el coeficiente de almacenamiento.

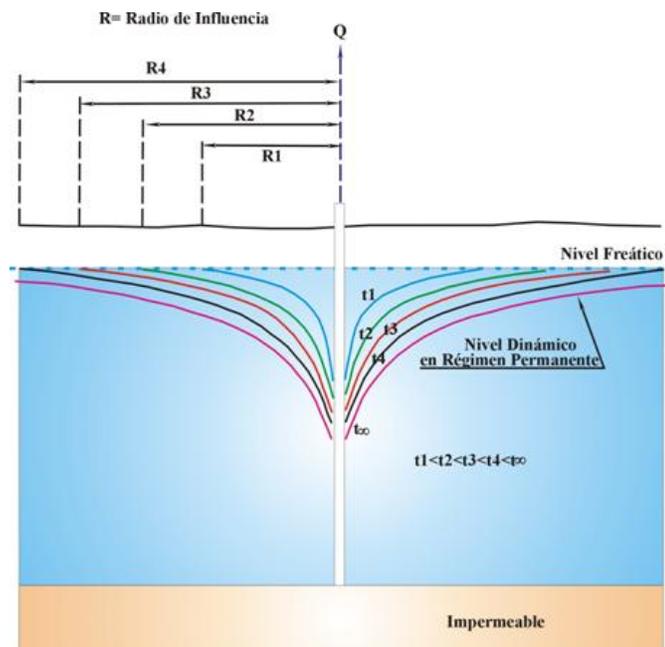


Figura 1: Variación del cono de influencia en función del tiempo de bombeo.

3.4.4. Preparación y Ejecución de Ensayos de Bombeo

Un ensayo de bombeo de un acuífero, consiste en la observación y registro de los cambios que se producen en los niveles de agua en uno o varios puntos. Se trata de medir en pozos de observación el descenso de los niveles de agua (depresión) cuando se bombea el pozo a caudal constante y conocido o, inversamente, el ascenso (recuperación) al dejar de bombear el pozo cuyo caudal se conoce. Entre otras, se debe tener presente (Pérez Franco, 2000):

Pozo de Bombeo

1. El pozo de bombeo debe tener instalado un equipo de bombeo confiable, de capacidad adecuada para la prueba y con su equipo de medición de caudal correspondiente.

2. Debe evitarse que el agua extraída pueda retornar al acuífero durante la prueba, por lo que debe ser conducida lejos del pozo de bombeo. Este aspecto es de mucha importancia cuando se trata de un acuífero libre, con superficie freática cercana a la superficie.
3. Los dispositivos de descarga del equipo de bombeo deben permitir la instalación fácil de equipos para control remoto y regulación del caudal.
4. Debe ser posible medir adecuadamente el nivel del agua en el pozo de bombeo, antes, durante y después de la prueba.
5. El diámetro, la profundidad total y la posición relativa de los filtros deben conocerse detalladamente, es decir que se debe conocer el diseño del pozo.

Pozos de Observación o Piezómetros

1. Se recomienda normalmente que estos pozos se dispongan en líneas que formen una cruz, cuyo centro es el pozo de bombeo. Cuando exista flujo natural en un acuífero, uno de los brazos de la cruz deberá estar orientada según la dirección del flujo y el otro, normal a esta dirección. Cuando no sea posible económicamente perforar las dos líneas de pozos, es conveniente que los piezómetros se dispongan en la línea normal al flujo, en la cual el nivel estático de todos los piezómetros, será el mismo.
2. Los piezómetros deben ser por lo menos, dos y estarán situados a distancias radiales del centro del pozo de bombeo. Cuando por causas económicas sólo se pueda perforar un solo pozo de observación; éste deberá situarse lo más cercano posible al pozo de bombeo.
3. La respuesta de todos los pozos de observación a los cambios de nivel del agua debe probarse inyectando un volumen conocido de agua en cada pozo y medir inmediatamente el descenso del nivel de agua inyectado. El aumento inicial del nivel de agua debe desaparecer en no más de 3 horas, aunque resulta preferible una respuesta más rápida.
4. Deben conocerse la profundidad, el diámetro y los intervalos de filtros de cada pozo de observación.
5. La distancia radial desde cada pozo de observación al centro del pozo de bombeo, debe determinarse con la precisión necesaria, así como la posición de todos ellos en el plano.

Información Sobre el Acuífero

1. Profundidad hasta el acuífero, espesor del mismo, así como los cambios en su configuración en el área que va a ser sometida a la prueba.
2. Planos o mapas de las discontinuidades del acuífero causadas por cambios litológicos o por presencia de ríos y lagos.
3. Estimación de las propiedades hidráulicas del reservorio. Si se sospecha la presencia de capas semiconfinantes esto debe tenerse presente al analizar los resultados de las pruebas.

Cuando las condiciones del lugar son complejas, como en el caso de acuíferos libres o pozos de penetración parcial, es obvio que resulta más difícil predecir los resultados de la prueba. No obstante, la predicción de los resultados debe realizarse en todos los sitios que se escojan para ensayos, ya que de ese modo se podrá tener presente las deficiencias, como por ejemplo, en la configuración de la situación de los piezómetros y tomar una decisión acertada respecto a la perforación de uno o más pozos en puntos clave dentro del sistema.

Los acuíferos confinados son más fáciles de someter a pruebas de bombeo que los acuíferos libres, a causa de que tienen condiciones de contorno más simples. En los sistemas no confinados, la movilidad del límite superior (superficie freática), las componentes verticales del flujo y la entrega no lineal del agua desde el almacenaje, son problemas difíciles de tratar.

En la época anterior a que se hubieran podido estudiar los efectos del flujo vertical y la entrega retardada de los acuíferos libres, la práctica común era bombear un “tiempo suficiente” de tal modo que esos efectos se conviertan en despreciables y se pudiera aplicar el modelo más simple de flujo artesiano. Sin embargo, no había un verdadero criterio que cuantificara ese “tiempo suficiente”. En la actualidad, las soluciones analíticas existentes han permitido elaborar algunos criterios para definir ese tiempo y poder obtener una respuesta artesiana de un acuífero libre.

A modo de ejemplo, Boulton y Hantush (in Pérez Franco et al., 2000), expresan que las componentes verticales de flujo afectan significativamente la respuesta del acuífero para el tiempo:

$$t < 5e \cdot \frac{S}{K_z}$$

En la región:

$$0 \frac{r}{e} < 0,2$$

Generalmente, los ensayos de bombeo se realizan a caudal constante o con un abatimiento (depresión) escalonado. Los ensayos a caudal constante deben realizarse con dos caudales diferentes, que difieran entre sí en una relación mínima de 2 a 3. Los ensayos escalonados deben efectuarse con tres o más caudales, con relaciones entre sí de aproximadamente el doble del anterior.

En todo ensayo de bombeo se debe tener información sobre las características de los pozos y el registro de las variaciones de los niveles y del caudal extraído. Todo este procedimiento es lo que se conoce como observaciones de campo. Los registros que se necesitan para el análisis y las tolerancias que se consideran generalmente aceptables en las mediciones son:

- ✓ Caudal del pozo de bombeo: +/- 10%
- ✓ Profundidad del agua en los pozos por debajo del punto de referencia: +/- 3 mm
- ✓ Distancia del pozo de bombeo a cada pozo de observación: +/- 0,5%
- ✓ Descripción de los puntos de referencia
- ✓ Elevación de los puntos de referencia: +/- 3 mm
- ✓ Distancia vertical entre los puntos de referencia y la superficie del terreno: +/- 30 mm
- ✓ Profundidad total de los pozos: +/- 1%
- ✓ Profundidad y longitud de los intervalos con filtros de todos los pozos: +/- 1%
- ✓ Diámetro, tipo cañería, tipo de filtro, método de construcción de todos los pozos
- ✓ Localización de todos los pozos en planta (en un mapa) en relación con algún levantamiento topográfico o por coordenadas de latitud y longitud, pero sobre todo debe estar bien clara la posición de los pozos de observación respecto a los de control.

Observación de los Niveles del Agua

Las fórmulas de flujo hacia los pozos se basan, generalmente, en el cambio de la carga hidráulica h , o en el cambio del abatimiento o descenso s . Es importante recordar que los cambios de profundidad hasta el agua, observados durante el ensayo de bombeo pueden incluir componentes debidas a otras variables tales como las variaciones de la presión atmosférica, el efecto de las mareas y una posible recarga del acuífero. Por otra parte, el flujo natural en la mayoría de los acuíferos es generalmente diferente día a día, por consiguiente se hace necesario observar profundidades hasta el nivel de agua durante un período anterior al ensayo, para determinar la tendencia del nivel de agua.

La observación de los descensos, con precisión sólo puede lograrse con una buena predicción de la tendencia del nivel de agua o si los efectos del descenso durante el ensayo son grandes con relación a los otros efectos. El período de observación anterior al inicio del ensayo ($t = 0$) deberá ser, como regla general, al menos el doble del tiempo que durará el ensayo de bombeo.

Cuando se realicen ensayos en acuíferos artesianos, se deberá llevar un registro continuo de la presión atmosférica (con sensibilidad de 3 mm de mercurio) durante el ensayo.

A partir de las mediciones del nivel del agua antes de comenzar con el ensayo de bombeo, de igual modo que se identifican los efectos de la presión atmosférica, podrán registrarse otras perturbaciones del nivel piezométrico tales como las que se producen cuando entran en funcionamiento pozos cercanos, la recarga del acuífero y las sobrecargas producidas por trenes o fenómenos sísmicos.

Durante el ensayo de bombeo, la profundidad del agua en cada pozo debe medirse con frecuencia suficiente para que se pueda contar con un buen número de observaciones en cada ciclo logarítmico (alrededor de 8 a 10). Esto puede lograrse por ejemplo, si se elige realizar mediciones en los tiempos de 0,5, 1, 2, 3, 4, 5, 6, 8 y 10 minutos y todos los múltiplos de 10 de esos tiempos en los ciclos logarítmicos siguientes.

Durante las dos o tres primeras horas a partir del inicio del ensayo de bombeo es preferible que haya un observador en cada uno de los pozos de observación y en el pozo de bombeo. Después de los 300 minutos, las mediciones se harán con espacios de tiempo de 100 minutos o más entre sí. A partir de ese momento un solo observador es suficiente para atender todos y cada uno de los puntos, haciendo las mediciones siguiendo siempre la misma secuencia. Si bien no es necesario medir todos los pozos simultáneamente, es conveniente obtener una separación lo más uniforme de los descensos en la escala logarítmica del tiempo; recordando que el tiempo anotado para cada observación, debe ser el real.

Durante la realización del ensayo deberá anotarse todos los detalles que permitan posteriormente identificar cualquier situación singular. Cuando se quiera emplear el método de recuperación de niveles, deberá medirse el nivel del agua a partir del cese del bombeo, haciendo una secuencia de 8 a 10 mediciones por cada ciclo logarítmico.

Medición del Caudal

El caudal obtenido en el pozo de bombeo se mide normalmente haciendo pasar el flujo por una restricción o contracción de un tubo (Pitot o placa orificio), para el cual se conoce su curva de calibración. En caso de no contar con un dispositivo como este se puede medir el caudal volumétricamente, para lo cual se deberá contar con un recipiente adecuado y establecer el tiempo en que tarda en ocupar ese volumen.

En los ensayos a caudal constante es importante medirlo periódicamente y ajustarlo en caso necesario. La frecuencia de la medición y ajustes del caudal durante un ensayo de bombeo depende de la bomba, el pozo, el acuífero y las características del tipo de energía disponible. En todos los casos se deberá tener presente que el caudal no podrá variar en +/- 10%, ya que se pueden producir importantes variaciones en los descensos que luego son muy difíciles de tratar.

Cuando el ensayo de bombeo requiera cambios de caudal, tal como ocurre con los ensayos escalonados, la descarga del equipo de bombeo deberá poder regularse rápidamente a través de una válvula y así ajustarse fácilmente a los distintos caudales programados.



Foto 49: Medición de caudal mediante el sistema Pitot o placa orificio en un pozo en la localidad de Yuchán (Provincia de Salta).



Foto 50: Medición de caudal mediante sistema volumétrico en un pozo en el Salar del Hombre Muerto (Provincia de Catamarca).



Foto 51: Medición de caudal mediante sistema de caudalímetro digital totalizador en un pozo en el Salar de Río Grande (Provincia de Salta).



Foto 52: Medición de caudal mediante sistema de vertedero en un pozo en el Salar de Cauchari (Provincia de Jujuy).

3.4.5. Hidráulica de Pozos

Normalmente, terminada una perforación se debería realizar un ensayo de bombeo con el fin de determinar sus características hidráulicas. Para este fin se realiza lo que se conoce como Ensayo de Bombeo Escalonado, que consiste en explotar el pozo en forma continua con, por lo menos, tres regímenes de bombeo (escalones), a caudal constante cada uno, en forma creciente y hasta que los niveles se estabilizan para cada escalón.

El ensayo escalonado permite determinar el potencial del pozo, expresado a través de sus curvas características, como así también evaluar la destreza con la que fue construido, conociendo su Eficiencia (E), determinada tanto por las pérdidas ocasionadas por la construcción del pozo como las pérdidas provocadas por el propio acuífero.

En la figura adjunta, se observan las pérdidas ocasionadas por distintas razones que sufre el nivel dinámico entre lo teórico y lo real.

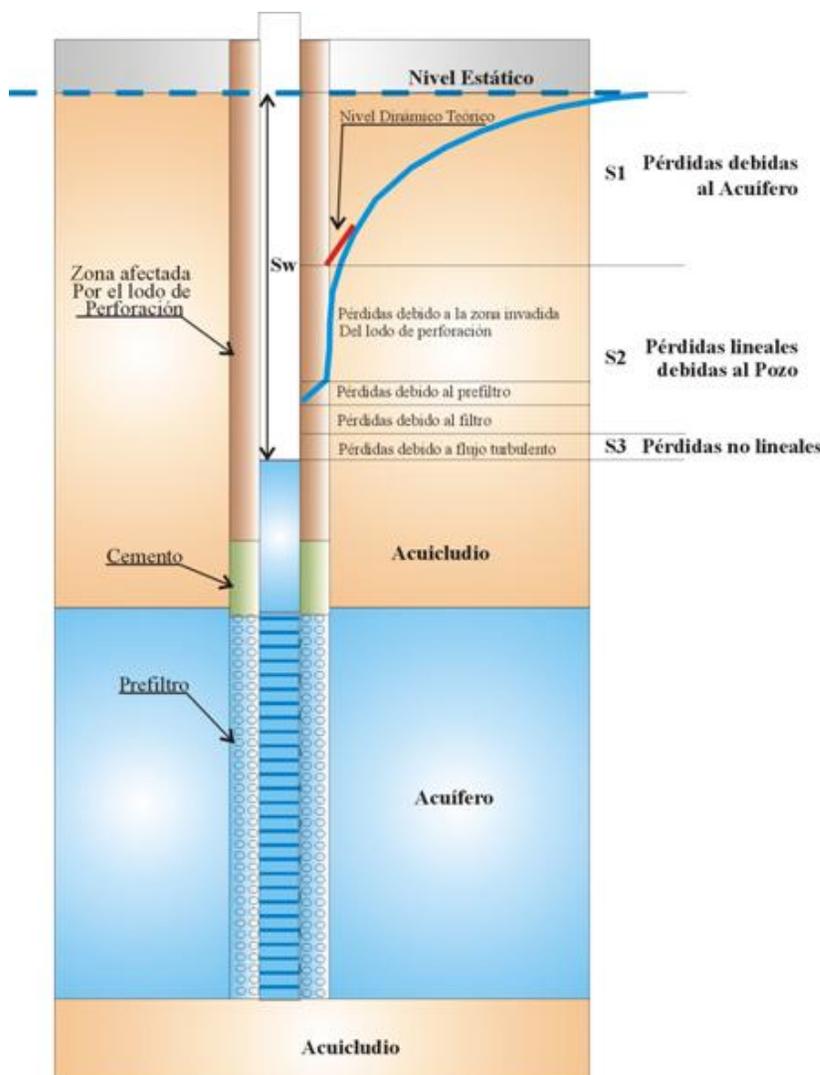


Ilustración 50: Pérdidas de carga en el nivel dinámico debido a diferentes causas.

Así se pueden observar las pérdidas de nivel ocasionadas por el pozo y por el acuífero, cuando el pozo es puesto bajo un régimen de bombeo.

Las pérdidas de nivel ocasionadas por el acuífero ocurren dentro de éste, donde el flujo es laminar (se cumple la ley de Darcy), son dependientes del tiempo y varían linealmente con el caudal de explotación. En la práctica las pérdidas de carga ocasionadas por los pozos parcialmente penetrantes son incluidas en las pérdidas por el acuífero.

Las pérdidas de nivel ocasionadas por el pozo pueden dividirse en lineales y no lineales. Las primeras son causadas por daños al acuífero durante la perforación y terminación del pozo. Esto comprende por ejemplo a las pérdidas de carga debido a la compactación del acuífero durante la perforación, a la reducción de la permeabilidad del acuífero por invasión del lodo de inyección, pérdidas en el prefiltro y entrada de agua en la zona de filtros. Entre las pérdidas de nivel no lineales se pueden mencionar las pérdidas por fricción que ocurren dentro de los filtros del pozo y en la zona de succión de la bomba donde el flujo es turbulento, como así también en las adyacencias del pozo donde normalmente el flujo también es turbulento. Todas estas pérdidas de nivel o carga son las responsables de que los descensos dentro del pozo sean mucho mayores de lo que se calcula teóricamente.

3.4.5.1. Análisis del Ensayo Escalonado

El primero que desarrolló una teoría para el análisis de un ensayo escalonado fue Jacob en 1947, que formuló la siguiente ecuación:

$$s = BQ + CQ^2$$

Esta ecuación expresa que el descenso medido en el pozo es la suma de B, que representa las pérdidas ocasionadas por el acuífero, multiplicada por el caudal y C, que representa las pérdidas ocasionadas por el pozo, multiplicado por el caudal, elevado a la segunda potencia. En realidad dentro de B, quedarían también incluidas las pérdidas lineales ocasionadas por el pozo pero, debido a que del ensayo es imposible individualizarlas, se asume que B representa solo las pérdidas ocasionadas por el acuífero. Rorabaugh en 1953, modifica la fórmula de Jacob, proponiendo la siguiente ecuación:

$$s = BQ + CQ^n$$

donde asume que la potencia n puede variar entre 1,5 y 3,5.

En función de estas dos ecuaciones existen diferentes métodos para resolver los ensayos escalonados. En este curso se tratarán solamente dos de ellos, el de Hantush - Bierschenk, basado en la ecuación cuadrática de Jacob, y el de Rorabaugh, basado en su propia ecuación.

❖ Método de Hantush - Bierschenk

El método precisa de un ensayo escalonado con por lo menos tres caudales. Si bien, según la bibliografía, es posible utilizar medidas de descensos, correspondientes a iguales intervalos de tiempo, sin una estabilización de los niveles dentro del pozo (realizando una proyección del nivel final a partir del gráfico), se recomienda alcanzar para cada nivel un estado de estabilización de los niveles dentro del pozo.

La ecuación de Jacob puede escribirse de la siguiente forma:

$$\frac{s}{Q} = B + CQ$$

que representa a la ecuación de una recta en un gráfico aritmético donde se grafica s/Q en ordenadas y Q en abscisas. La pendiente de esta recta es el valor de C y corta al eje de ordenadas para $Q = 0$ en el valor de B . Para utilizar este método es necesario que los datos del ensayo queden alineados en la gráfica s/Q vs Q , sobre una misma recta. En caso contrario el método no se puede utilizar y debe resolverse el ensayo con el método de Rorabaugh.

ENSAYO DE BOMBEO ESCALONADO Método de Hantush - Bierschenk

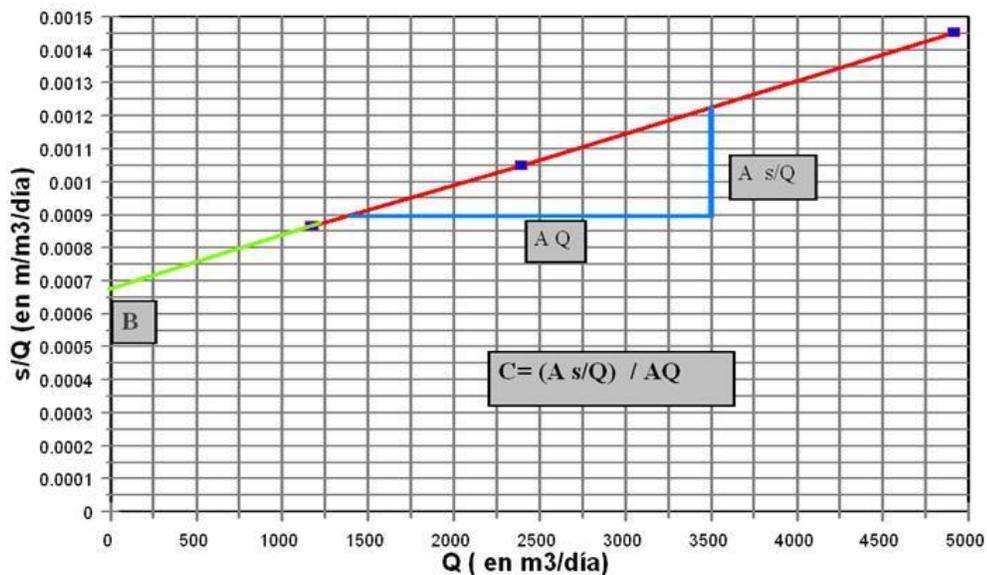


Gráfico 10: Ensayo escalonado aplicando el método de Hantush.

❖ Método de Rorabaugh

Como se vio anteriormente, si los datos del ensayo escalonado no quedan alineados en una recta, no se puede aplicar la ecuación cuadrática y se aplica el método de Rorabaugh cuya ecuación se desarrolla como sigue:

$$s = BQ + CQ^n$$

$$\frac{s}{Q} = B + CQ^{n-1}$$

$$\log_A X = Y \Rightarrow A^Y = X$$

$$\log \left(\left(\frac{s}{Q} \right) - B \right) = \log C + (n - 1) \log Q$$

Con esta ecuación desarrollada así, se debe realizar un gráfico en papel bilogarítmico donde el eje de las ordenadas corresponde a los valores de $(s/Q) - B$ y las abscisas a Q . Se deben realizar distintas curvas variando el valor de B al tanteo, hasta lograr una recta. Este es el valor de B que se elige.

Esta recta corta al eje de las ordenadas en un valor de $Q = 1$ por lo tanto $\log Q = 0$ y de esta forma se obtiene el valor de C .

Para obtener el valor de $(n - 1)$ basta calcular la pendiente m de la recta de la siguiente manera:

$$m = \frac{\left[\log \left(\left(\frac{s}{Q} \right) - B \right)_2 - \log \left(\left(\frac{s}{Q} \right) - B \right)_1 \right]}{[\log Q_2 - \log Q_1]}$$

obtenido el valor de m se puede calcular $n = m + 1$.

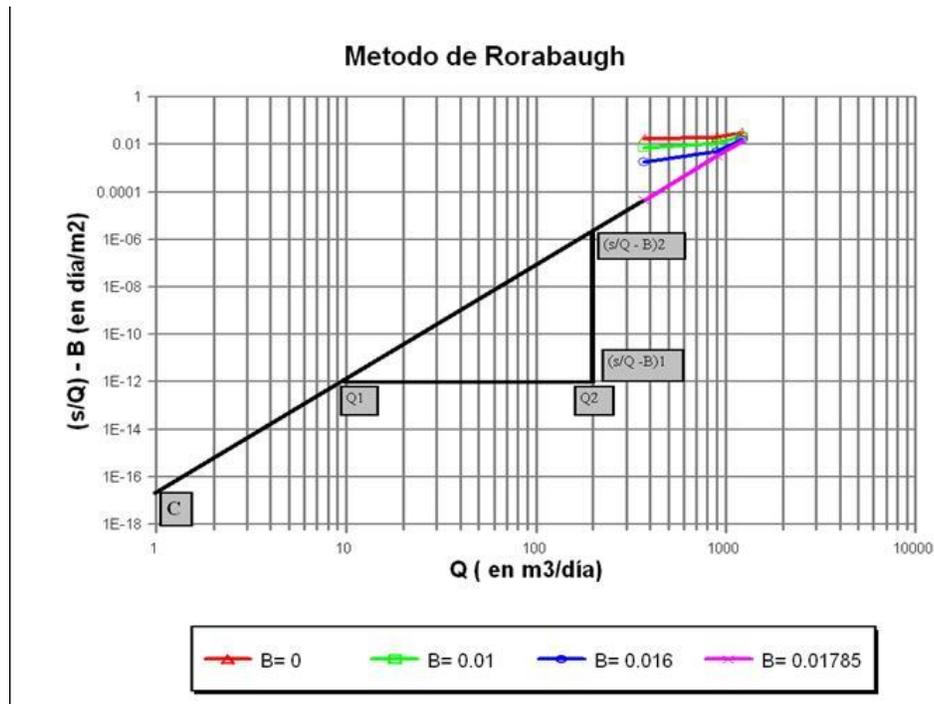


Gráfico 11: Ensayo escalonado aplicando el método de Rorabaugh.

3.4.5.2. Eficiencia del Pozo

Una vez establecida la ecuación que rige los descensos para el pozo, a partir del ensayo de bombeo escalonado, es posible calcular su eficiencia (E) para los distintos caudales de ensayo y realizar proyecciones para caudales superiores a los ensayados. La eficiencia de un pozo se define como:

$$E (\%) = \frac{s \text{ teórico}}{s \text{ real}} \times 100$$

el descenso teórico es el nivel que debería medirse en un pozo, si éste no presentara pérdidas de carga por razones constructivas. Para su cálculo se asume que s teórico = $B Q$ o sea que la fórmula de descenso puede escribirse de la siguiente forma:

$$E (\%) = \left(\frac{BQ}{BQ + CQ^n} \right) \times 100$$

Donde n vale 2 cuando es posible aplicar la ecuación de Jacob. En realidad sería más exacto calcular el descenso teórico en el pozo con los parámetros hidráulicos del acuífero (T y S), pero como se verá más adelante, esto sólo es posible si se realiza un ensayo de bombeo con un piezómetro, lo que generalmente no ocurre por razones económicas.

3.4.5.3. Curvas Características del Pozo

Conocida la ecuación del pozo y la eficiencia es posible construir las curvas características de la obra realizada. Este conjunto de curvas es "el documento de identidad de un pozo" y a partir de ellas pueden determinarse el sistema de explotación técnica y económicamente más acorde, también sirve para controlar, en futuros ensayos de la obra, problemas de envejecimiento tales como incrustación o taponamiento de los filtros, desgaste de la bomba, etc.

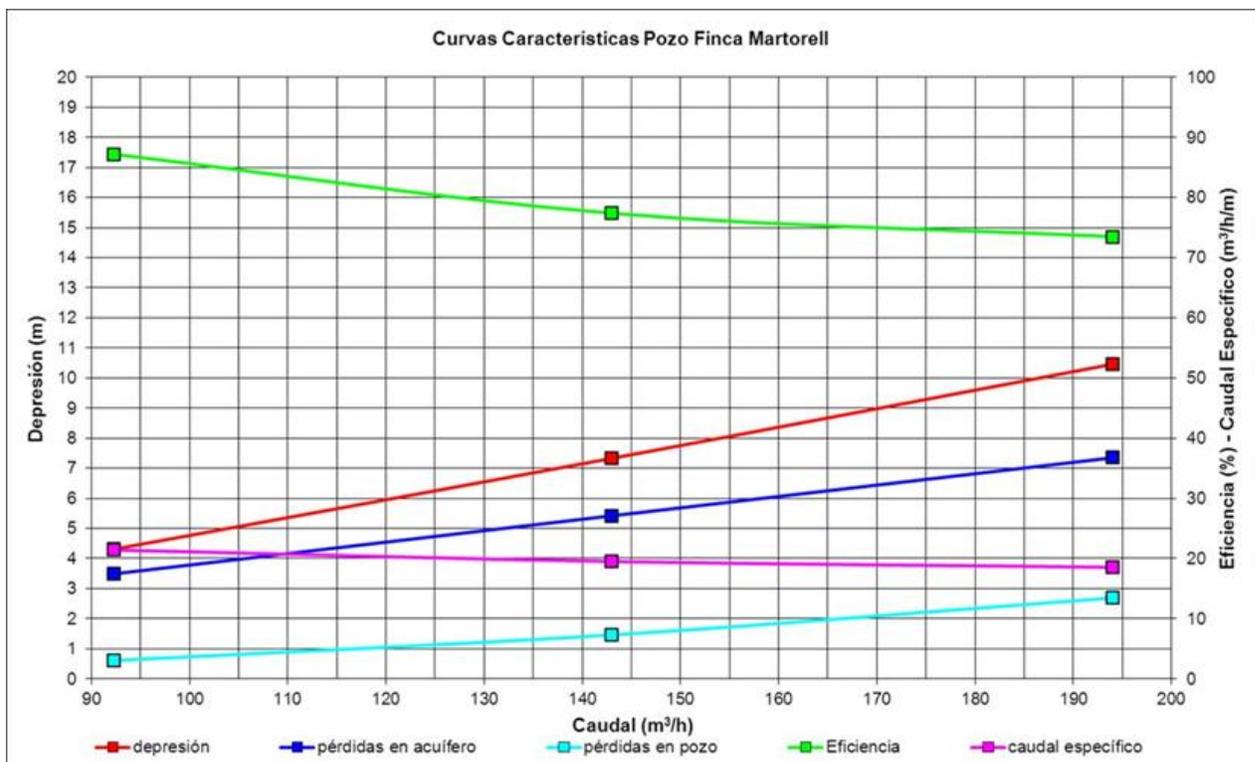


Gráfico 12: Curvas características de un pozo realizado en la localidad de Cafayate (provincia de Salta).

3.4.6. Hidráulica de Acuíferos

El otro objetivo de un ensayo de bombeo es el de determinar los parámetros hidráulicos del acuífero (Transmisividad y Coeficiente de Almacenamiento). La configuración del cono de depresión de un acuífero va a depender de sus parámetros hidráulicos.

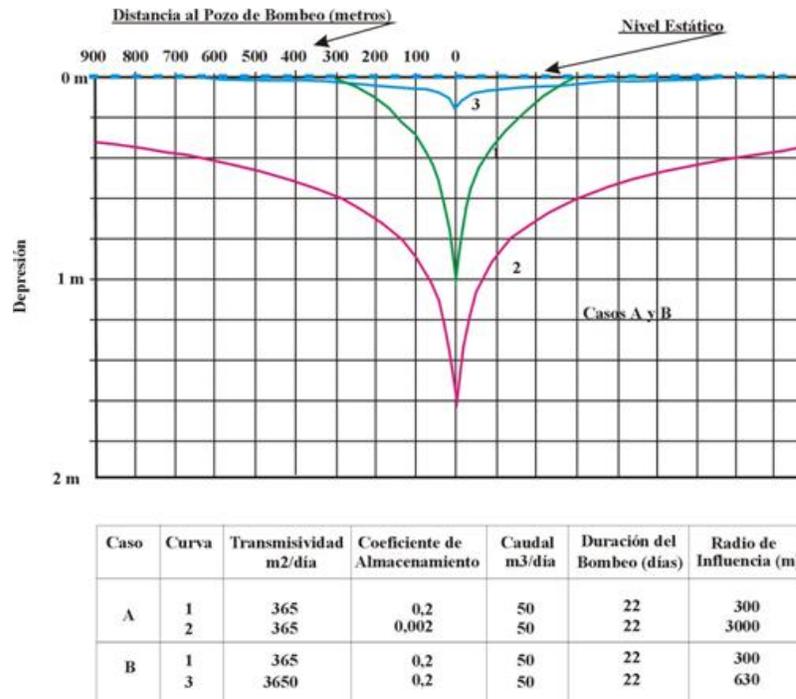


Ilustración 51: Cono de depresión en de los parámetros T y S.

A continuación se expondrán los casos más comunes y sencillos que cumplan con las siguientes hipótesis de base:

- 1) El acuífero es homogéneo e isótropo y el agua de densidad y viscosidad constante.
- 2) El espesor del acuífero es constante y la base del mismo es horizontal.
- 3) No existe flujo natural, es decir que los niveles iniciales de agua son horizontales.
- 4) Las superficies equipotenciales son cilindros verticales de sección circular y concéntricos con el pozo, es decir que el flujo es radial y horizontal.
- 5) En todo momento se cumple la Ley de Darcy.
- 6) El coeficiente de almacenamiento es constante en el tiempo y en el espacio. Para los acuíferos confinados y semiconfinados se supone que en ningún lugar los descensos producidos se encuentran por debajo del techo de los mismos.
- 7) Se supone que el acuífero es de extensión infinita.
- 8) El pozo es totalmente penetrante (completo).
- 9) En régimen variable (no permanente o no estacionario) se admite que el radio del pozo es suficientemente pequeño y además que la variación del volumen almacenado en el mismo no influye en el caudal de bombeo.
- 10) No existe pérdida de carga de penetración del agua del pozo.
- 11) El caudal de bombeo es constante.

3.4.6.1. Ecuaciones Básicas Para el Análisis de Ensayos de Bombeo

Según el agua se mueve desde el radio de influencia hacia el centro de un pozo, aumentará el gradiente hidráulico para poder aumentar la velocidad en proporción a la distancia del área cilíndrica a través de la cual fluye el agua. Este aumento de velocidad implica un incremento del número de Reynolds según se esté más cerca del pozo, lo que indica la posibilidad de que aun cuando el régimen en zonas más alejadas sea darciano, cambie a no lineal o turbulento en una región más o menos cercana al pozo. Esta situación dependerá del caudal extraído y de las características hidráulicas del acuífero (Pérez Franco et al., 2000).

De existir desviaciones de la ley de Darcy, éstas se hacen más evidentes en el propio pozo o en la zona del acuífero más inmediata a él. Sin embargo, ha sido generalizada la costumbre de atribuir las desviaciones de la ley de Darcy observadas en los pozos a pérdidas de carga producidas por el paso del agua a través de su estructura (empaques de prefiltro, filtros y caño camisa), considerándose que en el acuífero propiamente dicho, sólo ocurre flujo lineal o darciano. Este punto de vista no es válido como criterio general ya que se ha comprobado numerosas veces, en la práctica, que se producen desviaciones importantes en zonas más o menos alejadas del pozo de bombeo (tanto en acuíferos de alta como de baja permeabilidad). Lo expresado implica que pueden aparecer alrededor de un pozo de bombeo los distintos regímenes de circulación (desde laminar a turbulento). Si se tiene en cuenta que para un caudal determinado, la velocidad aumenta según disminuye el área de flujo hacia el centro del pozo, la imagen más completa del flujo alrededor de él, debería concebirse como formada por un máximo de tres zonas (Pérez y Franco, 2000; PIEB, 2000) que van de flujo turbulento puro en la zona más cercana al pozo, hasta el flujo darciano en la zona más alejada, pasando por una zona intermedia de flujo no lineal. De acuerdo a las propiedades del acuífero y al caudal extraído, en algunos casos existirá una única zona: la lineal o darciana; dos zonas: la lineal y la no lineal y en otras las tres zonas: lineal, no lineal y turbulento.

El límite entre las zonas de flujo no lineal y lineal, está definido por el denominado radio de Darcy, r_D , que se escribe como:

$$r_D = \frac{Q}{0,1 \pi e} \cdot \frac{K_D}{K_T^2} = \frac{Q}{38 \pi} \cdot \frac{T_D}{T_T^2}$$

El límite entre las zonas de flujo no lineal y turbulento puro, está definido por el denominado radio turbulento r_T , que se expresa como:

$$r_T = \frac{Q}{38 \pi e} \cdot \frac{K_D}{K_T^2} = \frac{Q}{38 \pi} \cdot \frac{T_D}{T_T^2}$$

Por comparación de las dos expresiones anteriores resulta:

$$r_D = 380 r_T$$

Comparando los valores de r_D y r_T con el radio del pozo r_P , puede definirse fácilmente el número y tipos de zonas existentes y la imagen completa del flujo alrededor del pozo para el caudal correspondiente. También se acostumbra a exponer que los métodos de análisis son de equilibrio y no-equilibrio. En la realidad, cuando se efectúa un ensayo de bombeo, siempre se comienza con un régimen de no-equilibrio o variable y se finaliza o puede finalizar en un régimen de equilibrio. De hecho, todas las ecuaciones y expresiones matemáticas que se emplean para analizar los distintos tipos de acuíferos involucran como casos particulares, las expresiones que corresponden al flujo permanente o de equilibrio. En este curso se analizarán las distintas metodologías aplicadas a los diferentes tipos de reservorios, teniendo presentes que se efectúa a caudal constante.

3.4.6.2. Acuíferos Confinados

Un Acuífero Confinado perfecto no recibe ninguna recarga a través del techo ni de la base, por lo tanto se debe cumplir que el caudal de agua bombeada por un pozo debe ser igual al flujo que atraviesa cualquier superficie equipotencial, las cuales son cilindros verticales concéntricos con el pozo de explotación. Si un acuífero confinado no puede recibir recarga, toda el agua que entrega debe provenir únicamente de su almacenamiento por lo que siempre se estará en régimen no permanente o de no-equilibrio. Por otra parte, como el espesor del reservorio permanece siempre constante, la transmisividad (que es el producto de la permeabilidad darciana por el espesor del acuífero) permanece inalterable durante todo el ensayo.

Estas condiciones únicas que se producen durante un ensayo de bombeo en un acuífero confinado perfecto fueron advertidas por Theis (1935), quién definió las ecuaciones que expresan el descenso del nivel piezométrico en un pozo de observación en función del tiempo de duración del bombeo en el pozo de bombeo desde las condiciones iniciales de reposo; es decir que se basan en el registro de los descensos (o recuperación) de un pozo sometido a bombeo (o recarga), en función del tiempo. La fórmula de Theis está basada en la ley de Darcy, en la ecuación de Laplace y en analogías de transmisión de calor a través de medios homogéneos.

El análisis de ensayos de bombeo aplicando la ecuación de Theis, tiene como condición básica que además del pozo de bombeo, exista por lo menos, un pozo de observación localizado a una cierta distancia.

La ecuación diferencial básica, en la hipótesis bidimensional, que regula la variación de los niveles piezométricos en función del tiempo de bombeo es:

$$\frac{\alpha^2 \cdot h}{ar^2} + \frac{1}{r} \cdot \frac{ah}{ar} = \frac{S}{T} \frac{ah}{at}$$

Esta ecuación se convierte, en coordenadas polares planas, en la:

$$\frac{\alpha^2 \cdot h}{\alpha x^2} + \frac{\alpha^2 h}{\alpha y^2} = \frac{S}{T} \frac{ah}{at}$$

La solución de la ecuación anterior toma la forma de una integral exponencial, que permite hallar el descenso en función del límite inferior de la integración:

$$s = h_0 - h = \frac{Q}{4\pi T} \int_u^\infty du \frac{e^{-u}}{u}$$

Dónde:

ho = nivel piezométrico en reposo (nivel estático) en un sondeo de observación.

h = nivel piezométrico en el sondeo después de un tiempo de bombeo t.

s = descenso del nivel desde el reposo (nivel estático) después de un tiempo t.

Q = caudal bombeado (constante).

T = Transmisividad = K x e

u = $r^2 S / 4 T t$ (argumento de la integral).

r = distancia del pozo de bombeo hasta el pozo de observación.

S = coeficiente de almacenamiento.

t = tiempo a partir del comienzo del bombeo, supuesto en condiciones de reposo.

El argumento de la integral u es también, lógicamente, adimensional, ya que:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

Como es sabido, la integral exponencial no tiene definición analítica, por lo que para el objeto que se persigue, se llamará función de pozo $W(u)$ a la función:

$$W(u) = \int_u^\infty du \frac{e^{-u}}{u}$$

Cuyo desarrollo es el siguiente:

$$W(u) = 0,577216 - \ln u + u - \frac{u^2}{2.2!} + \frac{u^3}{3.3!} + \dots$$

Existen tablas que dan los valores de $W(u)$ en función de u .

La fórmula que relaciona el descenso s con el tiempo de bombeo t (a través del argumento u) es, pues:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

Del ensayo de bombeo se conoce el caudal (que se mantiene constante) Q , y una serie de valores tiempos - descensos, es decir de s y t que se corresponden. El objeto del ensayo es conocer las características del acuífero, es decir, la Transmisividad T y el coeficiente de almacenamiento S , para poder calcular, a partir de estos datos, el caudal permanente que se puede esperar de la formación estudiada.

De la observación de las ecuaciones anteriores y de la definición del argumento u se comprende que no es inmediato, ni mucho menos, calcular T y S . El cálculo se puede realizar mediante resolución electrónica o con el uso de ingeniosos métodos gráficos que se describen a continuación:

Si se escribe las dos ecuaciones que definen el descenso y el argumento en la forma siguiente:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$\frac{r^2}{t} = \frac{4T}{S} u$$

El artificio gráfico de Theis consiste en representar, en papel logarítmico en ambos ejes, tanto la función de pozo $W(u)$ en función de u , como valores experimentales de s en función de r^2/t . Las distancias que aparecen en la escala gráfica son, claro es, $\log u$ y $\log W(u)$. Si se toman logaritmos de las ecuaciones anteriores se tiene:

$$\lg \frac{r^2}{t} = \lg \frac{4T}{S} + \lg u$$

$$\lg s = \lg \frac{Q}{4\pi T} + \lg W(u)$$

Ahora bien, para caudal constante y el mismo acuífero confinado $Q/4\pi T$ y $4T/S$ son constantes. Se observa entonces que, en papel logarítmico, la curva que relaciona s con r^2/t es idéntica a la que relaciona $W(u)$ con u ; solamente que la primera ha sufrido una traslación de valor $Q/4\pi T$ en dirección del eje de s ó de la $W(u)$ y otra de valor $4T/S$ en dirección del eje de las r^2/t o de las u . El método de Theis consiste, pues, en dibujar en papel logarítmico $W(u)$ en función de u de tablas existentes. Después dibujar en papel logarítmico idéntico, pero transparente, la curva obtenida del ensayo de bombeo, es decir, descensos s en función de r^2/t y superponer ambas curvas (manteniendo los ejes paralelos) hasta que se logre la coincidencia de las dos.

La traslación necesaria en el sentido de los dos ejes brinda los valores de $Q/4\pi T$ y $4T/S$, a partir de los cuales se puede calcular T y S , conociendo el espesor, también la permeabilidad K .

Un sistema práctico de hacer estos, una vez que ambas curvas están superpuestas, es dar en un punto arbitrario de ambas un pinchazo que atraviesen los dos papeles.

Leyendo las coordenadas del punto en ambos gráficos se tiene los valores correspondientes de s y $W(u)$ y de r^2/t y u , que introducidos en el sistema de ecuaciones anteriores permite hallar T y S .

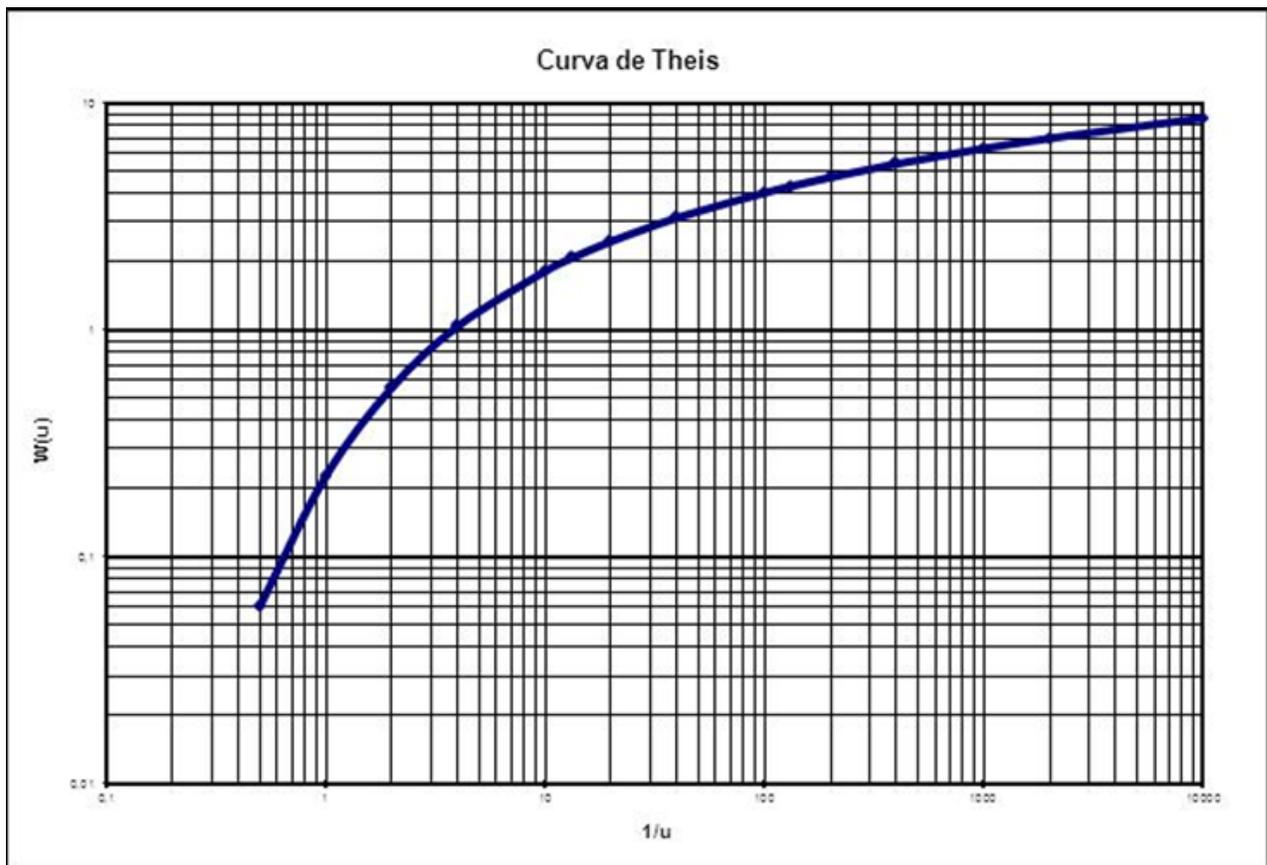


Gráfico 13: Curva teórica de la función del pozo $W(u)$ versus $1/u$ (curva de Theis).

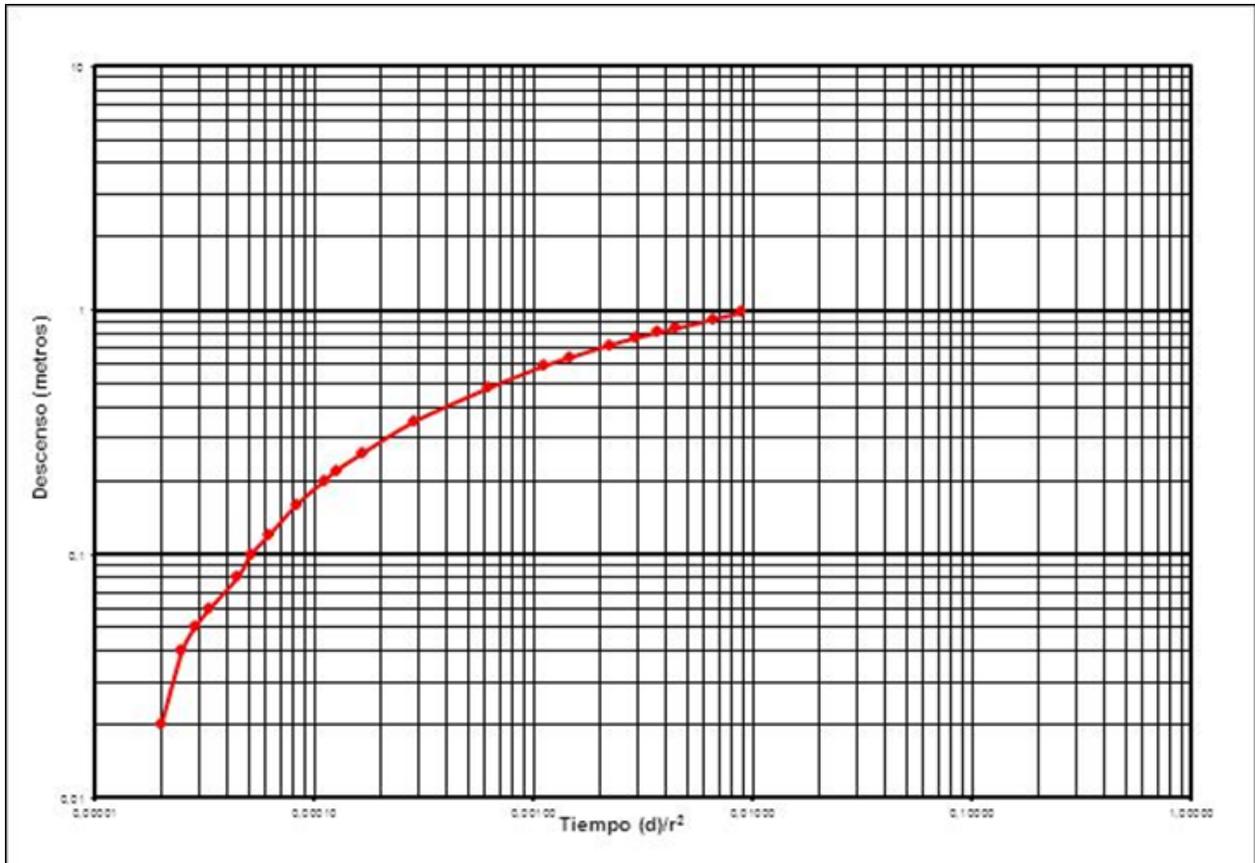


Gráfico 14: Curva de datos de un ensayo de bombeo real, mostrando descensos, s , versus t/r^2 .

El método de Theis permite comparar los valores teóricos de $W(u)$ en función de u (o bien $W(u)$ en función de $1/u$) con los valores de descenso (s) medidos en el pozo de observación y el tiempo t (o $1/t$) cuando se tiene un único pozo de observación y superponer ambas curvas para obtener los parámetros. Cuando se dispone de más de un pozo de observación se puede realizar una curva del descenso (s) versus r^2/t (o t/r^2), o el descenso (s) versus r^2 ($1/r^2$).

En la ecuación integral de Theis, al crecer el tiempo t transcurrido desde el comienzo del bombeo, el argumento de la integral exponencial:

$$u = \frac{r^2 S}{4Tt}$$

decrece inversamente al tiempo.

Jacob comprobó que después de un tiempo relativamente corto de iniciado el bombeo, los valores de los términos de la serie de potencias unidad y superiores se hacían tan rápidamente decrecientes que podían perfectamente despreciarse a partir de ciertos valores del tiempo t . Por lo tanto, este autor propuso la simplificación de la fórmula:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

Despreciando en el desarrollo de W (u) todos los términos a partir del segundo y dejándola convertida en:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} (-0,577216 - \ln u)$$

o sea:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left(-0,577216 - \ln \frac{r^2 S}{4Tt} \right)$$

o bien:

$$s = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

Para un mismo sondeo de observación la distancia r al pozo de bombeo es constante. También lo son para el mismo ensayo, en el mismo acuífero, las magnitudes Q, T y S. Por lo tanto, para dos medidas de descensos s_1 y s_2 en los tiempos t_1 y t_2 , se tendrá:

$$s_1 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt_1}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

$$s_2 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{4Tt_2}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

restando ambas expresiones, se obtiene:

$$s_1 - s_2 = \frac{Q}{4\pi T} \ln \frac{t_2}{t_1}$$

y usando logaritmos decimales:

$$s_1 - s_2 = \frac{2,3 Q}{4\pi T} \lg \frac{t_2}{t_1}$$

$$s_1 - s_2 = 0,1832 \frac{Q}{T} \lg \frac{t_2}{t_1}$$

De donde se puede determinar la Transmisividad T.

El método más usado generalmente, es el de representar en papel semilogarítmico los valores observados de s y t. A partir de un cierto valor de tiempo puede observarse que los puntos se aproximan a una recta. Esta es la zona en donde la aproximación del método de Jacob es válida. Dibujando la recta que mejor se adapte a los puntos observados, se toma en ella dos puntos cualesquiera (t_1, s_1) , (t_2, s_2) . Es práctica tomarlos de manera que el intervalo $t_2 - t_1$ corresponda a un ciclo en el papel semilogarítmico, entonces $t_2/t_1 = 10$ y la ecuación anterior toma la forma de:

$$s_1 - s_2 = 0,1832 \frac{Q}{T}$$

$$T = 0,1832 \frac{Q}{s_1 - s_2}$$

A partir de este valor hallado de Transmisividad se puede determinar el coeficiente de almacenamiento S en forma aproximada. Si se prolonga la recta anterior hasta su intersección con el eje $s = 0$ o sea t_0 , el valor correspondiente del tiempo para el punto de intersección. La ecuación simplificada de Jacob toma el valor:

$$T = 0,1832 \frac{Q}{\Delta s_{10}}$$

$$s = 0 = \frac{Q}{4\pi T} \left(\ln \frac{T t_0}{r^2 S} - 0,577216 \right)$$

De donde:

$$S = 2,258 \frac{T t_0}{r^2}$$

De esta expresión se puede despejar el radio de influencia del cono de depresión, donde queda evidenciado que éste depende de la Transmisividad, del Coeficiente de Almacenamiento y del Tiempo y no del caudal de bombeo.

$$r = \sqrt{\frac{2,258 T t_0}{S}}$$

El método de Jacob, además de ser una simplificación de la ecuación de Theis, permite conocer la Transmisividad utilizando los datos de descenso en el pozo de bombeo y el caudal de bombeo sin necesidad de un pozo de observación (ya que en el cálculo la variable r no aparece).

Cuando se quiere calcular el Coeficiente de Almacenamiento, se asume que la distancia r corresponde al radio de la perforación (como si se hubiese construido un pozo de observación a esa distancia), razón por la cual los valores de Coeficiente obtenidos de esta manera, deben tomarse como muy aproximados.

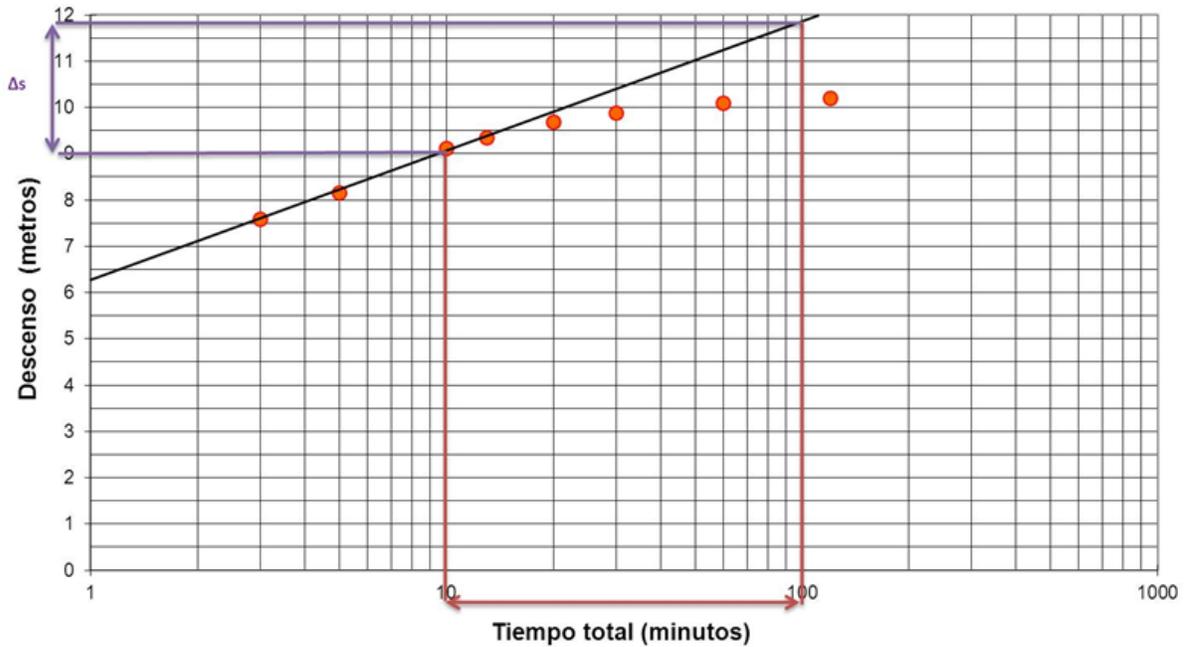


Gráfico 15: Representación semilogarítmica de Jacob, mostrando los valores de descensos versus tiempo.

En muchos acuíferos confinados (que no son perfectamente cautivos) se observa que cierto tiempo después de iniciado el bombeo los niveles piezométricos “parecen” estabilizarse ya que los descensos son tan pequeños que se admite, a efectos prácticos, que se alcanza el estado de equilibrio. Si esta última condición se asume, el tratamiento de los datos se realiza aplicando la fórmula de Thiem, que resulta un caso particular del flujo no permanente.

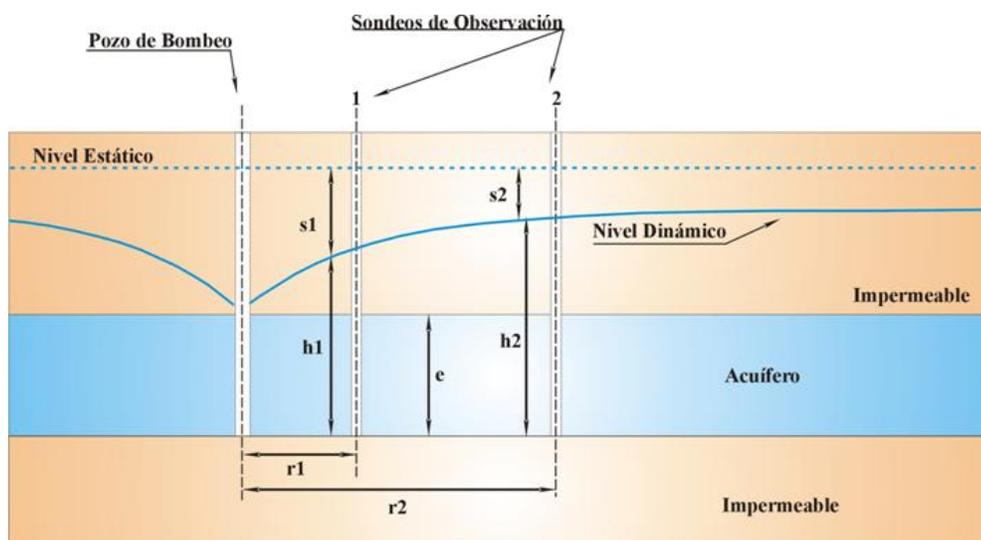


Ilustración 52: Cono de depresión en un acuífero confinado, donde se asume que se alcanza el régimen de equilibrio.

Bajo condiciones de equilibrio se debe cumplir que el caudal de agua bombeada debe ser igual al flujo que atraviesa cualquier superficie equipotencial (el agua que se bombea es igual al caudal que ingresa), las cuales son cilindros verticales concéntricos con el pozo. En cualquiera de estas superficies equipotenciales se cumple que: Flujo = Perímetro x Transmisividad x Gradiente = Caudal del pozo.

$$a = 2\pi r e K \left(\frac{dh}{dr} \right)$$

integrando queda:

$$\int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r} = \frac{2\pi K e}{Q} \int_{h_1}^{h_2} dh$$

$$\ln r_2/r_1 = \frac{2\pi K e}{Q} (h_2 - h_1)$$

si se reemplaza $h_2 - h_1 = s_1 - s_2$, y como $K \times e = T$, se tiene la fórmula de Thiem.

$$T = \frac{Q}{2\pi (s_1 - s_2)} \ln r_2/r_1$$

En la forma reducida, la expresión se puede escribir:

$$T = \frac{0,3664 Q}{\Delta s_{10}}$$

Para calcular la Transmisividad se procede de la siguiente manera: Sé grafica en ordenadas los descensos medidos en cada pozo de observación (en escala aritmética), en función de la distancia (r) de cada pozo de observación respecto al pozo de bombeo en escala logarítmica (en abscisas). A continuación se dibuja la recta que más se aproxime a los puntos representados. Luego se elige un ciclo logarítmico, cuyos extremos corten a la recta dentro de los límites del papel, que se corresponde con una diferencia de descensos (Δs_{10}).

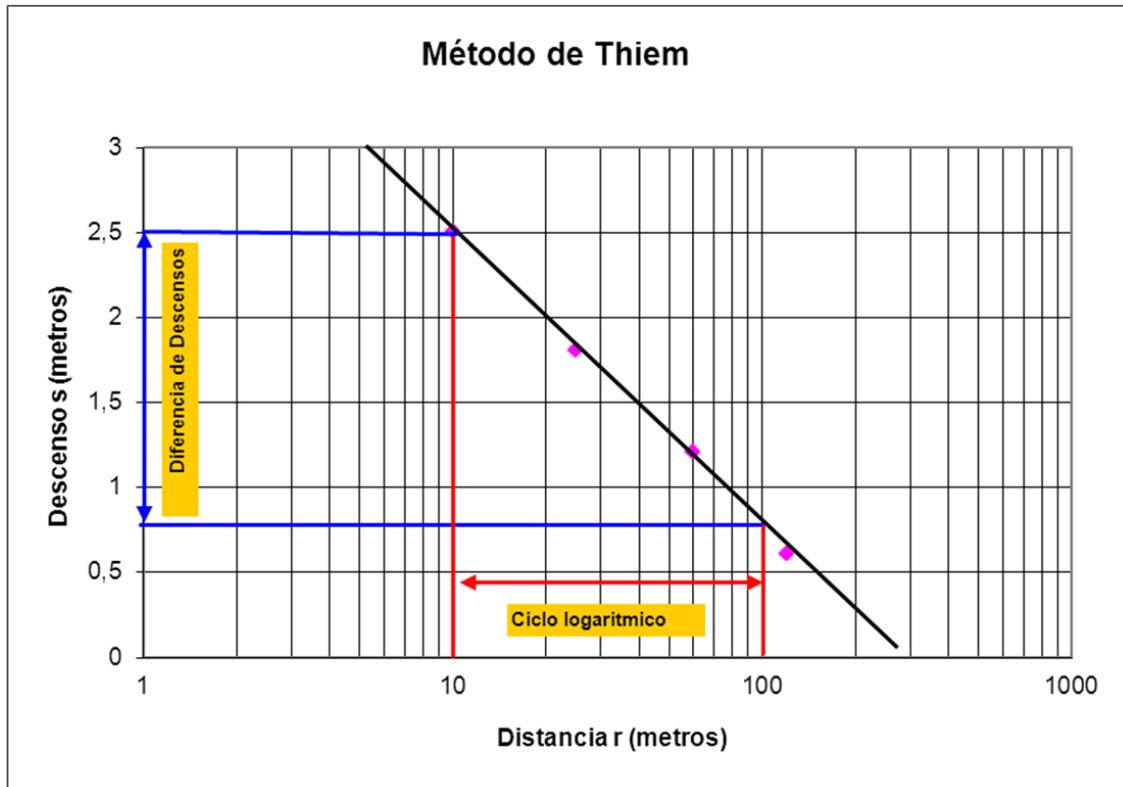


Gráfico 16: Representación semilogarítmica de Thiem para el cálculo de la transmisividad darciana.

3.4.6.3. Acuíferos Libres

En principio, un acuífero libre puede asimilarse a un acuífero confinado siempre y cuando la superficie libre del agua se mantenga aproximadamente horizontal, o sea que el descenso producido por el bombeo sea muy pequeño (hasta un 10%) en comparación con el espesor saturado inicial (H) del acuífero. Esto es así ya que durante los primeros momentos del bombeo siempre se está en régimen no permanente. Si esta condición se cumple, está claro que se pueden aplicar las formulaciones de Theis y Jacob que gobiernan el régimen no permanente. Si se supera ese valor de descenso respecto al espesor saturado, en las condiciones de régimen no permanente, se aplica la corrección de Jacob.

En el caso de que un acuífero libre presente descensos mayores al 10% respecto al espesor saturado cuando se somete a bombeo, indica que no se puede asimilar a un acuífero confinado. Esto es tan cierto que, desde el punto de vista del flujo se debe analizar su comportamiento con otra perspectiva física y matemática. La primera observación que se desprende de este hecho es que en un acuífero libre donde los descensos son importantes respecto al espesor saturado la Transmisividad varía ya que el espesor saturado se modifica a causa del bombeo.

Teniendo presente lo expuesto, es claro entonces que en un acuífero libre que presenta descensos importantes respecto a su espesor saturado se debe esperar que suceda alguna nueva situación de contorno para poder hacer un análisis válido de sus parámetros. Así se entiende que la Transmisividad en un acuífero libre de esta naturaleza sólo puede ser representativa en aquel momento en donde ya no hay más modificación del espesor saturado.

Es obvio que esta última situación sólo ocurre cuando no hay más descensos y es claro que cuando no hay más descensos se alcanza entonces un verdadero régimen permanente o de equilibrio, es decir que el agua explotada por el pozo es igual al agua que suministra el reservorio. Estas condiciones se pueden lograr luego de un cierto tiempo de iniciado el ensayo y en donde el acuífero reciba el aporte de agua de otras fuentes (recarga de agua de lluvia, de un lago o de un río). Se dice entonces que bajo estas condiciones, el acuífero se comporta como un mero transmisor del flujo o de la recarga, sin entrar en juego el coeficiente de almacenamiento. Así queda evidenciado que bajo un régimen de equilibrio sólo es posible obtener el valor de Transmisividad y no el de Coeficiente de Almacenamiento. Debido a esta última razón, el análisis de un acuífero en régimen de equilibrio presenta limitaciones al momento de conocer sus características hidráulicas completas ya que, no solamente hay una modificación de la Transmisividad, sino que también el flujo hacia el pozo deja de ser estrictamente radial y horizontal, puesto que aparecen componentes verticales de velocidad.

Suponiendo un acuífero libre reposando sobre un substrato impermeable horizontal y con una superficie freática inicialmente horizontal. En estas condiciones si se realiza un pozo que atraviesa el acuífero en toda su longitud (pozo totalmente penetrante), se bombea con un caudal constante Q , se observa la variación del nivel dinámico. Si además, se construyen alineados con el pozo de bombeo, dos pozos de observación o piezómetros 1 y 2 ubicados a distancias r_1 y r_2 del pozo de bombeo.

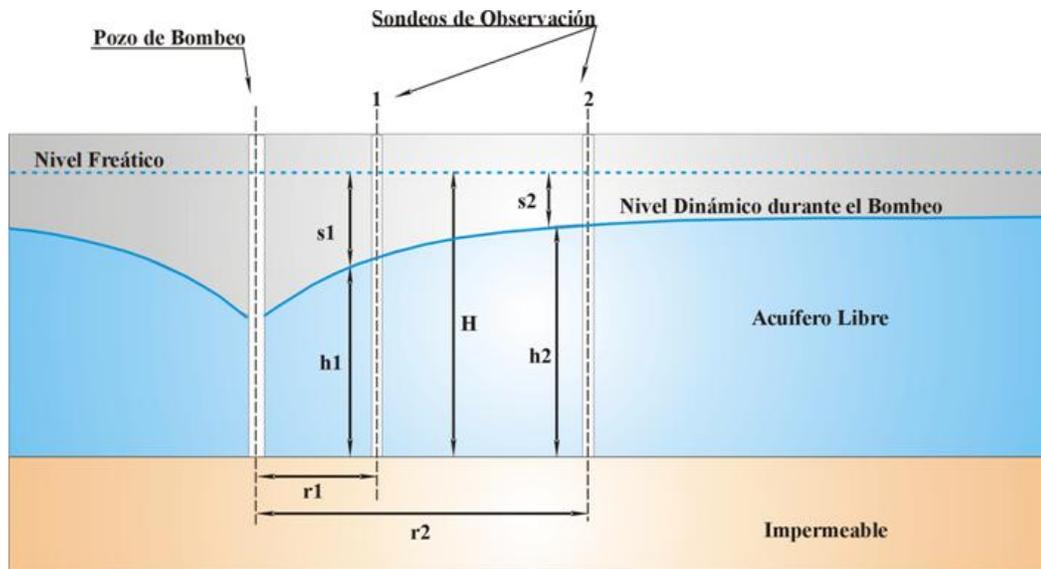


Ilustración 53: Cono de depresión en un acuífero libre bajo régimen permanente.

Entonces, en condiciones de equilibrio, el caudal que se filtra por la superficie lateral de un cilindro de radio r , concéntrico con el pozo de bombeo, es el mismo caudal bombeado Q .

$$Q = K i A \quad A = 2\pi r h \quad i = \frac{dh}{dr}$$

Aplicando la ley de Darcy a este cilindro en condiciones libres, se tiene:

$$Q = K \frac{dh}{dr} 2\pi r h$$

Integrando entre r_1 y r_2 , resulta:

$$\int_{r_1}^{r_2} dr/r = \frac{2\pi K}{Q} \int_{h_1}^{h_2} h dh$$

$$Q \ln \frac{r_2}{r_1} = 2\pi K \left(\frac{h_2^2 - h_1^2}{2} \right)$$

$$Q = \frac{\pi K (h_2^2 - h_1^2)}{\ln \frac{r_2}{r_1}}$$

Si se reordenan términos, la expresión es:

$$K = \frac{Q}{\pi(h_2^2 - h_1^2)} \ln r_2/r_1$$

Esta última expresión se conoce con el nombre de fórmula de Dupuit. Si se reemplaza los logaritmos neperianos por logaritmos decimales (factor de conversión 2,3), la expresión puede escribirse:

$$K = \frac{0,7328 Q}{h_2^2 - h_1^2}$$

La expresión general sería entonces:

$$K = \frac{0,7238 Q}{H_0^2 - H^2}$$

Donde H_0^2 es igual al espesor saturado inicial del acuífero libre y H^2 es el espesor saturado del acuífero a una distancia r .

Para calcular la Permeabilidad, se procede de la siguiente manera: Sé grafica en ordenadas ($H_0^2 - H^2$), es decir, el espesor saturado inicial elevado a la segunda potencia, menos el espesor saturado observado en el piezómetro elevado a la segunda potencia; en función de la distancia (r) de cada pozo de observación respecto al pozo de bombeo en escala logarítmica (en abscisas). A continuación se dibuja la recta que más se aproxime a los puntos representados. Luego se elige un ciclo logarítmico, cuyos extremos corten a la recta dentro de los límites del papel, donde le corresponde un delta de ($H_0^2 - H^2$).

Este método sólo es aplicable cuando se realiza un ensayo de bombeo con dos pozos de observación. En caso de tener un solo piezómetro puede utilizarse la medida del descenso en el pozo de bombeo, reemplazando h_1 por h_p y r_1 por r_p . En este caso se debe tener presente que la Transmisividad y/o la Permeabilidad del acuífero, calculada a partir del ensayo presentará un error debido a que el nivel en el pozo estará condicionado por la eficiencia de éste. En un acuífero libre de gran extensión, en ausencia de aportes de agua desde la superficie, lluvias o alguna forma de infiltración, no puede establecerse un verdadero régimen de equilibrio ya que el agua extraída debe proceder del almacenamiento. Sin embargo puede definirse un radio de influencia (R) que crece muy lentamente con el tiempo, lo que permite aplicar la fórmula de Thiem-Dupuit. El valor de R para acuíferos libres suele variar entre 10 y 500 metros y puede estimarse en base a la siguiente fórmula:

$$R = 1,5 \sqrt{\frac{Tt}{m_e}}$$

Donde m_e es la porosidad eficaz.

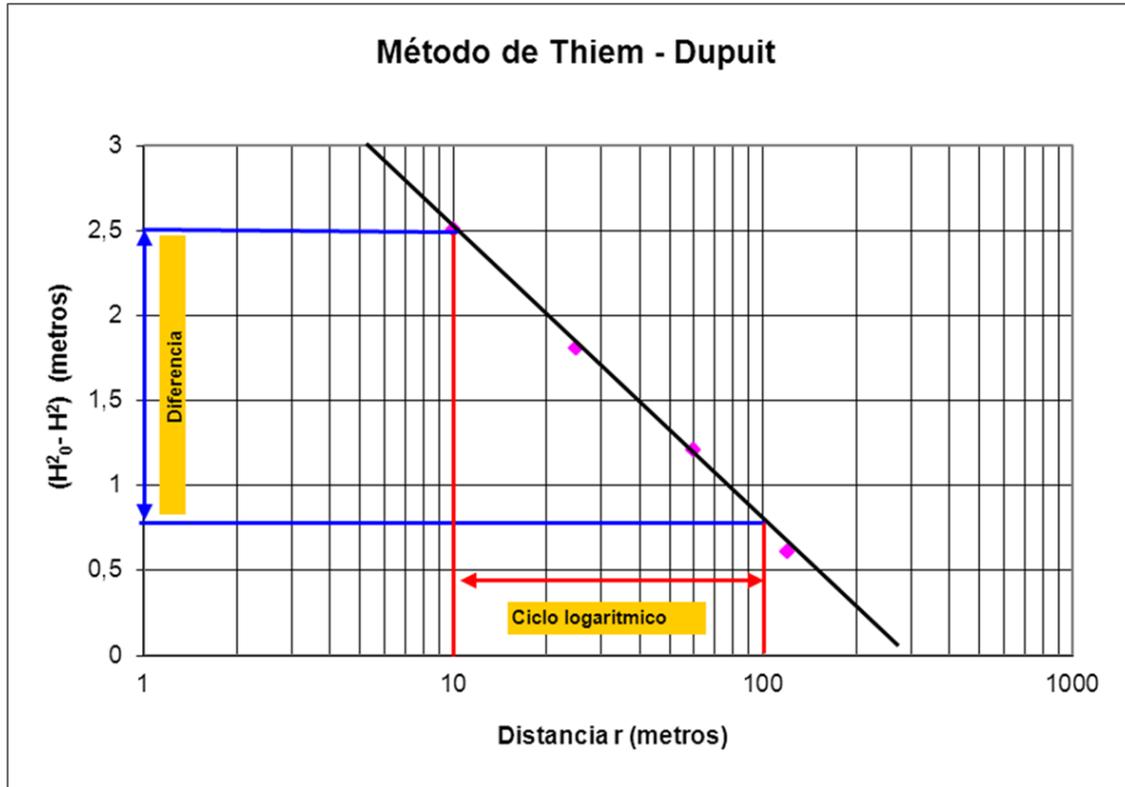


Gráfico 17: Representación semilogarítmica de Thiem – Dupuit para el cálculo de la permeabilidad darciana.

Por último, en el caso de los acuíferos libres, también se puede poner la expresión $(H_0^2 - H^2)$ en función del descenso $s = H_0 - H$ como sigue:

$$H_0^2 - H^2 = (H_0 - H)(H_0 + H) = (H_0 - H)[2H_0 - (H_0 - H)] = s(2H_0 - s)$$

$$\frac{H_0^2 - H^2}{2H_0} = s - \frac{s^2}{2H_0} = s_c$$

$$s_c = s - \frac{s^2}{2H_0}$$

Expresión que se conoce como corrección de Jacob. En la expresión anterior, s_c es el descenso corregido. Cuando se trabaja con descensos corregidos se procede de la siguiente manera: Se miden los descensos verdaderos medidos en función de la distancia de cada pozo; se procede a corregir los descensos con la fórmula señalada y se grafica directamente en un gráfico semilogarítmico aplicando el método de Thiem, ya que una vez corregido los descensos, entonces, los datos pueden tomarse como si hubiesen ocurrido en un acuífero confinado.

3.4.6.4. Acuíferos Semiconfinados

Ya se ha mencionado que los acuíferos semiconfinados son aquellos en los que el agua se encuentra a presión, igual que en los confinados (su límite superior se encuentra a una presión superior a la atmosférica), pero alguna de las capas que lo confinan no es perfectamente impermeable y permite alguna filtración que contribuye en cierta proporción al caudal que se extrae del acuífero semiconfinado propiamente dicho.

Este tipo de acuíferos son mucho más frecuentes que los confinados, ya que en rocas sedimentarias son más abundantes las formaciones poco permeables que las absolutamente impermeables; aunque la permeabilidad de la capa confinante sea muy baja (por ejemplo: 10^{-2} a 10^{-4} metros/día), siempre cederá una cierta cantidad de agua al acuífero semiconfinado que se está bombeando. Esto es así que, muchas veces incluso se habrán interpretado los resultados provenientes de un acuífero semiconfinado como si se tratara de un acuífero confinado, con los consiguientes errores, no solamente conceptual, sino de apreciación en los resultados.

Un acuífero semiconfinado se concibe entonces como una formación capaz de almacenar y transmitir agua en cantidades económicamente explotable que tiene por techo o base un nivel semiconfinante, o más propiamente dicho, un acuitardo que lo separa de un acuífero superior o inferior que actúa como recarga (a través del acuitardo).

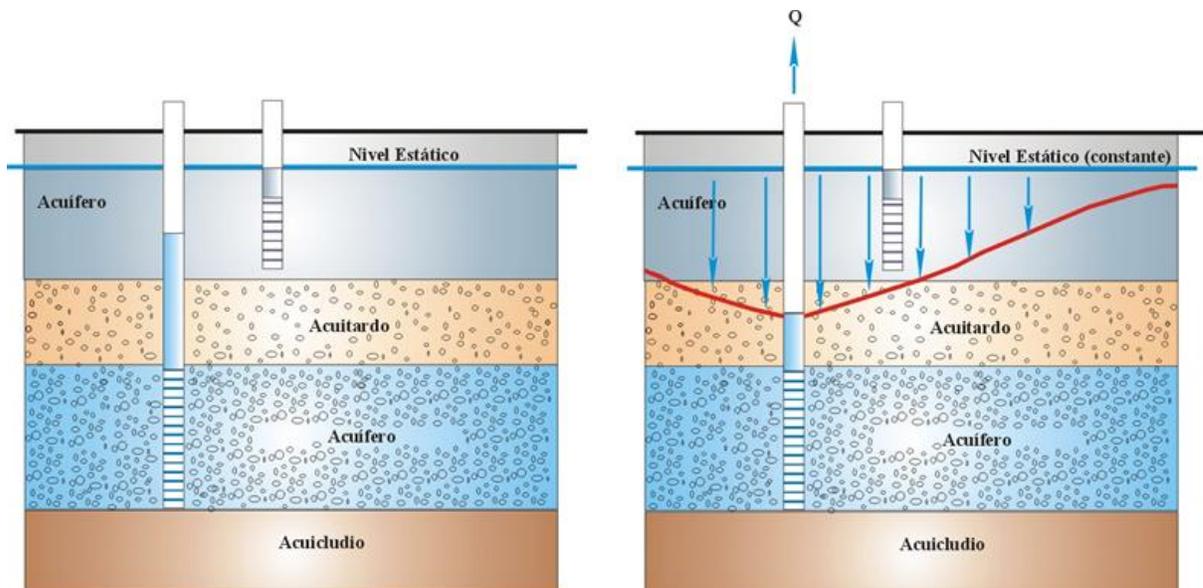


Ilustración 54: Modelo conceptual de un acuífero semiconfinado ante del bombeo y durante el bombeo (Kruseman y de Ridder, 1994).

Esto es así porque cuando se bombea un acuífero semiconfinado, el agua extraída por el pozo de bombeo procederá no solamente del propio acuífero sino también de la capa superior semipermeable (acuitardo), que se supone que está saturada en parte. Cuando se bombea, la carga piezométrica del acuífero disminuye, con lo que se crea una diferencia de carga entre la capa semipermeable y el acuífero propiamente dicho de modo que se origina un movimiento vertical del agua dentro de la capa semipermeable (acuitardo) que actuará como recarga del acuífero. Es decir que a partir del momento en que la carga piezométrica en la parte del acuífero sea menor que la carga en la capa superior semipermeable, el agua extraída del pozo será la suma de la que cede el acuífero más una cantidad que procede del acuitardo superior.

En el estado de reposo, ambos acuíferos (en este caso el inferior y superior) tienen el mismo nivel piezométrico lo que es lógico ya que en ausencia de bombeo, no es posible que ambos acuíferos tengan niveles diferentes pues de otro modo se establecería un flujo vertical entre ambos hasta conseguir igualarlo. Cuando se realiza un bombeo en un acuífero semiconfinado, y de acuerdo a las características del reservorio y del acuitardo, se producirá más tarde o más temprano un régimen de equilibrio; por lo que nuevamente queda claro que, primero, se estará siempre en régimen no permanente.

Cuando se bombea un pozo en un acuífero semiconfinado y se está todavía en régimen no permanente el agua bombeada por el pozo proviene del acuífero propiamente dicho y de la que procede del acuífero que recarga a través del acuitardo.

Existen varios métodos para analizar los datos de bombeo de un acuífero semiconfinado en régimen no permanente; entre ellos se encuentran el método de superposición de Walton, el método del punto de inflexión de Hantush, el método de superposición de Hantush y el método de Neuman y Witherspoon. Cada uno de ellos se basa y se usa en función de ciertas características que se asumen que ocurren durante el bombeo. En el presente curso, solamente se desarrollará el método de superposición de Walton.

El método de Walton asume que el almacenamiento en un acuitardo es tan pequeño que se considera nulo y el acuitardo es incomprensible; de esta forma se puede escribir la siguiente expresión:

$$s = \frac{Q}{4\pi K_D} W(u, r/L)$$

Dónde:

$$u = \frac{r^2 S}{4K_D t}$$

El procedimiento de cálculo es así:

Se construye una familia de curvas teóricas en papel bilogarítmico a partir de $W(u, r/L)$ versus $1/u$ para distintos tipos de valores de r/L .

Se realiza un gráfico bilogarítmico a igual escala que el anterior en donde se representan los valores de descenso (s) versus el tiempo (t).

Se superponen ambas curvas y se observa con cual curva de r/L coincide la curva de s versus t , o de s en función de t/r^2 . Se elige un punto de coincidencia (al igual que en el método de Theis).

Una vez elegido el punto de coincidencia se leen los valores de $W(u, r/L)$, $1/u$, s y t o bien s y t/r^2 .

Se sustituyen los valores de $W(u, r/L)$ y s en la fórmula y se calcula la Permeabilidad.

Se sustituye el valor de Permeabilidad calculado y se sustituye la inversa del valor $1/u$ en la siguiente fórmula y se calcula el Coeficiente de Almacenamiento.

Se debe repetir el procedimiento para todos los piezómetros, tanto T como S, deben ser similares.

De la curva teórica de la familia que mejor se superpone con los datos de campo, se toma el valor de r/L y se calcula el factor de goteo L , recordando que éste tiene las dimensiones de una longitud y está definido por la ecuación:

$$L = \sqrt{K_D \cdot C}$$

Valores altos de L indican una gran resistencia al flujo del acuitardo confinante en comparación con el acuífero, lo que implica una pequeña influencia relativa en la recarga del acuífero a partir del acuitardo.

Hay que recordar que la resistencia hidráulica (C) es una medida de la resistencia que ofrece la capa semiconfinante (Acuitardo) al flujo en dirección vertical, y se define por la relación entre el espesor saturado del acuitardo (e') y su Permeabilidad Darciana Vertical ($K'D$); es decir:

$$C = \frac{e'}{K'D}$$

Las dimensiones de la resistencia hidráulica son las del tiempo. Si el acuífero es confinado, el acuitardo se convierte en acuífugo y $C = \infty$.

Sabiendo que:

$$c = \frac{L^2}{T} = \frac{1}{(r/L)^2} \times \frac{r^2}{T}$$

se pueden realizar los cálculos correspondientes.

Las dimensiones de la resistencia hidráulica son las del tiempo. Si $C = \infty$, el acuífero es confinado.

Valores altos de L indican una gran resistencia al flujo del acuitardo confinante en comparación con el acuífero, lo que implica una pequeña influencia relativa en la recarga del acuífero a partir del acuitardo.

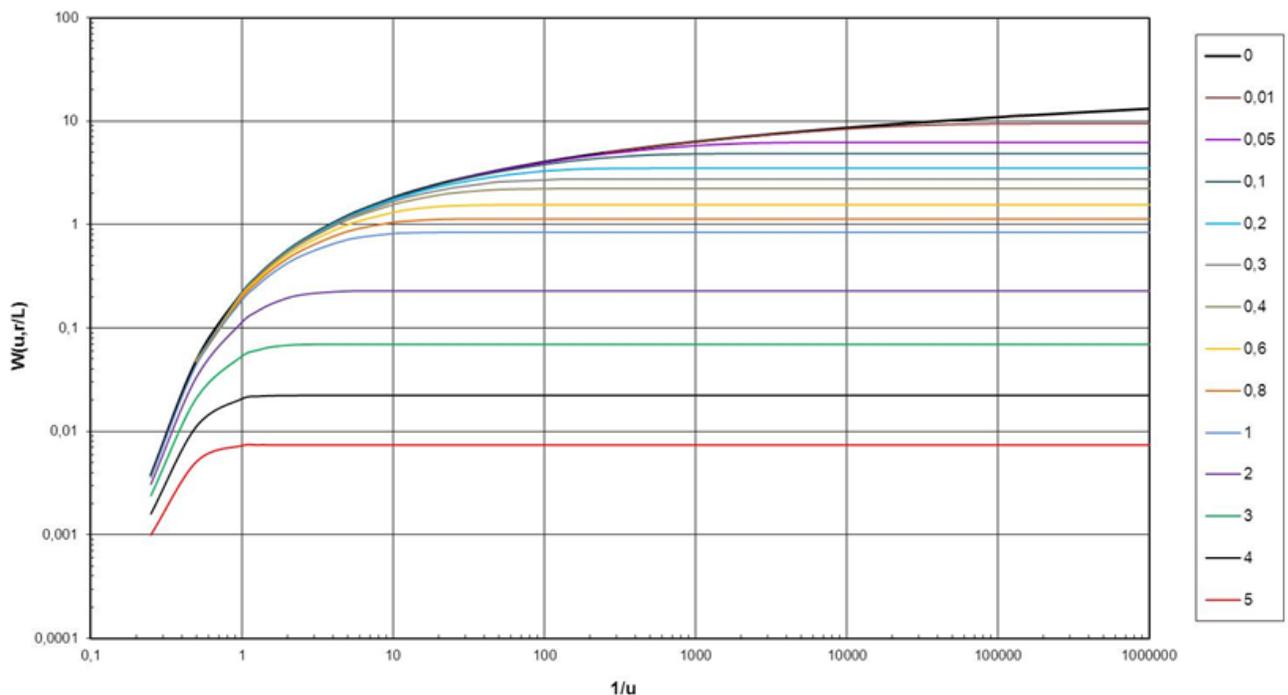


Gráfico 18: Familia de curvas teóricas de Walton en gráfico bilogarítmico de $W(u, r/L)$ versus $1/u$, para distintos valores de r/L .

Cuando en un acuífero semiconfinado se alcanza el estado de equilibrio se asume que la recarga se establece a partir de otro acuífero situado encima o abajo del semiconfinado (uno u otro, pero no simultáneamente) y que en estado de reposo ambos tienen el mismo nivel piezométrico. También se asume que el acuífero que recarga mantiene un nivel piezométrico constante y que la recarga es proporcional a resistencia hidráulica del acuitardo semiconfinante y a la diferencia de niveles entre los dos acuíferos. Por último, se considera que la recarga es suficientemente pequeña como para suponer que las líneas de corriente, verticales en el acuitardo, se incurvan bruscamente hasta hacerse horizontales al entrar al acuífero, lo que supone que la recarga no perturba el flujo radial horizontal producido por el pozo de bombeo o sea que la relación entre Kh/kv es muy grande, por ejemplo mayor que 500. Usualmente se aplican dos métodos de análisis para acuíferos semiconfinados en régimen de equilibrio; uno es el método de De Glee (1930, 1951) y el de Hantush – Jacob (1955).

El método de De Glee puede ser aplicado cuando se produce el régimen de equilibrio y cuando el factor de goteo $L > 3e$. Siendo e el espesor del acuífero. De Glee asume que el descenso en un acuífero con flujo (leakage) procedente de un acuitardo es proporcional al gradiente hidráulico a través del acuitardo. La expresión matemática de De Glee es la siguiente:

$$S_m = \frac{Q}{2\pi K_D} K_0\left(\frac{r}{L}\right)$$

Dónde:

S_m = Descenso estabilizado en metros de un piezómetro localizado a una distancia r del pozo.

Q = Caudal del pozo de bombeo en $m^3/\text{día}$.

L = Factor de goteo (en metros).

C = Resistencia hidráulica del acuitardo en días.

$K_0(x)$ = Función modificada de Bessel de segundo tipo u orden cero. Estos valores de $K_0(x)$ para diferentes valores de x , se encuentran en tablas.

El procedimiento para la resolución por el método de De Glee es el siguiente:

Se realiza un gráfico bilogarítmico de curvas teóricas con valores de $K_0(x)$ versus x .

En otro papel se realiza un gráfico bilogarítmico de igual módulo que el anterior donde se representan los valores de descenso (s) final (en el equilibrio) versus sus correspondientes valores de distancia (r) hacia el pozo de bombeo.

Ahora se superponen ambas curvas hasta hacer coincidir con algún tipo de la familia de curvas teóricas.

Se selecciona un punto arbitrario y se leen los valores de s , r , $K_0(r/L)$ y $r/L (=x)$. Siempre es conveniente que los valores de $K_0(r/L)$ y r/L sean igual a la unidad.

Se calcula la Transmisividad sustituyendo los valores en la fórmula.

$$K_D = \frac{Q}{2\pi S_m} K_0\left(\frac{r}{L}\right)$$

Se calcula la resistencia hidráulica (C) sustituyendo el valor de transmisividad calculado y el valor de r y r/L en la siguiente expresión:

$$c = \frac{L^2}{T} = \frac{1}{(r/L)^2} \times \frac{r^2}{T}$$

Hantush y Jacob notaron que si la relación r/L es pequeña (es decir $r/L < 0,05$), la expresión de De Glee se puede escribir en forma aproximada como sigue:

$$S_m = \frac{2,30 \cdot Q}{2\pi K_D} \cdot \left(\log 1,12 \frac{L}{r} \right)$$

Para valores de $r/L < 0,16$; $0,22$; $0,33$ y $0,45$ el error que se produce al aplicar la aproximación de Hantush y Jacob es menor que 1, 2, 3 y 10 % respectivamente. Si se representa gráficamente los valores de descenso s en el equilibrio versus la distancia r , en un papel semilogarítmico, con la distancia r en la escala logarítmica y los descensos s en la escala aritmética, se presenta como una línea recta en el sector donde los valores de r/L , son pequeños. En el rango donde los valores de r/L son grandes los puntos caen en una curva que se aproxima al valor de descenso cero y se hace asintótica con este eje.

Si en esta representación se elige un ciclo logarítmico en la escala de r , de tal forma que representa a la unidad la expresión anterior se puede escribir como:

$$\Delta S_m = \frac{2,30 \cdot Q}{2\pi K_D}$$

Ahora bien, si se extiende la recta hasta que ésta intersecte el eje donde el descenso es cero, se verifica que en ese punto el descenso $s = 0$ y $r = r_0$ y la primera expresión matemática se puede escribir como:

$$0 = \frac{2,30 \cdot Q}{2\pi K_D} \cdot \left(\log 1,12 \frac{L}{r_0} \right)$$

$$1,12 \frac{L}{r_0} = \frac{1,12}{r_0} \cdot \sqrt{K_D \cdot C} = 1$$

$$C = \frac{\left(r_0 / 1,12 \right)^2}{K_D}$$

El procedimiento para el cálculo es el siguiente:

En papel semilogarítmico se dibujan los descensos s versus la distancia r , esta última en la escala logarítmica.

Se dibuja la recta que involucre la mayor cantidad de puntos.

Se determina la pendiente de la recta y se elige un ciclo logarítmico en r , de tal manera que se reduce a la unidad.

Se determina el ΔS_m y con el valor de caudal (que es conocido) se calcula la Transmisividad.

Extendiendo la recta hasta el eje donde los descensos sean cero, se obtiene el valor de r_0 .

Se calcula la resistencia hidráulica (C) del acuitardo con la fórmula que vincula r_0 y T .

3.4.7. Acuíferos Semilibres y Libres con Entrega Retardada

Los acuíferos semilibres resultan ser una situación intermedia entre los acuíferos libres y los semiconfinados. En este caso, el acuitardo que limita la parte superior del acuífero en cuestión no es tan impermeable como para que pueda ignorarse la existencia en él una componente horizontal de flujo, que contribuye de cierto modo al caudal extraído por un pozo de bombeo. El comportamiento de este tipo de reservorio es similar al que se presenta en un acuífero libre, en que no es inmediata la respuesta al drenaje del agua de gravedad contenida en él (conocido como acuífero libre con entrega retardada o drenaje diferido).

La imagen más simple de este tipo de acuíferos es la de una capa acuífera homogénea de granos gruesos, limitada por debajo por una capa impermeable y por arriba por una capa de granos finos, cuya conductividad hidráulica es notablemente inferior que la del material de la capa acuífera homogénea, pero no tan baja como para clasificarla como semipermeable. Al bombear este tipo de acuífero, la superficie freática en el estrato superior también desciende, pero inicialmente menos que la superficie piezométrica del acuífero subyacente. Como ya se expresó, los acuíferos libres dan origen a problemas de hidráulica subterránea difíciles de analizar, aunque algunas de las aproximaciones matemáticas permiten llegar a soluciones técnicamente aceptables para el régimen permanente. La mayor complicación se presenta para el régimen variable ya que:

1. El vaciado de los poros del terreno no es instantáneo y se produce un efecto de drenaje diferido.
2. La Transmisividad en cada punto varía con el tiempo.
3. El dominio de flujo varía con el tiempo ya que el límite superior está constituido por la superficie freática; las líneas de corriente nacen en la superficie freática mientras el régimen es variable o no permanente.

Como ya se sabe, una de las hipótesis para la deducción de la fórmula de Theis es que siendo el coeficiente de almacenamiento constante, el agua es liberada simultáneamente a la variación del nivel de agua. En los acuíferos libres, el agua tomada del almacenamiento es liberada mediante tres fenómenos:

1. Compactación del acuífero
2. Expansión del agua
3. Drenaje gravitacional de los poros

Este último fenómeno es el que produce la mayor parte de la aportación pero el drenaje por gravitación es lento, tanto más cuando más estratificado esté el acuífero y más fina sea la granulometría del reservorio. Ahora bien, como no se cumple uno de los supuestos básicos de la fórmula de Theis, su aplicación puede dar lugar a importantes errores si no se toman las debidas precauciones. Debido a este fenómeno, la curva de descensos – tiempos muestra tres fases bien diferenciadas (Walton, 1960):

1º Tramo: El acuífero reacciona como si fuese confinado, con el valor de coeficiente de almacenamiento correspondiente a la comprensibilidad del agua y al módulo de elasticidad del acuífero. Este primer tramo apenas dura unos escasos minutos y a veces aún menos. Teóricamente es posible calcular la transmisividad con los puntos de este tramo aplicando el método de superposición de Theis. El valor de coeficiente de almacenamiento obtenido no permite predecir descensos futuros. En la práctica el método es difícilmente aplicable por tenerse que utilizar los primeros puntos, en donde no se tiene certeza de la estabilización del caudal de bombeo y porqué para piezómetros alejados, los descensos son muy pequeños y son difíciles de medirlos con precisión.

2º Tramo: El aporte diferido de agua por drenaje gravitacional empieza a aparecer y el ritmo de descarga decrece al igual que sucedería con una recarga. Este segundo tramo no puede ajustarse a la curva teórica de Theis. El efecto aparente es que el coeficiente de almacenamiento varía con el tiempo, haciéndose cada vez mayor, de tal manera que si se fuerza el ajuste a la curva de Theis, se obtendrían valores de transmisividad exagerados.

3º Tramo: El acuífero evoluciona de acuerdo a la fórmula de Theis (si el descenso provocado es pequeño en comparación al espesor saturado) coincidiendo el coeficiente de almacenamiento con la porosidad eficaz. Los valores de T y S deducidos mediante el análisis de este tramo son en principio válidos para la predicción de niveles futuros. Este tercer tramo puede iniciarse tras los primeros minutos de iniciado el bombeo o bien puede tardar varios días en aparecer si el acuífero es de granulometría fina cerca del nivel freático o bien si es muy heterogéneo. En este tramo el aporte de agua de drenaje diferido queda compensado por aquella agua que no se ha liberado instantáneamente del almacenamiento.

En el análisis de acuíferos libres con entrega retardada o semilibres, es necesario tener en cuenta el llamado Factor de Drenaje (D) que está definido por la siguiente ecuación:

$$D = \left(\frac{T}{\alpha \cdot S_y} \right)^{1/2}$$

Donde α es el inverso del índice de retraso de Boulton ($1/\alpha$), S_y el volumen total de entrega retardada procedente del almacenamiento, por unidad de abatimiento por unidad de área horizontal (caudal específico después de un tiempo grande de bombeo). Valores altos de D indican un drenaje rápido. Si $D = \infty$, la entrega es instantánea al descender la superficie freática y el acuífero será libre sin entrega retardada. El factor de drenaje (D), tiene las dimensiones de una longitud. El índice de retraso $1/\alpha$ se suele medir en días.

En régimen no permanente, se utiliza el método de superposición de Neuman (1972) que se basa en la siguiente expresión:

$$s = \frac{Q}{4\pi K_D} W(u_A, u_B, \beta)$$

Para tiempos cortos de bombeo (primer tramo de la curva) el valor de u toma la misma forma que la ecuación de Hantush para un acuífero semiconfinado.

$$s = \frac{Q}{4\pi K_D} W(u_A, r/\beta)$$

Dónde:

$$u_A = \frac{r^2 \cdot S_A}{4tK_D}$$

Para tiempos largos de bombeo (tercer tramo de la curva) $D = \infty$

$$u_y = \frac{r^2 \cdot S_y}{4tK_D}$$

$$s = \frac{Q}{2\pi K_D} K_0 \left(\frac{r}{B} \right)$$

y:

$$D = \sqrt{\frac{K_D}{\alpha \cdot S_y}}$$

Donde D es el Factor de Drenaje y α es una constante, cuya inversa ($1/\alpha$) se llama índice de retraso. S_y se denomina "Specific yield" o porosidad eficaz.

El parámetro: β , de Neuman se define como:

$$\beta = \frac{r^2 \cdot K_v}{D^2 \cdot K_h}$$

Siendo:

K_v = Conductividad hidráulica vertical en m/día

K_h = Conductividad hidráulica horizontal en m/día

r = Distancia al pozo de bombeo

D =Factor de drenaje

La Conductividad Hidráulica Horizontal puede calcularse como siempre; es decir como el cociente entre la transmisividad y el espesor del Acuífero.

$$K_h = \frac{T}{e}$$

La Conductividad Hidráulica Vertical puede calcularse como sigue:

$$K_v = \frac{\beta \cdot D^2 \cdot K_h}{r^2}$$

Por supuesto que si la Conductividad Hidráulica Vertical es igual a la Conductividad Horizontal (es decir que se trata de un acuífero isótropo), β es igual a:

$$\beta = \frac{r^2}{D^2}$$

El método de superposición de Neuman asume como premisas más importantes que:

1. El acuífero es isótropo o anisótropo.
2. El flujo es en régimen no permanente.
3. La influencia de la zona no saturada por encima del descenso en el acuífero es despreciable.
4. La relación ente S_y/S debe ser mayor a 10.
5. El pozo de observación es totalmente penetrante.
6. El diámetro de los pozos de observación y del pozo de bombeo es pequeño y no hay efecto de almacenamiento en ninguno de ellos.

El procedimiento de cálculo es el siguiente:

Se construye de ábacos las familias de curvas teóricas de Neuman plotando $W(u_A, u_B, \beta)$ versus $1/u_A$ y $1/u_B$ en papel semilogarítmico para todos los rangos de β . Las curvas quedan ordenadas como curvas A ($W(u_A, \beta)$ versus $1/u_A$) en la parte izquierda del gráfico y las curvas B ($W(u_B, \beta)$ versus $1/u_B$) en la parte derecha).

Se prepara un papel semilogarítmico con igual módulo que el anterior y en él se grafican los valores observados (tomados del ensayo de bombeo) de descenso s versus tiempo t para un pozo de observación localizado a una distancia r del pozo de bombeo.

Se realiza la superposición de la curva de datos con las curvas tipo A y se anotan los valores de β , de acuerdo a la curva seleccionada. También se toma un punto arbitrario y se anotan los valores de $s, t, 1/u_A$ y $W(u_A, \beta)$.

Se sustituyen los valores encontrados en las ecuaciones donde aparecen estos valores y se calcula entonces la Transmisividad (T) y el Coeficiente de Almacenamiento (S).

Se desplazan ahora los papeles paralelamente al eje de las abscisas (mismo valor de β) hasta superponer los puntos experimentales (tomados del ensayo de bombeo) con las curva tipo B. Se toma un punto arbitrario y se anotan los valores de $s, t, 1/u_B$ y $W(u_B, \beta)$.

Se sustituyen los valores encontrados en las ecuaciones donde aparecen estos valores y se calcula entonces la Transmisividad (T) y el Specific yield o porosidad eficaz (S_y).

Se debe comprobar que los valores de Transmisividad (T) encontrados para las curvas A y B deben ser muy similares (si esto no ocurre el método no está correctamente aplicado o bien el modelo teórico no es el adecuado al problema real).

Conociendo el espesor saturado inicial del acuífero y la transmisividad se calcula la conductividad hidráulica horizontal (K_h).

Sustituir el valor numérico de K_h, β, D y r en la ecuación correspondiente y se calcula K_v .

Recordar siempre chequear que la relación $S_y/S > 10$.

En la realidad la parte A de las curvas se obtiene pocas veces y es preciso conformarse con el análisis de las curvas tipo B, si el bombeo ha sido suficientemente largo; en caso contrario es casi imposible realizar una valoración aceptable.

Los valores de S_y o porosidad eficaz y de α , son sólo representativos para la parte del acuífero drenada y por lo tanto no representan valores medios de todo el espesor saturado. Si el acuífero es Semilibre, el valor α representa una propiedad del acuífero inferior.

El drenaje diferido se puede identificar en los gráficos $\log s$ versus $\log t$ por la evolución casi horizontal del segundo tramo, seguido de la nueva inclinación del tercer tramo. Un análisis superficial del problema (Custodio & Llamas, 1996) podría indicar la presencia de una barrera hidrogeológica, pero es relativamente fácil ver que el segundo tramo entrega valores de transmisividad demasiado altos en relación con el tercer tramo. Por otra parte, en ensayos de corta duración en relación con el valor de α , es posible que el tercer tramo no llegue a aparecer y entonces puede pensarse en un efecto de semiconfinamiento.

El efecto de drenaje diferido, analizado por tramos con un modelo de acuífero confinado o libre con drenaje instantáneo, aparece como un ensayo de coeficiente de almacenamiento creciente. La aparente variación del coeficiente de almacenamiento con el tiempo de bombeo puede determinarse trazando a diferentes tiempos los perfiles de descensos del nivel freático y calcular el volumen del cono de descensos. Sin embargo, los valores obtenidos dan el valor medio del coeficiente de almacenamiento durante todo el tiempo de bombeo, ya que se reparte el volumen medido en cierto momento entre el tiempo transcurrido hasta esa determinación. La estabilización real del coeficiente de almacenamiento puede haberse producido mucho antes que lo que se desprende de los cálculos indicados. El método más directo de medir las variaciones

aparentes del coeficiente de almacenamiento es determinando las variaciones en el perfil vertical del terreno en varios puntos.

Según Boulton (1954) el tercer tramo de la curva, o sea aquella que responde a la ley de Theis con un valor de coeficiente de almacenamiento igual a la porosidad eficaz, se inicia en:

$$t_e = 4,55 \frac{m_e \cdot H_0}{K}$$

Si se cumple que:

$$0,2 H_0 < r < 5 H_0$$

Dónde:

m_e = Porosidad eficaz

H_0 = Espesor saturado

K = Permeabilidad darciana

Para puntos de observación muy alejada, t_e es algo mayor de lo calculado; t_e es tanto menor cuanto menos potente sea el acuífero y cuanto mayor sea su permeabilidad.

Comúnmente, para valores de r pequeños apenas si aparece el primer tramo de la curva y el segundo, incluso, resulta con muy poca pendiente. Para valores de transmisividad altos sucede algo similar si se compara con el primer tramo de la curva, el segundo tramo parece reflejar una recarga o un incremento de transmisividad o efecto de penetración parcial. El tercer tramo, si se compara con el segundo parece reflejar una barrera impermeable o una disminución de la transmisividad. Si el acuífero es muy rígido (coeficiente de almacenamiento muy pequeño) el primer tramo casi no aparece. Si la porosidad eficaz es grande, aparece bien marcada una plataforma y si la porosidad eficaz es pequeña, la curva sólo sufre un pequeño cambio de curvatura.

3.4.8. Ensayos de Recuperación

Cuando se termina el bombeo, el nivel de agua en el pozo y en los piezómetros comienza a subir. La diferencia entre el nivel estático y el nivel de agua a un tiempo t luego de terminado el bombeo se denomina descenso residual. Los ensayos de recuperación permiten efectuar el cálculo de la transmisividad del acuífero teniendo un control independiente del valor de este parámetro calculado durante el bombeo con cualquiera de los métodos disponibles (sea en régimen de equilibrio o en régimen de no – equilibrio).

Los datos medidos durante la recuperación suelen ser más fieles que los medidos durante el bombeo, ya que la recuperación de los niveles piezométricos ocurre en forma constante, lo que generalmente es muy difícil conseguir durante el bombeo. Para tratar los datos de recuperación se trabaja con un gráfico semilogarítmico donde los descensos residuales se ubican en escala aritmética en las ordenadas y la relación tiempo total (tiempo de bombeo + tiempo de recuperación) / tiempo de recuperación, se grafica en abscisas en forma logarítmica. De esta forma se obtiene un gráfico donde la mayoría de los puntos quedan alineados sobre una recta, respondiendo a una configuración de curva que recuerda al método de Jacob, razón por la cual el método de análisis por recuperación también se conoce como Método de Recuperación de Jacob.

$$T = 0,1832 \frac{Q}{\Delta S_{10}}$$

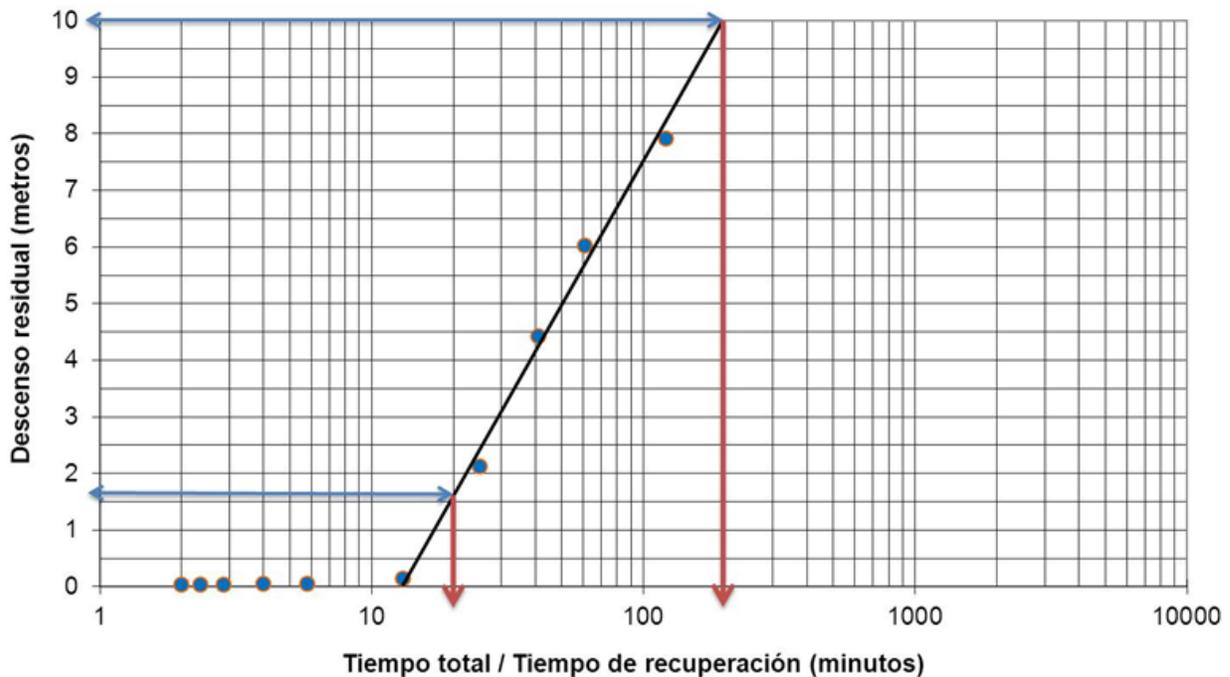


Gráfico 19: Representación semilogarítmica de Jacob para el cálculo de la transmisividad.

4. BIBLIOGRAFÍA

Aracil, E. 2002. La tomografía eléctrica como técnica versátil aplicable a la obra civil. En: IV Jornadas de Geotecnia. Vías de Comunicación. Burgos, 9-10 de Mayo de 2002. Servicio Publicaciones Escuela Politécnica Superior Universidad de Burgos.

Astier, J. L. 1975. Geofísica aplicada a la Hidrogeología. Editorial Paraninfo. Madrid.

Balke, K. D. 1994. Well Construction and Water Catchment. International Advanced Studies Course. Hydrogeology and Engineering of Tropical and Subtropical Regions. Institut fur Geologie und Palaontologie, Tübingen, Germany.

Balke, K. D. 1995. Hidrogeología de Regiones Tropicales y Subtropicales. Tomo I. International Advanced Studies Course. Hydrogeology and Engineering of Tropical and Subtropical Regions. Institut fur Geologie und Palaontologie, Tübingen, Germany. Cátedra de Hidrogeología. Universidad Nacional de Salta, Argentina.

Battayneh, A. T., Al-Biabat, A. A. 2002. Application of a two dimensional electrical tomography technique for Investigating landslides along the Amman-Dead Sea highway, Jordan". Environmental Geology, 5 March 2002.

Baudino, G.A. 1996. Hidrogeología del Valle de Lerma. Escuela del Doctorado en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Inédito.

Benítez, A. 1972. Captación de Aguas Subterráneas. Nuevos Métodos de Prospección y de Cálculo de Caudales. Editorial Dossat, SA. 2º Edición, revisada y aumentada. Madrid.

Bobachev, A. 2002. User's Guide of Ipi2win_MT (v. 2.0) Software. Department of Geophysics. Geological Faculty. Moscow State University y Geoscan-M.Ltd.

Boulton, N. S. 1954. The drawdown of the water – table under nonsteady conditions near a pumped well in unconfined formation. Proceedings of the Institution of Civil Engineers (part III), pp 564-579.

Calvetti Amboni, B. y A. Rapaccini. 1990. Introducción a la Prospección Geoeléctrica Aplicada en Geohidrología. Segundas Jornadas de Actualización en Hidrología Subterránea. Consejo Federal de Inversiones. La Plata.

Castany, G. 1975. Prospección y Exploración de las Aguas Subterráneas. Ediciones Omega, S.A. Barcelona.

Conhidro S.R.L., 2006. Diagnóstico Hidrogeológico Finca San Pedro de Yacochuya. Departamento Cafayate. Provincia de Salta. Inédito.

Conhidro S.R.L., 2006a. Estudio Hidrogeológico Para Abastecimiento de Agua Potable en la Región Oeste de la Provincia de Formosa. Vaca Perdida. Departamento Bermejo. Provincia de Formosa. Inédito.

Conhidro S.R.L., 2008. Estudio de Prefactibilidad Para la Inyección Profunda de Efluentes Salinos en el Yacimiento Caimancito. Caimancito, Departamento Ledesma. Provincia de Jujuy. Inédito.

Conhidro S.R.L., 2008a. Evaluación Geofísica por el Método de Tomografía Eléctrica. Yacimiento Caimancito. Provincia de Jujuy. Inédito.

Conhidro S.R.L., 2010. Estudios Hidrogeológicos Para Abastecimiento de Agua Potable y la Producción, en Localidades de la Provincia de Formosa. Departamento Patiño – Zona Norte. Sector Este. Inédito.

Conhidro S.R.L., 2012. Base de datos de Dirección Técnica de Pozos en las provincias de Salta, Jujuy, Catamarca, La Rioja, Córdoba, San Luis, Chaco y Formosa. Inédito.

Cooper H. H and C. E. Jacob. 1946. A Generalized Graphical Method for Evaluation Formation Constants and Summarizing Well Field History. Transactions, American Geophysical Union, 27: 526-34.

Custodio, E y M.R Llamas. 1996. Hidrología Subterránea. Tomos I y II. Segunda Edición Corregida. Editorial Omega. España.

Dahlin, T., Loke, M. H. 1998. Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. Journal of Applied Geophysics, 38. 237-249 pp.

Davis, S y R. De Wiest. 1971. Hidrogeología. Ediciones Ariel. Barcelona, España.

Driscoll, F.G. 1986. Groundwater and Wells. Johnson, 1089 pp.

Egbert, G. and Booker, J., 1987. Robust estimation of geomagnetic transfer functions, Geophys. J. R. Astron. Soc. 87, 173-194.

Fetter, C.W. 1988. Applied Hydrogeology. Second Edition. Macmillan.

Freeze, R.A. y J.A. Cherry (1979). Groundwater. Prentice Hall. 604 pp

Flint, R. C., Jackson, P.D., McCann, D. M. 1999. Geophysical imaging inside masonry structures. NDT&E International, 32. 469-479 pp.

Fuertes A., 1979. Guías teóricas de Hidrogeología, primera parte. Universidad Nacional de Salta, Facultad de Ciencias Naturales.

Fuertes, A.; R.F. García; F. Moya Ruiz; G. Baudino; O. Rionda y G. López Vázquez, 1.990. Caracterización Hidrogeológica del Noroeste Argentino, Provincias de Salta y Jujuy. Informe Final Proyecto CUHINOA. Universidad Nacional de Salta, Consejo de Investigación. Inédito. Salta.

García, R.F. 1990. Guías de Trabajos Prácticos de la Cátedra de Hidrogeología. Escuela de Geología. Facultad de Ciencias Naturales. Inédito.

García, R. F., 1998. Hidrogeología del Chaco Boreal Salteño. Tesis Doctoral. Escuela del Doctorado en Ciencias Geológicas. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta. Inédito.

-
- García, R. F. 2003. Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua. Tema 10. Cátedra de Geofísica. Escuela de Geología. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.
- García, R.F. 2004. Estudio Hidrogeológico en la zona de Corralito – Las Conchas. Departamento Cafayate. Provincia de Salta. Secretaría de Obras Públicas. Gobierno de la Provincia de Salta. Inédito.
- García, R; Rocha V; Moya Ruiz F; Tálamo E; García Ortiz, M; Favetto, A, Pomposiello, C y J. Vargas Yegros. 2008. Hidrología Subterránea Profunda de la Provincia de Formosa. República Argentina. Modelo Geoeléctrico – Magneto Telúrico. IX Congreso AIHSUD. Quito. Ecuador.
- García, R. F.; Moya Ruiz, F.A; Rocha Fasola, M. V; Vargas Yegros, J. C. L; Gigli, M.M; García Ortiz, M.F y E. Tálamo. 2010. El Agua Subterránea en Formosa. El Programa Esmeralda. ISBN en trámite.
- Hantush, M.S and C.E Jacob. 1955. Non – steady radial flow in an infinite leaky aquifer. Trans Am. Geophysical Union, pp 95-100.
- Hantush, M.S. 1956. Analysis of data from pumping test in leaky aquifers. Trans Am. Geophysical Union, Vol 37, pp 702-714.
- Hantush, M.S. 1964. Hydraulics of Wells. In Advances in Hydroscience, Vol 1, ed. V.T. Chow. New York: Academic Press, pp 281-432.
- Issar, A and R Passchier. 1990. Hydrogeologica Prvinces. Groundwater Recharge. A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. International Association of Hydrogeologists. Hense GmbH & Co KP. Hannover.
- Jacob, C.E. 1947. Drawdown test to determine effective radius of artesian Wells. Transactions A.S.C.E., Vol 112, pp 1047-1070.
- Johnson, Screens. 1975. El Agua Subterránea y Los Pozos. Wheelabrator Clean Water Inc. St. Paul.
- Kruseman y De Ridder (1970). Analysis and Evaluation of Pumping Test Data. Bulletin 11. International Institute for Land Reclamation and Improvement. Wageningen. The Netherlands.
- Kliméntov, P.P y V.M. Kónonov. 1982. Metodología de las Investigaciones Hidrogeológicas. Editorial Mir. Moscú.
- Loke, M. H. 1994. The inversion of two-dimensional resistivity data”. Unpubl. PhD thesis, Un. Of Birmingham.
- Loke, M. H. 2000: Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to 2-D and 3-D surveys. University of Birmingham web site, downloads: www.bham.ac.uk/EarthSciences/people/staff/loke_m.html
- Neuman, S. P. 1972. Theory of Flow in Unconfined Aquifers Considering Delayed Response of the Water Table. Water Resources Research, 8: 1031 – 45.
-

- Orellana, E. 1982. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. 2ª ed. Madrid. Paraninfo. Vol.1.
- Parker, R. L. 1983. The magnetotelluric inverse problem, Review paper for 6th Induction Workshop, Aug 1982, Univ. Of Victoria, Victoria, B. C. Canadá. *Geophysical Surveys* 8, 5-25.
- Pérez Franco, D. 1994. El abatimiento de un pozo de extracción y sus elementos componentes. *Memorias XVI Congreso Latinoamericano de Hidráulica*. Santiago, Chile.
- Pérez Franco, D; J. de los Santos y C. Díaz Goano. 2000. *Manual Para La Interpretación de los Ensayos de Bombeo y Programas de Cálculo*. Instituto Politécnico José A. Echeverría. La Habana, Cuba. Programa Hidrológico Internacional. UNESCO.
- PIEB, 2000. *Programa de Interpretación de Ensayos de Bombeo. Manual del Usuario*. UNESCO.
- Pinto, V. y A. Casas. 1993. ModSEV. Programa para interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales. Grup de Prospecció Geofísica del Departament de Geoquímica, Petrología i Prospecció Geològica, Universitat de Barcelona.
- Pomposiello, M.C., Booker. J. and Favetto A. 2004. A discussion of bias in MT response, *Geophysics*, en prensa.
- Pulido Carrillo, J. L. 1978. *Hidrogeología Práctica*. Editorial Urmo, SA. Bilbao. España.
- Ritz, M., Parisot, J. C., Diouf, S., Beauvais, A., Dione, F., Niang, M. Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa. *Journal of Applied Geophysics*, 41. 335-344 pp.
- Rorabaugh, M.I. 1953. Graphical and theoretical analysis of step drawdown tes of artesian well. *Proceedings A.S.C.E.* N° 362.
- Ruiz Huidobro, O.J. y M.V.J. Socic, 1.979. Aguas Subterráneas. En: J.C.M. TURNER (Coordinador) *Geología Regional Argentina. II Simposio, Academia Nacional de Ciencias, II: 1.641 – 1.691*. Córdoba.
- Smith, J.T., Booker, J. 1991. Rapid inversion of two - and three dimensional magnetotelluric data. *J. Geophys. Res.* 96, 3905–3922.
- Swift, C.M. 1967. A magnetotelluric investigation of electrical conductivity anomaly in the southwestern United States, 1967, PhD thesis, MIT, Cambridge, Massachusetts.
- Theis, C.V. 1935. The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using Groundwater storage. *Trans Am. Geophysical Union*, pp 519-534.
- Thiem, G. 1906. *Hydrologische Methoden*. Leipzig: Gebhardt. P 56.
- Tóth, J. 1970. A Conceptual Model of the Groundwater Regime and the Hydrogeologic Environment. *Journal of Hydrology* 10: 164 – 176.

Vilela, C. R. 1970. Hidrogeología. Universidad Nacional de Tucumán. Fundación e Instituto Miguel Lillo. Opera Lilloana XVIII (Op. Lill). Tucumán. República Argentina.

Vitulli, N. V. 2004. Perfilaje de Pozos. Principales Perfilajes de Pozos Abiertos y Pozos Entubados. Principios, Objetivos e Interpretación. Unidad 15. Cátedra de Geofísica. Escuela de Geología. Facultad de Ciencias Naturales. Universidad Nacional de Salta.

Walton W.C. 1970. Groundwater Resources Evaluation. Mc Graw – Hill, New York.